

Федеральное агентство научных организаций
 Российская Академия наук
 Отделение наук о Земле РАН
 Научный совет РАН по проблемам геохимии
 Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
 Межведомственный комитет по рудообразованию
 Межведомственный стратиграфический комитет
 Российский фонд фундаментальных исследований
 Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
 минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН)
 Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН)

Материалы
 VII Российской
 конференции
 по изотопной
 геохронологии

5-7 июня
 2018 г.

МОСКВА

Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород



$^{233}\text{U}^+$		L3
$^{234}\text{U}^+$		L2
$^{235}\text{U}^+$		L1
$^{236}\text{U}^+$		C
$^{236}\text{UH}^+$		H1
$^{238}\text{U}^+$		H2
$^{238}\text{UH}^+$		H3

MC-ICP-MS

Федеральное агентство научных организаций
Российская Академия наук
Отделение наук о Земле
Научный Совет РАН по проблемам геохимии
Научный Совет РАН по проблемам геологии докембрия
Межведомственный комитет по рудообразованию
Межведомственный стратиграфический комитет
Российский фонд фундаментальных исследований
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии (ИГЕМ) РАН
Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН

Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород

**Материалы
VII Российской
конференции
по изотопной
геохронологии**

5-7 июня 2018г.

Москва
ИГЕМ РАН
2018

УДК 550.93
ББК 26.301
М54

Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 5-7 июня 2018г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. - 399 с.

ISBN 978-5-88918-052-4

Тезисы докладов представлены в авторской
редакции

Конференция организована при финансовой
поддержке Федерального агентства научных
организаций и
Российского фонда фундаментальных
исследований (проект №18-05-20028)

На обложке: схема высокоточного изотопного анализа природного урана (измерение отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) с использованием двойного трасера ^{233}U - ^{236}U , трехстадийной ионообменной хроматографии и масс-спектрометра Neptune типа MC-ICP-MS (лаборатория изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН).

ISBN 978-5-88918-052-4

©ИГЕМ РАН, 2018

Организационный комитет

Председатель:

академик РАН И.В. Чернышев, Москва

Заместители председателя:

чл.-корр. РАН Ю.А. Костицын, Москва

д.г.-м.н., профессор А.Б. Котов, Санкт-Петербург

Ученый секретарь:

к.г.-м.н. Ю.О. Ларионова

Программная комиссия:

Н.С. Бортников, академик РАН, Москва

С.Л. Вотяков, академик РАН, Екатеринбург

И.М. Горохов, д.г.-м.н., профессор, Санкт-Петербург

С.И. Дриль, к.г.-м.н., Иркутск

Е.О. Дубинина, д.г.-м.н., профессор, Москва

А.В. Иванов, д.г.-м.н., Иркутск

Ю.А. Костицын, чл.-корр. РАН, Москва

А.Б. Котов, д.г.-м.н., профессор, Санкт-Петербург

А.Б. Кузнецов, чл.-корр. РАН, Санкт-Петербург

Б.Г. Покровский, д.г.-м.н., Москва

С.А. Сергеев, к.г.-м.н., Санкт-Петербург

И.Н. Толстихин, д.х.н., профессор, Апатиты

А.В. Травин, д.г.-м.н., профессор, Новосибирск

И.В. Чернышев, академик РАН, Москва

К.Н. Шатагин, к.г.-м.н., Москва - ответственный секретарь комиссии

В.В. Ярмолюк, академик РАН, Москва

Организационная комиссия:

Ю.О. Ларионова, к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, Москва

Г.В. Манджиева, ИГЕМ РАН, Москва

А.С. Садасюк, ИГЕМ РАН, Москва

А.В. Парфенов, ИГЕМ РАН, Москва

В.В. Прошкина, ИГЕМ РАН, Москва

Спонсоры Конференции:

ЗАО «МС-Аналитика»

ООО НКЦ «ЛАБТЕСТ»

ПАМЯТЬ



Академик **Николай Павлович Лаверов** (1930-2016 гг) - выдающийся ученый и государственный деятель, один из лидеров отечественной геологии. Н.П. Лаверов глубоко понял и оценил большие перспективы изотопных исследований для развития наук о Земле. К изучению урановых месторождений, которые были основным объектом его научных исследований, он широко привлекал методы изотопной геохимии и геохронологии. В своей научно-организационной работе в Мингео и особенно в Российской академии наук в качестве вице-президента Николай Павлович активно поддерживал изотопно-геологические исследования и методическое развитие лабораторий. Он сыграл ключевую роль в выделении значительных средств на переоснащение институтов РАН новыми масс-спектрометрами, которое, к сожалению, оборвалось в 2013

году. Н.П. Лаверов лично принимал участие в геохронологических сессиях, которые до 1991 года проводила АН ССР, и активно поддержал их возрождение в виде действующей с 2000-го года «Российской конференции по изотопной геохронологии».



Доктор геолого-минералогических наук **Елена Владимировна Бибикова** (1934-2016 гг) - известный исследователь, один из основателей отечественной геохронологии. Работая в ГЕОХИ РАН с 1957 года, Елена Владимировна одна из первых начала систематическое изучение возраста докембрийских пород на территории нашей страны. Она была пионером в применении U-Pb цирконового геохронометрии, автором многочисленных публикаций и докладов на крупнейших конференциях, одним из организаторов сессий по изотопной геохронологии, проводившихся АН ССР в 70-80е годы, и активно участвовала в организации и в работе «Российской конференции по изотопной геохронологии». Она обладала широкими знаниями, человеческим обаянием, пользовалась авторитетом и широкой известностью как в нашей стране,

так и за рубежом.



Член-корреспондент РАН **Виктор Андреевич Глебовицкий** (1935-2017 гг) - известный исследователь в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Под его руководством были разработаны новые методические подходы к геохронологическим и изотопно-геохимическим исследованиям полициклических комплексов раннего докембрия и получены изотопные данные, которые легли в основу новых представлений о геологическом развитии Балтийского и Алданского щитов. В.А. Глебовицкий всегда активно поддерживал исследования в области изотопной геологии. Как директор ИГГД РАН он во многом способствовал организации в этом Институте современных лабораторных комплексов, позволяющих выполнять изотопные исследования на мировом уровне, и всегда принимал активное участие в организации и проведении

сессий «Российской конференции по изотопной геохронологии».

Содержание

Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О., Сергеев С.А., Крымский Р.Ш., Сидоров В.А., Троицкий В.А. К возрасту золотой минерализации в орогенных месторождениях Яно-Колымской провинции (Re-Os, U-Th-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы).....	16
Алексеев Д.В., Табатчикова К.С., Новикова С.А., Травин А.В. Новый метрологический подход при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании и критерии достоверности	18
Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В. Изотопно-геохронометрические системы в сиенитах Северного Тимана.....	20
Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. Изотопные свидетельства о позднерифейском возрасте барминской серии Северного Тимана.....	22
Анисимова И.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий И.В., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Результаты U-Pb (ID-TIMS) и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян).....	25
Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С. О границе мезо- и неозархей в Водлозерском домене Карельской провинции	27
Артеменко Г.В. Результаты сравнительных геохронологических исследований Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита	30
Артеменко Г.В., Самборская И.А., Швайка И.А., Гоголев К.И., Довбуш Т.И. Возраст двуполевошлатовых гранитов Славгородского блока (Среднеприднепровский мегаблок УЩ)	33
Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Th-U-Pb датирование Климовского метасоматического комплекса Беломорского подвижного пояса	35
Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Калинин А.А. Состав, возраст, структурные и петрологические условия формирования реперных рудоносных объектов Кичанской зеленокаменной структуры (Тикшеозерский зеленокаменный пояс, Северная Карелия)	38
Ащепков И.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Возрасты слюд из ксенолитов и ксенокристов кимберлитов Сибирского кратона определенные $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом	40
Багирбекова О.Д., Мирзоева Д.Р., Джафарова Р.С. К вопросу о возрасте Кызылбулагского медно-золоторудного месторождения.....	42
Баданина И.Ю., Малич К.Н., Хиллер В.В., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Дэйл К., Пухтель И.С., Берминхам К.Р., Меркле Р.К.В. Генезис позднеархейских Ru-Os-Ir сплавов и сульфидов Витватерсранда (Южная Африка)	44

Балуев А.С., Терехов Е.Н., Колодяжный С.Ю., Лебедев В.А., Серов П.А. Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта: новые геохронологические данные	47
Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Субботин В.В., Кунакузин Е.Л., Стешенко Е.Н., Серов П.А., Нерадовский Ю.Н. Бадделеит в Cu-Ni и Pt-Pd рифах месторождений палеопротерозоя, образованных на океанической и континентальной коре (U-Pb и LA-ICP-MS исследования, Балтийский щит, Арктический регион).....	49
Баянова Т.Б., Кунакузин Е.Л., Стешенко Е.Н., Серов П.А., Борисенко Е.С., Туркина О.М., Ларионов А.Н. Дискретность (3.7 и 3.1 млрд лет) формирования континентальной коры (ТТГ и серых гнейсов) Фенноскандинавского щита по данным U-Pb и SHRIMP систематик	52
Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Антонов А.В., Лепехина Е.Н., Крымский Р.Ш., Бережная Н.Г., Середа Е.Е., Сергеев С.А. Новый изотопно-геохронологический стандарт «Ковдор» геохронометра бадделеит для локального U-Pb SIMS анализа: минералого-геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика.....	54
Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования гранитоидов Сорского Cu-Mo месторождения (Кузнецкий Алатау).....	56
Богомолов Е.С., Саватенков В.М., Кузьмин В.К., Копытченко Л.А., Левский Л.К. Первые результаты исследования системы ^{146}Sm - ^{142}Nd в древнейших породах Охотского массива.....	59
Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. Время образования и Sr-Nd изотопная систематика молодых основных вулканитов южной части Джавахетской вулканической области Малого Кавказа (Армения)	61
Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б. Фосфориты Харанурского месторождения Окино-Хубсугульского бассейна: U-Pb систематика и Pb-Pb возраст	63
Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Травин А.В., Юдин Д.С., Томсон С., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Степанова А.В., Боцон С.Б. Тектоно-термальная эволюция северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Кольский полуостров) за последние 1.9 млрд. лет в свете новых Ar/Ar данных и результатов трекового датирования апатита.....	66
Ветрин В.Р. Изотопно-геохимические критерии генетических типов циркона (на примере Кольской сверхглубокой скважины).....	69
Ветров Е.В., Жимулев Ф.И., Де Граве Й., Ван Ранст Г., Начтергали С. Низкотемпературная трековая термохронология позднепермско-раннетриасовых гранитоидов Колывань-Томской складчатой зоны	71
Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Летникова Е.Ф., Малов В.И., Михайлик П.Е., Асавин А.М. Геохимия и изотопный состав Sr и Nd железомарганцевых образований акватории Тихого океана: первые данные	74
Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Прошенкин А.И., Солошенко Н.Г., Аносова М.О., Максимова А.А. Нижнетунгусская (боровая) свита Туруханского поднятия: изотопная стратиграфия и U-Pb датирование детритовых цирконов.....	77

Волынец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Этапы активности вулканического массива Ахтанг (Срединный хребет Камчатки) в неоген-четвертичное время	80
Воронцов А.А., Дриль С.И. Девонская вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: источники вещества вулканитов по Sr-Nd-Pb изотопным данным	82
Восель Ю.С., Мельгунов М.С., Восель С.В., Макарова И.В. Геохимия четных изотопов урана в условиях диагенеза современных карбонатных отложениях малых озер (Байкальский регион)	85
Врублевский В.В. Изотопная эволюция субщелочного и щелочного магматизма западной части Центрально-Азиатского орогенического пояса в палеозое-мезозое	88
Ганнибал М.А., Толстихин И.Н. Перспективы развития метода реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах (на примере разреза СГ-3)	91
Голубев В.Н., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б. Проблема возраста палеозойских магматических образований Северо-Казахстанской урановорудной провинции	93
Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В. Изотопная хемотратиграфия и геохронология протерозойских осадочных пород Анабарского поднятия (Северная Сибирь)	96
Гудков А.В., Каменский И., Колобов В., Тараканов С., Толстихин И.Н. Места нахождения и подвижность изотопов гелия в минерале (на примере амфибола) ..	99
Гурьянов В.А., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Нигай Е.В. Полихронный возраст цирконов в позднемеловых андезибазальтах Нижнего Приамурья (Сихотэ-Алинь)	102
Гурьянов В.А., Нигай Е.В., Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н., Арапов В.Н., Амелин С.А. Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса	105
Докукина К.А., Хиллер В.В. Палеопротерозойская перекристаллизация неоархейского циркона из высокобарной лейкосомы, Беломорская эклогитовая провинция, Россия	108
Дриль С.И., Скузоватов С.Ю., Носкова Ю.В., Григорьев Д.А., Бельков Д.А. Позднепалеозойские гранитоиды Восточного Забайкалья: геохронология, геодинамическое положение и источники вещества по изотопным данным	110
Дружинина Ж.Ю., Якубович О.В., Округин А.В., Эрнст Р. Rt-He геохронология россыпных МПГ на Востоке Сибирской платформы	113
Дубинин А.В., Кузнецов А.Б., Римская-Корсакова М.Н., Сафин Т.Х. Изотопный состав Nd и Sr в эмали зубов из Fe-Mn конкреций Капской котловины (Атлантический океан): возраст, источники вещества и скорости роста конкреций	115
Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б., Овчинников Р.О. Первые результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса	118

Заика В.А., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Смирнова Ю.Н. Возраст и источники обломочных цирконов из юрских терригенных отложений Стрелкинской впадины (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона).....	120
Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Нечушкин Р.И. Геохронология перехода «поздний плейстоцен - позднеледниковье» в бассейне р. Северной Двины (на примере долины р. Вычегды)	122
Зинчук Н.Н. Изотопный состав углерода карбонатов из глубоких горизонтов кимберлитовых диатрем	125
Иванов А.В., Левицкий И.В., Левицкий В.И., Корфу Ф., Демонтерова Е.И., Резницкий Л.З., Павлова Л.А., Каменецкий В.С., Саватенков В.М. Необычные раннепротерозойские породы с шоссонитовыми характеристиками в Китойском блоке юго-запада Сибирского кратона: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований	128
Каулина Т.В., Лялина Л.М., Аведисян А.А., Ильченко В.Л. Проблемы датирования высокоурановых минералов (на примере Лицевского урановорудного района Кольского полуострова).....	130
Кирилюк В.П. Побужский гранулитовый комплекс Украинского щита: состав, изотопное датирование, возраст	133
Кирилюк В.П., Богданова М.И. Геохронометрические проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита	136
Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Зайцева М.В., Стрелецкая М.В., Карпова С.В. Изотопно-геохимическое (Sr, Pb) исследование разреза почвенно-растительного слоя в районе археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале	139
Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований.....	142
Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Структурные, геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные в основе решения проблемы фундамента Дзабханского «кратонного террейна» Центрально- Азиатского складчатого пояса	144
Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М. Ранние стадии формирования ювенильной континентальной коры герцинид юга Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция	147
Корочанцева Е.В.*, Лоренц К.А., Норр J., Буйкин А.И., Кононкова Н.Н., Кузьмина Т.Г. Northwest Africa 6486: новое свидетельство о катастрофическом событии на L- хондритовом родительском теле	150
Корочанцева Е.В.*, Лоренц К.А., Норр J., Буйкин А.И., Кононкова Н.Н., Кузьмина Т.Г., Корочанцев А.В. Термальная история метеорита Царев	153
Костицын Ю.А. Модельный возраст в различных изотопных системах	156

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Гагиева А.М. К геологической интерпретации результатов К-Аг датирования магматитов в областях многоэтапной эндогенной активности: новый методический прием	158
Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Кобл М.А., Стешенко Е.Н. Оценка времени формирования редкометалльных пегматитов зоны Колмозеро-Воронья на основе изотопно-геохронологического исследования циркона (SHRIMP RG) из турмалин-мусковитовых гранитов	161
Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Лебедев В.А. Мантийные и коровые породы в раннемеловом магматизме восточной части Гобийского Алтая (Южная Монголия): данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований вулканического района Хотгорын-Уул	164
Кузнецов А.Б., Гусев Е.В., Поляк Л.В., Талденкова Е.Е. Sr-изотопная хемостратиграфия позднекайнозойских осадков с ископаемой карбонатной фауной: реконструкция условий седиментации в Арктике	167
Кузнецова Л.Г., Дриль С.И. Sm-Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских коллизионных гранитоидов в поясах редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья	170
Кузьмин В.К., Лепехина Е.Н., Богомолов Е.С. Гадейские и эоархейские цирконы (3.95-3.6 млрд лет) из биотитовых гнейсов Верхнемайского поднятия (Охотский массив)	172
Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. О возрастной идентификации даек Фенноскандинавского щита	175
Куликова В.В., Куликов В.С. Проблемы цирконометрии раннедокембрийских комплексов ЮВ Фенноскандинавского щита	177
Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. Стаовой вулканоплутонический пояс (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст и тектоническое положение	180
Лебедев В.И., Говердовский В.А., Третьякова И.Г., Шабалин С.И. Возраст гидротермальных кобальтовых месторождений Алтае-Саян	183
Лебедева Н.М., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Тихомирова Я.С., Каргин А.В. Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из метасоматизированных мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция)	186
Левский Л.К. Формула радиоактивного распада: космогенические следствия; физический смысл	188
Леснов Ф.П. Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)	191
Леснов Ф.П. Изотопы гафния в полихронных цирконах из Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин)	193
Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П. U-Pb изотопный возраст полихронных цирконов из ультрамафитовых массивов юго-восточного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия)	196

Лобач-Жученко С.Б.

Этапы базит-ультрабазитового магматизма в раннем докембрии Сарматии 199

Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Юрченко А.В., Сергеев С.А.

Эоархейский возраст циркона из метабазальтов (мафических гранулитов) Побужья (Украинский щит) 201

Лыхин Д.А.

Геохимические особенности и изотопный состав Nd в рудах и гранитоидах Урминского гельвин-бертрандитового месторождения (Западное Забайкалье) 203

Лыхин Д.А., Воронцов А.А., Травин А.В.

Возраст и геологическое положение мусковит-флюорит-эвклаз-бериллового месторождения радуга (Западный Саян) 206

Малич К.Н., Служеникин С.Ф., Белоусова Е.А., Баданина И.Ю., Романов А.П.

Возраст и изотопно-геохимическая характеристика рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири: генетическое и прикладное значение 208

Малов А.И.

Реконструкция эволюции гидротермальной системы по ^{230}Th -U и ^{14}C - ^{13}C датированию травертинов и подземных вод 211

Малышев С.В., Пасенко А.М., Иванов А.В., Гладкочуб Д.П., Саватенков В.М., Меффра С., Аберштайнер А.

U-Pb возраст и палеомагнитные данные базитовых интрузий Уджинского палеорифта (север Сибирского кратона) 214

Манджиева Г.В., Садасюк А.С., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Чугаев А.В., Гареев Б.И.

Высокоточное измерение изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в горных породах методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой 216

Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С.

U-Pb LA-ICP-MS изотопная систематика детритных цирконов аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) 219

Мочалов А.Г., Якубович О.В.

Звягинцевит Pd_3Pb как новый ^{190}Pt - ^4He геохронометр 220

Муравьев М.В.

Особенности и новые возможности современных мультиколлекторных приборов 223

Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А.

Реконструкция термических историй гранитоидных батолитов на основе мультисистемного изотопного датирования и численного моделирования остывания и кристаллизации гранитоидных расплавов 224

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А., Житникова И.А.

Новая интерпретация геологического строения Хедозеро-Большозерской структуры на основании комплексного изучения геохимии и возраста пород неархейских супракrustальных комплексов 227

Никитина Л.П., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В.

Возраст и генезис эклогитов верхней мантии кратона Кассаи (Ангола): результаты изучения Nd-Sr-Os изотопной систематики 230

Никифоров А.В., Хертек А.К., Козловский А.М.

Sm-Nd изотопная система в породах и минералах Арысканского редкометального месторождения 232

Новикова С.А., Мурзинцев Н.Г.

Новый подход к оценке длительности термических преобразований осадочных пород в очагах природных угольных пожаров по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования детритовых полевых шпатов 235

Носова А.А., Савко К.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Пейдж Л., Травин А.В., Ларионов А.Н.

Раннекембрийский магматизм Восточно-Европейского кратона: геохронология, геохимия, геодинамический контекст 238

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.

Возраст и природа протолита гнейсов туловохчихинской свиты Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса 240

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.

Первые сведения о возрасте протолитов гнейсов Инимского блока Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса 242

Парфенов А.В.

Результаты изучения изотопного состава аргона в основной массе современных лав: обоснование выбора K-Ar геохронометра для датирования новейших вулканических образований 244

Парфенов А.В., Лебедев В.А.

Закономерности эволюции магматических расплавов Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) на основе результатов изотопно-геохимического (Sr-Nd-Pb) изучения новейших лав 246

Певзнер М.М., Волинец А.О., Куцева Ю.В., Толстых М.Л., Бабанский А.Д.

Миоцен-плиоценовый вулканизм юго-восточного фланга Срединного хребта Камчатки (массив г. Загадка): возраст и некоторые особенности состава пород 249

Певзнер М.М., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Нечушкин Р.И., Каримов Т.Д.

Первые результаты перекрестного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных торфов в опорных разрезах рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Центральной Камчатки 251

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.

Фрагменты докембрийских офиолитов в структуре уралид Среднего и Северного Урала: изотопно-геохронологические ограничения 254

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В.

Два этапа коллизионного метаморфизма на Среднем Урале: Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопные ограничения 257

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Зайцев А.В., Дронов А.В., Петров О.Л.

C- и Sr- изотопная стратиграфия ордовикских отложений Сибирской платформы 259

Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Травин А.В.

Этап скольжения литосферных плит на Восточной Чукотке: данные прецизионной изотопной периодизации 262

Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г.

Геохронология и изотопия (Sr, Nd, O) щелочных пород Алданского щита: новые данные 265

Притчин М.Е., Ронкин Ю.Л., Сорока Е.И., Бушарина С.В.

U-Pb изотопная систематика циркона из риолита (SHRIMP-II) и андезита (LA ICP-MS) Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) 268

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст заключительного этапа ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала	270
Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Борняков С.А., Чувашова И.С. Деформационные отклики $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах профиля Иркутск-Байкал: результаты 5-летнего мониторинга подготовки вероятного катастрофического землетрясения	273
Ризванова Н.Г. Касситерит как U-Pb геохронометр для датирования рудных месторождений	276
Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А. Об изотопно-геохимических и геохронологических особенностях бадделейтов массива Ковдор	279
Ронкин Ю.Л., Беляева Г.Л., Гердес А. U-Pb LA ICP-MS систематика циркона из керна песчаника параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади, интервал глубин 2226.5 - 2239.1 м	281
Ронкин Ю.Л., Карасева Т.В., Маслов А.В. ^{147}Sm - ^{143}Nd систематика пород представляющих интервал 6925.2 - 8250 метров Ен-Яхинской сверхглубокой скважины	283
Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Гердес А. U-Pb систематика высоко уран-ториевого циркона нефелиновых сиенитов ассоциирующих с гранитами рапакиви	286
Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В., Захаров А.В., Пономарёв В.С. Первые данные по Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd систематике метаморфитов Мурзинско-Адуйского блока (восточный сектор Среднего Урала)	289
Ронкин Ю.Л., Шатагин К.Н., Беляева Г.Л., Гердес А. Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb систематика керна гранодиорита параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади из интервала глубин 2239.1 - 2250 м	292
Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. U-Pb изотопное датирование ксеногенного циркона из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части озерной зоны западной Монголии	294
Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Андреев А.А., Лепехина Е.Н., Лебедева Ю.М., Федосеенко А.М. Главные этапы тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные	297
Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Андреев А.А., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М. Гнейсо-граниты "мамско-оронского" комплекса в Северном Прибайкалье: геологическая позиция и возраст (U-Pb по циркону, TIMS)	300
Саватенков В.М., Малышев С.В., Иванов А.В., Васильева И.М., Шпакович Л.В. Возможности методики ступенчатого выщелачивания для изучения первичных изотопных характеристик Pb в базальтах Уджинских даек	302
Савко К.А., Самсонов А.В., Холина Н.В., Зайцева М.В., Ларионов А.Н. Изотопная геохронология (U-Pb) и геохимия (Nd, Hf) неогархейских риолитов и гранитов Курского блока, Восточная Сарматия: петрологические реконструкции для внутриплитных кислых магм	304

Садасюк А.С., Шатагин К.Н. Вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хвойных деревьях разного возраста	307
Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Котов А.Б., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Стифеева М.В. Применение высокотемпературного отжига для U-Pb геохронологических исследований цирконов из щелочных пород	309
Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Шахмурадян А.Р., Гриценко Ю.Д. U-Pb изотопная систематика кальциевых гранатов как источник геохронологической информации	311
Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Степанова А.В., Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопные системы в минералах палеопротерозойского долеритового силла Мурманской провинции как основа для ключевого палеомагнитного полюса ~1.86 млрд. лет	313
Семенова Д.В., Владимиров В.Г. Проблемы ЛА-ИСП-МС датирования нижнекоровых коллизионных гранитоидов (на примере Матутского гранитоидного массива, Западный Сангилен)	316
Серов П.А., Баянова Т.Б., Штешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Екимова Н.А. Дунит-гарцбургит-пироксенитовый массив Падос-Тундра: палеопротерозойский возраст пород ритмично-расслоенной серии по Sm-Nd данным	319
Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б. Rb-Pb возраст известняков и доломитов араошейской свиты Восточного Саяна	321
Скублов С.Г., Левашова Е.В., Ойцева Т.А., Дьячков Б.А., Шатова Н.В., Шатов В.В. Первые данные о возрасте и геохимии циркона из рибекитовых гранитов редкоземельного месторождения Верхнее Эспе, Казахстан	324
Скублов С.Г., Макеев А.Б., Красоткина А.О., Ризванова Н.Г., Койман Э., Томсен Т.Б., Серре С.Х. Новые данные о возрасте циркона, рутила и монацита из рудопроявления Ичетью, Средний Тиман	326
Скузоватов С.Ю., Будяк А.Е., Тарасова Ю.И., Ванг К.-Л., Горячев Н.А. О возрасте ондокской свиты Северного Прибайкалья и единой неопротерозой раннепалеозойской эволюции рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона	329
Слабунов А.И., Сингх В. U-Pb геохронология цирконов из полосчатых железистых кварцитов Бунделкхандского кратона (Индия): ограничения времени формирования	331
Смирнов В.Н., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Gerdas A., Серов П.А. Габбро-диорит-тоналитовая ассоциация Рефтинского массива (восточная окраина Среднего Урала): Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd и Lu-Hf, U-Pb изотопные ограничения	334
Смолькин В.Ф., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Детритовые цирконы из базальных терригенных толщ неоархейской и палеопротерозойских структур восточной части Фенноскандинавского щита	337

Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н. U-Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый «штрих-код» как основа палеоконтинентальных реконструкций	340
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Арзамасцев А.А., Шахмурадян А.Р., Гриценко Ю.В., Анисимова И.В. Кальциевые гранаты как источник геохронологической информации о возрасте щелочных комплексов крупных магматических провинций	343
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Владыкин Н.В., Горовой В.А. U-Pb возраст андрадита из щелочных пород Мурунского массива (Алданский щит).....	344
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Савко К.А., Толмачева Е.В. U-Pb геохронологические исследования андрадита из щелочных пироксенитов Дубравинского массива (Воронежский кристаллический массив)	345
Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Серов П.А., Лебедев В.А. О тектоно-магматической активности в южной краевой части Балтийского щита в раннем рифее	347
Тихомирова Я.С., Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М. Геохронология интрузивных пород дукусского комплекса (Западная Камчатка)	350
Толстихин И.Н. Процессы, материалы и временные шкалы поздней аккреции, - согласно данным о содержаниях летучих, литофильных и сидерофильных элементов в «наблюдаемых» резервуарах Земли	353
Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б. Термохронология гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса	356
Турисбеков А.Х., Рафиков Я.М., Нуртаев Б.С. Возраст рудовмещающих пород меднопорфирового месторождения Большой Кальмакыр (Алмалыкское рудное поле) по данным изотопных соотношений U-Pb и Lu-Hf в цирконах	358
Удoratина О.В., Капитанова В.А., Кобл М.А. Изотопные и геохронометрические системы в гранитоидах Николайшорского массива (Приполярный Урал): новые данные	360
Удoratина О.В., Кудряшов Н.М. Редкометалльные породы месторождения Усть-Мраморное (Полярный Урал): U-Pb ID TIMS данные	363
Цыбуляев С.В., Савко К.А. Геохимические особенности и геохронология палеопротерозойских андезитовых порфиров Курского блока Восточной Сарматии	366
Чашин С.А., Попов В.К., Чашин А.А. Геохронология раннеюрского вулканизма Тальминской вулканоструктуры, Юго-Западное Приморье	368
Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Бортников Н.С., Травин А.В., Аристов В.В., Кшановский В.С., Аникина Е.Ю., Гольцман Ю.В. Позднедевонская эпоха золоторудной металлогении в Восточном Саяне: результаты Rb-Sr и ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar датирования орогенного месторождения Зун-Холбинское	371

Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Федосеенко А.М. Неопротерозойский возраст гранитоидов Кедровского массива (Байкало-Муйский пояс): новые U-Pb геохронологические данные.....	374
Чугаев А.В., Чернышев И.В., Будяк А.Е., Манджиева Г.В., Садасюк А.С., Гареев Б.И. Вариации изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в неопротерозойских метасадочных породах (на примере Байкало-Патомского бассейна).....	376
Шабыкова В.В., Аносова М.О., Силантьев С.А., Костицын Ю.А. Возраст plutонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников	379
Шагалов Е.С., Зайцева М.В., Холоднов В.В. U-Pb возраст и Lu-Hf систематика цирконов Уйского гранитного массива (Южный Урал).....	381
Шуйский А.С., Удоратина О.В., Кобл М.А. Гранитоиды центральной части Гердизского массива (Полярный Урал): U-Pb (SIMS) данные.....	383
Юдин Д.С., Алифирова Т.А., Мурзинцев Н.Г., Специус З.В., Агашев А.М., Похиленко Л.Н., Травин А.В., Михеев Е.И. Изотопная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ систематика флогопитов из кимберлитов Якутии в связи с проблемой тектоно-магматической эволюции Сибирского кратона.....	386
Якубович О.В., Викентьев И.В., Гороховский Б.М., Котов А.Б. Перспективы U-Th-He датирования сульфидов.....	389
Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Киризова Т.И. Длительность формирования и изотопные (Nd, Pb) характеристики гигантских батолитов Центральной Азии (по данным геохронологических и изотопно-геохимических исследований Хангайского батолита)	392
Ронкин Ю.Л., Гердес А. К проблеме датирования методами изотопной геологии пород и минералов Кочкарского рудного поля.....	395
Соболев И.Д., Викентьев И.В., Соболева А.А., Травин А.В. Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст плагиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал)	398

К возрасту золотой минерализации в орогенных месторождениях Яно-Колымской провинции (Re-Os, U-Th-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы)

Акинин В.В.¹, Альшевский А.В.¹, Ползуненков Г.О.¹, Сергеев С.А.²,
Крымский Р.Ш.², Сидоров В.А.³, Троицкий В.А.³

¹СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан; ²ВСЕГЕИ, г. С-Петербург; ³ООО "Павлик", г. Магадан

Яно-Колымская золотоносная провинция (ЯКЗП) на северо-востоке России концентрирует гигантские по запасам крупнотоннажные орогенные рудные и россыпные месторождения золота. Формирование таких типов месторождений напрямую связывают с магматогенно-тектонической эволюцией орогенов, так как проявления ассоциируют в пространстве и времени именно с аккреционно-коллизийными процессами при ороении [Groves et al., 1998]. Возраст прожилково-штокверковой, золото-сульфидно-вкрапленной минерализации в месторождениях ЯКЗП, локализованных в Аян-Юряхском антиклинории (АЮЯ) и Иньяли-Дебинском синклинории (ИДС), до сих пор надежно не установлен. Имеющиеся U-Pb датировки циркона из золотоносных даек ИДС, которые являются отчетливо дорудными, указывают на посткиммериджский возраст золото-кварцевой минерализации [Акинин и др., 2009; Шпикерман и др., 2016]. При этом верхний возрастной предел минерализации не моложе альба, что доказывается датировками циркона из пострудных гранитоидных плутонов и даек. Таким образом, возраст оруденения определялся в интервале от 150 до 100 млн. лет, не точнее. Прямые определения возраста серицита и микроклина из метасоматически преобразованных вмещающих пермских и юрских осадочных пород и редких жил в провинции $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом также показали относительно широкий возрастной интервал от 141 до 126 млн лет [Ньюберри и др., 2000; Ворошин, 2005], с которым, по нашим данным, не связано никаких существенных магматических событий. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, однако, основаны на ограниченном количестве данных, не всегда привязаны надежно в геологическом смысле к Au минерализации, приводятся неполно в смысле надлежащих статистических параметров, что не позволяет оценить их валидность.

Мы приступили к систематическому изотопно-геохронологическому исследованию магматизма и золото-кварцевой минерализации в Омчакском рудном узле АЮЯ, в котором сконцентрированы крупнейшие месторождения провинции - Наталка, Павлик, Дегдекан. Новые U-Pb SIMS-датировки циркона из семи гранитных плутонов и

штоков, на которые минерализация не наложена, показали только сеноман-кампанские даты $98 - 83 \pm 1$ млн. лет), отражая пострудную магматическую активизацию в центральной части АЮЯ. Дорудные золотоносные дайки лампрофиров и риолит-порфиров на месторождении Наталка имеют титонский возраст ($146-148 \pm 2$ млн. лет), такой же как ранее полученный нами для ИДС. Re-Os изотопное исследование арсенопирита, главного сульфидного минерала золотоносных руд месторождения Павлик, показало очень низкие концентрации Re = $2.1 - 4.7$ ppb и Os = $0.07 - 0.21$ ppb, при отношениях $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ от 73 до $256 \pm 0.09-0.6\%$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ от 0.51 до $1.12 \pm 0.2-0.56\%$ (ТИМС). В парагенетичном самородном золоте Re-Os изотопные отношения оказались выше, что позволило предварительно оценить намечающиеся изохронные зависимости в четырех фракциях арсенопирита и двух - золота. На данном этапе исследований, судя по высокому СКВО, регрессия всех шести точек отвечает эрохроне. Две изохронные зависимости намечаются, по трем точкам в каждой, однако существенная разница рассчитанных модельных возрастов не позволяет предметно обсуждать сейчас эти данные. Дополнительные измерения Re-Os изотопных отношений в двух фракциях пирита показали существенные отличия с данными по арсенопириту и золоту, что вполне укладывается в предполагаемую метаморфогенную (дорудную) природу пирита. При планировании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований выявилась главная проблема изотопно-геохронологического изучения этого типа орогенных месторождений в ЯКЗП. Жильные гидротермальные минералы представлены повсеместно кварцем и карбонатом. Синрудные редкие мелкие серицитовые выделения в кварцевых прожилках в сростании с сульфидами и самородным золотом обнаружены в единичных образцах и в очень малом объеме ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование на стадии экспериментальной отработки).

Литература

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др., U-Pb SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2009. т. 426. № 2. С. 216-221.
- Ворошин С.В. Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и оценка его продуктивности методами ГИС. дисс. д.г.-м.н. СВКНИИ ДВО РАН: Магадан. 2005. 323 с.
- Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганс П.Б. и др., Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. т. 1. С. 181-20.
- Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-55 - Сусуман. Об. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. № 13. p. 7-27.

Новый метрологический подход при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании и критерии достоверности

Алексеев Д.В.¹, Табатчикова К.С.², Новикова С.А.¹, Травин А.В.^{1,3}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²НГТУ, Новосибирск; ³НГУ, Новосибирск

При $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании одной из основных характеристик образца является его возрастной спектр. Истинный возрастной спектр - это идеализированный возрастной спектр, полученный по бесконечно большому количеству ступеней при абсолютной точности измерений. Поскольку количество ступеней выделения аргона из образца всегда ограничено, на практике имеют место искажения возрастного спектра, обусловленные усреднением изотопного состава аргона при измерениях. Данные искажения во многих случаях существенны. Подавление указанных искажений за счёт увеличения числа ступеней дегазации, чаще всего затруднительно по ряду технических причин. Также следует отметить, что если возрастное плато определяется по трём ступеням, то, из-за присутствия резко отклоняющихся ступеней, возможна утеря или возникновение ложного возрастного плато.

Ранее был предложен новый метод измерения возрастных спектров, обеспечивающий подавление искажений, обусловленных усреднением. Предложенный метод измерений позволяет добиться подавления влияния резко отклоняющихся ступеней на результаты измерений [1].

В рамках представленной работы создан новый алгоритм обработки экспериментальных данных. На основе данного алгоритма создана программа ArgonReconstructor 1.0 (рис. 1). На экспериментальных примерах продемонстрирована эффективность предложенного метода измерений, а также выполнена его достаточно подробная экспериментальная проверка. В качестве примера на рисунке 2 представлен возрастной спектр мусковита (образец предоставлен Бусловым М.М., измерения выполнялись в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН). Непрерывной кривой обозначен возрастной спектр, полученный с помощью предложенного метода измерений. Ступенчатая функция представляет собой возрастной спектр того же образца, полученный классическим методом по достаточно большому количеству ступеней, принятый за эталон. Представленные возрастные спектры хорошо согласуются.

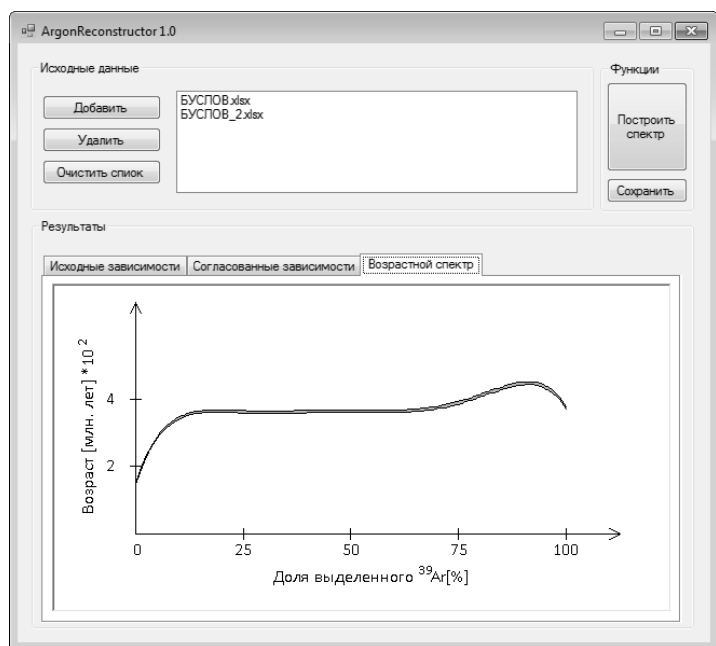


Рис. 1. Программа ArgonReconstructor 1.0

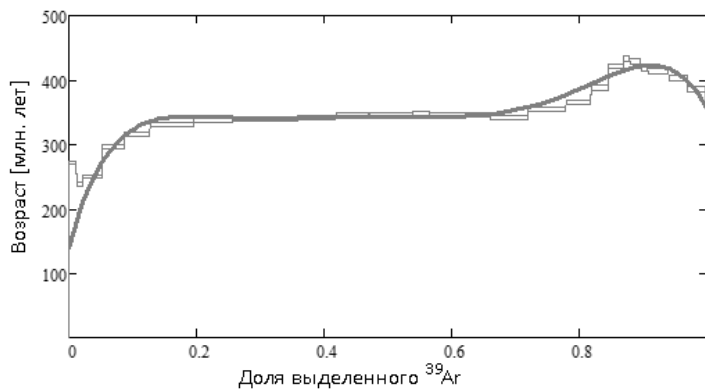


Рис. 2. Возрастной спектр мусковита

Переход от ступенчатого возрастного спектра к непрерывному, приводит к необходимости переформулировать понятие возрастное плато. На непрерывном возрастном спектре возрастное плато можно определить как участок возрастного спектра, на котором значение возраста, в пределах погрешности, остаётся постоянным, при этом данный участок должен содержать не менее 5 экспериментальных

точек, расположенных на расстоянии не меньше погрешности по доле выделенного ^{39}Ar .

Рассмотренный метод измерений запатентован [2]. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 16-35-00482 мол_а, 18-35-00484 мол_а.

Литература

1. Алексеев Д.В., Травин А.В. Измерение и аппроксимация возрастных спектров горных пород и минералов при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании // Геология и геофизика. Т. 58, №10. 2017 г.

2. Алексеев Д.В., Травин А.В. Способ измерения характеристики изотопной системы образца при поэтапном выделении анализируемого вещества (варианты). Патент РФ №2646461.

Изотопно-геохронометрические системы в сиенитах Северного Тимана

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В пределах Тиманской гряды, включающей в себя Тиман и п-ов Канин только в северо-западной части Северного Тимана наиболее полно представлены доступные непосредственному наблюдению интрузивные породы различного состава и возраста: габбро-долериты и долериты, граниты, сиениты, оливин-керсутитовые габбро, щелочные габброиды. Все они прорывают осадочно-метаморфические образования верхнерифейской барминской серии и перекрываются известняками нижнего силура.

Сиениты распространены в районе мыса Большой Румяничный и слагают сопки Крайний Камешек и Малый Камешек. Породы представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами. Жильные производные сиенитов: сиенит-аплиты, сиенит-пегматиты и щелочные граниты, имеют незначительное развитие и строго локализованы в пределах выходов материнских пород. Метасоматические образования в пределах массива Малый Камешек представлены альбититами.

Магматические породы Северного Тимана постоянно привлекали внимание геологов. В своих исследованиях они затрагивали вопросы, касающиеся возраста магматических пород, в том числе и сиенитов, основываясь на незначительном количестве K-Ar изотопных датировок [1-3]. В конце прошлого столетия сиениты были охарактеризованы Rb-Sr возрастными данными, свидетельствующими об их формировании в эдиакарии [4]. Изохронный возраст сиенитов массива Большого

Румяничного составил 590 ± 5 млн лет, а массива Крайний Камешек - 603 ± 13 млн лет.

Практически в это же время был получен Pb-Pb (Pb-evaporation) возраст по единичным зернам циркона из сиенитов массива Крайний Камешек, равный 613 ± 2 млн лет [5]. Он согласуется с Rb-Sr возрастом, но при Pb-Pb датировании отсутствует контроль конкордантности, и поэтому необходим U-Pb анализ цирконов. Кроме того, из-за низких содержаний радиогенного ^{207}Pb в относительно молодых (<1 млрд лет) цирконах потенциально более надежны $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, позволяющие оценить степень конкордантности. По этой причине для установления возраста северотиманских сиенитов было проведено U-Pb датирование цирконов методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS).

Первые результаты были получены по цирконам из сиенитов массива Большого Румяничного в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II [6], дополненные в последнее время изотопными данными по цирконам из сиенитов массивов Крайний Камешек и Малый Камешек, установленными на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США. Конкордантный возраст цирконов из сиенитов массива Большой Румяничный составляет 613 ± 7 млн лет, массива Крайний Камешек - 602 ± 5 млн лет, массива Малый Камешек - 599 ± 16 млн лет. При изучении цирконов из рудных альбититов Малого Камешка обнаружено, что возраст темных центральных частей зерен составляет 614 ± 14 млн лет, тогда как светлые краевые части показывают возраст 552 ± 23 млн лет, вероятно соответствующий времени проявления метасоматических изменений сиенитов.

Таким образом, Pb-Pb и U-Pb изотопно-геохронометрические данные по цирконам из сиенитов Северного Тимана свидетельствуют о том, что образование пород происходило в эдиакарии в возрастном интервале 614-599 млн лет. В это же время происходило формирование других щелочных пород, расположенных в районе мыса Большого Румяничного. U-Pb (SIMS) возраст цирконов из оливин-керсутитовых габбро составляет 614 ± 2 млн лет [6], а из жильных гранитов - 614 ± 11 млн лет [7]. Практически такой же возраст (613 ± 6 млн лет) имеют субщелочные граниты массива Большой Камешек [7].

Проявления щелочного магматизма могли быть связаны с завершающими этапами распада Родинии. Отделение Балтики от Лаврентии и раскрытие океана Япетус в интервале 630-550 млн лет [8, 9] были вызваны подъемом мантийного плюма и сопровождалось плюмовым магматизмом, продукты которого отмечаются как в восточной части Лаврентии, так и на скандинавской стороне Балтики [10].

Работа выполнена по теме госзадания № ГР АААА-А17-117121270035-0 ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 3. С. 669-672.
2. Акимов Г.Н. Геохронология докембрия Тимана // Сов. геология. 1980. № 12. С. 71-85.
3. Фишман М.В., Андреичев В.Л., Естафьева А.Д. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток европейской части СССР, север Урала, Пай-Хой, Новая Земля). Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1981. 181 с. Деп. в ВИНТИ. № 531-82.
4. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.
5. Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2000. С. 26-28.
6. Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D.G., Pease V. Geol. Soc. London. Mem. 2004. № 30. P. 69-74.
7. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В., Кобл М.А., Миллер Э.Л. Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Северного Тимана // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 19-21.
8. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precam. Res. 2008. V.160. P. 179-210.
9. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29-45.
10. Pisarevsky S.A., Murphy J.B., Cawood P.A., Collins A.S. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems // West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region / Eds. Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Neves Brito B.B., de Wit M.J. Geol. Soc. London. Mem. 2008. № 294. P. 9-31.

Изотопные свидетельства о позднерифейском возрасте барминской серии Северного Тимана

Андреичев В.Л.¹, Соболева А.А.¹, Хубанов В.Б.², Соболев И.Д.^{3,4}

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ГИН СО РАН, Улан-Удэ; ³ГИН РАН, Москва; ⁴ИГЕМ РАН, Москва

В современной геологии Тимана и п-ова Канин наиболее проблемными остаются вопросы, связанные со стратиграфией и корреляцией верхнего докембрия. В немалой степени это обусловлено разобщенностью выходов структурно-вещественных комплексов, приуроченных к сводовым частям горстообразных поднятий,

расстояние между которыми достигает 200 км. Кроме того, породы слабо обнажены, не дают естественных протяженных разрезов, имеют близкий литологический состав и, как правило, лишены органических остатков и отчетливо выраженных маркирующих горизонтов. Сопоставление разрезов производилось преимущественно на основании литологических, реже геохимических данных и степени вторичных изменений пород, изменяющихся от позднего катагенеза до амфиболитовой фации, что в итоге приводило к значительным разногласиям при стратиграфическом расчленении и корреляции верхнего докембрия Тимана и п-ова Канин.

В равной степени это относится к Северному Тиману, где верхнедокембрийские терригенные породы объединяются в барминскую серию, в составе которой преобладают сланцы и апопсаммитовые кварциты. По участкам распространения пород серия подразделяется на три свиты (снизу вверх): румяничную (до 700 м), малочернорецкую (до 2000 м) и ямбозерскую (до 2000 м). Границы между свитами точно не установлены, общее падение пород крутое северо-восточное, нижняя граница серии не вскрыта эрозией. Отложения серии, изначально представленные преимущественно пелитами, алевритами и тонкозернистыми песками, после литификации подвергались метаморфическим преобразованиям разного типа. Преимущественно это региональный метаморфизм мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации, доходящий местами до эпидот-амфиболитовой фации и контактовый метаморфизм, обусловленный внедрением интрузивных пород различного состава и возраста.

Разными исследователями барминская серия датировалась в диапазоне от раннего рифея до венда включительно. Результаты изотопного датирования интрузивных пород позволили исключить вендский возраст. Pb-Pb (Pb-evaporation) возраст единичных зерен циркона из сиенитов массива Крайний Камешек составил 613 ± 2 млн лет, а из гранитов массива Большой Камешек - 621 ± 4 млн лет [1]. Сопоставимые результаты были получены при U-Pb (SIMS) датировании цирконов из оливин-керсутитовых габбро в районе устья р. Румяничной (614 ± 2 млн лет) и из сиенитов массива мыса Большой Румяничный (613 ± 7 млн лет) [2]. Еще более убедительно о довендском возрасте барминской серии свидетельствуют U-Pb (SIMS) данные по циркону из гранитов массива Сопки Каменные, возраст которых составляет 727 ± 6 млн лет [3]. Приведенные данные позволяют датировать барминскую серию поздним рифеем, но не исключается и более древний возраст, поэтому для корректировки седиментационного возраста пород барминской серии необходимо привлечение современных данных.

Для этой цели в разное время нами было проведено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов из пород, характеризующих все три серии. Цирконы из песчаников малочернорецкой свиты исследовались в Аризонском Университете (г. Тусон, США) [4], ямбозерской свиты в Университете Калифорния (г. Санта-Круз, США) [5], а в последнее время проанализированы цирконы из алевропесчаников румяничной свиты в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ, Россия).

Полученные результаты сопоставимы по всем трем свитам. Основная часть датировок (более 95%) приходится на интервал 1-2 млрд лет, а минимальные возрасты приурочены к 1 млрд лет. Все это дает основание считать, что весь видимый разрез барминской серии (~5 км) был сформирован в позднем рифее за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же источников сноса, каковыми являлись в то время разрушавшиеся породные комплексы Восточно-Европейской платформы, разновозрастные комплексам, обнаженным сейчас в пределах Фенноскандинавского щита, а также комплексы, участвовавшие в строении Среднерусского орогена.

Изотопные данные по детритовым цирконам румяничной свиты, представляющей собой основание докембрийского разреза Северного Тимана, свидетельствуют о наиболее вероятном времени заложении Тиманской пассивной континентальной окраины в позднем рифее. Этот вывод подтверждается минимальным U-Pb цирконовым возрастом (1096 ± 44 млн лет) из кварцитопесчаников светлинской свиты четлаской серии, которыми начинается докембрийский разрез Среднего Тимана [6].

Работа выполнена по теме госзадания № ГР АААА-А17-117121270035-0 ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 18-5-5-46).

Литература

1. Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26-28.
2. Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D.G., Pease V. Geol. Soc. London. Mem. 2004. № 30. P. 69-74.
3. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В., Кобл М.А., Миллер Э.Л. Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Северного Тимана // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 19-21.
4. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана. ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 562-566.

5. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского фундамента Северного Тимана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 1. С. 10-20.

6. Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Обоснование возраста метапесчаников четласской серии - субстрата редкометалльно-редкоземельных месторождений Среднего Тимана: U-Pb датирование детритных цирконов // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 218-219.

Результаты U-Pb (ID-TIMS) и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян)

Анисимова И.В.¹, Ковач В.П.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Левицкий И.В.², Левицкий В.И.², Резницкий Л.З.³, Великославинский С.Д.¹, Бараш И.Г.³, Толмачева Е.В.¹, Гороховский Б.М.¹

¹ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; ²ИГ СО РАН, г. Иркутск, ³ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Гарганская глыба расположена в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива и является одним из немногочисленных выходов раннедокембрийского кристаллического фундамента микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Она сложена преимущественно тоналит-трондьемитовыми гнейсами, которые прорваны тоналитами сумсунурского комплекса с возрастом 785 ± 11 – 811 ± 7 млн. лет [Кузмичев, 2004; Ковач и др., 2012]. Полученные к настоящему времени оценки возраста [Kovach et al., 2004; Анисимова и др., 2009; Летникова и др., 2017] не позволяют достоверно оценить возраст наложенных метаморфических преобразований.

В связи с этим были выполнены дополнительные геохронологические исследования цирконов из биотит-амфиболовых тоналито-гнейсов Гарганской глыбы. Акцессорный циркон в этих породах представлен двумя морфологическими типами. К первому типу отнесены субидиоморфные короткопризматические прозрачные кристаллы циркона вишневого цвета с отчетливой тонкой магматической зональностью и наличием первичных расплавных включений. Кроме того, в цирконе наблюдаются тонкозональные оболочки, которые имеют высокую интенсивность люминесценции и

содержат расплавные и флюидные включения, «проникающие» по трещинам внутрь ядер.

Циркон второго морфологического типа представлен прозрачными субидiomорфными длиннопризматическими и игольчатыми зональными бесцветными или светло-розовыми кристаллами. Циркон этого типа отличаются повышенной интенсивностью люминесценции, его краевые части часто трещиноваты, обогащены флюидными и минеральными включениями. По-видимому, образование циркона второго типа, а также оболочек на цирконе первого типа связано с метаморфическими преобразованиями биотит-амфиболовых тоналитовых гнейсов.

Для того чтобы оценить возраст кристаллизации протолита тоналитовых гнейсов Гарганской глыбы и возраст метаморфических преобразований, были выполнены U-Pb геохронологические исследования цирконов методом ID-TIMS и U-Th-Pb исследования методом LA ICP MS.

Для ядер циркона первого типа методом ID-TIMS была получена оценка U-Pb возраста 2727 ± 6 млн. лет, которая соответствует возрасту кристаллизации протолита биотит-амфиболовых тоналито-гнейсов [Анисимова и др., 2009]. Особенности строения циркона второго типа не позволили получить достоверную оценку их возраста методом ID-TIMS.

Методом LA-ICP-MS были проанализированы ядра и оболочки 18 кристаллов циркона первого и второго морфологических типов. Для них была получена 21 оценка возраста с дискордантностью $< 5\%$. Ядра цирконов первого типа имеют возрасты по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в интервале 2697-2741 млн. лет (среднее – 2725 млн. лет, СКВО – 1.3, вероятность – 0.24), а оболочки – от 2706 до 2750 млн. лет (среднее – 2727 млн. лет, СКВО – 2.4, вероятность – 0.07). Значения возрастов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ цирконов второго типа находятся в интервале от 2641 - 2772 млн. лет. Конкордантные значения возраста ядер циркона первого типа и циркона второго типа составляют соответственно около 2723 и 2698 млн. лет.

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что процессы кристаллизации протолитов биотит-амфиболовых тоналитовых гнейсов Гарганской глыбы и их метаморфизма протекали в узком интервале времени – 2.73-2.68 млрд. лет.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 18-17-00229).

Литература

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: «Пробел», 2004. 191 с.

Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Скопинцев В.Г., Лыхин Д.А., Новые U-Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса Гарганской глыбы - к дискуссии о палеозойской органике в древних толщах Восточного Саяна // Геохронологические изотопные системы и методы их изучения, хронология геологических процессов (Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии). М.: «ИГЕМ РАН», 2012. С. 158-160.

Kovach V.P., Matukov D.L., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zirconage of the Gargan block tonalites - find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt. // 32th IGC - Florence. Session: "T31.01 - Tectonics of Precambrian mobile belts" Abstract. 2004.

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). СПб: «ИП Каталина», 2009. Т. 1. С. 34-35.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., академик РАН Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов. ДАН, 2017. Т. 474, № 5. С. 599-604.

О границе мезо- и неогархея в Водлозерском домене Карельской провинции

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С.

ИГГД РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Выявление последовательности и условий проявления эндогенных процессов на рубеже мезо- и неогархея одна из актуальных задач геологии раннего докембрия. Фактически для рубежа принято значение возраста 2800 млн лет. Для Карельской провинции Балтийского щита это граница среднего и верхнего лопия [Общая стратиграфическая шкала..., 2002]. Наиболее четко эта граница проявлена в Западно-Карельском домене в Костомукшской структуре как граница хаутаваарской и гимольской серий, где наблюдается смена вулканогенного стратиграфического разреза терригенным, и обе части разреза изотопно датированы.

В Водлозерском домене Карелии наиболее перспективным для обоснования границы между нео- и мезогархеем является район оз.Остер, в котором установлено наличие двух крупных этапов формирования магматических пород, разделенных образованием терригенных пород, включая полимиктовые конгломераты [Чекулаев и др. 2002]. В данном районе не устанавливаются породы фундамента, представленные в соседних структурах тоналит-трондьемитами. Ранний этап развития представлен вулканитами зеленокаменного

пояса и прорывающими их интрузивными трондьемитами, аналогичными трондьемитам фундамента в соседних структурах, и габбро-анортозитами. Все породы раннего этапа присутствуют в гальках конгломератов. Главной составляющей второго этапа является комплекс субвулканических андезито-дацитов, плагиопорфиров, интрузивных гранитов и даек поздних базитов, секущих конгломераты.

Для установления времени формирования терригенного комплекса, вероятно, представляющего начало неоархейских событий и процессов в Водлозерском домене, были исследованы цирконы и изотопный состав Sm и Nd в породах обоих комплексов.

U-Pb методом SIMS на приборе SHRIMP-II по единичным зернам были исследованы цирконы и изотопный состав Sm и Nd в андезитах нижнего комплекса и секущих их габбро-анортозитах, а также в трондьемитах из галек в конгломератах. Циркон в андезитах представлен удлинёнными зёрнами с четко выраженной лоскутной зональностью, которая возникает в процессе метаморфических и метасоматических изменений магматических цирконов. Эти цирконы, для которых получен возраст по дискордии 2861 ± 10 млн. лет, имеют пологий график распределения РЗЭ, сглаженные Ce и Eu аномалии, характерные для метаморфических цирконов. Андезиты нижнего комплекса характеризуются $t_{Nd(DM)} = 2.99-3.04$ млрд лет и положительным значением $\epsilon_{Nd} = 0.7-2.9$

Трондьемиты из гальки в конгломератах содержат преимущественно удлиненные зерна циркона без ядер, по морфологии и геохимическим особенностям сходные с цирконом из трондьемитов фундамента в районе Палой Ламбы. По 6 зернам, из которых 4 конкордантные, получен возраст 2917 ± 22 млн лет. Кроме собственных зерен, в трондьемитах присутствуют ксеногенные зерна циркона, по морфологии и геохимии сходные с цирконом древних базитовых даек в тоналитах фундамента, имеющим возраст 2975 ± 10 млн. лет. В трондьемитах присутствуют также единичные ксеногенные бочонковидные зерна циркона с возрастом 3118 ± 11 млн. лет, аналогичные циркону тоналитов фундамента [Арестова и др., 2015].

В габбро-анортозитах интрузии. прорывающих вулканиты нижнего комплекса, зерна циркон удлиненные и изометричные, без ядер, размер зерен 100-200 мкм. Конкордантный возраст циркона равен 2860 ± 9 млн. лет. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах габбро-анортозитов соответствуют таковым цирконов магматического генезиса. Этот возраст определяет нижнюю возрастную границу терригенного комплекса.

В толще конгломератов выделен прослой мелкозернистых терригенных пород (граувакк), в которых присутствуют слабоизменённые зерна циркона размером от 50 до 200 мкм. Эти

цирконы по морфологии более всего соответствуют цирконам неизменённых андезитов раннего этапа, т.е. может быть ксеногенным.

Для определения верхней возрастной границы формирования конгломератов исследованы цирконы субвулканических тел плагиопорфиров и даек андезито-дацитов позднего магматического комплекса и поздних базитовых даек, секущих конгломераты. Исследования цирконов из даек плагиопорфиров и андезито-дацитов показали, что в них преобладают цирконы двухфазного строения с темными переработанными ядрами и полосчатыми оболочками. По полосчатым зернам и оболочкам получен возраст по discordia 2907 ± 14 и 2896 ± 8 млн лет. [Арестова и др., 2015]. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах соответствуют таковым в цирконах магматического генезиса. По морфологии и полученному возрасту эти зерна более всего соответствуют цирконам трондьемитов с полностью переработанными ядрами и рассматриваются как ксеногенные. Темные переработанные ядра и отдельные темные в CL высокоурановые зёрна имеют одинаковый возраст 2664-2665 млн лет. Это показывает, что процессы кристаллизации высокоурановых зёрен и преобразования древних ядер происходили синхронно. Новообразованные зерна высокоуранового циркона по своим характеристикам, а также по отношению Pb^{207}/Pb^{206} близки цирконам посткладчатых микроклиновых гранитов. Кроме того, в пробах андезито-дацитов присутствуют единичные ксеногенные зерна циркона бочонковидной формы, сходные с цирконом тоналитов фундамента района Палой Ламбы, имеющих возраст 3135 ± 8 млрд. лет. Собственного циркона в дайках плагиопорфиров и андезито-дацитов не обнаружено. Большинство этих пород имеют древний источник с $t_{Nd(DM)} = 3.2 - 3.5$ млрд лет. и отрицательные значения $\epsilon_{Nd} = -0.4 - -5.2$.

Базитовые дайки прорывают терригенные породы и субвулканический комплекс средне-кислых пород, а сами секутся микроклиновыми пегматоидными гранитами. Циркон из дайки базита образует мелкие зерна размером $30-50 \times 100$ мкм. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе соответствуют таковым цирконов магматического генезиса. Возраст циркона дайки, полученный U-Pb методом на приборе SHRIMP-II по пяти зернам, из которых одно конкордантное, составляет 2724 ± 55 млн лет.

Таким образом, возраст пород верхнего вулкано-плутонического комплекса района оз. Остер и соответственно терригенного комплекса остается к настоящему времени неустановленным. Имеющиеся данные показывают, что эти комплексы были образованы в интервале времени между 2860 и 2724 млн. лет назад.

Литература

- Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 3-15
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. (Ф.П. Митрофанов и В.З. Негруца ред.) Апатиты. 2002. 13 с.
- Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова и др. Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138-167.

Результаты сравнительных геохронологических исследований Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита

Артеменко Г.В.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины, Киев, E-mail: regulgeo@gmail.com

Введение. Приазовский и Среднеприднепровский мегаблоки УЩ являются составными частями Курско-Приднепровского мезоархейского кратона. На “профиле” длиной около 300 км от Западно-Ингулецкой зоны Среднеприднепровского мегаблока до Павловской и Зеленогайской зеленокаменных структур (ЗС) Восточного Приазовья наблюдаются определенные отличия в составе осадочно-вулканогенных разрезов ЗС и гранитоидов. В ЗС Западноприазовского блока вулканизм бимодальный, в то время как в обрамляющих его с запада и востока - Среднеприднепровском мегаблоке и Восточноприазовском блоке - он полимодальный и включает андезиты. Преобладающая площадь Среднеприднепровского мегаблока и Западноприазовского блока сложена породами ТТГ. Отличительной особенностью Среднеприднепровского мегаблока является широкое распространение разнообразных по составу архейских калиево-натриевых гранитов, а на Западноприазовском блоке - они отсутствуют.

Возраст фундамента.

Западноприазовский блок. На Западноприазовском блоке выявлены останцы эо- и палеоархейских тоналитов - 3,67, 3,5 и 3,3 млрд лет [Щербак и др, 2006; Лобач-Жученко и др., 2010; Артеменко и др., 2014]. В мезоархейских метаосадках Сорокинской ЗС обнаружен кластогенный циркон возрастом от 3,3 до 3,8 Ga. Эти данные позволяют сделать вывод, что в Западноприазовском блоке сохранились породы древнейшей сиалической коры Земли.

Среднеприднепровский мегаблок. Гнейсово-амфиболитовый фундамент Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного блока

изучен слабо. В западном обрамлении Чертомлыкской ЗС установлены гнейсы и амфиболиты возрастом 3,2 и 3,18 млрд лет назад [Самсонов и др., 1993]. Кластогенный циркон такого же возраста обнаружен в метапесчаниках конкской серии в Чертомлыкской ЗС. В метатеригенных породах белозерской серии встречаются единичные зерна кластогенного возрастом 3,5 млрд лет, что не исключает присутствия и более древних пород в фундаменте.

Зеленокаменные структуры.

Среднеприднепровский мегаблок. В ЗС Среднеприднепровского мегаблока ранние андезиты и кислые вулканы приурочены к метабазит-андезитовой подсвите сурской свиты конкской серии [Бобров и др., 2002]. U-Pb изотопный возраст метаандезитов - 3095 ± 45 млн лет млрд лет [Щербак и др., 2006]. Более высокое стратиграфическое положение занимает чертомлыкская свита, сложенная метаморфизованными дацитами, андезитами и базальтами. U-Pb возраст метаандезитов Чертомлыкской ЗС 3136 ± 20 млн лет. Поздние кислые вулканы соленовской свиты конкской серии генетически связаны с ТТГ. U-Pb возраст кислых метавулканитов соленовской свиты - 3,1-3,03 млрд лет [Samsonov et. al, 1993; Щербак и др., 2006].

Приазовский мегаблок. На Западноприазовском блоке кислые метавулканиты известны только в Сорокинской ЗС. U-Pb изотопный возраст метариолитов Сорокинской ЗС - 3160 ± 130 млн лет. Андезиты и кислые метавулканиты Зеленогайской ЗС Восточного Приазовья не датированы. Вулканогенные породы этой структуры прорываются лейкократовыми гранитами возрастом 2480 ± 20 млн лет.

ТТГ и архейские калиево-натриевые гранитоиды.

Среднеприднепровский мегаблок. На Среднеприднепровском мегаблоке выделяются ТТГ ранней - 3,1 млрд лет, и поздней интрузивной фаз (3,06-2,97 млрд лет). ТТГ сменяется архейским калиево-натриевым гранитоидным магматизмом (2,97-2,6 млрд лет) [Щербак и др., 2006]. Среди них выделяются гранитоиды демурина (2,97-2,91 млрд лет), мокромосковского (2,83-2,7 млрд лет) и токовского комплексов (2,85 - 2,62 млрд лет). Граниты демурина комплекса близки по возрасту с поздними ТТГ.

Приазовский мегаблок. Преобладающая площадь Приазовского мегаблока сложена мезоархейскими ТТГ, возрастом 3,12-2,91 млрд лет. Наиболее древние плагиогранитоиды встречены на Обиточненском антиклинории. Их U-Pb изохронный возраст по циркону - $3,12 \pm 0,016$ млрд лет (SHRIMP). На р. Кайинкулак тоналиты имеют возраст - 2,91 млрд лет, в гранодиориты Осипенковского массива - 2,85 млрд лет. С завершающим этапом формирования архейских пород связаны интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава возрастом 2,92 млрд лет [Бибикова и др., 2008].

Выводы.

Древнейшим фундаментом раннедокембрийских комплексов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков являются породы долгоживущей нуклеарной структуры, сложенной тоналитами 3,67, 3,5 и 3,3 млрд лет. В начале мезоархея это ядро наращивалось тоналитами возрастом 3,2 млрд лет. Мезоархейские зеленокаменные структуры Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков сформировались в результате подъема мантийного плюма ~ 3,17 - 3,0 млрд лет тому назад. Границы литосферной неоднородности в составе фундамента проявлены различиями в составе ассоциаций вулканических пород в зеленокаменных структурах и различным составом разновозрастных гранитоидов. Ранний ТТГ магматизм - 3,1-3,0 млрд лет проявлен на обоих блоках синхронно. Поздние ТТГ (2,91-2,85 млрд лет) и внутриплитная интрузия обиточненского комплекса габбро-диорит-гранодиоритового состава - выделяются только на Западноприазовском блоке, а на Среднеприднепровском - им синхронны калиево-натриевые коровые граниты.

Литература

1. Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Швайка И.А. Позднепалеоархейские тоналитовые гнейсы Западноприазовского блока (Приазовский мегаблок УЩ) // Геол. журнал, 2014, №4. - С. 91 - 102.
2. Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В. и др. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология, 2008, том 16, №3. - С. 227 - 247.
3. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Малюк Б.І., Лисенко О.М. Тектонічна будова зеленокамі'яних структур Українського щита // Збірник наукових праць УкрДГПІ. - 2002. - № 1-2. - С. 46-67.
4. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.А., Артеменко Г.В. и др. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // Доклады РАН, 2010, т.433, №2. - С. 212 - 218.
5. Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. - 1993. - 1, № 1. - С. 29 - 49.
6. Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Захаров В.В. та інш. Час формування гранітоїдів Саксаганського комплексу // Мінеральні ресурси України, 2010, №1. - С.21 - 26.
7. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)". - Киев: Наук. думка, 2006. - 321 с.
8. Samsonov A.V., Zhuravlev D.Z., Bibikova E.V. Geochronology and petrogenesis of an Archaean acid volcano-plutonic suite of the Verchovtsevo greenstone belt, Ukrainian Shield. Inter. Geol. Review. - 1993. - Vol. 35. - P. 1166-1181.

Возраст двуполевошпатовых гранитов Славгородского блока (Среднеприднепровский мегаблок УЩ)

Артеменко Г.В., Самборская И.А., Швайка И.А., Гоголев К.И., Довбуш Т.И.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины, Киев, E-mail: regulgeo@gmail.com

Введение. Славгородский блок расположен в северо-восточной части Среднеприднепровского мегаблока. На востоке он граничит с Орехово-Павлоградской коллизионной структурой, а с запада и юга - Дерезоватской и Девладовской зонами разломов. Преобладающая площадь этого блока сложена плагиогранитоидами днепропетровского комплекса [Берзенин, 1974; Орса, 1988]. В Новоалександровской и Звонецкой куполовидных структурах выделяются полосовидные тела двупироксен-плагиоклазовых, двупироксен-амфибол-плагиоклазовых, биотит-роговообманковых кристаллосланцев, амфиболитов, магнетит-куммингтонитовых кварцитов славгородской толщи аульской серии а также маломощные тела эндербитов славгородского комплекса [Берзенин, 1974; Бобров и др., 2010; Орса, 1988]. Здесь же выделяются интрузии ультрабазитов и габброидов александровского комплекса архейского возраста. Значительное место среди гранитоидов Славгородского блока принадлежит двуполевошпатовым гранитам демуринского комплекса. К наиболее крупной интрузии гранитоидов этого комплекса относится Вишневецкий массив [Орса, 1988]. К настоящему времени продатированы все основные типы метаморфических пород и гранитоидов Славгородского блока. По району Новоалександровской купольной структуры имеются следующие геохронологические данные: U-Pb изохронный возраст циркона эндербитов - 3014 ± 7 млн лет (метод SHRIMP) [Бобров и др., 2010]; U-Pb изохронный возраст монацита из чарнокитизированных эндербитов - $2964,7 \pm 2,3$ млн лет (классический метод) [Бобров и др., 2010]; U-Pb возраст циркона гранодиоритов - 2972 ± 6 млн лет (классический метод) [Артеменко и др., 2004].

Постановка проблемы. Важным этапом в эволюции мезоархейских кратонов является смена тоналит-трондьемит-гранитоидного (ТТГ) магматизма на многообразный по составу гранитоидный магматизм, имеющий коровый генезис. На Среднеприднепровском кратоне этот этап проявлен внедрением интрузий гранитоидов демуринского, токовского и мокромосковского комплексов. Славгородский блок рассматривается многими исследователями как блок с палеоархейским фундаментом [Берзенин, 1974; Бобров и др., 2010] и,

поэтому, определение возраста коровых гранитов Вишневецкого массива представляет повышенный интерес, так как время кратонизации является важной характеристикой эволюции земной коры.

Результаты геохронологических исследований. Гранитоиды Вишневецкого массива представлены порфиробластическими двуполевошпатовыми гранитами, биотитовыми гранодиоритами и мигматитами, которые слагают изометричные или вытянутые, реже неправильной формы массивы размером 5-30 км, приуроченные к разломам [Берзенин, 1974; Бобров и др., 2010; Орса, 1988]. Среди порфировидных гранитов Вишневецкого массива выделяются две разновидности - обогащенные K_2O и содержащие его не более 2,5% [Орса, 1988]. Мы изучали первую разновидность гранитов.

Проба № 2058 была отобрана из обнажения возле железной дороги в южной части с. Старовишневецкое. По химическому составу (SiO_2 - 70,35%; Na_2O - 4,05%; K_2O - 3,60%) они соответствуют семейству гранитов калиево-натриевой серии, низкомagneзиальные ($mg\# = 0,35$), весьма высокоглиноземистые ($al' = 3,25$). В них умеренное содержание Rb (67,1 ppm) и высокое Sr (315 ppm), Ba (1266 ppm) и Th (16,8 ppm). Низкое содержание высокочargedных элементов - Y (5,0 ppm), Nb (2,7 ppm), Yb (0,39 ppm). Сильно обогащены легкими РЗЭ - $Ce_N/Sm_N = 86,2$, $Yb_N/Gd_N = 5,1$. Выделяется отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0,71$).

Изотопный возраст двуполевошпатовых гранитов Вишневецкого массива определялся по монациту. Для геохронологических исследований был выбран темный прозрачный и полупрозрачный монацит. U-Pb изотопный возраст монацита составляет - 2985 млн лет (таблица).

Таблица.

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из двуполевошпатовых гранитов Вишневецкого массива

Фракция монацита	Содержание, ppm		Изотопные отношения					Возраст, млн лет		
	U	Pb	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
Прозр.	225,1	7127	2670	4,4563	0,016526	0,58733	17,842	2979	2981	2983,1
-,-,-	258,7	7795	1973	4,4348	0,017408	0,58717	17,803	2978	2979	2979,9
-,-,-	233,3	6559	3500	4,5438	0,018962	0,59738	17,874	3019	2983	2958,6
Не прозр.	246,5	7259	3710	4,4739	0,018156	0,59982	18,249	3029	3003	2985,4

Примечание. Уран-свинцовые изотопные исследования выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины. г - радиогенный свинец.

Выводы. Установлено, что двуполевошпатовые граниты Вишневецкого массива Славгородского блока являются наиболее

древними коровыми гранитами в Среднеприднепровском мегаблоке. Их U-Pb возраст по монациту - 2985 млн лет. Они близки по возрасту с эндебритами славгородского комплекса (3014 ± 7) и гранодиоритами днепропетровского комплекса (2972 ± 6 млн лет) Славгородского блока, что указывает на их формирование в течение короткого интервала времени, вероятно, в результате подъема плюма около 3,0 млрд лет тому назад. Плагиигранитоиды образовались в результате частичного плавления базитового субстрата, а двуполевошпатовые граниты - в результате частичного плавления более древних гнейсов фундамента.

Литература

1. Артеменко Г.В., Татарина Е.А., Демедюк В.В., Швайка И.А. Возраст гранитоидов Славгородского блока (Среднеприднепровский мегаблок) // Доклады НАН Украины. - 2004. - № 8. - С. 118-123.
2. Берзенин Б.З. Петрогенезис, геологическое строение и особенности металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий // Геол. журн. - 1974. - Т. 34. - Вып. 1. - С. 107-111.
3. Бобров А.Б., Кирилук В.П., Гошовский С.В. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита - европейский эталон // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Львов: ЗУКЦ. - 2010. - 160 с.
4. Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. - Киев, Наук. думка, 1988. - 204 с.

Th-U-Pb датирование Климовского метасоматического комплекса Беломорского подвижного пояса

Астафьев Б.Ю.¹, Воинова О.А.²

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, astafiev.b.yu@mail.ru, ² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

В настоящее время установлено, что метасоматические породы широко распространены в Беломорском подвижном поясе (БПП) в Чупинской, Пулоньской, Картешской и Южно-Беломорской подзонах. Эти образования приурочены к локальным сдвиговым зонам складчато-разрывных деформаций и образуют линзовидные или жиллообразные тела со сложной внутренней зональностью. Метасоматиты весьма разнообразны по составу. В ряде тел присутствуют массивные сульфидные руды. Характерной особенностью метасоматитов, распространенных в БПП, является присутствие корунда во многих проявлениях (Перкуселья-I и II, Хетостров, Дядина Гора, Варацкое, Кий-остров и др.). Возраст всех проявлений метасоматитов определялся на вторично-ионном масс-

спектрометре SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом по цирконам. Результаты изучения распределения редкоземельных элементов показывают значимые отличия метасоматитов от вмещающих пород.

Наибольшее количество метасоматических тел расположено в Чупинской и Пулоньгской подзонах Беломорского пояса. Петротип климовского комплекса представлен метасоматитами рудопроявлений Климовское и Варацкое.

Рудопроявление Климовское расположено южнее пос. Чкаловский на территории Климовского пегматитового карьера (ныне затоплен). Выделяются сложнопостроенные зональные тела метасоматитов, в состав которых входят среднетемпературные основные (кианит-гранат-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, гранат-флогопитовые) и кислотные (кианит-кварцевые, гранат-биотит-кварцевые) фации, а также низкотемпературные хлорит-серпентиновые, эпидот-скаполитовые, карбонат-цеолитовые метасоматиты. В строении метасоматических тел принимают участие массивные сульфидные руды, преимущественно прирученные к низкотемпературным разновидностям в виде линз.

Возраст гранат-кварцевого метасоматита климовского проявления, определенный U-Pb методом по цирконам составляет 1897 ± 23 млн лет.

Проявление Варацкое расположено в 6 км южнее пос. Чупа, вблизи северного берега оз. Варацкое. В данном районе широко распространены кианит-гранат-биотитовые гнейсы лоухского подкомплекса беломорского комплекса. Условия метаморфизма достигали высокотемпературной части амфиболитовой фации повышенных давлений.

Метасоматическое тело линзовидной формы прослежено по простиранию на 150 м при ширине выходов до 40-50 м. Субширотная зона локализации метасоматитов прослежена по простиранию на 2 км. Центральная часть тела сложена порфиробластическими гранатовыми метасоматитами со специфической зональностью. Крупные ограненные порфиробласты граната, достигающие 20-30 см в поперечнике, обрамляются роговой обманкой с вростками железистой шпинели (плеонаст), далее - шпинель-жедритовой зоной, за которой следует оторочка магнезиального жедрита с врастаниями светлоокрашенного биотита и высокомагнезиального хлорита. Корунд приурочен к локальной V-образной зоне, в пределах которой преобладает ассоциация Crn (3-7% состава породы)+Pl (5-15%)+Hbl (70-90%), иногда с единичными зернами ставролита. Самыми поздними разновидностями метасоматитов являются гранат-плаггиоклазовые породы, обрамляющие по периферии железо-магнезиальные фации и отчасти их корродирующие. Конкордантный возраст гранат-кианит-роговообманковых и плаггиоклаз-роговообманковых метасоматитов, определенный методом SHRIMP-II по циркону составляет 1931 ± 54 млн

лет и 1878 ± 34 млн лет соответственно. Сходные по составу метасоматиты известны также на месторождении корунда Хетостров (1894 ± 17 млн лет) и на рудопроявлении Дядина Гора.

Расположенная восточнее Пулоньгской подзоны Картешская зона была изучена в районе мыса Песчаный (Кив-губа Белого моря). Здесь в амфиболитах были выделены тела гранатовых и амфиболовых метасоматитов, в которых широко проявлена наложенная вкрапленная, гнездово-вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная или массивная сульфидная минерализация («фальбанды»). Зоны сульфидизации прослеживаются на расстояние многих десятков и сотен метров. Их мощность варьирует от первых сантиметров до 2-3 метров с средним содержанием сульфидов 10-15%. Данные фальбанды наблюдаются в полосе длиной до 20 км при ширине в 3-15 м. Возраст пирротин-амфибол-плагиоклазовых метасоматитов, определенный методом SHRIMP-II по циркону составляет 1912 ± 28 млн лет.

В Южно-Беломорской подзоне БПП были изучены метасоматические образования в районе пос. Поньгома. В результате проведенных работ на северном побережье Поньгомской губы была выделена крупная тектоническая зона субширотного простириания. Она непосредственно прослежена по простирианию на 700 м при ширине 200-250 м, хорошо видна на космических снимках. В ее состав входят меланжированные породы Беломорского пояса, тектониты и тела гранатовых, кианит-гранатовых и амфиболовых метасоматитов. Возраст кианит-кварцевых метасоматитов, определенный методом SHRIMP-II по циркону составляет 1851 ± 13 млн лет.

Метасоматиты Кий-островского архипелага, расположенного в Онежской губе Белого слагают две системы крутопадающих кулисообразно расположенных тел, субсогласных с простирианием пород, мощностью до 2-15 м, по простирианию прослежены на 400-600 м. По составу метасоматиты преимущественно представлены гранат-роговообманковыми, плагиоклаз-пироксеновыми и гранат-плагиоклазовыми породами, значительно варьирующими по составу. Второстепенными минералами являются кианит (иногда линейно-зональный, с кальциевым амфиболом), биотит, розовый корунд, маргарит, титаномagnetит, реже ставролит, хлорит, клиноцоизит, магнетит. Особо в составе метасоматитов можно отметить декоративные ярко-зеленые клиноцоизитовые, гигантозернистые черные амфиболовые или пироксеновые, красные гранатовые, серовато-белые псевдоанортозитовые породы.

По результатам датирования на ионном микрозонде SHRIMP-II вмещающие гранатовые гнейсы (около 2850 Ma) и габброиды (2424 ± 7.5 Ma) значительно отличаются от более молодых (1933 ± 23 Ma) корундсодержащих кианит-гранат-клиноцоизит-роговообманковых

метасоматитов. По минеральному составу и возрасту исследованные породы коррелируются со значительно удаленными (на 400-450 км) проявлениями Северной Карелии и маркируют региональный этап преобразований Беломорского пояса при амфиболитовом метаморфизме повышенных давлений

ВЫВОДЫ

Согласно результатам проведенных исследований, метасоматические породы БПП объединяются в единый климовский метасоматический комплекс со средним возрастным интервалом 1905-1915 млн лет, образования которого прослеживаются на расстоянии около 550 км от Онежской губы Белого моря через Чупинский и Енский сегменты БПП до границы с Финляндией, что указывает на структурное единство данной территории во время регионального флюидного импульса при формировании метасоматитов раннесвекофеннского периода тектонической активизации.

Состав, возраст, структурные и петрологические условия формирования реперных рудоносных объектов Кичанской зеленокаменной структуры (Тикшеозерский зеленокаменный пояс, Северная Карелия)

Астафьев Б.Ю.¹, Воинова О.А.², Калинин А.А.³

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, astafiev.b.yu@mail.ru, ²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, ³ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Тикшеозерский зеленокаменный пояс расположен на юго-западе Мурманской области и в Северной Карелии, пояс прослеживается от пос. Зареченск примерно на 150 км в юго-восточном направлении при ширине выходов зеленокаменных пород до 15 км. Он входит в Тикшеозерско-Парандовскую систему зеленокаменных поясов, которая участвует в строении пограничной области между Беломорским и Карельским аккреционно-коллизийными орогенами и является составной частью Ковдозерского микроконтинента.

В Кичанской структуре Тикшеозерского зеленокаменного пояса установлены типичные для зеленокаменных поясов мира проявления железистых кварцитов, колчеданных существенно пирротиновых руд, арсенопирита, молибденита и золота. Формирование рудопроявлений связано с наложенными метаморфо-метасоматическими процессами во вмещающих породах неогерейского возраста

Ранее опубликованные нами данные о возрасте кварц-полевошпатовых метасоматитов, несущих молибденитовое оруденение и графитовую минерализацию 2677 ± 34 млн лет (Калинин и др., 2017), полученные методом лазерной абляции LA-ICPMS, уточнены в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ, SHRIMP-II) U-Pb методом датирования по циркону. В метасоматических цирконах отмечается аномально низкое Th/U отношение, что типично для метасоматических пород этого региона. Содержание урана в цирконе достигает 3000 ppm. U-Pb возраст циркона в метасоматитах составил 2702 ± 12 , это в пределах погрешности подтвердило ранее полученные данные.

Время формирования арсенопиритовой минерализации оценено по содержанию U, Th и Pb в монаците и составило 1789 ± 47 млн лет. Также постсвекофеннский возраст 1739 ± 15 млн лет получен для золоторудной минерализации U-Pb методом по титаниту с включениями самородного золота (Калинин и др., 2017).

Таким образом, формирование рудной минерализации в Кичанской структуре происходило на двух этапах развития пояса - на неоархейском (молибденит, графит) и палеопротерозойском (свекофеннском - арсенопирит, золото), которые разделены временным интервалом почти в миллиард лет.

Первоочередной поисковый интерес в Кичанской структуре могут представить рудопроявления золота, приуроченные к метасоматически измененным амфиболитам и гнейсам с пирротин-арсенопиритовой минерализацией в зонах надвиговых тектонических нарушений: в амфиболах, плагиоклазе, титаните, кварце, часто оно приурочено к границе зерен арсенопирита и марказита с кварцем и силикатными минералами, а также отмечается в виде включений в пирротине и халькопирите.

Литература

Калинин А.А., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Баянова Т.Б., Хиллер В.В. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия). Литосфера, 2017, 17(3), 102-126. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-3-102-126

Возрасты слюд из ксенолитов и ксенокристов кимберлитов Сибирского кратона определенные $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом

Ащепков И.В.¹, Травин А.В.^{1,2}, Юдин Д.С.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²НГУ, Новосибирск

Плато и изохроны и интегральные возрасты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ксенокристов и зерен флогопита из ксенолитов кимберлитов можно применять для определения возрастов мантийных процессов (Норр et al., 2008) и расшифровки генезиса алмазообразующих процессов. Датировки глубинных ксенолитов кимберлитов Сибирского кратона обнаруживают существенный разброс (Pokhilenko et al., 2012; Соловьева и др., 2017, Ashcherkov et al., 2015) от Архея до времени близкого к возрасту вмещающих кимберлитов в основном девона. Наиболее древние возрасты для тр. Удачная Далдынского поля для флогопитов из ксенолитов шпинеловых гарбургитов самого верхнего уровня относятся к позднему архею - раннему протерозою 2,1 - 1,5 млрд лет. В Алакитском поле все возрасты моложе от 1,27 - 1,05 - 0,928 - 0,87 млрд лет и относятся к метасоматической истории мантии Родины. Близкие даты установлены для ксенолитов из тр. Обнаженная (Калашникова, 2017)

Наши данные по слюдам $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом, часто обнаруживают сложные конфигурации спектров. Слюды ксенокристов Алакитского поля дают ряд пиков, начиная от наиболее высокотемпературных и древних, которые в соответствовали верхнему протерозою - венду и палеозою и лишь самые низкотемпературные пики с высоким содержанием Са/К отношением отвечали возрастам внедрения кимберлитов. Некоторые пики, возможно, связаны с термальным воздействием Вилуйского плюма (Kuzmin et al., 2012). Самые низкотемпературные пики, близки по возрасту к времени образования кимберлитов, что подтверждается высокими $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ отношениями газа выделившегося на низкотемпературном этапе, весьма приблизительно можно использовать для датирования кимберлитов, однако выделение других газов на низкотемпературных ступенях значительно увеличивает ошибку измерения. Все они отвечают интервалу 440-320 Мир, Интернациональная, Украинская - 420, Юбилейная - 342, Ботуобинская - 352). Некоторые определения практически совпадают с Rb/Sr возрастaми (Griffin et al., 1999, Агашев и др., 2005, Костровицкий и др., 2008) и, вероятно, представляют линии смешения. Для многих ксенокристаллов (тр. Файнштейновской, Украинская, Юбилейная, Краснопресненская) в основном проявлен

интервал от 600 до 500 млн. лет, что отвечает этапу раскола Лавразии. Наличие сравнительно низкотемпературных плато с древними возрастами, и высокотемпературных молодых подразумевает, что некоторые этапы можно соотносить с мантийной историей минерала.

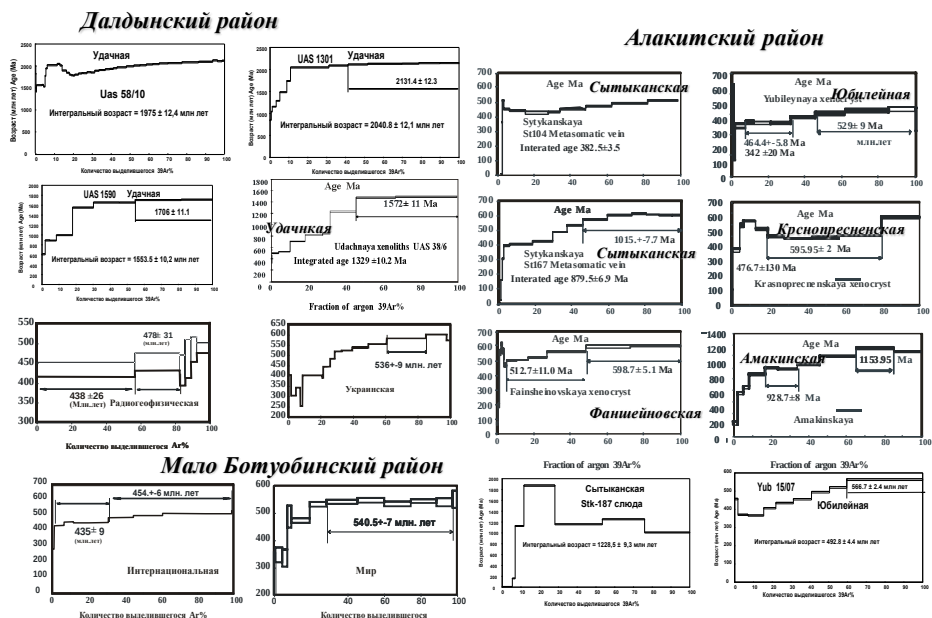


Рис. 1. Возраст некоторых флогопитов, полученный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

Литература

Pokhilenko L.N., Alifirova T.A., Yudin D.S.. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of phlogopite of mantle xenoliths from kimberlite pipes of Yakutia: evidence for deep ancient metasomatism of the Siberian platform/ Long abstracts of 10 IKC.

Соловьева Л.В., Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Иванов А.В., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Флогопитовые и флогопит-амфиболовые парагенезисы в литосферной мантии Биректинского террейна Сибирского кратона// ДАН. 2017. Т. 474, № 6. С. 1-6.

Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амижанов А.А.

Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы. Геология и Геофизика 2008. № 4, с. 281-301

Ashechepkov I.V., Logvinova A.M., Reimers L.F., Ntafos T., Khmel'nikova O.S.

The Sytykanskaya kimberlite pipe: Evidence from deep-seated xenoliths and xenocrysts for the evolution of the mantle beneath Alakit, Yakutia, Russia. //Geoscience Frontiers, Volume 6, I. 5, 2015, Pp. 687-714

Калашникова Т.В. геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция) автореферат, Иркутск, 2017, 23с

К вопросу о возрасте Кызылбулагского медно-золоторудного месторождения

Багирбекова О.Д.¹, Мирзоева Д.Р.², Джафарова Р.С.³

¹ Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, ² Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, ³ Институт геологии и геофизики НАНА, Баку,
Email: dilazer@yandex.ru

Кызылбулагское медно-золоторудное месторождение расположено в правобережье р. Тертер вблизи с. Дромбон. Месторождение было установлено по поверхностным признакам и разведано Бархановым в 1931-32 гг. как медное месторождение. В 1965-68 гг. поисковыми работами Управления геологии Азерб.ССР была установлена перспективность месторождения на золото.

Принимая во внимание расхождение мнений исследователей на стратификацию рудовмещающих юрских вулканитов и источники рудоносных гидротерм, нами были проведены радио-геохронологические исследования района Кызылбулагского месторождения с целью определения абсолютного возраста рудогенеза калий-аргоновым методом.

Месторождение приурочено к тектоническому блоку байос-батских вулканических пород, образующему приподнятое основание Ходжавендского синклинория между пачками батских вулканогенно-осадочных образований Карабахского (на ЮЗ) и Агдамского (на СВ) горст-антиклинорий, обрамленных продольными к их простираниям.

Методический подход к геохронометрическим анализам пород месторождения основывался прежде всего на фактах внедрения пострудных кимериджских даек Кызылбулагской зоны, прорываемой на севере также штоком диорит-порфирита. Наличия рудных галек в ранневерхнеюрских конгломератах, прямо указывает на очевидную несостоятельность версии о генетической связи оруденения с верхнеюрско-неокомскими интрузиями, и вскрытых оруденелых интервалов риолитов и риодацитов* в рудных телах, которые априорно сужают рудогенез в байос-батском диапазоне геологического времени. Другим важным моментом для радиологических исследований являлось наличие серицита в нерудном парагенезе минералов, связанных с гидротермальным процессом, который присутствует как в рудной массе, так и в околорудных измененных породах, сингенетических рудоотложению.

Исходя из этих предпосылок были отобраны образцы из риодацитового субвулкана, прилегающего к Кызылбулагской зоне к СЗ

от месторождения. Опробована также рудовмещающая толща кислых эффузивно-пирокластических пород, где пробы отбирались из надрудных интервалов керна скв.Г-6, гидротермально-измененная полоса осветленных риолитов с редкой россыпью вкрапленного оруденения внутри рудной зоны и другие вмещающие измененные породы рудной зоны и, наконец, пробы из самих рудных тел в штольне № 4, из кернов скважин.

Из группы гидротермально переработанных вмещающих пород в рудной зоне были отобраны и пробы с наиболее высоким содержанием калия (№№ 12, 13, 15, 20). В результате определения возраста К-Аг методом по валовым пробам, были получены хорошо сходящиеся цифры - соответственно 169 млн лет, 168 млн лет, 163 млн лет, 160 млн лет, что дает основание говорить о байосском возрасте этих пород.

Особого внимания заслуживают аргоновые датировки, полученные по породе в целом из самих рудных тел. Полученные цифры возраста 165 млн лет (пр. № 26А), 168 млн лет (пр. № 26В), 160 млн лет (пр. № 26Г), 167 млн лет (пр. № 26Д) отвечают байосскому веку.

Важным фактом явилось наличие серицита, в нерудном парагенезе минералов, связанных с гидротермальным процессом, который присутствует как в рудной массе, так и в околорудных измененных породах, сингенетичных рудоотложению. Нам удалось выделить сингенетический серицит и подвергнуть его радиогеохронологическому анализу. Установление возраста сингенетического серицита 162 млн лет позволило придти к выводу о байосском возрасте рудообразования Кызылбулагского медно-золоторудного месторождения. Все возрастные данные, полученные нами, сведены в таблицу 1.

Таблица 1.

№№ п.п.	№№ проб	% К в породах и рудах	Абсолютный возраст пород в млн.лет	Стратиграфический уровень
1	12	0.96	169	байос
2	13	1.52	168	байос
3	15	2.16	163	байос
4	20	1.50	160	байос
5	26А	0.70	165	байос
6	26В	2.12	168	Байос
7	26Г	1.20	160	байос
8	26Д	0.90	167	байос
9	Серицит 1	5.30	163	байос
10	Серицит 2	5.50	162	байос

Генезис позднеархейских Ru-Os-Ir сплавов и сульфидов Анализ геологических и радиологических данных, с учетом всех погрешностей, дает основание считать:

-формирование рудной массы происходило в байосское время в связи с выделением рудоносных флюидов из рудогенерирующего риолитового или риодацитового расплава.

Генезис позднеархейских Ru-Os-Ir сплавов и сульфидов Витватерсранда (Южная Африка)

Баданина И.Ю.¹, Малич К.Н.¹, Хиллер В.В.¹, Антонов А.В.², Капитонов И.Н.², Дэйл К.³, Пухтель И.С.⁴, Берминхам К.Р.⁴, Меркле Р.К.В.⁵

¹ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;
³Университет Дурхама, Дурхам, Великобритания; ⁴Университет Мэриленда, Колледж-Парк, США; ⁵Университет Претории, Претория, Южная Африка

Комплексные Os-Au-U палеороссыпи Витватерсрандского бассейна, известные как Витватерсрандские рифы [Du Toit, 1954], разрабатываются уже более ста лет. Богатые осмием минералы платиновой группы (МПГ) получают в качестве сопутствующего продукта при добыче золота в пределах золоторудных полей Витватерсрандского бассейна. Характеристика их вещественного состава и условия образования минеральных ассоциаций платиноидов приведены в ряде работ [Cousins, 1973; Feather, 1976 и др.]. Первые Os-изотопные данные по Ru-Os-Ir сплавам Витватерсрандского бассейна выявили значительные вариации значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - от 0.0987 до 0.1649 [Hart, Kinloch, 1989; Malitch, Merkle, 2004 и др.].

Для уточнения вещественного состава, источников рудного вещества, продолжительности и условий образования Os-содержащих минералов платиновой группы Витватерсрандского бассейна в докладе обсуждаются оригинальные данные по вещественному и изотопному составу Os-содержащих сплавов и сульфидов из золотоносной конгломератной формации Кимберли, расположенной в верхнем отделе Центрального Ранда [Tweedie, 1986]. При проведении исследований был использован междисциплинарный подход с привлечением сканирующей электронной микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа, Re-Os и Ru изотопно-геохимических методов анализа. Аналитические работы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), Университете Дурхама (Великобритания) и Университете Мэрилэнда (США).

Впервые установлено значительное распространение МПГ, представленных поликомпонентными твердыми растворами системы Ru-Os-Ir-Pt($\pm$ Fe) [Баданина, Малич, 2017]. Вместе с минералами рутения,

осмия, иридия и рутениридосмином они преобладают над железо-платиновыми твердыми растворами, Ru-Os сульфидами и другими МПГ. Выявленный тренд составов твердых растворов системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe свидетельствует о том, что их источником являлась слабо дифференцированная в отношении элементов платиновой группы (ЭПГ) архейская мантия Земли. На основании оригинальных данных и литературных экспериментальных результатов сделан вывод о мантийных условиях образования Os-содержащих сплавов и Ru-Os сульфидов.

Величина $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в единичных зернах МПГ различного состава (рутения, осмия, иридия, рутениридосмина, лаурита, эрликманита и поликомпонентных твёрдых растворов системы Ru-Os-Ir-Pt±Fe) варьирует в пределах от 0.10481 ± 0.00006 до 0.10895 ± 0.00007 (рис. 1а) при $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ менее 0.0004. Установлено сходство начального изотопного состава осмия в сосуществующих Os-содержащих сплавах и Ru-Os сульфидах. Пониженные относительно хондритового универсального резервуара (CHUR) значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в МПГ свидетельствуют в пользу субхондритового источника рудного вещества. $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрасты МПГ, рассчитанные с использованием модели хондритового резервуара CHUR [Chen et al., 1998], варьируют в пределах 2.73-3.33 млрд лет (рис. 1б). Присутствие в россыпях разновозрастных МПГ, формирование которых происходило на различных тектоно-магматических этапах геологической истории Земли, характерно для многих россыпных проявлений и месторождений [Костянов, 1998 и др.]. Первые данные по изотопии рутения Ru-Os-Ir(±Pt) сплавов Витватерсрандского бассейна (среднее значение $\mu^{100}\text{Ru} = 0.4 \pm 2.0$) соответствуют в пределах погрешности средним значениям $\mu^{100}\text{Ru}$ для океанической мантии (1.2 ± 7.2) и железных метеоритов (0.6 ± 2.9) [Bermingham, Walker, 2017]. При тестировании существующих моделей происхождения МПГ (россыпной, ремобилизационной и гидротермальной) обосновывается, что платиноидная минерализация попадала в россыпи Витватерсранда при дезинтеграции позднеархейских ультрамафитов (предположительно останцов зеленокаменных поясов, развитых к северо-востоку и востоку от Витватерсрандского бассейна).

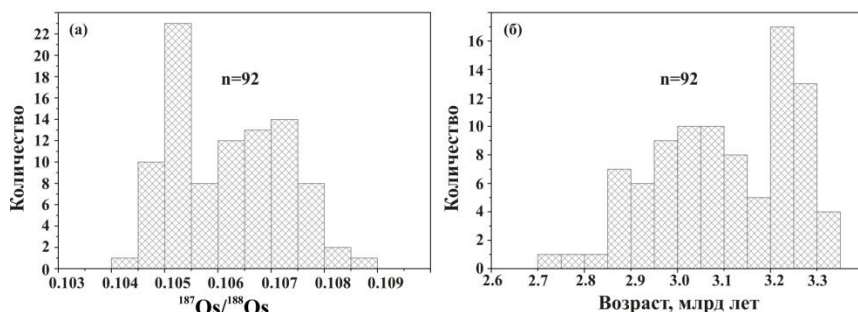


Рис. 1. Гистограммы частоты встречаемости: (а) Os-изотопного состава осмия и (б) модельного возраста $T_{\text{MA}}^{\text{CHUR}}$ МПГ конгломератной формации Кимберли

Полученные новые результаты по платиноидной минералогии, вариациям начального изотопного состава осмия с акцентом на поведение ЭПГ во время частичного плавления мантийного вещества позволили по-новому охарактеризовать: (I) вещественный состав платиноидов; (II) Re-Os-Ru-изотопные источники рудного вещества архейской мантии; (III) время/длительность рудных процессов в пределах Каапвальского кратона. Таким образом, выявленные вещественные и генетические особенности Ru-Os-Ir сплавов и сульфидов Витватерсранда являются уникальным источником информации о платиноидном минералообразовании в ранней истории Земли.

Литература

- Баданина И.Ю., Малич К.Н. / Доклады АН. 2017. Т. 476. № 5. С. 543-546.
 Костоянов А.И. / Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 540-545.
 Bermingham K.R., Walker R.J. The ruthenium isotopic composition of the oceanic mantle / *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 474. P. 466-473.
 Chen J.H., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. / *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 3379-3392.
 Cousins C.A. / Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy. 1973. V. 73. P. 184-199.
 Du Toit A.L. *Geology of South Africa*, 3rd ed. Edinburgh, London: Oliver and Boyd, 1954. 611 p.
 Feather C.E. / *Economic Geology*. 1976. V. 71. P. 1399-1428.
 Hart S.R., Kinloch E.D. / *Economic Geology*. 1989. V. 84. P. 1651-1655.
 Malitch K.N., Merkle R.K.W. / *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 631-650.
 Tweedie E.B. (1986) // Mineral Deposits of Southern Africa (Eds. Anhaeusser C.R., Maske S.). Johannesburg: Geological Society of South Africa, V. 1. P. 705-730.

Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта: новые геохронологические данные

Балуев А.С.¹, Терехов Е.Н.¹, Колодяжный С.Ю.¹, Лебедев В.А.², Серов П.А.³

¹ГИН РАН, Москва; ²ИГЕМ РАН, Москва; ³ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Несмотря на более чем полувековую историю изучения Онежско-Кандалакшского палеорифта, время его заложения и эволюции до сих пор являются дискуссионными в связи с неоднозначными данными изотопной геохронологии. Кандалакшский грабен, входящий в состав Онежско-Кандалакшского палеорифта, расположен в пределах акватории Белого моря, и об его заполнении можно судить лишь по северо-восточному пологому борту грабена, обнажающегося на поверхности вдоль южного побережья Кольского полуострова, а также по данным сейсмостратиграфического профилирования акватории. Палеорифт входит в рифтовую систему Белого моря, четко выраженную в рельефе кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, который погружается к юго-востоку под осадочный чехол Мезенской синеклизы. Обнажения терригенных образований терской свиты (серии) среднерифейского (?) возраста наблюдаются от мыса Турий до р.Русинга на востоке, т.е. на протяжении 300 км. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3000-8000 м, известная их мощность на побережье превышает 715 м.

Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, сложенные плохо сортированными песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород. На большей части территории отложения терской свиты трансгрессивно перекрывают различные породы архей-палеопротерозойского фундамента. В основании терригенной толщи залегает пачка базальных конгломератов. Формировались песчаники терской свиты в условиях мелководного бассейна.

Возраст терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Он интерпретировался в широком интервале - от иотния (ранний рифей) до девона [1]. В последние годы стратиграфическое положение терской свиты устанавливается по соотношению с раннепротерозойскими гранитоидами, на которых они залегают, и с позднедевонскими интрузиями щелочных пород, которые

секут красноцветные песчаники. В результате палинологических и микропалеонтологических исследований терские песчаники были отнесены к позднерифейскому возрасту. Однако возраст слюдистоглинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты по K-Ar-методу составляет 1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет [2]. Вероятнее всего, осадки терской свиты трансгрессивно «выплескиваются» на плечо рифтогенного прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба.

Все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, и лишь в разрезе Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солозерской свиты, для которых первоначально был определен K-Ar возраст 1300 млн. лет [3]. Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн. лет [4], что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея-нижнего венда. Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью более 4 км остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты должны быть более древнего возраста.

В 2016 г. на Терском берегу Кольского п-ова в русле ручья Ермаков нами были отобраны образцы алевролитов терской свиты, которые были продатированы в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИН КНЦ РАН Sm-Nd методом, валовые изохроны которого по трем пробам показали модельные возрасты 2.16, 2.32 и 2.36 млрд лет, что соответствует верхней возрастной границе пород в источнике сноса, каковым является Балтийский щит. В той же лаборатории тем же методом были продатированы кварц-микроклиновые метасоматиты, образованные по песчано-сланцевой толще терской свиты в зоне аметистового месторождения мыса Корабль, которые дали возраст 821 ± 170 млн лет, и флюорит из этих же пород, давший возраст 690 ± 71 млн лет. Довольно значительные отрицательные величины $\epsilon Nd(T)$ (-1.3 и -12.1 соответственно) свидетельствуют о высокой роли коровых флюидов в формировании метасоматитов и связанной с ними аметист-флюоритовой минерализации. Следует отметить, что возраст последней очень близок к времени внедрения базальтов солозерской толщи Онежского грабена.

Также была отобрана проба из рассланцованных тонкозернистых песчаников с серицитизацией по плоскостям рассланцевания, из которых был выделен концентрат серицита. Серицит в породе, скорее всего, образовался на стадии катагенеза, что характерно для этой стадии преобразования осадка в породу. По концентрату серицита, выделенного из этого образца породы, в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН было сделано определение K-Ar

возраста породы. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ. Расчет возраста концентрата серицита K-Ar изотопным методом показал значение 1390 ± 25 млн лет, т.е. рубеж раннего и среднего рифея. Это наиболее древний возраст, полученный по осадочной толще терской свиты, выполняющей Кандалакшский грабен. Учитывая то, что этот возраст был получен для верхних слоев моноклинально залегающей терригенной толщи, выполняющей грабен, фундамент которого фиксируется сейсмическими методами на 8-километровой глубине, очевидно, что нижележащие горизонты древнее. Это позволяет отнести время заложения Кандалакшского грабена, по крайней мере, к позднему этапу раннего рифея, что косвенно подтверждает предположения некоторых исследователей [5].

Работа выполнена в рамках бюджетной темы № 0135-2016-0012 при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 19 (проект № 0135-2018-0040) и проекта РФФИ № 18-05-00485.

Литература

1. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область, ч.1. М.: Госгеолтехиздат. 1958.
2. Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125-129.
3. Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38-45.
4. Носова А.А. и др. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Доклады АН. 2008. Т.418. № 6. С. 811-816.
5. Хераскова Т.Н. и др. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33-51.

Бадделеит в Cu-Ni и Pt-Pd рифах месторождений палеопротерозоя, образованных на океанической и континентальной коре (U-Pb и LA-ICP-MS исследования, Балтийский щит, Арктический регион)

**Баянова Т.Б.¹, Дрогобужская С.В.², Субботин В.В.¹, Кунаккузин Е.Л.¹,
Стешенко Е.Н.¹, Серов П.А.¹, Нерадовский Ю.Н.¹**

¹ГИ ФИЦ КНЦ РАН, 184209, г.Апатиты, ул. Ферсмана д. 14; ²ИХТРЭМС
ФИЦ КНЦ РАН, 184209, г.Апатиты, ул. Академгородок, д.26а

Бадделеит был выделен из габбро Сr-Падостундровского месторождения и продатирован U-Pb методом по единичным зернам с

использованием трасера ^{205}Pb с возрастом в 2087 ± 3 млн лет. Сходный возраст получен при систематических U-Pb исследованиях Pt-Pd рифа Меренского в крупнейшем Бушвельдском массиве [Mungall et al., 2016] и некоторых интрузий Финляндии [Huhma et al., 2018].

Изотопно-геохимические Sm-Nd исследования вмещающих пород Cr-Падостундровского месторождения отражают интервал (T_{DM}) формирования энзиматических пород от 2.7 до 2.4 млрд лет с величинами ϵ_{Nd} от +1 до +3.

Бадделеит был выделен и продатирован U-Pb методом из перидотитов Ждановского Cu-Ni крупного месторождения с возрастом в 1980 ± 2 млн лет. Изотопные исследования Sm-Nd систематики (T_{DM}) вмещающих пород и величин (ϵ_{Nd}) отразили формирование новообразованной океанической коры (ϵ_{Nd} от +2 до +4) в интервале от 2.3 до 2.5 млрд лет. Можно отметить, что Sm-Nd изохронный возраст по сульфидным и породообразующим минералам измерен в 1965 ± 87 млн лет.

Новый U-Pb возраст равный 1881 ± 9 млн лет по бадделеиту из клинопироксенитов измерен для Ti-Mgt-Fe месторождений Кандалакшско-Колвицкой зоны, частично образованных в пределах энзиматической коры [Минц и др., 2017].

Палеопротерозойские месторождения с Cu-Ni и малосульфидными Pt-Pd рифами, сформированы на энсиалической коре Хадейского возраста 3.7 млрд лет с ТТГ и серыми гнейсами и представлены Мончегорским, Федорово-Панским и Имандровским рудными узлами.

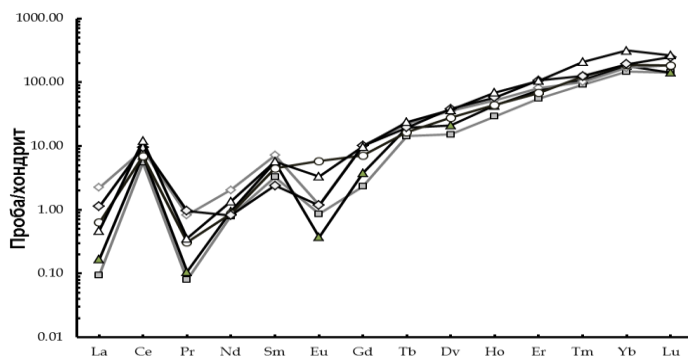


Рис. 1. Распределение REE в бадделеите Мончегорского плутона (2,5 млрд. лет)

Бадделеит из Pt-Pd рифов г. Вуручайвенч Мончегорского рудного района измерен в 2498 ± 2 млн лет, координаты точек находятся на конкордии по сравнению с цирконом. Новые LA-ICP-MS исследования (рис.1) по распределению и концентрациям REE в бадделеите отразили высокие (почти 1000°C) температуры кристаллизации

бадделеита и закрытия U-Pb системы по сравнению с цирконом. Можно отметить, что сохранность зерен бадделеита из Pt-Pd и Cu-Ni рифов, сформированных на энзиматической коре, более идеальна - на кристаллах практически отсутствуют оторочки вторичного циркона (рис.2).

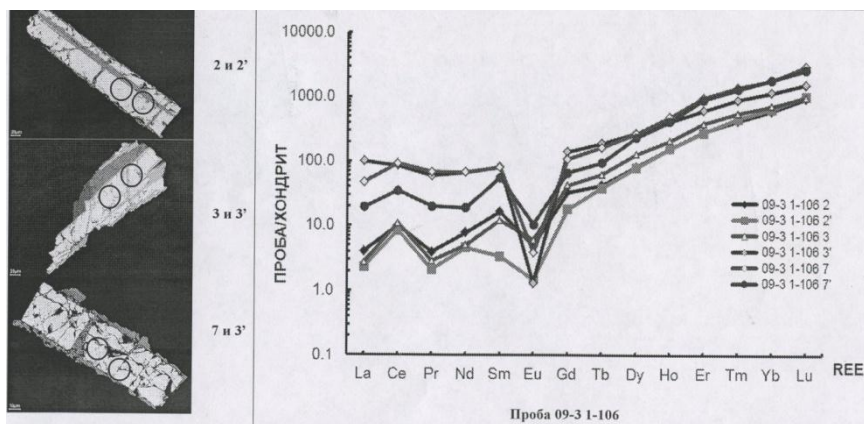


Рис. 2. Распределение REE в бадделеите из габброанортозитов Мончетундровского массива

Кристаллы бадделеита из Pt-Pd и Cu-Ni рифов, сформированных в пределах энзиматической коры, характеризуются оторочками вторичного циркона и координаты точек на U-Pb диаграммах отражают слабую дискордантность.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 16-05-00305, 18-35-00152, 18-35-00246 и Программы Президиума РАН 1.48 и посвящены памяти академика РАН Ф.П. Митрофанова (1935-2014).

Литература

Mungall J.E., Kamo S.L., McQuade S.. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex of South Africa // NATURE COMMUNICATIONS. 2016. 7:13385.DOI: 10.1038/ncomms1338

Huhma H., Hanski E., Kontinen A., Vuollo J., Mänttari I., Lahaye Y. Sm-Nd and U-Pb isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland // Bulletin 405 Monograph. 2018.

Минц М.В., Соколова Е.Ю., Глазнев В.Н., рабочая группа ЛАДОГА. Объемная модель глубинного строения Свекофенского аккреционного орогена (Финляндия, Россия): синтез данных геологического картирования, сейсмопрофилирования, магнитотеллурики и Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С.179-184.

Дискретность (3.7 и 3.1 млрд лет) формирования континентальной коры (ТТГ и серых гнейсов) Фенноскандинавского щита по данным U-Pb и SHRIMP систематик

**Баянова Т.Б.¹, Кунаккузин Е.Л.¹, Стешенко Е.Н.¹, Серов П.А.¹,
Борисенко Е.С.¹, Туркина О.М.², Ларионов А.Н.³**

¹ГИ ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, ул. Ферсмана д. 14; ²ИГМ СО РАН, г. Новосибирск; ³ФГБУ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Породы фундамента Фенноскандинавского щита - ТТГ и серые гнейсы были изучены в пределах Центрально-Кольского мегаблока и продатированы U-Pb методом по цирконам с возрастом в 3.6 млрд лет [Мыскова и др., 2015].

Более древний возраст циркона для пород фундамента измерен U-Pb (SIMS) методом по циркону, выделенному из трондьемитовых гнейсов района Суриа из пород щита (Финляндия) гранулитовой фации метаморфизма пояса Пудасярви [Mutanen, Nuhma, 2003].

Во время полевых работ в период с 2012 по 2017 годы были изучены обнажения пород Кольской серии в районе г. Мурманска и памятника Алёши. Высокоглинозёмистые гнейсы по петрографическим исследованиям являются гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми и ставролит-кианит-силлиманит-гранат-биотитовыми. Породы тёмно-серого цвета, слабонерассланцованные, среднерзернистые, по структуре гранобластовые, порфиробластовые и лепидобластовые. Гнейсы содержат кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, силлиманит, кианит и ставролит, редко диагностируются зёрна хлорита.

Новые U-Pb возрасты по единичным зернам циркона, выделенных из высокоглинозёмистых гнейсов Кольской серии в районе г. Мурманска, отразили возраст в 3.16 млрд лет, а время регионального наложенного метаморфизма амфиболитовой фации продатировано в 2753 ± 3 млн. лет (рис. 1а).

Коллекция зерен циркона, выделенных из высокоглинозёмистых гнейсов, была отправлена для совместных SHRIMP исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Новые SHRIMP возрасты были получены по цирконам четырех типов и отразили интервал 2794-2763 млн лет (рис. 1б), который близок U-Pb TIMS возрасту по единичным цирконам с использованием ^{205}Pb трасера и интерпретируются временем наложенного амфиболитового метаморфизма.

Интервал времени в 2924-2886 млн лет, полученный SHRIMP методом для циркона интерпретируется временем наложенного

гранулитового метаморфизма, близок возрасту циркона в 3006 ± 10 млн лет (рис. 1b).

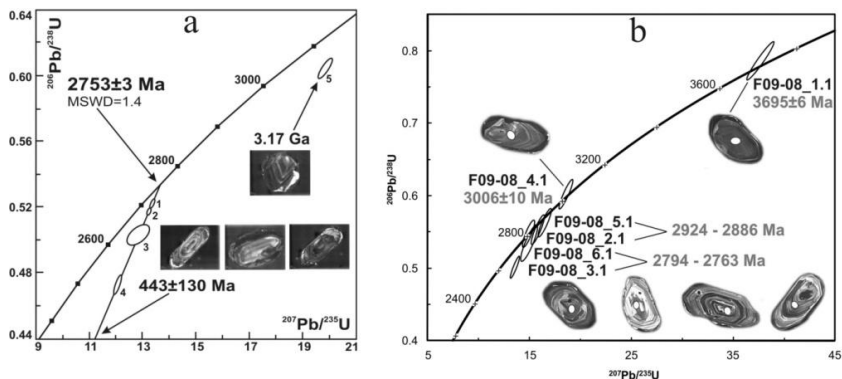


Рис. 1. U-Pb (ID-TIMS) диаграмма для единичных зерен циркона (а) и SHRIMP-II данные для зерен циркона из гнейсов Центрально-Кольского мегаблока (b)

В ядре единичного зерна циркона выявлен SHRIMP возраст, равный 3695 ± 6 млн. лет, который является древнейшим для пород Фенноскандинавского щита.

Можно отметить, что по данным [Bleeker, 2003] из 35 фрагментов древнейших архейских пород на кратонах в мире континентальная кора Балтийского или Фенноскандинавского щита является одной из древнейших.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 16-05-00305, 18-35-00246 и посвящены памяти академика РАН Ф.П. Митрофанова (1935-2014), Е.В. Бибиковой (1935-2016) и Д. Вассербурга (1927-2016).

Литература

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Львов П.А., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) цирконов из глиноземистых гнейсов Кольской серии архея Балтийского щита и проблема их интерпретации // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 3. С. 323;

Mutanen, T., Huhma, H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudas-jarvi Granulite Belt, northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 75 (1-2). 2003. p. 51-68.

Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos 71. 2003. P. 99- 134.

Новый изотопно-геохронологический стандарт «Ковдор» геохронометра бадделеит для локального U-Pb SIMS анализа: минералого-геохимическая и изотопно- геохимическая характеристика

Беляцкий Б.В.¹, Родионов Н.В.^{1,2}, Антонов А.В.¹, Лепехина Е.Н.¹,
Крымский Р.Ш.¹, Бережная Н.Г.¹, Середа Е.Е.¹, Сергеев С.А.^{1,2}

¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; ²ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Как уже неоднократно отмечалось [Wu et al., 2015], для эффективного локального датирования уран-свинцовым методом автохтонного бадделеита и вмещающих его пород базитового состава, необходимо использовать минеральный стандарт с матрицей, максимально приближенной по составу и структуре к датируемому минералу. Учитывая крайне ограниченный набор международных стандартов бадделеита, для широкого внедрения U-Pb датирования по бадделеиту в практику геохронологических работ, требуется обеспечить наличие внутрилабораторных стандартов этого минерала. Основное требование к таким стандартам - замкнутость уран-свинцовой системы и ее гомогенность на внутризерновом и межзерновом уровне. Геохимическая гомогенность на элементном уровне является также желаемой, но не столь обязательной характеристикой конкретного потенциального минерального стандарта.

Однако, при подборе наиболее перспективных минералов и образцов из коллекции разновидностей бадделеита различного возраста и состава, мы отдавали предпочтение бадделеитам, характеризующимися не только конкордантными возрастными, но и стабильно воспроизводимым U/Pb соотношением, равномерным распределением химических элементов в объеме кристаллов, а также различным положением на возрастной шкале. Изначально нами предполагалось использовать 2-3 возрастных стандарта для датирования фанерозойских и докембрийских событий/пород. К настоящему времени удалось подобрать только «фанерозойский стандарт» - бадделеит массива Ковдор, тогда как все изученные бадделеиты протерозойского и архейского возраста, из нашей коллекции оказались химически- и изотопно-негомогенными.

Предлагаемый нами стандарт - бадделеит из пробы кальцит-доломитового карбонатита (проба 17/282) щелочно-ультрабазитового палеозойского массива Ковдор (Сев.Карелия), отличается четкой ростовой зональностью крупных (200-500 мкм) кристаллов, которая отчетливо фиксируется сканирующим электронным микроскопом

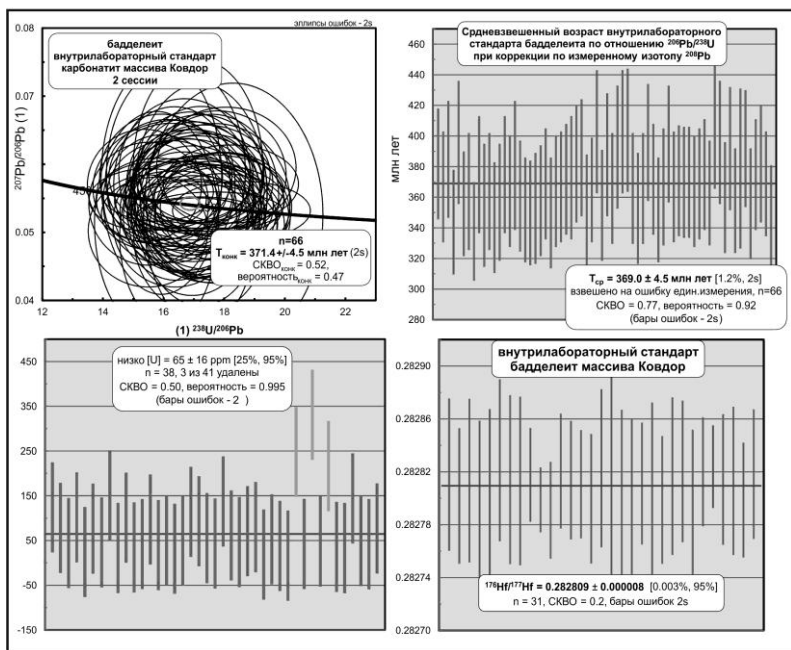


Рис.2. Основные изотопно-геохимические характеристики нового геохронологического стандарта для локальных видов анализа бадделейт «Ковдор»

Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования гранитоидов Сорского Cu-Mo месторождения (Кузнецкий Алатау)

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Сорское Cu-Mo-порфировое месторождение расположено в северной части Уйбатского гранитоидного плутона на восточном склоне Кузнецкого Алатау. В пределах месторождения pluton сложен габброидами, монцонитоидами и лейкогранитами. Локализованный в плутоне порфировый комплекс представлен прерудными дайками габброидов, монцонитоидов и штоко-, дайкообразными телами рудоносных гранит-порфиров. Наиболее поздними магматическими образованиями на месторождении является шток пострудных кварцевых монцонит-порфиров и дайки диабазов и сиенит-порфиров. По имеющимся к настоящему времени изотопным датировкам

устанавливается длительный период становления полихронного Уйбатского плутона ($C_2 - O_1$). Вопрос возраста рудоносных пород Сорского месторождения продолжает оставаться дискуссионным. Сорский интрузивный массив, в пределах которого локализуется оруденение, на Госгеолкарте 1000/3 листа N-46 датирован поздним ордовиком [1]. Возраст малых порфировых интрузий, согласно результатам Ar-Ar датирования ранний - средний девон [2]. С целью уточнения возраста интрузивных пород месторождения были выполнены U-Pb геохронологические исследования цирконов из монцодиоритов плутона, предрудной дайки монцодиорит-порфиров, рудоносных гранит-порфиров и пострудных кварцевых монцонит-порфиров. Изотопные исследования циркона выполнены на приборе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (аналитик Родионов Н.В.).

Монцодиорит (обр. К-69в). Зерна циркона представлены кристаллами и обломками короткопризматического облика с нечеткой огранкой, сглаженными ребрами. Для зерен характерно сложное строение, характеризующееся наличием темного в монохромной катодолюминесценции (КЛ) ядра. Все зерна циркона из этой пробы подверглись вторичным изменениям, что особенно характерно для области ядра. Содержание U и Th в оторочках и зернах простого строения составляет 102-524 и 34-250 г/т, соответственно. Отношение Th/U в них находится в пределах 0.29 - 0.69. Измеренное в одном из зерен циркона содержание U (917 г/т) и Th (1210 г/т) в ядре значительно выше, также повышено и Th/U отношение (1.39). По 10 зернам из пробы монцодиорита получен конкордантный возраст 458 ± 2 млн. лет. Учитывая сильную степень преобразованности циркона этой пробы, предполагается, что полученный U-Pb возраст может быть несколько омоложен в результате воздействия наложенных термофлюидных процессов.

Предрудная дайка, монцодиорит-порфир (обр. К-81в). Зерна циркона представлены кристаллами призматической формы простого строения, без ядер. Зональность в КЛ широкополосная, иногда она отсутствует. Содержания U (206-1471 г/т) и Th (99-2290 г/т) значительно варьируют, отношения Th/U также характеризуются существенным разбросом от 0.49 до 2.51. Несмотря на сильно варьирующие концентрации U, Th и величины Th/U, рассчитанные возрасты единичных зерен этой пробы относительно близки. По десяти зернам получен конкордантный возраст 467 ± 2 млн. лет. Рассчитанный U-Pb возраст предрудных даек несколько древнее, чем U-Pb возраст монцодиоритов (458 ± 2 млн. лет), что противоречит геологическим наблюдениям о более раннем формировании гранитоидов плутона относительно предрудных даек и подтверждает предположение о возможном занижении рассчитанного U-Pb возраста монцодиоритов плутона.

Рудоносные гранит-порфиры (обр. К-64). В пробе гранит-порфиров присутствуют две популяции цирконов, отличающиеся морфологией, внутренним строением зерен и рассчитанным U-Pb возрастом. Первая популяция (8 зерен) представлена призматическими кристаллами или обломками кристаллов простого строения с четко выраженными ребрами, гладкими гранями и наличием тонкой осцилляционной зональности. Концентрации U (528 - 1237 г/т) и Th (191 - 964 г/т) относительно высокие. Отношение Th/U типично для циркона магматического генезиса и варьирует от 0.37 до 0.75. По восьми зернам получен конкордантный возраст 463 ± 2 млн. лет. Вторая популяция представлена двумя удлинёнными ксеногенными кристаллами циркона сложного строения, в которых нарушено равновесие изотопной U-Pb системы. Первое зерно представлено кристаллом окатанной формы, внутренняя часть которого характеризуется наличием ростовой зональности, а внешняя часть состоит из двух незональных оторочек с неровными контурами и ярко белым (в КЛ) свечением по краям. По оторочке, которая окаймляет центральную часть с ростовой зональностью получено дискордантное значение U-Pb возраста 1337 ± 5 млн. лет (дискордантность 50%). Содержания U и Th в этом зерне относительно высокие - 1471 и 756 г/т, соответственно; отношение Th/U составляет 0.53. Второй кристалл имеет удлинённо-призматический облик, содержит незональное ядро овальной формы с ярко-белой (в КЛ) тонкой оторочкой. Внешняя часть кристалла имеет нечеткую ростовую зональность. Концентрация U в ней составила 437 г/т, Th - 36 г/т, при низком отношении Th/U 0.08. Для этой точки получено дискордантное значение возраста 2688 ± 10 млн. лет (дискордантность 10%). Следует отметить, что совместное присутствие раннепалеозойских и древних цирконов с конкордантными значениями возраста ~ 2.5 - 1.9 млрд лет в гранитоидах региона отмечалось ранее [3]. Авторы предполагают возможное наличие палеопротерозойской континентальной коры в фундаменте Кузнецко-Алатауского каледонского орогена.

Пострудный монцонит-порфир (обр. К-86). Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами с тонкой осцилляционной зональностью. Содержания U (363 - 563 г/т) и Th (171 - 337) варьируют незначительно. Отношение Th/U составляет 0.39 - 0.62. По десяти зернам получен конкордантный возраст 412 ± 1 млн. лет.

Таким образом, на основании проведенных исследований по цирконам установлено, что становление рудоносного порфирового комплекса произошло в среднем ордовике, а пострудных порфировых интрузий в раннем девоне. Два циркона с дискордантным возрастом (~1.3 и ~2.7 млрд. лет) из рудоносных гранит-порфиров принадлежат к более древней генерации циркона, испытавшей потерю свинца. Эти

данные согласуются с предположением авторов [3] о присутствии в Кузнецком Алатау докембрийской континентальной литосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00921).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (III поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 - Абакан. Об. зап., СПб.: Карт. фабр. ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.
2. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н.⁴⁰Ag/³⁹Ag геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Мо-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау). Геол. и геофиз., 2001, 42 (5), 786-801.
3. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные. Геол. и геофиз., 2016, 57(2), 287-311.

Первые результаты исследования системы ^{146}Sm - ^{142}Nd в древнейших породах Охотского массива

Богомолов Е.С.^{1,2}, Саватенков В.М.¹, Кузьмин В.К.², Копытченко Л.А.¹, Левский Л.К.^{1,2}

¹ИГГД РАН, Санкт-петербург; ²ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург

Изучение короткоживущей изотопной системы ^{146}Sm - ^{142}Nd ($T_{1/2} = 103$ млн лет) совместно с долгоживущей ^{147}Sm - ^{143}Nd ($T_{1/2} = 106$ млрд лет) позволяет восстановить историю развития Земли на ранних стадиях в течение первых десятков миллионов лет после её возникновения. Кроме того, изучение аномалий короткоживущих изотопных систем вносит вклад в проблему подтверждения или опровержения хондритовой модели образования планет земной группы.

Вариации значений $\mu^{142}\text{Nd}$ в земных образцах можно объяснить как различным временем закрытия системы ^{146}Sm - ^{142}Nd , так и характером источника исследуемых пород: деплетированный или обогащенный. Надо заметить, что система ^{146}Sm - ^{142}Nd оказывается более устойчивой к последующим метаморфическим процессам по сравнению с системой ^{147}Sm - ^{143}Nd . Причиной столь различного поведения этих систем является значительное отличие периодов полураспада изотопов ^{146}Sm и ^{147}Sm . Накопление радиогенного ^{142}Nd практически прекращается после 300 млн. лет от начала образования Земли, и в дальнейшем величина отношения $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не зависит от вариации отношения Sm/Nd , вызванной магматическими и/или

метаморфическими процессами. Напротив, накопление радиогенного ^{143}Nd происходит непрерывно до настоящего времени, а внешние воздействия, изменяющие отношение Sm/Nd , приводят к искажению отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Палеоархейские гранулит-гнейсовые области, представлены преимущественно трондьемит-тоналитовыми ортогнейсами. Они отмечаются в древнейших ядрах зрелой коры континентов в Гренландии, Канаде, США, Западной Австралии, Южной Африке.

В ведущих мировых лабораториях уже в течение многих лет производятся работы по изучению короткоживущих изотопных систем в древнейших образованиях нашей планеты. Например, в эоархейских гнейсах юго-западной Гренландии с возрастом от 3.7 млрд лет до 3.8 млрд лет обнаружена положительная аномалия $\mu^{142}\text{Nd}$, достигающая 20, а в зеленокаменном поясе Нувагиттик на северо-востоке Канады в породах с возрастом 3.7 млрд лет положительная аномалия $\mu^{142}\text{Nd}$ достигает 20.5 ± 4 [1]. В породах с возрастом от 3.0 млрд лет до 3.81 млрд лет из архейского комплекса Аншань в северо-восточной части Северного Китайского кратона недавно обнаружены существенно положительные аномалии $\mu^{142}\text{Nd}$, достигающие величины 9.8 ± 3.2 [2].

На территории России к древнейшим палеоархейским провинциям относится Кухтуйское поднятие Охотского массива, которое представляет собой крупный (45x120 км) тектонический блок, сложенный раннедокембрийскими породами гранулитовой и амфиболитовой фаций (охотский комплекс). Полученные нами данные о внутреннем строении, вещественном составе и времени образования метаморфических толщ Кухтуйского поднятия [3] установили, что охотский комплекс представляет собой сложное сочетание разновозрастных образований, причем главную роль играют палеоархейские ортогнейсы, гнейсограниты и кристаллические сланцы, возраст которых варьирует в интервале 3.25-3.6 млрд лет (U-Pb SHRIMP-II метод по циркону, Sm-Nd изохронный метод по породам) и лишь небольшая часть относится к эоархейским (3.6-3.7 млрд лет) и палеопротерозойским породам. Метаморфическая история КХП заключается в многоэтапном (3.25, 2.7, 2.6, 2.0, 1.9 и 1.8 млрд. лет) преобразовании раннедокембрийских пород в P-T условиях гранулитовой и амфиболитовой фации.

В свете вышеизложенного, изучение изотопной системы $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ в этом регионе представляет особый интерес. В гнейсах Кухтуйского поднятия с возрастом 3.45 млрд лет нам удалось получить положительную изотопную аномалию $\mu^{142}\text{Nd}$, равную 16.2 ± 2.8 относительно стандарта JNdi-1. Работа по изучению изотопной системы $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ совместно с системой $^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$ в данном

регионе будет продолжена и не ограничится только породами Кухтуйского поднятия.

Литература

1. J. O'Neil, H. Rizo, M. Boyet, R.W. Carlson, M.T. Rosing. Geochemistry and Nd isotopic characteristics of Earth's Hadean mantle and primitive crust. *EPSL*, 2016, 442, 195-205.
2. Chao-Feng Li, Xuan-Ce Wang, Simon A. Wilde, Xian-Hua Li, Ya-Fei Wang, Zhen Li. Differentiation of the early silicate Earth as recorded by ^{142}Nd - ^{143}Nd in 3.8-3.0 Ga rocks from the Anshan Complex, North China Craton. *Prec. Res.*, 2017, 301, 86-101.
3. В.К. Кузьмин, В.А. Глебовицкий, Н.В. Родионов, А.В. Антонов, Е.С. Богомолов, С.А. Сергеев. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива. Стратиграфия. Геологические корреляции. 2009. Т.17. №4. С. 3-22.

Время образования и Sr-Nd изотопная систематика молодых основных вулканитов южной части Джавахетской вулканической области Малого Кавказа (Армения)

Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.

ИГЕМ РАН, Москва

Индикаторной особенностью южной части Джавахетской неовулканической области Малого Кавказа (Республика Армения) является широчайшее развитие продуктов ареально-моногогенного базитового вулканизма. Молодые платобазальты, за которыми в литературе установилось название «долеритовые базальты», формируют рельеф Лорийского вулканического плато; базиты этого типа образуют обширные покровы в пределах Верхнеахурянской и Амасийской впадин, а также слагают протяженные (более 50 км), суммарной мощностью до первых сотен метров, лавовые реки в палеодолинах рек Ахурян, Дебед и Дзорагет.

Обратная намагниченность и K-Ar датировки (2.08-2.00 млн. лет) лав верхних и средних частей разрезов платобазальтов указывают на их образование в гелазийском веке в полеомагнитную эпоху Матуйама, с обратной геомагнитной полярностью [Trifonov et al., 2016]. Базиты низов вулканогенных разрезов - более древние образования; K-Ar изотопные данные (2.51 ± 0.12 млн. лет) могут свидетельствовать об их образовании на рубеже плиоцена - плейстоцена [Trifonov et al., 2016].

Главные минералы фенокристов базитов - оливин и плагиоклаз (обычно лабрадор); чаще всего к ним добавлен клинопироксен (авгит). Изученные породы содержат 48.3-54.7 мас. % SiO_2 , 4.5-6.2 мас. % Na_2O + K_2O при 1.0-2.3 мас. % K_2O и относятся либо к K-Na умеренно-

щелочной (муджиериты, гавайиты), либо к известково-щелочной (базальты) петрохимическим сериям. Базиты отличаются низкими содержаниями TiO_2 (1.0-1.8%) при $\text{Mg}^\#$ от 0.45 до 0.58; отношения в них Nb/Ta (17.2-22.1) близки к хондритовым при обычно достаточно низких в породах отношениях Ti/Y (220-360). Геохимический облик пород в целом отвечает вещественным характеристикам соответствующих магматических образований внутриплитных геодинамических обстановок [Магматические горные породы, 1987; Mullen, 1983; Pearce, Norry, 1979 и др.]. Так, например, на диаграмме Zr-Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] они в подавляющем большинстве попадают в поле внутриплитных базальтов.

Обращает на себя внимание несомненное сходство по целому ряду геохимических параметров платобазальтов южной части Джавахетской области и базальтов океанических островов (OIB). Так, по сравнению с базальтами OIB-типа [Sun, McDonough, 1989] изученные вулканы обладают в целом сходными концентрациями стронция (Sr_n 0.8-1.1), циркония (Zr_n 0.6-0.8), иттрия (Y_n 0.9-1.2), иттербия (Yb_n 1.0-1.5) и др. Вместе с тем, в мультиэлементных спектрах исследованных лав фиксируются положительная U аномалия и отрицательные - Nb и Ti, которые в нашем случае могут быть объяснимы ассимиляцией основными мантийными расплавами «OIB-типа» корового вещества.

Вариации начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных вулканах составляют 0.70398-0.70446 и 0.51280-0.51287 соответственно (или +3.1...+4.6 в единицах ϵ_{Nd}) [Neill et al., 2013 и наши данные]. Обычно значения изотопных отношений стронция и неодима в породах имеют обратную корреляцию. На изотопно-корреляционной Sr-Nd диаграмме точки составов пород образуют компактное скопление в I квадранте в поле составов базальтов OIB-типа. Для Дебедской лавовой реки наблюдается заметное увеличение в породах снизу вверх по разрезу величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и обычно комплементарное уменьшение отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.70445 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при +4.2 ϵ_{Nd} в лавах верхов вулканогенных разрезов и, соответственно, 0.70398 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при +4.5 ϵ_{Nd} в базитах оснований разрезов). Отметим, что согласно нашим и опубликованным [Neill et al., 2013 и др.] данным нет существенных различий в изотопном составе Sr и Nd в продуктах гелазийской основной вулканической активности в пределах всей южной части Джавахетской неовулканической области Малого Кавказа (0.70398-0.70445 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при +4.2...+4.6 ϵ_{Nd} в пределах восточного Лори-Дебедского сегмента и, соответственно, 0.70416-0.70446 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при +3.1...+4.6 ϵ_{Nd} в западном - Амасийско-Ахурянском), что может указывать на достаточно низкую вещественную гетерогенность глубинного источника, генерировавшего в это время материнские магматические расплавы.

Полученные результаты, в совокупности с ранее опубликованными данными по другим неовулканическим областям Большого и Малого Кавказа [Лебедев и др., 2006, 2009, 2010, 2013; Чугаев и др., 2013; Бубнов, 2003; Бубнов и др., 2014; и др.], определенно подтверждают высказанное ранее предположение об общности происхождения всех неоген-четвертичных пород Кавказского региона [Лебедев и др., 2009; и др.] и указывают на региональный мантийный резервуар OIB-типа в качестве одного из наиболее вероятных источников их первичных расплавов.

Литература

- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
- Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. // Доклады АН. 2014. Том. 459. № 1. С. 73-79.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2009. № 6. С.582-602.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // Доклады АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 517-522
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н. и др. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 25-53.
- Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. // Петрология. 2013. Т. 21. № 1, С. 22-33.
- Mullen E.D. // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53-62.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al. // Lithos. 2013. 180-181. P. 200-215.
- Pearce J.A., Norry M.J. // Contrib. Min. and Petr. 1979. V. 69. P. 33-47.
- Sun S.S., McDonough W.F. // Magmatism in the Ocean Basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
- Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A. et al. // Quaternary International. 2016. V. 420. P. 178-198.

Фосфориты Харанурского месторождения Окино-Хубсугульского бассейна: U-Pb систематика и Pb-Pb возраст

Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Фосфориты являются перспективными породами для датирования U-Pb (Pb-Pb) методом, так как главный их минерал - апатит - содержит большое количество U в кристаллической решётке. Этот метод успешно использован для определения возраста осадочных фосфоритов в отложениях рифея Южного Урала и венда Китая и

Сибири [1,2,3,4]. Данная работа представляет результаты U-Pb (Pb-Pb) датирования фосфоритов крупного Харанурского месторождения.

Харанурское месторождение входит в состав Окино-Хубсугульского фосфоритового бассейна, который расположен в пределах Окинско-Хамардабанского складчатого сооружения на юго-востоке Восточных Саян и является северным замыканием более крупного Хубсугульского фосфоритового бассейна, приуроченного к венд-кембрийским карбонатным отложениям чехла Тувино-Монгольского микроконтинента [5]. Карбонатный чехол микроконтинента в северо-восточной части подразделяются на протоплатформенную иркутскую свиту и субплатформенные боксонскую серию. Фосфориты Харанурского месторождения локализованы в нижней части боксонской серии - в забитской свите. Тип рудовмещающих формаций - карбонатный и карбонатно-кремнистый.[6]

В этой работе исследована U-Pb систематика трех литологических типов фосфоритов и уточнен их Pb-Pb возраст: кремнистых (фтанитов), онколито-зернистых и брекчиевидных. Кусочки фосфорита тщательно отбирались под биноклем, чтобы достичь максимальной мономинеральности. Затем пробы отмывались от возможных поверхностных загрязнений в ультразвуковой ванне в очищенной воде, после чего растирались в пудру для дальнейшего анализа. Истертый фосфорит растворялся в 1N HCl при комнатной температуре. Два образца - кремнистый фосфорит и брекчиевидный фосфорит - дополнительно подверглись ступенчатому растворению: последовательно в 0.1N HCl, 0.5N HCl и 1N HCl при комнатной температуре, чтобы контролировать возможное выщелачивание Pb из нефосфатных компонентов фосфоритов (силикокластической части и/или вторичных карбонатов).

Pb выделялся из раствора на ионно-обменной смоле Bio-rad, а U на экстракционной смоле UTEVA SPEC. Измерение изотопного состава Pb и U проведено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI.

Все три изученных типа фосфоритов различаются между собой по содержанию свинца, урана и изотопным отношениям свинца.

Кремнистые фосфориты (фтаниты) характеризуются не только самыми низкими содержаниями U (11.1-17.6 мкг/г) и Pb (1.67-3.47 мкг/г), но и самыми низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (55.480-91.749) и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (642-651). При этом, фосфориты этого типа содержат наибольшее количество торогенного свинца: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.421-41.336$.

В брекчиевидных фосфоритах содержание U (45.1-101 мкг/г) и Pb (8-11.8 мкг/г) в несколько раз больше, чем в кремнистых. В этом же типе фосфоритов наблюдаются самые высокие отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (1175-2503) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (221.340-270.490), но при пониженном отношении $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37.557-37.688).

Онколито-зернистый фосфорит содержит больше всего урана (124 мкг/г) и свинца (21.2 мкг/г). Отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в онколито-зернистых средние между кремнистыми и брекчиевидными фосфоритами (832 и 106, соответственно), а отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в нем минимальное (37.394).

В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки брекчиевидных и онколито-зернистых фосфоритов дают значение 390 ± 80 млн лет при очень высоком СКВО=547. Этот разброс может быть обусловлен присутствием фосфоритов с разным первичным свинцом, так как брекчиевидные и зернистые фосфориты неоднократно перемывались и таким образом, изученная проба оказалась смесью нескольких образцов. В отличие от этого, кремнистые фосфориты в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ дают возраст 580 ± 9 млн лет при низком СКВО=0.99 (по 9 точкам валовых образцов и фракциям ступенчатого растворения). Полученный Pb-Pb возраст кремнистых фосфоритов хорошо согласуется с Pb-Pb возрастом нижележащих известняков той же забитской свиты.

Рассчитанные для кремнистых фосфоритов в терминах модели Стейси и Крамерса параметры первичного Pb равны: $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9.26 \pm 0.03$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.45 \pm 0.01$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.45 \pm 0.003$, $K_2 \approx 4$ и близки к данным для карбонатных пород забитской свиты ($\mu_2 = 9.30 \pm 0.15$ и $K_2 = 4.1 \pm 0.3$), что подтверждает их осадочное происхождение. Низкое значение первичного μ_2 и повышенное значение K_2 предполагают, что породы в области сноса были представлены гранулитам и/или имели мантийное происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00623).

Литература

1. Barfod G.H., Albarede F., Knoll A.H. et al. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 201. P. 203-212.
2. Chen D.F., Dong W.Q., Zhu B.Q., Chen X.P. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Douchantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events // *Precambrian Res.* 2004. V. 132. P. 123-132.
3. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb-Pb возраст и Sr изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // *ДАН*, 2013, том 451, № 4, с. 430-434.
4. Васильева И.М., Смирнова З.Б., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.В. Pb-Pb возраст вендских фосфоритов забитской свиты, боксонская серия, Восточные Саяны // *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы*, Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии, 2-5 июня 2015 года, ИГГД РАН, Санкт-Петербург
5. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн // *Совместная советско-монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. Тр. Вып. 6*. М.: Наука, 1973. 167 с.
6. Георгиевский А.Ф. Харанурское месторождение фосфоритов. Литология и полезные ископаемые, №4, 1986. С. 71-86.

Тектоно-термальная эволюция северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Кольский полуостров) за последние 1.9 млрд. лет в свете новых Ar/Ar данных и результатов трекового датирования апатита

Веселовский Р.В.^{1,2,3}, Арзамасцев А.А.^{3,4,5}, Травин А.В.⁶, Юдин Д.С.⁶, Томсон С.⁷, Сальникова Е.Б.⁵, Самсонов А.В.³, Степанова А.В.⁸, Боцюн С.Б.⁹

¹Геологический ф-т МГУ, Москва; ²ИФЗ РАН, Москва; ³ИГЕМ РАН, Москва; ⁴СПбГУ, Санкт-Петербург; ⁵ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ⁶ИГМ СО РАН, Новосибирск; ⁷Университет Аризоны, Тусон, США; ⁸ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск; ⁹Университет Тюбингена, Тюбинген, Германия

Практически полное отсутствие современных термохронологических данных по северо-восточной части Фенноскандинавского щита, отвечающей территории Кольского полуострова, не позволяет реконструировать тектоно-термальную историю данного литосферного блока. Особенно остро актуальность решения этой проблемы определяется на фоне детально изученных территорий стран Скандинавии, для которых имеются не только многочисленные Ar/Ar определения изотопного возраста, но и также большое количество надежных трековых возрастов циркона и апатита (Hendriks et al., 2007). Имеющиеся оценки объемов денудации кольской части Фенноскандинавского щита и соответствующие им амплитуды вертикальных движений этого блока земной коры в фанерозое неоднозначны. Единичные количественные термохронологические данные, полученные трековым анализом апатита, сфена и циркона, а также полуколичественные оценки глубины эрозии останцов осадочного чехла и девонских интрузивных тел, в том числе трубок взрыва, показали существенные различия в амплитуде фанерозойского воздымания территории щита - от 0 км на периферии Кольского полуострова до 6 км в центральной его части (Hall, 2015). Сколько-нибудь надежные модели докембрийской тепловой истории и количественные оценки амплитуды вертикальных движений Кольского полуострова в литературе отсутствуют. Недавно нами был выполнен трековый анализ апатита из керна скважин, вскрывших породы Хибинского плутона на различных глубинах (Veselovskiy et al., 2015). Полученные результаты позволили предложить модель термальной эволюции Хибин в интервале времени 360-0 млн. лет; кроме того, нам

удалось оценить величину геотермического градиента для последних 250 млн. лет в $\sim 20^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Главной целью данного исследования являлась разработка максимально детальной и надежной количественной модели тектоно-термальной эволюции северо-восточной Фенноскандии. Для этого мы использовали опубликованные нами ранее и 12 новых трековых датировок апатита из разновозрастных геологических объектов, расположенных в различных районах Кольского полуострова. Также нами были выполнены определения Ar/Ar возраста докембрийских магматических пород, слагающих широко распространенные в Кольском регионе дайки и силлы. Синтез полученных и ранее опубликованных термохронологических и геохронологических данных позволил разработать модель термальной истории СВ Фенноскандии для последних 1.9 млрд. лет, для независимой проверки которой (на постдевонском этапе) был использован метод компьютерного моделирования остывания верхних горизонтов коры после их прогрева подкоровой интрузией. Предложена тектоническая интерпретация полученных данных.

Основы разработанной нами модели тектоно-термальной эволюции СВ Фенноскандии в постсвекофеннское время базируются на следующих выводах:

1) с конца палеопротерозоя термальная эволюция СВ Фенноскандии характеризовалась «спокойным» температурным режимом: начиная с рубежа 1.9 млрд. лет назад и до настоящего времени, породы современного эрозионного среза кольской части Фенноскандии монотонно остывали со средней скоростью $\sim 0.1^{\circ}\text{C}/\text{млн. лет}$, что наиболее вероятно связать с процессом стабильного воздымания вследствие тектонической эксгумации при скорости ~ 5 м/млн. лет. Многочисленные результаты Ar/Ar датирования, полученные нами, свидетельствуют о том, что с тех пор породы современной дневной поверхности не испытывали вторичных прогревов выше 300°C ;

2) величина денудационного среза с поверхности щита за последние 1.9 млрд. лет оценивается по геохронологическим данным в 7-10 км, что независимо подтверждается оценкой РТ-параметров кристаллизации силла пойкилоофитовых долеритов у пос. Дальние Зеленцы (время кристаллизации $\sim 1860 \pm 4$ млн. лет, U-Pb, бадделеит, ID-TIMS);

3) в термальной истории образцов, представляющих наиболее западный район СВ Фенноскандии (Кольская сверхглубокая скважина), фиксируется этап охлаждения, отвечающий раннему рифею (~ 1.5 -1.4 млрд. лет). К этому времени относится масштабный магматизм гранитов рапакиви и связанных с ними базитов, который широко известен в ЮЗ обрамлении Карельского блока, а также на территории

Кольского полуострова и сопряженных территорий по нижнекоровым ксенолитам и ксенокристам в девонских трубках (Downes et al., 2001; Samsonov et al., 2012). Скорость охлаждения пород в этот этап не превышала 1.3°C/млн. лет;

4) с момента наиболее позднего внедрения щелочных расплавов около 360 млн. лет тому назад и до 300 млн. лет породы современного эрозионного среза фундамента и девонских интрузивных массивов Кольского полуострова находились на глубине 3-2 км и были «аномально» прогреты до температуры в интервале 250-110°C вследствие повышенного теплового потока (геотермический градиент мог достигать значения ~50°C/км). Это рассматривается нами как указание на существование в фанерозойской истории Восточно-Европейской платформы продолжительного «скрытого» этапа эндогенной активности, отвечающего интервалу времени 360-300 млн. лет и, вероятно, связанного с дрейфом Балтики над африканским суперплюмом. Этот вывод подтверждается результатами реконструкции термической истории по полевому шпату из образца гранитов лицо-арагубского комплекса с глубины 9.5 км из Кольской сверхглубокой скважины с использованием модели «мультидоменной» объемной диффузии (Lovera, 1992) на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных ступенчатого прогрева. Проведенная реконструкция фиксирует наложенное термическое воздействие около 300-400 млн. лет назад.

Исследования выполнены при частичной поддержке гранта РФ № 16-17-10260, гранта Правительства РФ (№ 220, проект №14.Z50.31.0017), гранта Президента РФ (МД 1116.2018.5), гранта РФФИ № 18-05-00211, тем НИР 0153-2018-0007 ИГГД РАН и 0330-2016-0013 ИГМ СО РАН.

Литература

Hendriks et al. A fission track data compilation for Fennoscandia // Norwegian Journal of Geology. 2007. V. 87. 143-155.

Veselovskiy et al. Apatite Fission Track Thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // Tectonophysics. 2015. V.665. 157-163.

Hall A. Phanerozoic denudation across the Kola Peninsula, Northwest Russia: implications for long-term stability of Precambrian shield margins // Norwegian Journal of Geology. 2015. 95. 153-169.

Downes et al. Proterozoic zircon ages from lower crustal granulite xenoliths, Kola Peninsula, Russia: evidence for crustal growth and reworking // Journal of the Geological Society, London, Vol. 159, 2002, pp. 485-488

Samsonov et al. Sutures in the Early Precambrian Crust as a Factor Responsible for Localization of Diamondiferous Kimberlites in the Northern East European Platform // Long Abstract for the 10th International Kimberlite Conference. Bangalore: India. 2012.

Lovera O.M. Computer programs to model $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ diffusion data from multidomain samples // Computers & Geosciences. 1992. V. 18. № 7. P. 789-813.

Изотопно-геохимические критерии генетических типов циркона (на примере Кольской сверхглубокой скважины)

Ветрин В.Р.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ИМГРЭ, Москва

В настоящем сообщении показана вероятность определения генетических типов циркона на основании их изотопно-геохимических (Sm-Nd и Lu-Hf) исследований. С этой целью изучен циркон из плагиогнейсов нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), пробуренной в северо-западной части Мурманской области (69°25'с.ш., 30°44'в.д.), с глубин 10779-10789 м (8-я толща, обр. 26), 11778-11795 м (10-я толща, обр. 43). Измерения изотопного состава Nd в породах выполнены на масс-спектрометре TRITON T1 фирмы ThermoFinnigan MAT в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Изотопный состав Hf и концентрации элементов примесей в цирконе, датированном на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ), определены в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции и масс-спектрометрии [Ветрин и др., 2016].

Кристаллы циркона из плагиогнейсов СГ-3 часто имеют сложное строение и состоят из ядер, занимающих преобладающую часть объема зерен, оболочек и не зональных кайм. Кристаллизация ядерных частей кристаллов предполагается в глубинных очагах при частичной раскристаллизации ТТГ- расплавов в интервале времени от 2887 до 2813 млн. лет для плагиогнейсов 8-й толщи, и от 2880 до 2830 млн. лет для ТТГ 10-й толщи. В процессе излияния на поверхность происходила быстрая кристаллизация расплавов с образованием оболочек кристаллов. При неоархейском метаморфизме (2770±10 и 2692±5 млн. лет) в периферических частях кристаллов были образованы незональные каймы [Чупин, Ветрин, 2005]. В то же время длительный интервал кристаллизации ядерных частей кристаллов, а также морфологические особенности зерен позволяют предполагать их образование и в результате захвата магмой ксеногенных кристаллов циркона из вмещающих пород. Трактовка генезиса оболочек кристаллов также не однозначна, и наряду с магматическим генезисом допускается их образование в процессе гранулитового метаморфизма.

При 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 $\epsilon\text{Nd}(T)$ в породе и $\epsilon\text{Hf}(T)$ в породе или цирконе [Blicher-Toft, Albaredo, 1997; Vervoort, Blicher-Toft, 1999; Лохов и др., 2009]. Графически указанная

зависимость поведения изотопных систем выражается линией с параметром $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 1.36 \times \epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3.0$, получившей название *terrestrial array*, или ТА, и с учетом дисперсий определения изотопных параметров - полосой ТА, имеющей ширину порядка 2-4 единиц эILON (рис. 1). Захваченные (реликтовые) кристаллы циркона, имеющие в сравнении с породой более древний возраст, имеют повышенную величину $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, и на диаграмме располагаются правее и ниже поля ТА. По сравнению с магматическим цирконом кристаллы метаморфического генезиса при их меньшем возрасте и, соответственно, пониженных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ имеют близкий, или как правило более радиогенный состав Hf. Его величина определяется вкладом вещества их магматических предшественников и количеством радиогенного ^{176}Hf , захваченного цирконом при диффузионном обмене с Lu-содержащими темноцветными минералами породы-гранатом, пироксенами, амфиболом, биотитом.

На диаграмме в координатах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ - $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ точки составов ядер и оболочек изученных кристаллов циркона образуют вертикальные тренды с приуроченностью их средних значений к центральным частям поля ТА (рис. 1). Нахождение точек состава в пределах поля ТА определяется согласованностью Hf- и Nd-изотопных систем в цирконе и породе, что наряду с наличием в кристаллах расплавных включений плагиоориодацит-риолитового состава [Чупин, Ветрин, 2005] достоверно определяет магматический генезис ядер и оболочек, кристаллизовавшихся в равновесии с силикатной матрицей породы.

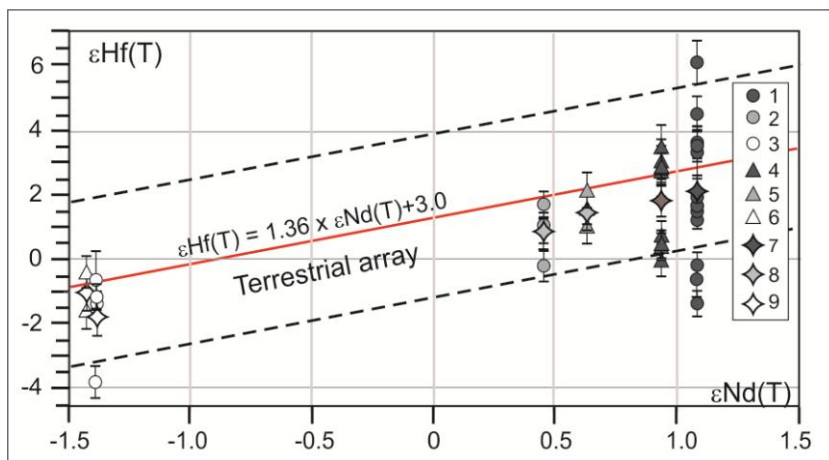


Рис. 1. Изотопная Nd-Hf систематика циркона из плагиогнейсов СГ-3. 1-3 и 4-6 соответственно, обр. 26 и 43 (1, 4 -ядра, 2, 5 - оболочки, 3, 6 -каймы), 7-9- средние значения для ядер, оболочек и кайм. Вертикальные линии у значков- погрешности определения $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ на уровне 1σ

Циркон внешних кайм кристаллов имеет пониженные значения $\varepsilon\text{Nd}(\text{T})$ и $\varepsilon\text{Hf}(\text{T})$, и преобладающая часть точек его состава располагается в центральной части поля ТА, что более свойственно для циркона магматического генезиса. В то же время заведомо метаморфогенное происхождение зерен поздней генерации циркона определяется отсутствием в них расплавных включений и наличием газовой-жидких включений водных растворов, по Р-Т параметрам соответствующих условиям регрессивного амфиболитового метаморфизма плагинейсов СГ-3 [Чупин, Ветрин, 2005]. Когерентность изотопных параметров метаморфогенных зерен циркона объясняется, вероятно, образованием кайм главным образом за счет вещества ядер и оболочек кристаллов магматического генезиса. Поскольку кристаллы циркона в плагинейсах СГ-3 включены главным образом в зерна плагиоклаза и кварца, не содержащих значимых количеств Lu, это способствовало сохранению изотопного состава магматических частей кристаллов при образовании метаморфических кайм.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 17-35-50002, 16-05-00026а) и госконтракта № 13/17-1.

Литература

Чупин В.П., Ветрин В.Р. Геохимия. 2005. № 2. С. 206-212; Ветрин В.Р. и др. Геохимия. 2016. № 1. С. 105-125; Лохов К.И. и др. Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43-53; Blichert-Toft J., Albarede F. Earth, Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243-258; Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Geochim., Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. №. 3/4. P. 533-556.

Низкотемпературная трековая термохронология позднепермско-раннетриасовых гранитоидов Колывань- Томской складчатой зоны

Ветров Е.В.^{1,2}, Жимулев Ф.И.², Де Граве Й.³, Ван Ранст Г.³, Начтергали С.³

¹СНИИГГиМС, Новосибирск; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск; ³Гентский
Университет, Гент

Получены первые данные трековой термохронологии апатита для гранитоидов Колывань-Томской складчатой зоны. Трековый анализ апатита является методом геологического датирования, который основан на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана-238, накапливающихся в минерале в ходе геологической истории. Наблюдение за температурой, до которой трековая система

датирования остается закрытой по отношению к сохранению дочерних продуктов, позволяет определить историю экспозиции пород до высоких температур в определенных геологических условиях. Во многих случаях такие термохронометры позволяют определить возрасты, которые редко связаны со временем начала работы системы. Эти кажущиеся возрасты отражают запись термальных и тектонических процессов, которые контролируют эволюцию длительной денудации земной поверхности, а не возрасты первоначального образования или осадконакопления. Однако, с помощью данных трековой термохронологии возможна реконструкция термальной истории пород и, следовательно, событий охлаждения горных пород в обстановке верхней континентальной коры. Такие исследования, позволяющие выявлять периоды тектонической стабилизации (пенепленизации) и активности (горообразования), особенно актуальны для активных горных систем Центральной Азии.

Трековое датирование апатитов проведено в лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (MINPET, Ghent University) по стандартной методике с помощью метода внешнего детектора с использованием теплового нейтронного облучения. Треки спонтанного деления U-238 в апатите подвергались химическому травлению 5.5 М раствором азотной кислоты в течение 20 секунд при температуре 21°C. Индуцированные треки U-235 проанализированы в мусковитном внешнем детекторе после облучения и травления 40% раствором фтороводородной кислоты в течение 40 минут при температуре 20°C. Облучение капсулы с пробами, стандартами и дозиметрами проводилось на бельгийском реакторе 1 (BR1) в бельгийском ядерном исследовательском центре г. Мол (Belgian Nuclear Research Centre in Mol). В качестве стандартов были использованы апатиты из туфов Durango и Fish Canyon, в качестве дозиметра - оптимизированное стекло IRMM 540. Подсчет треков произведен на сканирующем микроскопе Nikon. Калибровка трековых возрастов осуществлялась с использованием усредненного зета-фактора. В дополнение к определению трековых возрастов, получено распределение трековых длин, что позволило определить характер охлаждения пород и восстановить термальную историю земных пород с помощью термотектонического моделирования.

Результаты трекового анализа апатита показали позднемеловые (100-120 млн лет) трековые возрасты. Аналогичные датировки известны в ключевых районах Центрально-Азиатского складчатого пояса - Горном Алтае, Тянь-Шане, Хангае, Гобийском Алтае и др. Значения средних трековых длин от низких до умеренных 10,4-13,2 мкм, что значительно меньше средней длины новообразованных треков (16,3 мкм). Это может свидетельствовать о длительном

пребывании породы в зоне частичного отжига (60-120 °C). Гистограммы распределения трековых длин характеризуется широким основанием и нередко слабо проявленной бимодальностью, что может быть вызвано как минимум двумя этапами быстрого охлаждения.

Показательным примером мезозой-кайнозойской истории формирования структур Колывань-Томской складчатой зоны является термальная история образца С-1, отобранного из монцогранитов Новосибирского массива с U-Pb возрастом цирконов 256 млн лет. В термальной истории отчетливо выделяются два контрастных этапа (мел-палеогеновый и неогеновый), отражающие различные (нео)тектонические режимы. Наличие юрского этапа быстрого охлаждения можно только предполагать по воздыманию T-t-тренда при условной экстраполяции первичной модели термальной истории. На протяжении всего мела в течение почти 80 млн лет образец С-1 был охлажден максимум на 4°C, иначе говоря, скорость денудации на этом временном интервале не превышала 2 м/млн лет. Такие значения являются показателем тектонической стабильности горного массива, из которого был отобран образец С-1. Во время палеоцена и эоцена T-t-тренд термальной истории погружается в связи с нагреванием (от 60 до 70°C), которое может быть вызвано проседанием в результате накопления мощной толщи осадочной последовательности. По прямым расчетам (с учетом среднего геотермального градиента исследуемой территории 25-30°C на 1 км) можно судить о суммарной мощности отложений, накопившихся в палеоцене-эоцене - 250-300 м. Возможно, именно этот процесс погружения под мощной толщей осадков способствовал возврату образца С-1 в зону частичного отжига, где трековая система апатита была частично перезагружена. Проседание прекратилось к олигоцену, во время которого термальная история характеризуется горизонтальным поведением тренда. В самом начале неогена образец С-1 испытал заключительную фазу быстрого охлаждения (от 70 до 20°C за ~25 млн лет) и был выведен на современную поверхность. Скорость денудации оценивается как 60-70 м/млн лет.

Сопоставление термальных историй с геологическими данными, в особенности, с литолого-стратиграфической летописью Западно-Сибирского осадочного бассейна, показало следующее а) развитие мощных кор химического выветривания в меловое время согласуется со стабильной тектонической обстановкой, выявленной по T-t-трендам; б) выявленное по T-t-тренду проседание в палеоцене-эоцене может быть вызвано накоплением 250-300 м толщи осадков, что, в целом, согласуется с мощностью накопления осадков палеоцен-эоценового возраста в Западно-Сибирском бассейне, и что может предполагать более широкие масштабы морской трансгрессии, которая по литолого-

стратиграфическим данным достигла своего максимума в среднем эоцене; в) неогеновый тектонический импульс, выявленный по T-t трендам синхронен с началом гималайской коллизии, расчленением пенеплена и заложением современного рельефа; г) По геологическим данным к раннему мелу приурочена регрессия морского бассейна. В то же время по термальной истории предполагается воздымание территории, что сказалось на перераспределении (нео)тектонических блоков и смещении глубокой части шельфа Западно-Сибирского бассейна на северо-запад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 16-35-00010, а также

РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 р-а.

Геохимия и изотопный состав Sr и Nd железомарганцевых образований акватории Тихого океана: первые данные

**Вишневская И.А.^{1,2}, Костицын Ю.А.³, Летникова Е.Ф.¹, Малов В.И.^{1,2},
Михайлик П.Е.⁴, Асавин А.М.³**

*¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²НГУ, Новосибирск; ³ГЕОХИ РАН,
Москва; ⁴ДВГИ ДВО РАН, Владивосток*

В Мировом океане широко распространены три генетических типа железомарганцевых образований (ЖМО). Это гидрогенные кобальтбогатые корки (КМК) гайотов, диагенетические конкреции (ЖМК) абиссальных котловин и гидротермально-осадочные ЖМО, формирующиеся в тектонически активных районах. ЖМО являются перспективным промышленным источником редких и рассеянных элементов. Причем концентрации рудного вещества в них напрямую зависят от их происхождения. В период роста ЖМО на формирование их вещественного состава одновременно могут оказывать влияние как эндогенные, так и экзогенные процессы с разной долей преобладания одного из них. Мы провели исследования изотопного состава Sr и Nd, а также распределения редких и редкоземельных элементов для установления источника вещества этих образований. Материалом для исследования послужили 11 образцов ЖМО, драгированных в разных частях Тихого океана: от севера (подножье Алеутской дуги) до юга (район земли Мери Берд, Антарктида). Результаты исследования показали, что, несмотря на широчайший географический разброс точек

опробования, многие параметры изотопного и элементного состава этих образований образуют устойчивые парные корреляции.

Sr- и Nd-изотопные характеристики КМК, отобранных в районе Магелановых гор, Идзу-Бонинского желоба и Императорского хребта, полностью соответствуют морской воде, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находится на уровне 0.70914 ± 0.0002 , значение ϵ_{Nd} в них варьирует от -3 до -5.3. Самый южный образец - корка, взятая в районе земли Мери Берд, по изотопному составу Sr (0.70894) и ϵ_{Nd} близок к морской воде южной части Тихого океана. Более экзотические характеристики имеют образования из краевых, вулканически активных частей Тихого океана - они отличаются более низкими значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} (см. рис. А). Изотопный состав Sr образований подножья Курильской дуги составляет 0.70762 , а значение ϵ_{Nd} -2.3, для охотоморской корки характерно отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70819 и ϵ_{Nd} -1.1, изотопный состав Sr железомарганцевых корок подножья Алеутской дуги варьирует от 0.70791 до 0.70874 , а ϵ_{Nd} принимает положительное значение +3.4.

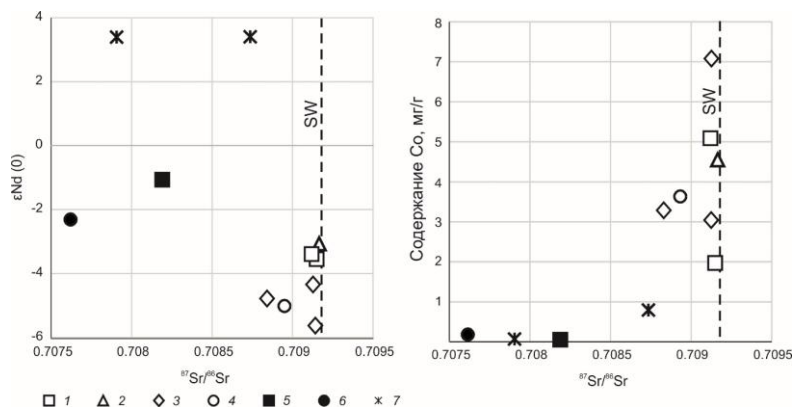


Рис. (А) Sr- и Nd-изотопные характеристики изученных пород. (Б) Зависимость изотопного состава Sr от содержания Co в железомарганцевых образованиях. SW - усредненное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вод Тихого океана. Изученные пробы ЖМО следующих районов: 1- Идзу-Бонинский желоб; 2- Императорский хребет; 3- Магеллановы горы; 4- Земля Мэри Берд; 5- Охотское море; 6- Курильская дуга; 7- Алеутская дуга

Недавними работами установлено, что изотопный состав Nd океанической воды изменяется по широте и глубине океанов [Tachikawa et al., 2017], так в водах северной Пацифики величины ϵ_{Nd} изменяется от -3 до -6, а южной - от -6 до -9. Анализ изотопных данных, полученных для современных морских карбонатных раковин и воды [DePaolo 1986; Caro, DePaolo, 1990; Henderson et al., 1994; Кузнецов и др., 2012], показывает, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах акватории Тихого океана варьирует в интервале 0.70912 - 0.70926 (медиана составляет 0.70918).

Анализ химического состава в совокупности с изотопными данными позволил выявить некоторые закономерности. С ростом содержания Co и Ni изотопный состав стронция и неодима в корках приближается к изотопному составу воды океана (см. рис. Б). Такая же зависимость отмечена для концентраций Sr, Cu, V, Th и PЗЭ. Максимальное количество этих элементов обнаружено в образованиях, отобранных в районе Магелановых гор, Идзу-Бонинского желоба и Императорского хребта, и, как было сказано выше, их изотопные характеристики полностью отвечают морской воде.

Известно, что распределение химических элементов в корках полностью контролируется их генезисом. Так гидrogenные корки отличаются от гидротермально-осадочных низкой скоростью роста и повышенными концентрациями PЗЭ, Ni, Co, Ti, Mo [Glasby, 2006].

Проведенное исследование показывает, что КМК, обогащенные Th, PЗЭ, Sr, Cu, V, Co и Ni, наследуют изотопный состав океанической воды, которая является для них основным источником вещества. На элементный и изотопный состав ЖМО краевых частей океана большое влияние оказывает гидротермальный и/или вулканогенный материал, благодаря чему происходит смещение изотопного состава в сторону увеличения ϵ_{Nd} , вплоть до положительных значений, и понижения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Работа проведена при финансовой поддержке проекта РНФ №16-17-10076.

Литература

- Кузнецов А.Б. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2012, Т. 20, № 6, с. 3-19
Capo R.C., DePaolo D.J. Seawater Strontium Isotopic Variations from 2.5 Million Years Ago to the Present // Science, 1990, V. 249, p. 51-55
DePaolo D.J. // Geology, 1986, V.14, № 2, p.103-106
Glasby, G.P. Manganese: predominant role of nodules and crusts, In: Schulz, H.D., Zabel, M. (Eds.), Marine geochemistry, 2nd edition. , 2006. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 371-427
Henderson G.M. et al. // Earth and Planetary Science Letters, 1994, V. 128, p. 643-651
Tachikawa et al. // Chemical Geology, 2017, V. 457, p. 131-148

Нижнетунгусская (боровая) свита Туруханского поднятия: изотопная стратиграфия и U-Pb датирование детритовых цирконов

Вишневская И.А.^{1,2}, Летникова Е.Ф.¹, Иванов А.В.^{1,3}, Прошенкин А.И.¹,
Солошенко Н.Г.⁴, Аносова М.О.⁵, Максимова А.А.^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²НГУ, Новосибирск; ³ИГУ, Иркутск; ⁴ИГГ
УрО РАН, Екатеринбург; ⁵ГЕОХИ РАН, Москва

В нижнем течении реки Нижняя Тунгуска (Туруханское поднятие) вскрываются отложения Сибирской платформы с рифея до кембрия. Разрез рифея представлен терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 4400 м и расчленяется на свиты: стрельногорскую, линок и сухотунгусскую среднего рифея, деревнинскую, нижнетунгусскую (буровой), шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую свиты верхнего рифея [Решения..., 1983]. При этом лишь для одного подраздела получены корректные определения абсолютного возраста. Г.В. Овчинникова с соавторами [1995] методом Pb-Pb датирования карбонатных пород установили, что породы сухотунгусской свиты формировались 1035±60 млн лет назад.

Породы нижнетунгусской свиты согласно залегают на отложениях деревнинской свиты и в целом согласно, но с областями локальной эрозии [Петров, Семихатов, 2009], перекрываются базальным песчано-аргилитовым пакетом карбонатной шорихинской свиты. Разрез свиты представлен преимущественно обломочными и строматолитовыми доломитами и известняками. Отложения свиты нами были изучены в двух обнажениях по р. Нижняя Тунгуска: у подножья Стрельных гор, где на дневную поверхность выходит нижняя часть свиты, и в районе Воронихина мыса, где в береговых врезках вскрывается верхняя часть свиты. В основании свиты, в разрезе ниже Стрельных гор среди карбонатных пород нами было обнаружено несколько линз (мощность 0.3-0.7 м, протяженность 3-7 м) темно-серых до черных крупнозернистых песчаников. Из них была отобрана проба для дальнейшего выделения и датирования цирконов. При петрографических исследованиях установлена вулканомиктовая природа этих пород. Среди породообразующих обломков преобладает КПШ. Состав этих осадочных отложений и отсутствие следов вторичных изменений формы обломков при их возможной транспортировки в зоне гипергенеза (окатаности) указывают на их пирокластическую природу и позволяют классифицировать изученную породу, как туфопесчаники. Таким образом, возраст наиболее молодой

популяции цирконов даст нам возможность оценить время накопления отложений нижнетунгусской свиты.

Исследование компонентной составляющей карбонатной вытяжки, а также анализ распределения этих компонентов и ковариационных диаграмм, позволили выявить наименее измененные образцы карбонатных пород, подвергшихся минимальному вторичному воздействию и, следовательно, сохранивших в своем составе изотопный состав среды седиментации.

Измерения содержаний Rb и Sr проводились методом изотопного разбавления с применением индикаторов ^{85}Rb и ^{84}Sr на термоионизационном масс-спектрометре МИ 1201АТ (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Изотопные отношения Sr измеряли на масс-спектрометре TritonPlus (ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН, Екатеринбург). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках нижней части нижнетунгусской свиты находится на уровне 0.70521, в вышележащих доломитах изменяется от 0.70566 до 0.70634. Сопоставление полученных данных с кривыми вариаций изотопного состава воды рифейского палеоокеана, построенных по геохронологически привязанным разрезам [Halverson et al., 2010; Кузнецов и др., 2014], к сожалению, дает лишь примерный интервал времени формирования изученных пород. Мы можем сказать, что они накапливались древнее 800 млн лет.

Пробы туфопесчаника были отобраны для проведения U-Pb-изотопного датирования детритовых цирконов для оценки возраста пород источников сноса и получения представлений о возможных нижних временных границах накопления свиты. Изотопные исследования проведены методом LA-ICP MS с применением лазерной установки UP-213 и масс-спектрометра Element XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ГЕОХИ РАН, Москва). В туфопесчаниках нижнетунгусской свиты присутствуют цирконы только одного временного интервала, конкордатные значения которых варьируют в диапазоне возрастов от 1.05 до 0.95 млрд лет. Такой монопик U-Pb датировок детритовых цирконов, при отсутствии популяций цирконов палеопротерозоя и архея - доминантов среди источников поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы, указывает на накопление карбонатных отложений нижнетунгусской свиты одновременно с поставкой кластического вулканомиктового материала при отсутствии других источников сноса в дистальных частях шельфа. Таким образом, обширная популяция наиболее молодых цирконов в песчаниках нижнетунгусской свиты ограничивает время их накопления на рубеже 950 млн лет. Учитывая отсутствие достоверных данных о изотопном составе Sr в этот интервал времени, можно заключить, что он варьировал в интервале 0.70521-0.70566.

Протерозойские породы Туруханского поднятия изучаются довольно долгое время и ранее уже были опубликованы результаты изучения Sr-S изотопного состава карбонатных пород этого региона [Горохов и др., 1995; Bartley et al., 2001]. Комплексное изучение геологических, геохимических и изотопных характеристик, а также применение новых методов исследования пород позволило внести коррективы в имеющиеся представления о времени формирования этих отложений. Популяция детритовых цирконов с возрастом ~950 млн лет в песчаниках нижнетунгусской свиты указывает на синосадочный вулканизм при накоплении карбонатных пород этой свиты и является прямым указанием на возраст этой свиты. Следовательно, породы перекрывающей шорихинской свиты накапливались позже 950 млн лет, а отложения нижележащей деревнинской свиты, вероятно формировались до рубежа 950 млн лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект №16-17-10076.

Литература

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. // Литология и полезные ископаемые. 1995, №5. С. 525-536

Петров П.Ю., Семихатов М.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. т. 17. №5. с.3-19

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983, 215 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. //Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33;

Bartley J.K., Semikhatov M.K., Kaufman A.J. et al.// Precambrian Research. 2001. V.111. №1-4. p.165-202

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. // Precambrian Research. 2010. V.182 (4). p. 337-350

Этапы активности вулканического массива Ахтанг (Срединный хребет Камчатки) в неоген-четвертичное время

Волынец А.О.¹, Певзнер М.М.², Лебедев В.А.³, Толстых М.Л.⁴,
Бабанский А.Д.³

¹ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; ²ГИН РАН, Москва;
³ИГЕМ РАН, Москва; ⁴ГЕОХИ РАН, Москва

Нами проведено К-Аг изотопное датирование лав разных структурно-геоморфологических объектов вулканического массива Ахтанг в Срединном хребте Камчатки (Табл.). Полученные результаты в совокупности с петролого-геохимическими данными позволили выделить несколько этапов вулканической активизации массива Ахтанг, а также впервые документально подтвердить наличие периодов покоя.

Зафиксированное начало активности (этап I) датируется плиоценом (4.9 - 4.0 млн л.н., табл.). На этом этапе были сформированы платообразные эффузивы, широко представленные на южном и, в меньшей степени, на западном подножии массива. На завершающей стадии был сформирован главный конус вулкана Ахтанг (h 1954.6 м). Все породы первого этапа имеют типично-островодужные характеристики. После перерыва длительностью около 2 млн лет начался II этап активизации, раннеплейстоценовый (1.9-1.7 млн л.н., табл.). На этом этапе в ЗСЗ секторе массива в крупном обвальном цирке плиоценовой постройки образовался лавовый вулкан андезитового состава (h ~ 1500 м), а на завершающей стадии - относительно небольшой андезибазальтовый лавовый центр на ЮЗ подножии главной вершины Ахтанга (h 1751.3 м). Третий этап активизации (III), среднеплейстоценовый (0.3-0.2 млн л.н., табл.), начался после перерыва продолжительностью около 1.5 млн лет. Этот этап характеризуется формированием многочисленных моногенных центров, секущих массив в СВ направлении. Предположительно, этап может состоять из нескольких последовательных эпизодов, когда образовывались существенно лавовые или существенно пирокластические образования. К этому этапу относится и формирование третьей ЮЗ вершины массива (h 1655.9 м). Для пород III этапа характерно разнообразие составов (от базальтов до андезибазальтов) и широкие вариации содержаний микроэлементов. По результатам тефрохронологических исследований вулканизм голоценового времени в массиве Ахтанг не зафиксирован [Певзнер, 2015].

Таблица.

Результаты К-Аг датирования лав вулканического массива Ахтанг и сопряженной зоны моногогенного вулканизма

№ лаб.	№ авт.	Калий, %±σ	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г)±σ	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ (%) в образце	Возраст, млн лет±2σ	Этап*
16152	АХ-1302	0.845±0.015	0.0139±0.0017	97.9	0.24±0.055	III
16147	АХ-1353	1.35±0.02	0.023±0.003	98.2	0.25±0.07	
16150	АХ-1343	1.17±0.02	0.0238±0.0013	88.9	0.295±0.035	
16151	КАР-1301	1.06±0.02	0.023±0.003	98.1	0.31±0.08	
16149	АХ-1337	1.18±0.02	0.026±0.005	98.6	0.32±0.12	
16203	АХ-1326	1.15±0.02	0.133±0.002	79.3	1.7±0.1	II
16148	АХ-1329	1.37±0.02	0.1832±0.0013	56.2	1.93±0.06	
16202	АХ-1322	0.88±0.015	0.244±0.003	81.2	4.0±0.2	I
16154	АХ-1304	0.732±0.015	0.226±0.002	47.6	4.4±0.2	
16153	АХ-1340	1.04±0.02	0.352±0.002	61.1	4.9±0.2	

Примечания. Определение содержания радиогенного аргона проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar ; определение калия - методом пламенной спектрофотометрии [Лебедев и др., 2010]. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (ат.%)}$ [Staiger, Jager, 1977]. Для анализиров использованы основные массы пород, выделенные из лав. * - этап вулканической активизации.

Закключение.

Впервые получены геохимические данные, характеризующие эволюцию массива Ахтанг на протяжении плиоцен-четвертичного времени. Показано, что в составе пород массива преобладают базальтовые и андезибазальтовые разности с островодужным типом распределения микроэлементов.

По результатам впервые проведенного К-Аг датирования выделено три этапа активизации: 4.9 - 4.0, 1.9 - 1.7 и 0.3 - 0.2 млн лет назад.

Для платоэффузивов плиоценового времени впервые установлен центр излияний. Доказаны разновозрастность и принципиальное геохимическое сходство пород, слагающих вершинную часть постройки вулкана Ахтанг и платоэффузивов его подножия.

На примере массива Ахтанг впервые документально подтверждено наличие длительных (1.5-2 млн лет) перерывов в вулканической активности, после которых менялся характер эруптивной активности. Выделенные этапы активизации массива Ахтанг коррелируют с региональными эпизодами усиления вулканической активности СЗ Пацифики [Prueher, Rea, 2001], а среднеплейстоценовый этап оказался синхронен эпизоду активизации, приведшему к образованию Ключевой группы вулканов [Calkins, 2004; Churikova et al., 2015], а также образованию многочисленных моногогенных центров на восточной Камчатке [Nishizawa et al., 2017].

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ИВиС ДВО РАН № 0282-2016-0004 (анализ данных) и ГИН РАН № 0135-2018-

0037 (геохронологические исследования), а также при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112 (аналитические работы). Авторы благодарят Б. Тагирова за помощь при проведении полевых работ.

Литература

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K Ar и Sr Nd Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки / Труды Геологического института. Вып. 608. - М.: ГЕОС. 2015. - 252 с.

Calkins J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Khapitsa Plateau and Studyonaya River basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia. Abstr. IV JKASP Int. workshop. 2004. <http://kiska.giseis.alaska.edu/kasp/kasp04/abstracts/abstracts.htm>

Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. Vol. 307. P. 156-181.

Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T. et al. Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // Scientific Reports. 2017. Vol. 7 (11515). P. 1-11.

Prueher L.M., Rea D.K. Tephrochronology of the Kamchatka-Kurile and Aleutian arcs: evidence for volcanic episodicity // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2001. V. 106. P. 67-84.

Staiger R.H., Jager H. Subcommition on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochnronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.

Девонская вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: источники вещества вулканитов по Sr-Nd-Pb изотопным данным

Воронцов А.А., Дриль С.И.

ИГХ СО РАН, Иркутск

В девонское время территория юго-западного обрамления Сибирского кратона стала ареной масштабных магматических событий, которые привели к образованию рифтогенных умереннощелочных протяженных по кремнекислотности вулканических ассоциаций. Такие ассоциации наиболее полно изучены в пределах Батеневского поднятия Минусинского прогиба [1]. В его строении участвуют породы широкого диапазона составов: умереннотитанистые и низкотитанистые базальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты и риолиты. Геологические наблюдения и петрогеохимические данные свидетельствуют о направленном развитии магматизма, включающем три этапа, которые

характеризуются различными сериями пород и составами их магматических источников.

Для первого этапа характерна укороченная базальтовая серия, представленная умереннотитанистыми ($\text{TiO}_2=1.14-1.6\%$) высокоглиноземистыми базальтами со спорадически проявленными высокотитанистыми ($\text{TiO}_2=1.7-2.15\%$) базальтами. Второй этап представлен вулканитами гомодромной протяженной субщелочной серии, включающей в себя базальты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и трахиты. Для пород типично последовательное уменьшение содержаний MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{общ})}$, TiO_2 , CaO , P_2O_5 , связанное с фракционированием темноцветных, рудных минералов, апатита, и накопление редких несовместимых элементов в наиболее кремнекислых трахитовых дифференциатах. Серия этих пород отражает дифференциацию исходных базальтовых магм в коровых периферических очагах, где смешивались расплавы из разных мантийных источников. Один из этих источников продуцировал умереннотитанистые высокоглиноземистые расплавы, обедненные высокзарядными Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U. Другой продуцировал и высокотитанистые базальты, которые отличались более высокими уровнями содержаний HSFE. Базальты обоих типов проявлены по всему разрезу дифференцированной серии пород, что свидетельствует об одновременности излияний как базальтоидов, так и дифференциатов. Заключительный третий этап связан с развитием трахидацит-риолитовой серии с одновременными эпизодическими излияниями умереннотитанистых базальтов.

По сравнению с трахитами базальт-трахитовой серии, породы трахидацит-риолитовой серии характеризуются более низкими содержаниями La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta, обратно коррелирующимися с ростом кремнекислотности пород. Этим они отличаются от кислых производных дифференцированных базальт-трахириолит-комендитовых серий Алтае-Саянской рифтовой области, которые характеризуются последовательным накоплением этих элементов вплоть до появления в них рудных концентраций. Изменения составов в породах Батеневского поднятия связаны с разными механизмами их формирования. Дифференциация базитовых магм доходит только до трахитовых расплавов. Она прерывалась в результате появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые взаимодействовали с трахитовыми расплавами, образуя промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. В целом эти представления подтверждаются изотопными Sr-Nd-Pb характеристиками вулканитов разных типов.

Высокотитанистые и умереннотитанистые базальты имеют различные изотопные Sr-Nd характеристики, что указывает на различные источники их формирования. Первые характеризуются

величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(395\text{Ma})}=0.7031-0.7041$ и $\epsilon\text{Nd}_{(395\text{Ma})}=6.1-7.7$, тогда как вторые - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(395\text{Ma})}=0.7044-0.7046$ и $\epsilon\text{Nd}_{(395\text{Ma})}=3.4-4.7$. Трахиты протяженной дифференцированной серии имеют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(395\text{Ma})}=0.7047-0.7049$ и $\epsilon\text{Nd}_{(395\text{Ma})}=3.4-3.6$, что совпадает с характеристиками умереннотитанистых базальтов и подчеркивает тесную генетическую связь между этими типами пород. Риолиты и риодациты верхней толщи имеют несколько более радиогенный состав стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(395\text{Ma})}=0.7043-0.7055$ при $\epsilon\text{Nd}_{(395\text{Ma})}=1.5-3.6$. Таким образом, Sr-Nd изотопные характеристики средних и кислых пород исключают значимое участие корового компонента в их генезисе. Вероятней считать кристаллизационную дифференциацию и смешение расплавов определяющими петрогенетическими процессами, формирующими серию пород от умереннотитанистых базальтов через трахиты к более кислым производным. Роль анатектической коровой компоненты более заметна при анализе вариаций изотопного состава свинца пород (Рис.1).

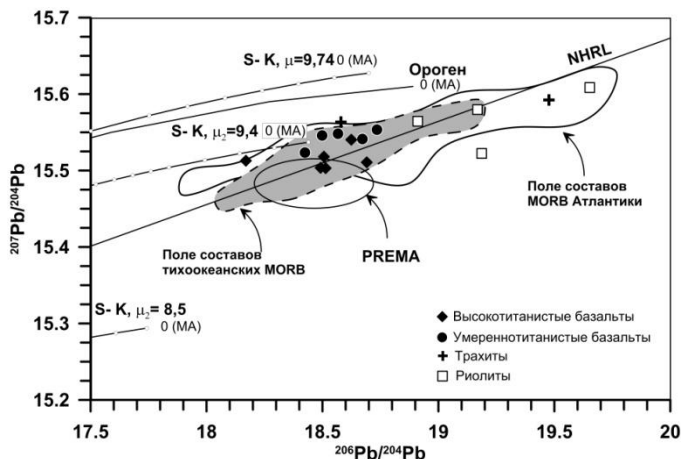


Рис.1. Изотопная диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для высокотитанистых и умереннотитанистых базальтов, трахитов и риолитов Батеневского поднятия. Изотопный анализ свинца выполнялся методом двойного изотопного разбавления с использованием MC-ICP-MS NEPTUNE ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Поля составов MORB Атлантики и Тихого океана, а также PREMA нанесены по многочисленным литературным данным

На диаграмме видно, что базальты, трахиты и риолиты образуют вытянутый тренд близкий к NHRL. При этом точки составов базальтов обоих типов образуют единое поле, группируясь в области деплетированных (MORB) или умеренно деплетированных (PREMA) источников вещества. Риолиты и риодациты имеют более радиогенные изотопные составы Pb, что, возможно, является индикатором смешения вещества основных и средних расплавов с веществом коры.

Изотопный состав Pb трахитов изменяется в широких пределах от «базальтовых» мантийных до «риолитовых» коровых значений.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 16-05-00181 и 17-05-00928.

Литература

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология, 2015. Т. 23. № 4. С. 386-409.

Геохимия четных изотопов урана в условиях диагенеза современных карбонатных отложениях малых озер (Байкальский регион)

Восель Ю.С.¹, Мельгунов М.С.^{1,3}, Восель С.В.^{2,3}, Макарова И.В.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск; ²ИХКГ СО РАН, Новосибирск; ³НГУ, Новосибирск

Процессы диагенеза играют существенную роль в перераспределении микроэлементов в океанических осадках. Так, увеличение содержаний U и уменьшение содержаний Mn вниз по их разрезу объясняется окислительно-восстановительными процессами с участием микроорганизмов [Klinkhammer et al., 1991]. Предполагается, что Mn оксидных фаз, восстановленный в нижних слоях, мигрирует по поровым водам вверх по разрезу, где он окисляется и выпадает в осадок. Уран, находящийся в поровых водах в виде уранил-иона мигрирует вниз, где он восстанавливается и выпадает в виде восстановленных оксидов. Однако, последнее объяснение остается гипотезой, поскольку напрямую зафиксировать фазу UO_{2+x} в осадке обычными методами анализа невозможно из-за ее весьма малого количества. Естественно предположить, что аналогичные процессы должны иметь место также и в озерах [Chappaz, et al., 2010]. Наша работа посвящена экспериментальному исследованию процессов диагенеза с участием U и Mn в отложениях озер с основной целью, получить прямые обоснования образования фаз U(IV).

Изучались пресное озеро Аляты (53°12'51.65"N, 102°11'43.66"E) и соленое - Цаган-Тырма (52°51'59.52" N-106°35'33.47" E). Первое проточное озеро, состав вод: HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+} , общая минерализация 280 мг/л. Второе - замкнутое, питающиеся глубокими подземными водами, находится в пределах грабеновой структуры ("пулл-апарт"

разрыв) [Склярова и др., 2002]. Состав вод: Cl^- - SO_4^{2-} - Na^+ - Mg^{2+} , общая минерализация 19000 мг/л. Оба озера имеют карбонатный тип осадка.

Основным методом исследования был метод ступенчатого выщелачивания на основе методики Тессье [Tessier et al., 1979]. Метод позволяет отделить литогенные фазы от хемогенных, разделить хемогенные фазы на составляющие и измерить их количества, измерить содержание изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во всех фазах. В неизмененных породах, которые составляют литогенные фазы, изотопное отношение (активностей) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1$. В поверхностных водах это отношение, как правило, намного больше [Чалов, 1975]. Поэтому высокое $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отношение удобно использовать как прямое доказательство, что минерал образовался из раствора. Схема удобна тем, что используемые реагенты не могут взаимодействовать с восстановленными соединениями U (далее Фазы U(IV)) и они должны оставаться в нерастворимых остатках (Н.О.). Фазы U(IV) весьма инертны и растворяются в концентрированных азотной или серной кислотах, причем уранинит растворяется только при нагревании [Лидин, и др., 2003]. Поэтому для их обнаружения проводились дополнительные стадии выщелачивания HNO_3 в течение 40 мин (25°C), 1 ч (25°C), 3 ч (90°C), 24ч (127°C) и затем, ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) отношение в полученном растворе и в не растворившейся части Н.О. Содержание изотопов ^{234}U и ^{238}U в воде и растворах измерялось методом α -спектрометрии. Для измерения концентраций Ca, Sr, Mn и др. в воде, донных осадках, в растворах и Н.О., получаемых после выщелачивания осадков, использовался метод атомной адсорбции (АА). Концентрация примесных ионов Mn^{2+} в карбонатах измерялась методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Mn в оксидных фазах получали как разность измерений методами АА и ЭПР.

Поведение Mn в осадке озера Аляты оказалось полностью аналогичным его поведению в океанических осадках. Количество MnO_x в верхних горизонтах осадка, в слое 0-30 см, резко растёт по направлению к границе осадок-вода, что легко объясняется протеканием активных диагенетических процессов, аналогичных океаническим. Поэтому можно было ожидать, что поведение U тоже будет аналогичным, то есть на глубинах больше 30 см будут образовываться фазы U(IV). Основное количество U в донных осадках обоих озер представлено аутигенным U. По всему разрезу осадков озера Аляты $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в аутигенных фракциях составляет примерно $1,9\pm0,3$ и близко к таковому в воде озера ($1,66\pm0,27$). В верхней половине разреза 0-42 см в Н.О. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1,0\pm0,15$, как и должно быть для терригенной составляющей, т.е. фазы U(IV). В то же время на большой глубине (93см), как и ожидалось, в Н.О. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1,5\pm0,29$. Это прямо показывает, что помимо U терригенной составляющей в Н.О. должны присутствовать новообразованные фазы U(IV). Для их

обнаружения сначала было проведено выщелачивание азотной кислотой Н.О. достаточно глубокого горизонта (63-66см). Было обнаружено, что в кислоте действительно появляется небольшое количество U с высоким $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, однако, основная часть U, осталось в этом остатке, поскольку в нем даже после выщелачивания $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1,5$. Поэтому в дальнейшем выщелачивание проводилось с нагреванием до 90°C. Эксперимент показал, что при выщелачивании Н.О. глубоких горизонтов 81-84 и 87-90 см в кислоте опять появляется U с высоким $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, новообразованные фазы U(IV) выщелачивается практически полностью, поскольку в остатке $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=1,0\pm 0,2$.

Во всех аутигенных фракциях осадка озера Цаган-Тырм $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=2,7\pm 0,15$ и вполне соответствует водному ($2,36\pm 0,13$). Осадки этого озера представляют особенный интерес. Оно очень мелкое, с высокой минерализацией воды. Зимой происходит практически полное его промерзание, что приводит к резкому увеличению концентрации сульфат иона в воде. Это дает толчок к развитию сульфат редуцирующих бактерий и появлению резко восстановительных условий (сильный запах H_2S) на границе осадок-вода. Соответственно наиболее благоприятные условия для образования фаз U(IV) должны быть в верхних горизонтах осадка этого озера. Измерения, без дополнительной стадии с HNO_3 , проведенные как для горизонтов 0-3, 6-9 так и 33-35 см, показывают, что в их Н.О. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 2$, и соответственно во всех этих Н.О. есть хемогенный U, т.е. могут быть восстановленные оксиды. Выщелачивание Н.О. кислотой было проведено для четырех горизонтов: 3-6, 15-18, 24-27 и 30-33 см. Измерения показали, что для всех четырёх горизонтов изотопное отношение U, перешедшего в кислоту после выщелачивания ею Н.О., намного больше единицы и так же близко к водному. Важно также отметить, что особенно большое количество фаз U(IV) обнаружено в горизонте 3-6 см; в то же время, показано, что в верхних слоях полностью отсутствуют оксидные фазы Mn, они появляются только на глубине 12 см и ниже. Такое поведение U и Mn вполне объясняются резко восстановительной средой в верхних горизонтах осадка озера Цаган-Тырм.

Итак, проведенное исследование полностью подтверждает гипотезу об образовании новообразованных фаз U(IV) в осадках озер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-35-00072 мол_а. Анализ атомной абсорбции и альфа-спектрометрический анализ выполнен в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

- Klinkhammer G.P., Palmer M.R. (1999) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 55. P. 1799-1806.
Chappaz A., et al. (2010) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 7. P. 203-214.

Tessier A., et al. (1979) // Anal. Chem., V. 51. P. 884-851.
Склярова О.А. и др. // Геология и Геофизика. № 8. С., 2002, 732-745.
Чалов П.И., // Изотопное фракционирование природного урана, Фрунзе: Илим, 1975.
Лидин Р.А., и др. // Хим. свойства неорганических веществ. М.:КолосС, 2003. 480с.

Изотопная эволюция субщелочного и щелочного магматизма западной части Центрально-Азиатского орогенического пояса в палеозое-мезозое

Врублевский В.В.

НИ ТГУ, Томск

Геологическое развитие Центрально-Азиатского орогенического пояса (САОВ) в палеозое-мезозое неоднократно сопровождалось интрузиями субщелочного и щелочного состава, которые сформировали небольшие магматические провинции в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Юго-Восточной Туве, Западном Забайкалье, Северной и Южной Монголии, Южном Тянь-Шане. По результатам изотопного датирования их образование могло завершаться на возрастных рубежах ~ 520-480, 410-385, 310-260, 245-200, 150-120 Ма (например, Андреева, 1968; Кононова, 1976; Довгаль, Широких, 1980; Яшина, 1982; Никифоров и др., 2002, 2006, 2014; Vladikin et al., 2005; Дорошкевич, 2013; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2003, 2004, 2012, 2014, 2015, 2016, 2018; Воронцов и др., 2013; Цыганков и др., 2016; Крупчатников и др., 2015; Избродин и др., 2017; Vrublevskii et al., 2018). В строении дифференцированных плутонов в разной степени принимают участие К-Na-щелочные и субщелочные габброиды, монцониты, гранитоиды, основные и ультраосновные фойдолиты (ийолит-мельтейгиты, уртиты, полевошпатовые ийолиты, уртиты и ийолит-уртиты), нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты. Анализ известной литературы показывает, что несмотря на разнородный петрографический состав, разновозрастные интрузивные комплексы обладают изотопно-геохимическим сходством, допускающим однотипные источники магм и геодинамические обстановки их внедрения.

Производные палеозойского (~520-260 Ма) субщелочного и щелочного магматизма характеризуются относительно радиогенным изотопным составом Nd ($\epsilon_{Nd}(t) \approx$ от 0 до +7) и широкими вариациями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ от ~0.7032 до 0.7076. Среди них представительными являются: (а) габбро-монцонитовые, гранитоидные и щелочно-базитовые породные ассоциации Кузнецкого Алатау, (б) субщелочные

базальтоиды обрамляющих его Минусинских впадин, (в) пироксениты, щелочные сиениты и карбонатиты комплекса эдельвейс в ЮВ Горном Алтае, (г) фойдолит-фойяитовые интрузивы Витимского плато в Западном Забайкалье, нагорья Сангилен в ЮВ Туве и ЮЗ Прихубсугуль в Монголии [Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2012, 2014, 2016, 2018; Doroshkevich et al., 2012; Воронцов и др., 2013].

Продукты мезозойского (~245-120 Ma) магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае (лампроиты-лампрофиры и монцонитоиды), Западном Забайкалье (шонкиниты, сиениты, карбонатиты), Южном Тянь-Шане (эссекситы, фойдолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты), Центральной Тувы и Южной Монголии (вулканиты, карбонатиты) отличаются более обогащенными источниками [Крупчатников и др., 2015; Doroshkevich et al., 2012; Никифоров и др., 2002; 2006; Vrublevskii et al., 2018; Vladyskin et al., 2005]. Это свойственно не только силикатным породам ($\epsilon_{Nd}(t) \approx$ от +3 до -6; $^{87}Sr/^{86}Sr(t) \sim 0.7043-0.7092$), но и ассоциирующим карбонатитам ($\epsilon_{Nd}(t) \approx$ от 0 до -11; $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ до $\sim 0.7054-0.7095$).

Широкий диапазон значений $\epsilon_{Nd}(t)$ от +7 до -11, наблюдаемых в щелочных интрузиях палеозоя и мезозоя, позволяет предполагать либо разные по изотопному составу магматические протолиты в деплетированной (PREMA-тип) или обогащенной (ЕМ-тип) мантии, либо постоянную степень смещения их вещества в период плюмовой активности. По-видимому, в палеозойских комплексах преобладает более истощенный мантийный материал PREMA. По своей природе он подобен главному компоненту Северо-Азиатского суперплюма, который инициировал базитовый магматизм САОВ в раннем и среднем палеозое [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Участием обогащенной мантии ЕМ в генерации родоначальных расплавов можно объяснить вариации не только изотопного состава Nd, но и первичных соотношений изотопов Pb. В габброидах, фойдолитах и карбонатитах, акцессорном пирротине их значения ($^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.59-38.41; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.53-15.64; $^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.05-19.29) наиболее соответствуют резервуару ЕМ 2 [Vrublevskii et al., 2018].

Характерной изотопной особенностью рассмотренных субщелочных и щелочных пород САОВ является прямая корреляция между повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (до $\sim 0.708-0.709$) и $\delta^{18}O_{SMOW}$ (до $\sim 8-15\%$), что свидетельствует о контаминации мантийных расплавов веществом зрелой континентальной коры [Покровский, 2000; Никифоров и др., 2002; Врублевский и др., 2012; Врублевский, 2015; Doroshkevich et al., 2012]. Согласно современным данным эта закономерность отмечается для многих плутонических комплексов складчатых областей. Вероятно, большее обогащение коровым материалом щелочных интрузий мезозоя относительно древних аналогов обусловлено их формированием в зонах с уже повышенной

мощностью литосферы. Контаминация достигает максимума при позднемагматическом карбонатитообразовании ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ до $\sim 17\text{--}23\text{‰}$). Акцессорный пирротин карбонатитов также обладает более «тяжелым», чем мантийный, изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 4.6–12.8‰). С ним согласуется возрастание в минерале $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Vrublevskii et al., 2018], свойственное эволюции изотопов свинца в орогенах. В меньших масштабах изотопная (Nd, Sr, Pb) неоднородность иногда выявляется даже в отдельных интрузивах, что может быть связано не только с процессом коровой контаминации, но и с неравномерным перемешиванием деплетированного и обогащенного мантийного вещества в поднимающихся глубинных расплавах.

Исследования поддержаны грантом Правительства РФ № 14.Y26.31.0012.

Литература

- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Геология и геофизика, 2013, 54 (9), 1283–1313
- Врублевский В.В. Геология и геофизика, 2015, 56 (3), 488–515
- Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Геология и геофизика, 2012, 53 (8), 945–963
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиеррес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Геология и геофизика, 2014, 55 (11), 1598–1614
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Геология и геофизика, 2016, 57 (2), 287–311
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Геология и геофизика, 2018, 59 (7)
- Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Геология и геофизика, 2015, 56 (6), 1057–1079
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Петрология, 2002, 10 (2), 168–188
- Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геология рудных месторождений, 2006, 48 (4), 296–319
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000, 228 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Петрология, 2003, 11 (6), 556–586
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Lithos, 2012, 152, 157–172
- Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 153, 252–281

Перспективы развития метода реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах (на примере разреза СГ-3)

Ганнибал М.А., Толстихин И.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Метод реконструкции концентраций гелия в подземных водах, основанный на равновесии концентраций гелия во внутреннем объеме кварца, доступном для гелия (ДГО) и окружающей воде, позволяет получить экспериментальные данные о балансе и подвижности радиогенного гелия в системе вода-порода в тех случаях, когда отбор образца поровой воды затруднен или невозможен, например - на больших глубинах [3]. Такие данные, в свою очередь, могут быть использованы для оценки возраста глубинных вод.

Изотопы гелия в породах и минералах разреза СГ-3 характеризуются преимущественно радиогенным происхождением гелия и относительно хорошей его сохранностью. Кроме того, некоторое повышение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, по сравнению со средним для коры, приуроченное к определенным интервалам глубин, а не к породам/минералам, а также единообразие изотопного состава гелия, извлеченного различными методами (дробление, плавление, ступенчатый нагрев) говорит о доминирующем влиянии флюидной фазы на формирование наблюдаемого распределения изотопов гелия [1,2]. В связи с этим разрез СГ-3 представляется перспективным объектом для изучения распределения изотопов He в системе вода - порода, в том числе, упомянутым выше методом.

Первые попытки применения такого подхода к изучению разреза СГ-3 были предприняты в ходе разработки метода. Оказалось, однако, что методика, разработанная для детритового кварца из песчаников, не подходит для образцов кварца из жил и пегматитов СГ-3. По данным ступенчатого отжига, выполненного для одного из этих образцов, гелий из жильного кварца начинает выделяться при температуре на 150-200°C ниже, чем из детритового. Причиной этого, по-видимому, является декрепитация зерен кварца под воздействием флюидных включений. Таким образом, часть ДГО разрушается при низкотемпературном прогреве образца, которому неизбежно подвергаются все навески при определении ДГО (при насыщении гелием). Наряду с разрушением ДГО может наблюдаться его увеличение, вызванное миграцией части флюида из включений и, соответственно, увеличением в них доли объема газовой фазы (по отношению к жидкой). Поскольку объем жидкости входит в ДГО с

множителем Н (постоянная Генри), составляющим в пресной воде около 0,01, а в рассолах еще ниже, 0.0075, увеличение доли газовой фазы во включениях может критически повлиять на измеренный объем ДГО. Следует отметить, что разрушение включений и миграция флюида могут происходить в одном и том же образце. Тем не менее, концепция равновесия концентраций гелия в системе «минерал -вода» кажется достаточно перспективной для того чтобы продолжать поиски адекватных экспериментальных методов ее исследования.

Чтобы отыскать и выделить в образцах кварца компоненту ДГО, устойчивую при температуре около 300-400°C, при которой гелий полностью высвобождается из образца в течение приемлемого временного интервала (недели), было предложено подвергать образцы кварца предварительному краткосрочному прогреву: исходные образцы - для того, чтобы разрушить включения, нестабильные при низких температурах, насыщенные гелием - для того, чтобы создать одинаковые условия дегазации (так как при прогреве исходных образцов, наряду с разрушением включений происходит также диффузия гелия из неповрежденной части ДГО). Этот способ был опробован для образцов 38032d (глубина отбора 9860,8 м, 1 опыт) и 41305 (глубина отбора 11352,2 м, 2 опыта). В этих опытах гелий извлекался из образцов путем изотермического нагрева; порции гелия, выделившиеся в течение первого часа прогрева (суммарная длительность каждого опыта составляла 100..150 часов) из всех образцов были исключены из рассмотрения. Реконструированные значения P_{He} во внутреннем объеме образцов составили (1,58) и (1,17; 1,44) атм. для образцов 38032d и 41305, соответственно - весьма близкие значения, свидетельствующие о хорошей воспроизводимости экспериментов. Оценка концентрации He в воде (полученная с использованием значения растворимости гелия в растворе NaCl (40 г/л) при T 40°C, $7.5 \times 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ STD } / (\text{см}^3 \text{ H}_2\text{O атм})$) свидетельствует, что эти значения вполне правдоподобны.

Однако, для надежной реконструкции необходимо выяснить, какова фактическая растворимость He в воде/рассоле при крайне высоком пластовом давлении (~ 1000 атм) и температуре до 200°C.

Кроме того, необходим независимый эмпирический критерий достоверности реконструкции значений P_{He} в ДГО. Проще всего будет анализировать несколько образцов кварца с близких глубин или даже несколько навесок одного образца. Относительный объем включений, в том числе той их части, за счет которой ДГО может претерпеть необратимые изменения является индивидуальным параметром не только для разных образцов, но и для разных навесок. При этом, предположительно, он же является главным источником возможной ошибки. Поэтому совпадение P_{He} для нескольких образцов будет свидетельствовать в пользу правильности таких результатов. Еще

надежнее было бы сопоставить результаты реконструкции P_{He} в разных минералах.

Пригодность того или иного минерала для реконструкций концентраций гелия в окружающих подземных водах определяется рядом критериев [3], соответствие которым требует трудоемких экспериментальных доказательств. Первичными критериями выбора подходящего минерала, по-видимому, должны стать крайне плохая сохранность захваченного гелия и преимущественное его размещение во флюидных включениях.

Исследования мест нахождения гелия в природных минералах, проведенные нашим коллективом в последние годы [4], показали хорошую информативность линейного нагрева образца с одновременной регистрацией тока $^4He^+$. При достаточной скорости нагрева этот метод позволяет наблюдать процесс высвобождения гелия из разных мест нахождения, соответствующих разным пикам выхода гелия, а также составить представление о его подвижности. Пока что такие опыты были выполнены только для нескольких образцов кварца из разреза СГ-3. Сопоставление кривых выхода гелия из этих образцов между собой, а также с аналогичной кривой, полученной для «эталонного» образца детритового кварца позволило, по принципу наибольшего соответствия, отобрать потенциально пригодные образцы, зафиксировать пониженную проницаемость образца, наличие флюидных включений. Таким образом, линейный нагрев представляется наиболее приемлемым способом первичной разбраковки образцов.

Литература

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты, 1991. 185 с
2. Кольская сверхглубокая...// М. 1998. МФ «Технонефтегаз». 260 с
3. Tolstikhin I.N., Gannibal M., et al.//Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V.238, P.31-41.
4. Tolstikhin I.N., Verkhovsky A.B. et al.//Chem.Geol.2016.V.444, P.187-198

Проблема возраста палеозойских магматических образований Северо-Казахстанской урановорудной провинции

Голубев В.Н.¹, Сальникова Е.Б.², Шатагин К.Н.¹, Котов А.Б.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

При рассмотрении вопроса о возрасте и длительности формирования рудных концентраций на основных промышленных

урановых месторождениях Северо-Казахстанской урановорудной провинции, которая по площади совпадает с Кокчетавским массивом, большинство геологов принимают концепцию, согласно которой эти месторождения образовались в результате единого гидротермального процесса в позднедевонское время /1-4/. При определении времени проявления рудообразующего процесса основываются на фактах локализации некоторых рудных тел в магматических породах, условно относимых к девону, и данных о том, что в нижнекаменноугольных и более молодых отложениях не встречены ореолы гидротермального изменения пород, характерные для всех урановорудных полей региона. Однако возрастная привязка различных пород, относимых к девону, была построена почти исключительно на основании соотношения их между собой и с более ранними позднеордовикскими магматическими образованиями. При этом длительность формирования отдельных толщ или массивов, а следовательно, и возраст каждого последующего образования оценивались очень приблизительно.

В результате изотопно-геохронологического изучения урановой минерализации, проведенного ИГЕМ РАН на месторождениях западной части провинции /5/, были получены данные, указывавшие на додевонский возраст (415 млн лет) урановорудного процесса. Эти данные противоречили представлениям о позднедевонском возрасте промышленных урановых руд региона. Отмеченные противоречия послужили основанием для проведения в районе Балкашинского рудного поля, находящегося на южной окраине Кокчетавского массива, изотопно-геохронологического (Rb-Sr и K-Ar) изучения магматических пород (кварцевых порфиров и гранит-порфиров якинского типа) по которым определялась нижняя возрастная граница урановорудного процесса /6/. Результаты проведенного исследования указывали, что эти породы формировались в силурийское время - 416-425 млн лет назад. Однако в недавно опубликованном обзоре геологии Северо-Казахстанской рудной провинции /7/ отмеченные кварцевые порфиры вновь обозначены как образования ранне-среднедевонского возраста. Указанные обстоятельства предопределили актуальность получения новых дополнительных изотопно-геохронологических данных для исключения возможности двоякой трактовки их возрастного положения.

В настоящей работе представлены результаты проведенного в последнее время U-Pb изотопно-геохронологического изучения цирконов из, находящихся в районе Балкашинского урановорудного поля, кварцевых порфиров, прорывающих их фельзитов и гранит-порфиров.

Кварцевые порфиры и фельзиты, получившие в рудном поле наиболее широкое развитие, образуют покровы, неки и субвулканические тела. Эти породы служат рудовмещающими на

Балкашинском и Тушинском урановых месторождениях. Гранит-порфиры якинского типа относятся к числу наиболее поздних магматических образований в районе Балкашинского рудного поля. Они, судя по имеющимся геологическим данным /8/, являются секущими по отношению к кварцевым порфирам и фельзитам. В этих породах отмечаются гидротермальные изменения, аналогичные изменениям типа березитизации, которая предшествует урановорудному процессу.

U-Pb изотопное изучение цирконов проведено по классической схеме. Химическое разложение и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу /9/. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Для изотопных исследований использовался трассер ^{235}U - ^{202}Pb . Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Экспериментальные данные обрабатывали при помощи программ «PbDAT» /10/ и «ISOPLOT» /11/. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана /12/. Поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами /13/.

U-Pb возраст цирконов всех изучавшихся «девонских» пород отвечает раннему силуру. На диаграмме с конкордией экспериментальные точки циркона из кварцевых порфиров располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 433 ± 4 млн лет, СКВО = 0.92. Конкордантный возраст циркона фельзитов - 423.7 ± 1.7 млн лет, СКВО = 0.25. Верхнее пересечение дискордии по точкам циркона из гранит-порфиров - 425.0 ± 5.4 млн лет, СКВО = 0.30.

Таким образом, результаты U-Pb изучения цирконов «девонских» магматических пород, образование которых непосредственно предшествовало урановорудному процессу в Северном Казахстане, наряду с полученными ранее /6/ данными Rb-Sr изучения этих пород, дают основание утверждать, что их формирование проходило не в девонское, а в силурийское время одновременно со становлением раннесилурийского боровского комплекса /14/.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФ (грант № 16-17-10221).

Литература

1. Пигульский В.И. Дисс. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1987. 58 с.
2. Геология и металлогения урана Северного Казахстана: Ч. 1. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1972. С. 202-205.
3. Тимофеев А.В. Дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1971. 242 с.
4. Хорошилов Л.В. Дисс. д-ра геол.-минерал. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1984. 324 с.

5. Чернышев И.В., Голубев В.Н., Троицкий В.А., Арапова А.А. История Формирования некоторых эндогенных урановых месторождений в основных урановорудных провинциях СССР и ГДР по данным изотопно-геохронологических исследований // М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1980. С. 109-135.

6. Голубев В.Н. Дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1991. 193 с.

7. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования // М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. С. 19-57.

8. Соколовский А.К. Дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: Фонды ВНИИХТ, 1969.

9. Krogh T.E. Geochim. Cosmochim. Acta, 1973. V. 37, P. 485-494.

10. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991b. 35p.

11. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 p.

12. Steiger R.H., Jager E. Earth and Planet. Sci. Lett., 1977. V. 36. P. 359-362.

13. Stacey J.S., Kramers J.D. Earth Planet. Sci. Letters, 1975. V. 26. P. 207-221.

14. Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е. и др. Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 46-54.

Изотопная хеомстратиграфия и геохронология протерозойских осадочных пород Анабарского поднятия (Северная Сибирь)

**Горохов И.М.¹, Кузнецов А.Б.¹, Константинова Г.В.¹, Дубинина Е.О.²,
Липенков Г.В.³**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИГЕМ РАН, Москва; ³ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Рифей-вендский чехол Анабарского поднятия Северной Сибири представляет собой осадочную последовательность, которая накапливалась на протяжении около миллиарда лет. Имеющаяся хеомстратиграфическая [Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995] и геохронологическая [Ernst et al., 2000; Худолей и др., 2007; Горохов и др., 1991, 1997, 2001, 2010; Зайцева и др., 2016, Эрнст и др., 2016] информация для этих пород не всегда строго привязана к разрезу, а ее методологические основы не во всех случаях способны обеспечить должный контроль стратиграфического расчленения отложений. Поскольку чехол Анабарского поднятия включает мало магматических образований, удобных для изотопного датирования, хеомстратиграфические данные, получаемые по осадочным карбонатным породам и основанные на определении изотопного состава стронция и углерода, приобретают особенное значение.

В настоящей работе в протерозойских карбонатных породах Анабарского поднятия определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe, Rb и Sr

и изучен изотопный состав С, О и Sr. Нижние горизонты разреза (билляхская серия: котуйканская и юсмастахская свиты) сложены исключительно доломитами, лишь в верхних горизонтах (старореченская свита), наряду с доломитами встречаются известняки и доломитистые известняки.

Максимальный возрастной предел отложений чехла Анабарского массива определяется U-Pb возрастом обломочных цирконов в базальных горизонтах мукунских песчаников - 1690 ± 9 млн лет [Худолей и др., 2007]. U-Pb возраст бадделеитов из долеритового силла в породах билляхской серии оценивается как 1501 ± 3 млн лет [Эрнст и др., 2016], но положение силла в разрезе серии еще недостаточно хорошо установлено. Для глауконитов усть-ильинской свиты, подстилающей котуйканские отложения, Rb-Sr и K-Ar методами получены возрасты соответственно 1483 ± 10 и 1459 ± 20 млн лет, а Rb-Sr и K-Ar датировки Al-глауконита из нижней подсвиты юсмастахской свиты составляют соответственно 1401 ± 10 и 1417 ± 44 млн лет [Зайцева и др., 2016]. U-Pb возраст бадделеита из диабазовой дайки [Ernst et al., 2000], прорывающей отложения нижней подсвиты юсмастахской свиты [Худолей, 2003], равен 1384 ± 2 млн лет. Таким образом, возраст отложения карбонатных осадков билляхской серии, вероятно, заключен в промежутке 1500-1400 млн лет. Возраст диагенеза погружения старореченской свиты, которая несогласно залегает на породах билляхской серии, определен Rb-Sr методом (~ 560 млн лет) по тонкозернистой субфракции иллита, выделенной из аргиллитов верхней части этой свиты [Горохов и др., 2010].

Значительная часть изученных нами карбонатных пород удовлетворяет геохимическим критериям ($Mn/Sr < 6$ и $\delta^{18}O \geq 20.6\%$ V-SMOW для доломитов и доломитистых известняков и $Mn/Sr < 4$ и $\delta^{18}O \geq 20.6\%$ для известняков), позволяющим использовать значения $\delta^{13}C$ в этих породах для реконструкции изотопных характеристик среды седиментации. Интервалы вариаций величин $\delta^{13}C$, имеющих хемотратиграфическое значение, составляют: в доломитах котуйканской свиты $-3.0\ldots -0.4\%$ PDB, в доломитах юсмастахской свиты $-1.0\ldots +1.0\%$, в известняках, доломитистых известняках и доломитах старореченской свиты $-2.1\ldots +1.8\%$.

В связи с тем, что для доломитов и доломитистых известняков геохимические подходы к получению Sr-хемотратиграфических характеристик исходного осадочного материала до сих пор не найдены, для получения новой информации о среде и условиях образования этих карбонатных пород применялась усовершенствованная методика изучения их Rb-Sr систематики [Li et al., 2011]. В этой методике использовавшееся ранее предварительное выщелачивание раствором ацетата аммония заменено химическим удалением значительной части образца с последующим частичным растворением оставшейся части с

помощью уксусной кислоты. При этом образцы карбонатных пород обрабатывались 0.2% CH_3COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети (фракция L1) и затем еще одну треть (фракция L2) измельченного в порошок материала.

Кажется вероятным, что для анабарских карбонатных пород при таком подходе первая ступень растворения (L1) представляла поверхностные слои карбонатных зерен, в той или иной мере подвергшиеся эпигенетическим изменениям, тогда как раствор, полученный на второй ступени (L2), в значительной степени был обогащен первичным карбонатным материалом. Об этом свидетельствуют содержания Rb и отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, которые для всех образцов во фракциях L1 больше, чем во фракциях L2. Кроме того, при помощи описанной методики доказано, что эпигенетические геохимические процессы, образовавшие фракции L1, приводили не только к изменению отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, но и к привносу в карбонатный материал некоторого количества радиогенного ^{87}Sr . Вычисленные значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всех образцах доломитов, доломитистых известняков и известняков трех изученных свит протерозойского чехла Анабарского поднятия для второй ступени (L2) растворения меньше по абсолютной величине и показывают заметно меньший разброс, чем соответствующие значения для первой ступени (L1). Этот факт является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных ступенях кислотной обработки образцов.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененном карбонатном материале протерозойских осадочных пород Анабарского поднятия составляют: в котуйканской свите - 0.70502 ± 0.00017 , в юсмастахской - 0.70487 ± 0.00005 и в старореченской - 0.70857 ± 0.00002 . Что касается доломитов ниже- и верхнеюсмастахской подсвит, сопоставление интервалов вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (соответственно 0.70451-0.70537 и 0.70464-0.70519) и значений $\delta^{13}\text{C}$ (соответственно $-0.3...+0.9\text{‰}$ и $-1.0...+1.0\text{‰}$) в этих породах не дает основания различить подсвиты на основе хемотратиграфических характеристик. Описанный перерыв между подсвитами [Злобин, 1968], вероятно, представляет собой диастему. Поэтому признание этим стратиграфическим подразделениям ранга самостоятельных свит - нэкюлээхской и чурбукской, как это сделано в Анабаро-Вилуйской серийной легенде нового издания геологической карты листа R-48 [Государственная..., 2016], кажется в настоящее время недостаточно оправданным.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всех карбонатных породах старореченской свиты, несмотря на значительное различие их

химического состава, очень близки друг к другу, давая в среднем значение 0.70857 ± 0.00002 . Это значение хорошо вписывается в картину вариаций изотопного состава Sr в позднепротерозойской морской воде [Кузнецов и др., 2014; Xiao et al., 2016]. “Хеомстратиграфический возраст” старореченских карбонатных осадков определяется проекциями их первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и значения $\delta^{13}\text{C}$ на кривые вариаций этих величин в морской воде во времени и составляет 545–550 млн лет. Совпадение оценок, полученных с помощью методов Sr- и C-изотопной хеомстратиграфии, позволяет рассматривать итоговый результат как время отложения осадков старореченской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00367).

Места нахождения и подвижность изотопов гелия в минерале (на примере амфибола)

Гудков А.В.¹, Каменский И.¹, Колобов В.², Тараканов С.³, Толстихин И.Н.¹

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ²ЦФТПС КНЦ РАН, Апатиты; ³ЛСС, С.Петербург

Наблюдаемые потери изотопов ^3He и ^4He минералом иногда оказываются разными и моделирование их миграции может оказаться полезным для понимания особенностей строения минерала и для решения вопроса об возможности использования полученных результатов для описания его термической эволюции, определяющей миграцию атомов He в прошлом.

Анализ U-Th-Li- ^4He - ^3He изотопной системы в амфиболах, выделенных из щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров), показал, что в этих минералах содержатся преимущественно радиогенные изотопы гелия. Предполагая, что время их накопления соответствует возрасту Свекофенского метаморфизма (1802 млн. лет), сохранность ^4He в двух образцах амфибола, для которых были определены концентрации U и Th, составляет $L_4 \equiv ^4\text{He}_{\text{ИЗМ}}/^4\text{He}_{\text{РАС}} \approx 0.15$. Аналогичное сопоставление измеренных и рассчитанных концентраций нуклеогенного ^3He привело к значительно большему коэффициенту сохранности, $L_3 \equiv ^3\text{He}_{\text{ИЗМ}}/^3\text{He}_{\text{РАС}} \approx 0.3$ [Tolstikhin et al., 2016]. При прочих равных условиях (в гомогенных материалах) диффузия ^4He должна быть медленнее, чем ^3He , так что

лучшая сохранность легкого изотопа не является тривиальным результатом и нуждается в объяснении.

Оба радиогенных изотопа He возникают в экзотермических ядерных процессах, протекающих с образованием радиационного трека. Энергия, выделяемая α -распадом ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th , варьирует в пределах от 4 до 9 МэВ, что соответствует длинам α -треков между 10 и 35 мкм, в зависимости от энергии и структуры минерала. Средняя энергия близка к 5.4 МэВ, а соответствующее среднее тормозное расстояние составляет ≈ 20 мкм. Средняя энергия реакции $^6\text{Li} (n, \alpha) ^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$ ($\tau_{1/2} = 10.2$ г.) составляет 4.8 MeV, и, следовательно, длина трека близки к таковой типичной для α -распада. Таким образом, параметры треков не должны существенно дифференцировать подвижность атомов ^3He и ^4He и приводить к различным коэффициентам сохранности. Однако места нахождения родительских изотопов в амфиболах существенно различны.

Ионы Li^+ имеют радиус 0.68 ангстрем, близкий к радиусам Mg^+ (0.74), Fe^{++} (0.8) и Al^+ (0.57) и, поэтому, Li обычно равномерно распределен по кристаллической решетке амфибола, изоморфно замещая такие ионы. Соответственно, треки деления ^6Li распределены равномерно в объеме зерна минерала.

U и Th, в отличие от Li, являются крайне несовместимыми элементами и концентрируются вблизи границ зерна, вдоль нарушений структуры или в богатых U и Th микровключениях таких минералов как циркон, рутил, апатит. Соответственно, радиационные α -треки часто расположены вблизи границ зерна или виде радиальных структур вокруг радиоактивного микроминерала, создавая метамиктные (и потому легко проницаемые для He) ореолы.

Такое различие в поведении родительских изотопов может стимулировать большую подвижность атомов ^4He , которые: (1) могут мигрировать по нарушенным доменам зерна, и поэтому характеризуются более высокой подвижностью; (2) могут мигрировать на более короткие расстояния. Для моделирования процесса миграции радиогенных изотопов He были выполнены эксперименты по ступенчатому нагреву амфибола в вакууме с последующим изотопным анализом выделившегося He (Рис. 1). Ступенчатый отжиг He был повторен с большим разрешением (температурные ступени через 50 °C) и преимущественные потери ^4He при невысоких температурах были воспроизведены, хотя различие между миграцией ^3He и ^4He из минерала оказалось меньшим. На основании этих экспериментов были построены две модели: модель 1 предполагает разные скорости диффузии ^3He и ^4He , а модель 2 - разные размеры диффузионных доменов для атомов ^3He и ^4He при близких диффузионных параметрах. Следует отметить, что модели 1 и 2 не являются взаимоисключающими и в принципе могут быть реализованы совместно.

Полученные параметры (для модели 1 они приведены на рис. 1) близки к опубликованным для амфибола [Baxter, 2010; TOLSTIKHIN et al., 2016].

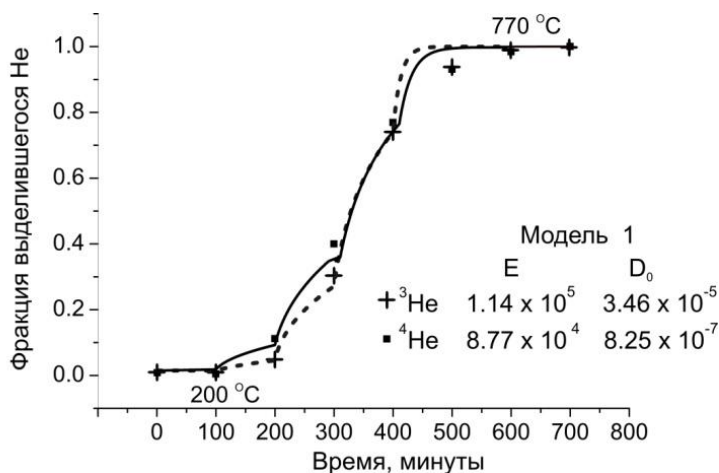


Рис. 1. Результаты выделения изотопов He из амфибола (образец 23/90) при его ступенчатом нагреве в вакууме. Заданное значение температуры устанавливается за ≈ 10 минут и остается таковым в течение 100 минут. Затем устанавливается новая более высокая температура и следует 100 минутная выдержка и т.д. Всего из образца выделилось $^4\text{He} = 3.4 \times 10^{-9}$ моль, $^3\text{He} = 2.1 \times 10^{-15}$ моль. Размерности диффузионных параметров на рисунке и в тексте: энергия активации E Дж/моль, частотный фактор D_0 м² сек⁻¹; радиус диффузии принимался равным 0.5 мм. Из рисунка следует, что аппроксимация миграции He диффузионным процессом (кривые) хорошо согласуется с экспериментом (за исключением одной точки)

Следующей задачей является определение условий, при которых происходила миграция He из минерала в прошлом, а именно — температура и длительности интервала ее действия, которые могли бы обеспечить наблюдаемые коэффициенты сохранности изотопов He. Расчеты, выполненные в рамках модели 1, показали, что наблюдаемые коэффициенты сохранности для изотопов ^4He и ^3He могут быть получены при нагреве образца до ≈ 400 °C в течение ≈ 2 суток. Такие параметры недостижимы в природных условиях для минералов, отобранных их магматических пород. Более того, зависимость коэффициентов диффузии ^3He и ^4He от температуры приводит к выводу о невозможности описать потери изотопов гелия в «реальных» условиях и для других соотношений коэффициентов сохранности, вплоть до $L_4/L_3 \approx 1$: температуры и длительности процесса миграции He из минерала несовместимы с природными условиями.

Описание процесса миграции атомов He из амфибола моделью 2, при которой диффузионные параметры принимались близкими ($E_3 = E_4$

$= 1.14 \times 10^5$, $D_{03} = 3.5 \times 10^{-5}$, $D_{04} = 3.0 \times 10^{-5}$), а радиус диффузии ^4He оказался меньше чем ^3He ($R_3 = 0.5$, $R_4 = 0.386$), также позволили получить хорошую аппроксимация эксперимента, показанного на рис.1. Зависимости коэффициентов сохранности от температуры и длительности экспозиции для модели 2 свидетельствуют о возможности использовать эту модель для описания потерь изотопов гелия в прошлом: наблюдаемые коэффициенты сохранности соответствуют рассчитанным при низких температурах (около 100°C) и значительных длительностях экспозиции (около 1 млн лет). Более детальное моделирование тепловой эволюции минерала на основании изучения происхождения и миграционных параметров благородных газов является следующей задачей проекта.

Литература

Baxter, E.F. (2010) Rev. Mineral. Geochem. 72, 509-557;
Tolstikhin, I. N. et all. (2016) Chem. Geol. 444, 187-198.

Полихронный возраст цирконов в позднемеловых андезибазальтах Нижнего Приамурья (Сихотэ-Алинь)

Гурьянов В.А.¹, Добкин С.Н.², Юрченко Ю.Ю.³, Нигай Е.В.¹

¹ИТИГ ДВО РАН, Хабаровск; ²ОСП «Дальгеофизика» АО «Дальневосточное ПГО», Хабаровск; ³ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

В настоящем сообщении обсуждаются первые результаты U-Pb датирования позднемеловых андезибазальтов саласуской толщи Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской вулканоплутонической зоны (САВПЗ) Восточно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканогенного пояса.

Геологическая ситуация. При проведении ГДП-200 на территории листа М-54-ХIII в составе Нижнеамурского ареала САВПЗ выделены верхнемеловые андезитовая больбинская и ее субвулканические аналоги, дацит-риолитовая татаркинская свиты и базальтовая саласуская толща, субвулканические образования эоценового риолит-трахидацитового пихтачского комплекса, а также миоцен-плиоценовая базальтовая острогорская толща.

Больбинская свита (450-500м), слагающая основание орогенного комплекса, представлена андезитами, андезибазальтами, их туфами и туфоалевролитами. Покровы свиты несогласно залегают на баррем-альбских складчатых образованиях ларгасинской и уктурской свит и, в

свою очередь, несогласно перекрываются кислыми эффузивами татаркинской свиты и андезибазальтами саласуской толщи (Добкин, 2016). Абсолютный возраст андезитов больбинской свиты, по данным К-Ar метода (Плиев, 1958), приближается к 90 млн лет, указывая на туронский возраст вулканитов.

Татаркинская свита (200 м), сложенная дацитами, риолитами, их лавобрекчиями и туфами, наращивает разрез больбинской свиты и поэтому её возрастное положение зависит от времени формирования подстилающих образований. По данным К-Ar определений, её возраст - 71 и 73 млн лет (Добкин, 2013).

Саласуская толща (300м) выделена в 2013 г. по результатам ГДП-200 на сопредельной с севера территории листа М-54-VII на левобережье р. Саласу. Основной породный фон саласуской толщи представлен тёмно-серыми андезибазальтами и базальтами. Они, в отличие от таковых больбинской и татаркинской свит, имеют свежий кайнотипный облик. В стратиграфической колонке вулканитов Нижнеамурского ареала эта толща располагается между татаркинской свитой (турон-кампан) и улской толщей (палеоцен-эоцен). Радиологический возраст базальтов, определенный на сопредельной территории листа М-54-VII в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом, составляет 71,6 и 72,4 млн лет (кампан-маастрихт) (Добкин, 1913).

Пихтачский комплекс риолит-трахидацитовый представлен субвулканическими интрузиями риолитов, риодацитов и дацитов среди покровных образований больбинской свиты и саласуской толщи; эоценовый возраст принят по аналогии с покровной фацией в легенде Николаевской серии. Имеющиеся К-Ar определения возраста на соседнем листе М-54-VII - от 56,5 до 82,1 млн лет и не позволяют использовать их для уверенного определения возраста (Тиньков, Кайдалов, 2009).

Результаты исследований. Работами по ГДП-200 на территории листа М-54-XIII были специально изучены покровы андезибазальтов саласуской толщи. Изученная проба андезибазальтов (№ 1170-5) весом 12 кг была взята на левобережье р. Уктур (бас. р.Гур). Химический состав (мас.%): SiO₂ - 55.68, TiO₂ - 0.91, Al₂O₃ - 17.80, Fe₂O₃ - 6.03, FeO - 2.04, MnO - 0.17, MgO - 2.71, CaO - 7.48, Na₂O - 3.69, K₂O - 1.87, P₂O₅ - 0.39, SO₃ - 0.01, H₂O - 1.28.

Для определения возраста саласуской толщи проведено датирование по цирконам с помощью вторично-ионного масспектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике в работе [Williams I.S.//Reviews in Economic Geol. 1998. V.7. P. 1-35].

Детальное изучение аксессуарных цирконов в андезибазальтах, включающее оптическое и катодолюминисцентное (КЛ) исследования

внутреннего строения зёрен, установило присутствие нескольких генераций этого минерала.

Ранняя генерация (6 определений) представлена субугловатыми фрагментами (реликтами) зёрен полупрозрачной светло-серой и серой окраски, сохранившимися в центральных частях крупных кристаллов циркона. Поверхность этих фрагментов мелкая ячеистая шероховатая. Для них характерно наличие своей внутренней зональности, свидетельствующей о первично магматическом генезисе этой генерации, и часто не совпадающей с ориентировкой зональности вмещающих их кристаллов. Зёрна (фрагменты) размером 50 x 80 мкм - субизометрично-таблитчатой формы с частично растворёнными (расплавчатыми) и «размытой» КП очертаниями; коэффициент удлинения - 1.1 - 2.0. Для зерен ранней генерации типичны невысокие содержания U (52-96г/т), Th (44-74г/т), высокие Pb*(23.3-39.9), значения Th/U = 0.80-0.97. U-Pb данные по цирконам этого типа показывают значение 2710 ± 26 млн лет. Для максимально конкордантных ($D = +1$ до -1) цирконов ($n=5$) ранней генерации получены возраста также по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ равные 2712 ± 21 млн. лет, а для одного незонального низкотермического (2г/т) циркона внутри зонального кристалла возраст составил 1891 ± 17 млн лет. Следует отметить, что ранее в ЦИИ ВСЕГЕИ были получены неоархейские U-Pb датировки для цирконов подобного типа из пироксенитов и перидотитов гурского комплекса Богбасинского массива в 2760 ± 18 и 2733 ± 43 млн лет соответственно (Васькин, 2009).

Более поздняя генерация (9 определений) представлена призматическими зёрнами и их обломками, удлинёнными полупрозрачными бесцветными и непрозрачными от коричневатой до светло-серой и розовой окраски. Кристаллы и их обломки зональны, с мелкими включениями и с белёсыми оболочками обрастания. В режиме КП в цирконах наблюдается чёткая магматическая зональность, иногда со следами частичной перекристаллизации в краевых частях зёрен. Вторая генерация образует как собственно кристаллы, так и обрастания на цирконах ранней генерации. Длина крупных зёрен до 300-400 мкм, мелких - 100-150 мкм; коэффициент удлинения - от 1.5 до 3.0. Поздняя генерация цирконов имеет более высокие содержания U (108-252г/т), Th (79-252г/т), соотношение Th/U от 0.63 до 1.02 и высокую степень дискордантности возрастов. Девять значений U-Pb возраста цирконов второй генерации практически равномерно заполнили диапазон от 71.9 ± 1.3 до 77.1 ± 0.8 млн лет.

Вывод. Большая часть цирконов в саласуских андезибазальтах образовалась в процессе позднемелового этапа магматизма, но в них присутствует устойчивая группа зёрен цирконов позднеархейского возраста, что свидетельствует о дофанерозойском этапе истории развития фундамента Сихотэ-Алиня на территории Нижнего

Приамурья. Вышеприведённые предварительные результаты получены в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН и в рамках работ по объекту ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2017-2019 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Южные районы)» (Государственному заданию Федерального агентства по недропользованию от 11.01.2018 № 049-00009-18-00).

Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса

Гурьянов В.А.¹, Нигаи Е.В.¹, Юрченко Ю.Ю.², Добкин С.Н.³, Арапов В.Н.³, Амелин С.А.³

¹ ИТИГ ДВО РАН, Хабаровск; ² ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; ³ ОСП «Дальгеофизика» АО «Дальневосточное ПГО», Хабаровск

В последние годы при исследовании гранитоидного магматизма большое внимание уделяется вопросам геохронологии и геодинамической позиции. Другой немаловажный аспект изучения гранитоидов - их индикаторная роль в формировании и эволюции земной коры. Восточная часть Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса - одна из наиболее крупных областей развития ювенильного корообразования, протекавшего в диапазоне от позднего неопротерозоя до раннего мезозоя [1, 6], и которая представлена Туранским, Гуджальским и Малохинганским фрагментами палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги, наложенной на более древние аккреционные комплексы массива, определяющую роль в формировании которого играли коллизийные процессы [1].

По геотектоническим реконструкциям, складчатое сооружение восточной части Буреинского массива представляет собой каледонский террейн с преобладанием в составе структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся на активной континентальной окраине Палеоазиатского океана [1, 2]. Для неё характерно неоднородное блоковое строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, среднепалеозойских рифтогенных впадин, сложенных неопротерозойско-кембрийскими карбонатно-терригенными и вулканогенными образованиями, а также девон-каменноугольными

субконтинентальными вулканитами. Наряду с офиолитами и щёлочно-базитовыми интрузиями здесь широко развиты гранитоидные ассоциации, большинство из которых сосредоточено в виде крупных батолитообразных тел. При этом для них отмечается наиболее острый дефицит корректных геохронологических и геохимических данных, что создаёт большие проблемы при геологическом картировании, тектонических и металлогенических построениях. Вопрос о пространственном, хотя бы частичном совмещении ареалов ранне-, позднепалеозойских и раннемезозойских этапов гранитоидного магматизма неоднократно поднимался в геологической литературе [1,3], однако геологическими методами он долгое время не мог быть разрешён вследствие однородности состава разновозрастных гранитоидов и возрастной неопределённости прорываемых ими толщ. Нами систематизированы, обобщены результаты ранее опубликованных и вновь полученных геохронологических, геохимических и минералого-петрографических исследований гранитоидных комплексов восточной части Буреинского массива. За основу взяты материалы и результаты современных геологосъёмочных и картосоставительских работ по этому региону, в частности по Сутырской (М-53-XIII) и Мельгинской (М-52-XII) площадям. Просмотрено большое количество шлифов пород разных комплексов; проведены отбраковка изменённых гранитоидов и выборка образцов, сопровождавшаяся детальным описанием шлифов типовых видов пород для дальнейших лабораторно-аналитических исследований. Следует отметить, что ранее гранитоиды близкого вещественного состава на основании K-Ar и ранних U-Pb датировок их возраста часто относились к разным комплексам и наоборот разного состава объединялись в один комплекс. При этом на разных этапах картосоставительских работ количество комплексов постоянно менялось в зависимости от предпочтения авторов, иногда один и тот же массив гранитоидов в корреляционных схемах магматизма и на изданных геологических картах часто относился к разным комплексам; большая часть массивов, условно отнесенных к тому или иному комплексу не имела датировок. Так в легенде Буреинской серии был необоснованно упразднён алтахтинский комплекс и на подготовленных к изданию Госгеокартах последних лет он уже отсутствовал. Исходя из анализа изотопно-геохронологических данных, полученных U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам в ЦИИ ВСЕГЕИ и опубликованных результатов [1,3-5], с определённой степенью надёжности можно говорить о достоверности возраста следующих интрузивных комплексов:

1) поздний триас - ранняя юра, гранодиорит-лейкогранитовый харинский - 212-185 млн лет (Арапов, 2017; Добкин, 2015; [3, 4]);

2) средний - поздний триас, риолитовый таловский - 215-208 млн лет (Арапов, 2017);

в) средний - поздний триас, монцонит-граносиенит-щелочногранитовый алтахтинский - 235 - 225 млн лет ([1]; Арапов, 2017);

3) поздняя пермь - ранний триас, габбро-гранодиорит-гранитовый тырмо-буреинский -260 - 247 млн лет (Арапов, 2017; Добкин, 2015; Васькин, 2009);

4) ранний ордовик, гранитовый суларинский - 490 - 460 млн лет (Васькин, 2009; Добкин, 2015; [4]);

5) кембрий - ранний ордовик, габбро-гранитовый кивилийский - 530 - 490 млн лет (Васькин, 2009; Добкин, 2015; Арапов, 2017; [4]);

6) неопротерозой, метагаббро-гнейсогранит-лейкогранитовый нятыгранский - 940 -933 и 804 - 789 млн лет [5].

Неоднозначной остаётся проблема возраста пород кристаллического фундамента восточной части Буреинского фундамента. При подготовке к изданию листов М-53-ХIII и М-52-ХII приняты неопротерозойские возраста для нятыгранского комплекса (1050, 940-789 млн лет) [5], и оставлен позднеархейский возраст для древнебуреинского (2714 млн лет?) комплекса, тастахской серии и дягдаглейской толщи. В истории развития нятыгранского комплекса выделено два этапа проявления неопротерозойского магматизма - 940-933 и 804-789 млн лет [5]. Первый этап - формирование протолита метагабброидов и амфибол-биотитовых гнейсогранитов, геохимические особенности которых свидетельствуют об их образовании в островодужных условиях на континентальном основании или активной континентальной окраине. Второй этап - формирование биотитовых лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов гранитов А-типа по геохимическим особенностям близких к внутриплитным гранитоидам [5].

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию (Гос. контракт на подготовку к изданию Госгеолкарты-200 листов М-53-ХIII М-52-ХII).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (под ред. А.И. Ханчука). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
2. Парфёнов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О./Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. №5. С. 24 - 43.
3. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др./Геология и геофизика, 2010. Т. 51, № 5. С. 717 - 728.
4. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др./Петрология, 2011. Т. 19. № 6. С. 632 - 648.
5. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М. и др./Геология и геофизика, 2017. Т. 58, № 10. С 1479 - 1499.

Палеопротерозойская перекристаллизация неоархейского циркона из высокобарной лейкосомы, Беломорская эклогитовая провинция, Россия

Докукина К.А.¹, Хиллер В.В.²

*¹Геологический институт РАН, Москва; ²Институт геологии и геохимии
УрО РАН, Екатеринбург*

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино). Протолитом эклогитов Салмы были океанические габброиды с возрастом 2.89-2.82 млрд лет. В ассоциации Гридино НР/UHP метаморфизму подвергались континентальные породы, включающие кислые гнейсы, содержащие фрагменты пород основного и ультраосновного состава и интродуцированные несколькими генерациями мафических даек. Цирконовые пробы были выделены из гранат и фенгит-содержащей лейкосомы, сформированной при декомпрессионном плавлении UHP/HP пород Гридино. Лейкосома испытала метасоматические и метаморфические преобразования при перемещении пород из условий эклогитовой фации через гранулитовую фацию высоких давлений к условиям амфиболитовой фации. Метамиктные цирконы были частично или полностью переуравновешены в присутствии расплава или флюида с формированием новых доменов согласно двум основным механизмам перекристаллизации: диффузионному и растворения - пересадки. Zr-высвобождающий флюид определил выборочную перекристаллизацию существующего циркона и процессы роста новообразованных кайм.

Цирконы из лейкосомы были датированы U-Th-Pb изотопными и неізотопными методами. Классическим U/Pb методом по навескам и единичным зернам был получен возраст ~2.65 млрд лет [Докукина и др., 2012]. Методом SHRIMP II были датированы магматические и метаморфические цирконы, которые по ядрам дали статистически значимую оценку возраста около 2.71 млрд лет, а каймы этих цирконов сформировались на рубеже 1.9 млрд лет [Докукина и др., 2012]. Однако, самую распространенную группу цирконов с метамиктными

ядрами с высокими концентрациями U, Th, Pb и Hf изотопными методами локально датировать не удалось.

Неизотопное химическое датирование методом CHIME метамиктных цирконов в шашке и в шлифе проводили на микроанализаторе CAMECA SX 100. Рассчитаны возрасты циркона как по единичным определениям содержания U, Th, Pb в точке по методу [Montel et al., 1996], так и по построению графика PbO-ThO₂* по методу [Suzuki, Kato, 2008]. Было получено три изохроны с возрастaми ~2.7, 2.4 и 1.9 млрд лет (Рис. 1). Химические изохронные возрастa 2.7 и 1.9 млрд лет повторили результаты изотопного датирования. Палеопротерозойский изохронный химический возраст ~2.4 млрд лет соответствует рекристаллизации циркона в присутствии флюида и росту минеральных включений торита и уранинита в некоторых перекристаллизованных доменах.

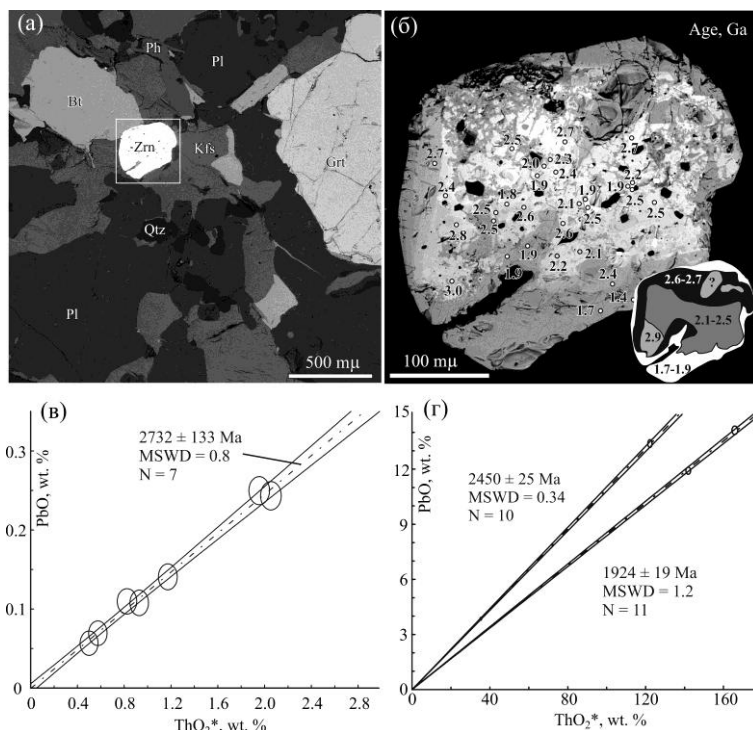


Рис. 1. Пример датированного методом CHIME циркона в шлифе из гранат и фенгит-содержащей лейкосомы (а) и (б), BSE изображения. Кружки обозначают точки CHIME анализов. Точечные CHIME возрастa рядом с кружками приведены в млрд лет. График ThO₂*-PbO, построенный по микрозондовым анализам зерна циркона (в, г). Эллипсы - величины погрешности 2σ, штрих-пунктир - линии регрессии (изохроны)

Литература

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность и возраст событий в истории эклогитовой ассоциации Гридино // Геология и геофизика, 2012. № 10. С. 1338-1371.

Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. Electron microprobe dating of monazite. // Chem. Geol., 1996. V. 131. P. 37-53.

Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569-586.

Позднепалеозойские гранитоиды Восточного Забайкалья: геохронология, геодинамическое положение и источники вещества по изотопным данным

**Дриль С.И., Скузоватов С.Ю., Носкова Ю.В., Григорьев Д.А., Бельков
Д.А.**

ИГХ СО РАН, Иркутск

В настоящее время разработаны многочисленные геодинамические модели развития Монголо-Охотского орогенного пояса (МОП), предполагающие существование палеозойского Монголо-Охотского палеоокеана, в пределах которого в разное время существовали зоны спрединга, островные дуги и активные континентальные окраины. Субдукционные процессы, а также процессы аккреции и коллизии сопровождалась формированием различных по своей геохимической специфике серий гранитоидов.

В палеозойское время были сформированы два протяженных пояса крупных массивов и батолитов палингенных известково-щелочных гранитоидов, обрамляющих с юга и севера сутурную зону МОП в районе Восточного Забайкалья. Южный пояс представлен гранитоидами ундинского комплекса, обрамляющими северную окраину Аргунского супертеррейна. С севера сутура окаймлена гранитоидами олекминского комплекса, локализованными в пределах Западно-Станового террейна.

В составе ундинского комплекса исследованы породы Усть-Теленгуйского массива, Верхнеундинского батолита и Маргуцекского массива, расположенных по профилю с севера на юг от Ононского террейна аккреционного клина через границу Аргунского супертеррейна во внутреннюю часть последнего. Массивы олекминского комплекса исследованы по широтному профилю вдоль южной окраины Западно-Станового террейна в районах южных отрогов

Нерчинского хребта (гг. Вершино-Дарасунский - Шилка) и Алеурского хребта в междуречье рр. Куэнга - Шилка.

Изотопное Rb-Sr (TIMS) датирование гранитоидов ундинского комплекса позволило получить следующие результаты: 1) Усть-Теленгуйский массив - 257 ± 3 млн. лет, $I(0)Sr = 0.70598 \pm 6$, MSWD = 3,6; 2) Маргуцекский массив - 248 ± 3 млн. лет, $I(0)Sr = 0.70535 \pm 0.00022$, MSWD = 0.64. Граниты Верхнеундинского массива были продатированы U-Pb LA-ICP-MS методом по циркону. Для наиболее конкордантных анализов (дискордантность < 5) получено средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, равное 249 ± 4 млн лет (MSWD = 0.75). Возраст гранитоидов олекминского комплекса по литературным данным лежит в пределах от 319 ± 12 млн. лет [1] до 358 ± 2 млн. лет [2].

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов как ундинского, так и олекминского комплексов, определенная исходя из общепринятых геохимических дискриминационных критериев [3], соответствует обстановке коллизии островная дуга - континент, что соответствует геодинамической концепции развития МОП.

Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов ундинского комплекса приведены на Рис.1 и соответствуют параметрам неопротерозойской континентальной коры. Наибольшие вариации величин $\epsilon Nd(t) = -2,2$ - (- 5,5) и $TNd(DM-2) = 1220$ - 1500 МА характерны для пород Верхнеундинского батолита, что указывает на существенную неоднородность исходного протолита гранитоидов. Для гранитоидов Усть-Теленгуйского массива характерны более выдержанные изотопные характеристики: $\epsilon Nd(t) = -2,1$ - (- 2,6) и $TNd(DM-2) = 1220$ - 1260 МА. Аналогичными характеристиками обладают метаосадочные породы аккреционного клина МОП (Рис.1), что позволяет рассматривать их как возможный исходный протолит для гранитоидов в процессах аккреции/коллизии.

Изотопные Sm-Nd характеристики гранитов олекминского комплекса также соответствуют таковым для неопротерозойской континентальной коры (Рис.1), образуя при этом две контрастные группы составов. Гранитоиды Алеурского хребта характеризуются величинами $\epsilon Nd(t) = -5,1$ - (-5,7) и $TNd(DM-2) = 1520$ - 1580 МА, что свидетельствуют о присутствии в источнике этих пород материала несколько более древнего, по сравнению с гранитоидами ундинского комплекса. Это может быть связано с ассимиляцией олекминскими гранитоидами изотопно более «древнего» вещества вмещающих метаосадочных пород иргайнской свиты (Рис.1). В южных отрогах Нерчинского хребта породы комплекса имеют существенно более «молодые» изотопные характеристики $\epsilon Nd(t) = 0,4$ - (-1,1) и $TNd(DM-2) = 1060$ - 1200 МА, свидетельствуя о значительной изотопной гетерогенности исходного протолита для олекминских гранитоидов.

Таким образом, позднепалеозойские гранитоиды ундинского и олекминского комплексов, обрамляющие сутуру МОП с юга и севера, формировались в обстановке коллизии островная дуга - континент. Изменчивость их Sm-Nd изотопных характеристик может быть в значительной мере связана с неоднородностью состава корового субстрата, вовлекавшегося в процесс генерации кислых расплавов.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 18-05-00840 и 18-35-00425.

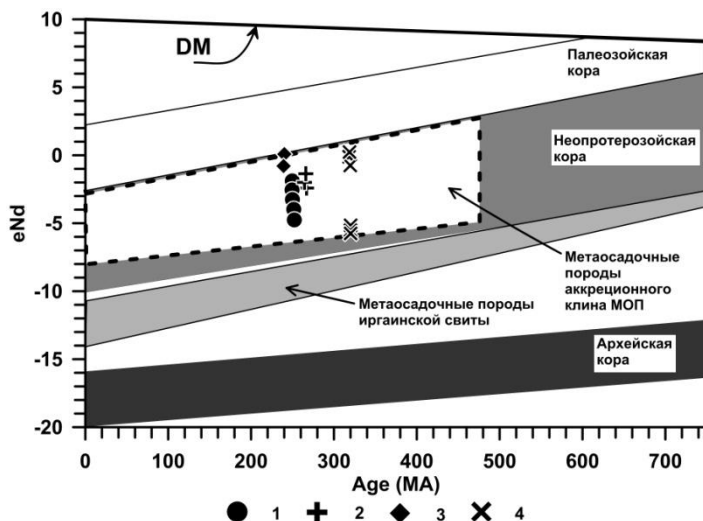


Рис.1. Эволюционная диаграмма ϵNd - возраст для гранитоидов ундинского и олекминского комплексов Восточного Забайкалья.

Условные обозначения. Гранитоиды ундинского комплекса: 1 - Верхне-Ундинский батолит, 2 - Усть-Теленгульский массив, 3 - Маргуцекский массив; 4 - гранитоиды олекминского комплекса. Полями обозначены области эволюции изотопного состава Nd в метатерригенных породах аккреционного клина МОП и метаосадочных породах иргайнской свиты Западно-Станового террейна, а также в коре архейского, неопротерозойского и палеозойского возраста

Литература

1. Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и Геофизика. 2002. Т.43. №11. С.973-989.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., и др. Гранитоиды олекминского комплекса селенгино-станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // Доклады Академии Наук. 2015. Т.464. №2. С.194-198.
3. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. №4. P.120-125.

Pt-Не геохронология россыпных МПГ на Востоке Сибирской платформы

Дружинина Ж.Ю.¹, Якубович О.В.^{1,2}, Округин А.В.³, Эрнст Р.⁵

¹СПбГУ, Санкт-Петербург; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ИГАБМ СО РАН, Якутск; ⁴ТГУ, Томск; ⁵Carleton University, Ottawa

На Сибирской платформе, помимо платиноносных россыпей с достоверно известными материнскими породами (Кондер, Инагли, Чиней, Гули, Норильск и др.), широко распространены россыпепроявления минералов платиновой группы (МПГ), занимающие огромные территории бассейнов рек Вилюй, Лена, Алдан, Анабар и Оленек, но не имеющие до сих пор установленных коренных источников (рис. 1). Продуктивные площадные платиноносные россыпи обычно связаны с крупными изверженными провинциями различных мафит-ультрамафитовых формаций. На основе сопоставления минералого-геохимических особенностей МПГ и базит-ультрабазитовых комплексов, возрастов платиновых металлов из россыпей, датироваемых Pt-Не методом [Шуколюков и др., 2012], и возрастов крупных магматических событий на Сибирской платформе [Ernst и др., 2016] нами делаются попытки установить возможные материнские породы россыпной платины.

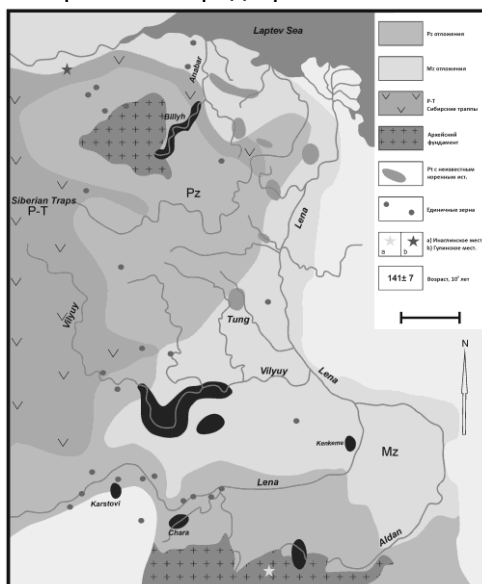


Рис. 1. Схематическая карта россыпной платиноносности Сибирской платформы

Данные о возрасте МПГ из россыпных проявлений на территории Сибирской платформы, на наш взгляд, также могут быть использованы для реконструкции условий осадконакопления на платформе, как дополнение к результатам изотопных исследований обломочного циркона. Последнее возможно ввиду того, что источником МПГ в россыпях с неустановленными коренными источниками являются осадочные породы чехла Сибирской платформы. Таким образом, появляется возможность использовать данные по возрасту МПГ, для дополнения «летописи» построенной по обломочному циркону. Так как породы, являющиеся источником платиноидов, как правило, практически не содержат циркон. А значит, вклад таких источников сноса может быть недооценен. Однако стоит учитывать, что дальность транспортировки МПГ редко превышает 30 км [Patyk-Kara, 2002].

В общей сложности нами было изучено 22 зерна железистой платины и изоферроплатины из следующих россыпепроявлений рек Макалган, Вилуй, Чара, Биллях, Кенкеме и Карстовый. Места отбора проб схематично изображены на рис. 1. По 19 из этих зерен удалось получить Pt-He возраст (МСУ-Г-01-М, ИГГД РАН). Измерения проводились по единичным зернам, поэтому для определения возраста «изохроны» не строились, а возраст рассчитывался по формуле:

$$t = \frac{1}{\lambda_{190}} \ln \frac{{}^4\text{He}}{0.001296 \text{ Pt}}$$

На рис. 2 представлена гистограмма распределения возрастов МПГиз россыпей Сибирской платформы. Большие ошибки определения возраста некоторых зерен платины связаны с их небольшим весом (менее 0,1 мг). Кинетика выделения гелия из всех представленных на гистограмме зерен имела «классический» характер - взрывообразное выделение гелия при температуре плавления. Во всех россыпных проявлениях, как правило, присутствуют разные по возрасту источники МПГ.

В общей сложности полученные значения возраста разбиваются на три группы: ~140; 500-600; и ~1750 млн лет. Самый молодой ~ 140 млн лет, по-видимому, связан с тектоно-магматической активизацией Алданского щита, приведшей к образованию месторождений МПГ, таких как Кондер, Инагли и Чад. Полученные более древние значения возраста платиновых металлов из площадных россыпепроявлений востока Сибирской платформы подтверждают более ранние предположения [Округин, 2000] о существовании под PZ-MZ чехлом древних погребенных коренных источников платины для уникального «вилуйского» типа россыпей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05- 00390).

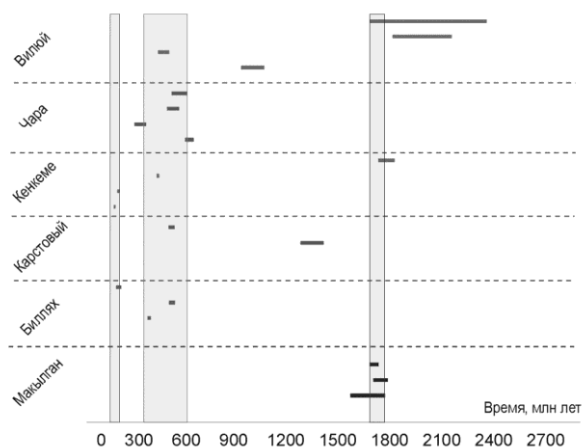


Рис. 2. Гистограмма распределения значений Рт-Не возраста железистой платины из россыпей проявлений на Сибирской платформе. Длина штриха соответствует ошибке определения

Литература

- Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск. ЯФ изд-ва СО РАН. 2000. 184 с.
 Шуколюков Ю.А. и др. Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 491-505.
 Ernst R.E. et al. Nature Geoscience. 2016. V. 9. № 6. P. 464.
 Palyk-Kara N.G. литология и полезные ископаемые. 2002. Т. 37. № 5. С. 494-508.

Изотопный состав Nd и Sr в эмали зубов из Fe-Mn конкреций Капской котловины (Атлантический океан): возраст, источники вещества и скорости роста конкреций

Дубинин А.В.¹, Кузнецов А.Б.², Римская-Корсакова М.Н.¹, Сафин Т.Х.¹

¹ИО РАН, Москва; ²ИГДД РАН, Санкт-Петербург

В настоящее время изотопный состав стронция в океане постоянен во всем его объеме, однако он заметно менялся в геологическом прошлом. Способность морских карбонатов, фосфатов и других аутигенных минералов сохранять изотопный состав стронция во время формирования океанских осадков позволяет проводить корреляцию стратиграфических разрезов. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в эмали зубов морских рыб может служить средством определения возраста отложений, лишенных остатков нанофоссилий.

Стронций поступает в апатит зубов во время жизни животных, а накопление редкоземельных элементов, к которым относится неодим, происходит на дне после смерти животного или потери зуба. Источником неодима служит придонная или поровая морская вода. Содержание редкоземельных элементов возрастает с увеличением времени пребывания костного детрита на дне, с уменьшением крупности остатков и увеличением их пористости. Изотопы неодима используются при изучении океана для определения водных масс и океанской циркуляции в прошлом.

Цель данной работы заключалась в использовании метода стронциевой изотопной хемотратиграфии для определения возраста и скорости роста конкреций Капской котловины, ядрами которых служили зубы хищных рыб. Поскольку стронций оксигидроксидной оболочки конкреций не сохраняет исходный изотопный состав, то задача настоящего исследования состояла в разработке метода количественного удаления оксигидроксидов Fe и Mn с поверхности эмали зубов для предотвращения контаминации стронцием современной морской воды. В отличие от стронция, неодим в эмали зубов и оксигидроксидов отражает изотопный состав океанской воды в момент их формирования, но может быть изменен процессами диагенеза донных осадков.

Материалом для работы служили две биоморфные Fe-Mn конкреции Капской котловины (станция 2188, координаты траления: начало 33°39.65' ю.ш. и 2°31.37' в.д., глубина 4631 - конец 33°41.26' ю.ш. и 2°31.49' в.д., глубина 4703). Конкреции отобраны в экспедиции НИС «Академик Иоффе» в 2009 году у южного подножия Китового хребта биологическим тралом Сигсби. Ядрами конкреций служили зубы рыб размером 34.7×30.3×6.2 мм (обр. 2188/4) и 40.2×26.5×9.5 мм (обр. 2188/5). Толщина оксигидроксидных слоев была больше у основания зубов и достигала 14.3 мм, в средней и верхней части зуба она обычно не превышала 2 мм. С целью определить вариации изотопного состава стронция и неодима внутри зубов, освобожденные от оксигидроксидных оболочек зубы были распилены на 4 части каждый параллельно основанию.

Для удаления оксигидроксидов Fe и Mn образцы зубной эмали были подвергнуты механической очистке в ультразвуковой бане и обработке дитионитом натрия в присутствии цитрата натрия. Степень очистки контролировалась анализом химического состава методом ИСП МС. Изотопный состав Sr и Nd был изучен в 4-х фрагментах зубов (конкреции 2188/4 и 2188/5) и трех фрагментах оксигидроксидов железа и марганца (только конкреция 2188/4). Растертые образцы (30 мг) апатита зубной эмали и оксигидроксидов разлагались в смеси концентрированных $\text{HF}+\text{HCl}+\text{HNO}_3$ кислот при температуре 110°C. Выделение химических элементов проводилось ионообменным

способом последовательно: Sr с катионитом Dowex, а Sm и Nd - LN-C50-A. Изотопный состав Sr и Nd в образцах измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах принималась равной $\pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0.01\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$.

Эффективность очистки проб эмали зубов оценивалась по содержанию остаточного железа, которое составило в среднем для 9 проб 530 ± 86 мкг/г. При соотношении Sr/Fe в оксигидроксидах (5 проб) 0.0068, ошибка в определении величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составит менее 0.000002, что меньше ошибки анализа более чем в три раза. Влияние литогенного материала на результаты исследования эмали зубов оценивалось по содержанию алюминия. Содержание алюминия в пробах зубов менялось от 10 до 127 мкг/г. Следовательно, влияние литогенного материала на изотопный состав стронция будет еще меньше, так как литогенный материал содержит меньше стронция (117 мкг/г по нашим данным), чем конкреции (738-850 мкг/г).

Изотопный состав стронция в 4 фрагментах зубной эмали (обр. 2188/5) был гомогенным и составил в среднем 0.708965 ± 0.000010 . Согласно стронциевой изотопной хеомстратиграфии возраст эмали зуба составил 6.6 ± 0.3 млн лет. Изотопный состав Sr эмали образца 2188/4 также не различался для всех 4 фрагментов и составил (0.709031 ± 0.000007), что соответствует возрасту 5.2 ± 0.2 млн лет. Вычисленные минимальные скорости роста слоев оксигидроксидов Fe и Mn составили 0.4-2.8 мм за млн лет. Эти результаты сходны со скоростями роста 1.8 - 3.6 мм/ млн лет, которые получены по формуле $R \text{ (мм/млн лет)} = 13.8 \times [\text{Mn}]/[\text{Fe}]^2 + 0.75$ для гидрогенных конкреций пелагиали океана.

Наиболее массивные железомарганцевые корки у основания зуба 2188/4 имели такой же изотопный состав, как и зубная эмаль и, вероятно, тот же возраст. Оксигидроксиды железа и марганца, отобранные внутри зуба и на его верхней поверхности у вершины, имели изотопный состав Sr, близкий к современной морской воде. Он свидетельствует о том, что оксигидроксиды либо более молодые образования, либо изотопный состав стронция в них формировался при обмене с современной придонной водой.

Несмотря на то, что обе конкреции драгированы на одной станции, изотопный состав неодима заметно различается не только между двумя образцами зубов, но и между отдельными их частями в образце 2188/4. Величина ϵ_{Nd} в среднем для 5 фрагментов зуба 2188/5 составила -8.7 ± 0.1 . Это значение совпадает с данными для антарктической донной водной массы (Antarctic Bottom Water, AABW), в пределах которой находятся донные отложения станции 2188 (глубина 4631-4703 м). Величина ϵ_{Nd} в ядре AABW составляет в настоящее

время от -8.6 до -9.6. Изотопный состав неодима в образце 2188/4 последовательно понижается от основания зуба к его вершине от -5.2 до -6.9. Обогащение эмали зуба 2188/4 радиогенным Nd может быть связано с влиянием поровых вод осадков, содержащих неодим, выщелоченный при диагенетическом изменении базальтов Китового хребта со средней величиной $\epsilon_{Nd} = 0.6$. Вариации ϵ_{Nd} в образце 2188/4 могут быть результатом влияния доминирующего источника вещества во время диффузионного проникновения неодима в структуру апатита: придонной воды и поровых вод. Известно, что замещение редкоземельных элементов в структуре апатита зубов происходит в основном со стороны основания зуба.

Таким образом, использование апатита зубной эмали рыб, также как фораминифер и аутигенных оксигидроксидов осадков, в палеорекострукциях динамики водных масс на основании изотопного состава неодима, очевидно, требует поиска дополнительных критериев для выбора диагенетически неизмененного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00339).

Первые результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса

Заика В.А.¹, Сорокин А.А.¹, Ковач В.П.², Котов А.Б.², Овчинников Р.О.¹

¹ИГИП ДВО РАН, Благовещенск, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП) является одним из наиболее крупных структурных элементов Восточной Азии. В настоящее время его принято рассматривать в качестве реликта одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна (композитного массива). Существующие в настоящее время геодинамические модели формирования МОСП имеют во многом противоречивый характер (см. обзор в [Парфенов и др., 1999 и др.]). При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В настоящей статье обсуждаются результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из

юрских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна - одного из ключевых объектов в структуре восточной части МОСП. Этот террейн сложен верхнетриасовыми, ниже- и среднеюрскими преимущественно флишеидными отложениями. U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из метатерригенных пород нижнеюрской курнальской (обр. С-1296) и условно среднеюрской амканской (обр. С-1290) свит.

Выделение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста, которые рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008].

Для U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований метаалевролита курнальской свиты (обр. С-1296) использованы 126 зерен детритовых цирконов, для которых получено 98 конкордантных оценок возраста. Они находятся в интервале 195 - 522 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 207, 244, 323, 362, 433, 452 и 473 млн лет. Два зерна циркона имеют неопротерозойский возраст (606 и 828 млн лет). Для трех зерен циркона получены палеопротерозойские оценки возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) в интервале 1735-1928 млн лет.

Для U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований метаалевролита амканской свиты (обр. С-1290) использованы 122 зерна детритовых цирконов. Для 87 из них получены конкордантные оценки возраста, которые находятся в интервалах 211 - 515 и 823 - 895 млн лет. На кривой относительной вероятности возрастов отчетливо выделяются пики 212, 260, 278, 303, 358, 405, 484, 504, 830 и 892 млн лет. Одно зерно имеет конкордантный возраст около 1872 млн лет. Пять зерен циркона характеризуются возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) от 1604 до 2992 млн лет.

Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований свидетельствуют о том, что в Унья-Бомском террейне наиболее молодые пики на кривых относительной вероятности возрастов составляют 207 и 212 млн лет соответственно для цирконов из метаалевролита курнальской свиты и из метаалевролита амканской свиты. Близкие оценки возраста наиболее молодых детритовых цирконов получены и для метаосадочных пород гармаканской (185 млн лет) и алгаинской (198 млн лет) свит Тукурингского террейна

восточной части МОСП [Заика и др., 2018]. Это свидетельствует о том, что нижнемезозойские флишеидные комплексы в строении МОСП развиты существенно шире, чем принято считать в настоящее время.

Результаты геохронологических исследований детритовых цирконов из метатерригенных пород Унья-Бомского террейна позволяют предположить, что снос материала в бассейн осадконакопления происходил преимущественно со стороны континентальных массивов Амурского супертеррейна (с юга в современных координатах). В частности, в строении последних достаточно широко представлены поздне триасовые-раннеюрские, пермские, средне- и позднедевонские, ордовикские и кембрийские магматические комплексы, в последние годы выявлены также неопротерозойские интрузии. Присутствие в исследованных отложениях раннедокембрийских цирконов дает возможность предполагать, что источниками этих цирконов могли являться магматические и метаморфические комплексы Джугджуро-Станового супертеррейна и южной части Алданского шита. Однако их явно подчиненное количество указывает на то, что вклад этих источников был минимальным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-35-50056).

Литература

Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т.26. № 2. С. 35-55.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.

Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008, 4, 77 pp.

Возраст и источники обломочных цирконов из юрских терригенных отложений Стрелкинской впадины (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона)

Заика В.А.¹, Сорокин А.А.¹, Котов А.Б.², Ковач В.П.², Смирнова Ю.Н.¹

¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Несмотря на то, что Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из главных структурных элементов Азии, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов в истории его геологического развития.

Одним из источников информации, позволяющей внести определенный вклад в решение этого вопроса, являются сведения о возрасте, источниках сноса и тектонических условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур обрамления восточной части Монголо-Охотского пояса и непосредственно сопряженных с этим поясом.

В этой связи мы провели комплексные исследования юрских терригенных отложений, выполняющих Стрелкинскую впадину, расположенную в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, обращенного к Монголо-Охотскому поясу. Эта впадина выполнена терригенными отложениями верхней юры - нижнего мела, относимыми к стрелкинской свите [Петрук, Козлов, 2009]. Она сложена грубозернистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами с прослоями и линзами аргиллитов и мелко- и среднезернистых песчаников, которые характеризуются грубым составом, плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала и отсутствием четкой слоистости. Мощность свиты 940-2150 м [Петрук, Козлов, 2009].

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из цемента конгломератов (обр. К-9-2)). Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008]. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только concorдантные оценки возраста.

Всего проанализированы 115 зерен детритовых цирконов, для которых получена 81 concorдантная оценка возраста. Они находятся в интервалах 162-213, 339-357, 1862-2031, 2160-2260, 2381-2591 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 170, 179, 349, 1890, 2018, 2438, 2520 млн лет. При этом, наиболее хорошо выражены пики с возрастом 1890, 2438 и 2520 млн лет.

Исходя из региональных закономерностей распространения магматических и метаморфических комплексов [Парин и др., 2015; Великославинский и др., 2017], которые могли послужить источниками обломочных цирконов в цементе конгломератов стрелкинской свиты, можно предполагать, что снос материала в бассейн осадконакопления осуществлялся со стороны юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (с севера в современных координатах). По нашему

представлению Стрелкинская впадина сформировалась после завершения орогенических процессов, связанных с образованием Монголо-Охотской сутуры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

Литература

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолюк В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3-16.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д. Возрастные рубежи формирования Западно-Станового террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2-5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГД РАН. Springer: Санкт-Петербург, 2015. С. 150-151.

Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008, 4, 77 pp.

Геохронология перехода «поздний плейстоцен - позднеледниковье» в бассейне р. Северной Двины (на примере долины р. Вычегды)

Зарецкая Н.Е.¹, Панин А.В.², Нечушкин Р.И.¹

¹ГИН РАН, Москва; ²МГУ, ИГ РАН, Москва

Определение возраста и положения границы последнего (Скандинавского) оледенения - одна из актуальных проблем четвертичной геологии и геохронологии. Прямое датирование ледниковых отложений не всегда доступно - в основном, в связи с отсутствием датирующего материала. Поэтому на первый план выходит датирование отложений, подстилающих или перекрывающих отложения последнего оледенения, распространённых во внеледниковой зоне. Это могут быть как органогенные отложения, традиционно датируемые радиоуглеродным методом, так и минеральные (например, аллювиальные, хуже - флювиогляциальные пески), датируемые ОСЛ-методом. Таким образом, набирая «статистику» - массивы дат - мы можем получить “terminus post quem” и “terminus ante quem”, которые могут дать нам возрастные рамки для времени распространения последнего оледенения на той или иной

территории. Здесь разбирается применение такого подхода на примере юго-восточной границы последнего оледенения и его распространения в бассейне р. Северной Двины.

Проблемой распространения и возраста последнего оледенения занимались с конца XIX века, и очередная активизация исследований наступила в 1990-е годы. Результаты были обобщены в [Svendsen et al., 2004], а позднее - опубликована реконструкция динамики Скандинавского ледникового щита в период 40-10 тыс.л.н., сделанная на основе базы данных всех опубликованных дат [Hughes et al., 2015]. Здесь, наряду с наиболее вероятными, показаны крайние возможные оценки положения границы ледника во время последнего ледникового максимума, и наибольшая неопределённость характерна для юго-восточной границы последнего оледенения для периода 21-16 т.л.н. [Hughes et al., 2015]. Поэтому цель данной работы - определить возрастные и пространственные ограничения максимума последнего оледенения в долине р. Вычегды - территории, до последнего времени являющейся наиболее спорной в вопросе истории последнего Скандинавского ледникового щита.

Вычегда - крупнейший правый приток р. Северной Двины, протекает практически субширотно с востока на запад по территории республики Коми и Архангельской области (самое нижнее течение). Все представления о хронологии и событийности позднего плейстоцена - позднеледникового бассейна р. Вычегды можно поделить на три основные концепции. Согласно первой концепции (можно назвать ее «приледниковое озеро») - в долине р. Вычегды около 20-18 (или 18-16) т.л.н. распространялось приледниковое озеро с реверсивным стоком в бассейн Волги, а граница оледенения располагалась в долине р. Северной Двины [Краснов, 1971; Квасов, 1975; Svendsen et al., 2004; Demidov et al., 2006 и др.]. Согласно второй («ледник + озеро») - 18-16 т.л.н. в долину р. Вычегды проникала лопасть ледника, блокировала северный сток Вычегды, и формировалось приледниковое озеро большего масштаба с тем же реверсивным стоком [Лавров, Потапенко, 2005; Larsen et al., 2013]. Третья концепция («внеледниковая зона») - предполагает сохранение северного стока Вычегды в позднем плейстоцене и позднеледниковье, а ледниковые и подпрудные явления происходили уже в долине р. Северной Двины [Sidorchuk et al., 2001; Zaretskaya et al., in press]. Ниже приводятся геологические и геохронологические данные в пользу третьей концепции.

Долина р. Вычегды была пройдена авторами с изучением береговых обнажений на всём своём протяжении. По бортам долины и на приводораздельных поверхностях практически повсеместно встречаются морена и перекрывающие её флювиогляциальные отложения, однако, их возраст - 170-130 т.л.н., т.е. они относятся к вычегдскому (московскому) оледенению [ГГК, 2016]. Отложения,

относящиеся к концу позднего плейстоцена и позднеледниковью, вскрываются в первой надпойменной террасе р. Вычегды. Эта терраса, высотой 5-7 м над меженным урезом воды, встречается фрагментами по всей долине, и является полихронным образованием. Она сложена косо- и горизонтальнослоистыми аллювиальными песками, часто - с эоловой надстройкой. В её подошве встречаются маломощные горизонты погребенного органического материала - торфа, оторфованного суглинка, растительного детрита. Радиоуглеродный возраст органических отложений разбивается на две хронологические группы: 25 - 21 ^{14}C (29.5 - 25.5 кал.) т.л.н., и 14 - 10 ^{14}C (17 - 11.4 кал.) т.л.н. Характерно, что в песках террас более древнего возраста часто встречаются криогенные деформации (криотурбации и морозобойное растрескивание), что, по-видимому, отражает глубокое похолодание последнего ледникового максимума. ОСП-дата, полученная по песку из-под криотурбированного горизонта суглинка, составляет около 23 т.л.н. Криогенные нарушения встречаются и в более молодых террасах, их возраст около 10 ^{14}C (11.4 кал.) т.л.н. (дата по торфу из заполнения морозобойных трещин), что отражает похолодание позднего дриаса.

Очевидно, временной hiatus в органическом осадконакоплении знаменует максимум последнего оледенения. По-видимому, формирование более древней генерации 1-й террасы р. Вычегды сопровождалось образованием синкриогенных деформаций в аллювиальных песках не ранее 23 т.л.н., то есть, сохранялись флювиальные обстановки осадконакопления и не прекращался сток на север. Затем, по-видимому, в результате спуска подпружного озера в долине р. Северной Двины произошло врезание реки, и не позднее 17 т.л.н. начала формироваться более молодая генерация 1-й террасы р. Вычегды. Дальнейшие исследования позволят уточнить возраст ПЛМ в данном регионе, но, по-видимому, он закончился не позднее 17 т.л.н.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-05-00706, и в рамках Госзадания ГИН РАН № 0135-2018-0037.

Литература

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины // М., «Аэрогеология», 2005, 348 с.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука, 1975, 278 с.

Краснов И.И. (ред). Карта четвертичных отложений Европейской части СССР, 1:500000. Л., ВСЕГЕИ, 1971, 16 л.

Demidov, I.N., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K.H., Larsen, E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. Boreas 35, 2006, p. 425-443.

Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., et al. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. Boreas, 45(1), 2015, p.1-45.

Larsen E. et al. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the LGM in NW Russia // QSR, 92, 2013, p. 369-387

Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia //River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. A.A.Balkema Publishers.- 2001.- p.265-295.

Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229-1271.

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Karpukhina N.V. The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, NW Russia: review and new data // Bulletin of FGS, in press.

Изотопный состав углерода карбонатов из глубоких горизонтов кимберлитовых диатрем

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный

Для выяснения особенностей влияния на образования диатрем вмещающих терригенно-карбонатных и карбонатных пород был изучен изотопный состав углерода карбонатного материала кимберлитов, отобранных из разведочных скважин, вскрывшим глубокие (до 1,2 км) части *трубки Мир*, расположенной в центральной части Сибирской платформы. Одновременно определен изотопный состав углерода карбонатов из приконтактных зон вмещающих трубку пород осадочного чехла, относящихся к толбачанской свите нижнего кембрия. Получены также новые данные по изотопии углерода битумов из кимберлитов и вмещающих пород. Для сравнения использованы также материалы по этому направлению других исследователей [1-3 и др.]. Кимберлитовая трубка Мир представляет собой почти вертикальное тело, закономерно сужающееся с глубиной. Диатрема прорывает терригенно-карбонатные и галогенно-карбонатные породы толбачанской свиты нижнего кембрия. Разрез кимберлитовых пород осложняется наличием двух участков вмещающих пород в интервалах 1109-1110,1 и 1152-1162 м. Первый из них является крупным ксенолитом, а второй – перемычкой между двумя подводящими каналами, которые выше соединяются в одно тело несколько удлиненной формы с незначительными пережимами примерно посредине. Ксенолит сложен тонкозернистыми глинистыми доломитами с прожилками кальцита и скоплениями кальцит-гипс-ангидритового состава. Доломиты переслаиваются с мергелями, содержащими пятна битумов. В пределах перемычки развиты пелитоморфные известняки с редкой вкрапленностью сульфидов, пересеченные многочисленными прожилками мелкозернистого кальцита и гипса, нередко с примесью ангидрита. В приконтактной части как в известняках, так и в кимберлитах увеличивается

содержание сульфатов и рудных минералов сульфатно-магнетитового состава. Кимберлиты представлены брекчиями, среди которых выделяется [3] несколько разновидностей, различающихся между собой характером породообразующих вкрапленников, составом связующей массы и содержанием в них обломочного материала. Кимберлитовые брекчии представлены кластопорфировыми, крупнопорфировыми, микролитовыми и автолитовыми разновидностями. От вышеназванных брекчий резко отличается порода с глубины 1135,7 м. При общем порфировом облике основная масса данной породы имеет микрофельзитовую структуру и сложена повышенным количеством талька, на фоне тонкоагрегатных выделений которого обособляются отдельные округлой формы участки кальцита и редкие чешуйки флогопита. Отличительной особенностью кимберлитовых брекчий глубоких горизонтов являются: широкое распространение по трещинам амакинита, пироаурита, появление отдельных борных минералов - екатеринита, ферросайбелиита, датолита. Причиной возникновения специфической минерализации в кимберлитах глубоких частей трубки Мир можно считать влияние вмещающих галогенно-карбонатных пород с прослоями высокоминерализованных рассолов на направленность и интенсивность преобразования материнских пород трубки. Анализируя особенности распределения изотопного состава углерода карбонатов из кимберлитовых брекчий, можно отметить, что его величина укладывается в основном в интервал от -1,5 до -12,3 ‰. Кимберлиты, разделенные упомянутыми выше двумя участками вмещающих пород, существенно отличаются между собой по величине $\delta^{13}\text{C}$ (для верхнего она колеблется от +0,4 до -7,2 ‰, $X=-4,4$ ‰, для нижнего, соответственно, от -4,6 до -12,3 ‰, $X=-8,7$ ‰), что является объективным подтверждением наличия на глубоких горизонтах диатремы двух подводящих каналов, кимберлиты которых характеризуются различным сочетанием корового и глубинного углерода. Изотопный состав углерода карбонатов из вмещающих пород в зонах верхнего и нижнего контактов с кимберлитами изменяется незначительно: от -3 до +1,5 ‰ и соответствует величинам, характеризующим карбонаты нормально-осадочных морских отложений. Что же касается значений $\delta^{13}\text{C}$ из карбонатных пород, являющихся ксенолитами вмещающих образований, то они характеризуются величиной, типичной для углерода кимберлитов (-6,9 ‰). Углерод из карбонатных пород перемишки по изотопному составу занимает промежуточное положение между углеродом вмещающих пород и кимберлитов (-1,9 и -3,0 ‰). Проведенный корреляционный анализ (с использованием построенного соответствующего графика) между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и содержанием в породе CO_2 , демонстрирует

четко выраженную зависимость между этими характеристиками, что отмечалось и другими исследователями [1-2].

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено: а) Изотопный состав углерода вмещающих пород глубоких горизонтов кимберлитов трубки Мир близок к нормально-осадочному составу углерода морского происхождения, что свидетельствует об очень слабом влиянии на больших глубинах на приконтактные зоны диатрем как мантийной углекислоты, так и CO_2 органического происхождения; это позволяет по величине $\delta^{13}\text{C}$ определять положение контакта между кимберлитами и вмещающими их породами в тех случаях, когда переход между ними нечеткий и зона перехода представлена измененными кимберлитовыми породами, которые в ряде случаев затруднительно отличить от вмещающих карбонатных образований; б) Углерод карбонатных пород перемычки подвергся воздействию углекислоты мантийного или органогенного происхождения, в связи с чем он приобрел более легкий состав, чем углерод первично-осадочных пород морского происхождения; в) В результате воздействия углекислоты эндогенного или биогенного происхождения углерод карбонатной породы ксенолитов обогатился облегченным изотопом, что привело к выравниванию $\delta^{13}\text{C}$ вмещающих пород и основной массы кимберлитов; г) Различие в изотопном составе углерода кимберлитов диатремы двух «столбов» породы, имеющих самостоятельные подводящие каналы, является следствием воздействия на кимберлиты нижнего «столба» углекислоты биогенного происхождения; д) Наличие битумов отмечается на всем протяжении описываемого разреза кимберлитов: от верхних горизонтов до глубины примерно 1,2 км, на которую пробурены разведочные скважины; е) Наибольшие концентрации битумного вещества зафиксированы в приконтактных с ксенолитами зонах; ж) Газонасыщенность кимберлитов трубки Мир высокая, что зафиксировано при её разведке и эксплуатации; при этом в составе газов существенный объем занимают CO_2 и CH_4 с обычным для их органического происхождения изотопным составом углерода; и) Установленное резкое различие $\delta^{13}\text{C}$ в кимберлитах двух фаз внедрения может быть рекомендовано для использования изотопного состава углерода при минералогическом петрологическом картировании пород диатрем и выделении различных фаз внедрения кимберлитовых пород.

Литература

1. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. №-9. С.915-939.
2. Галимов Э.М. Природа карбонатного компонента в кимберлитах // Геохимия. 1989. №-3. С.337-348.
3. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. - М.: Недра. 1998. 555 с.

Необычные раннепротерозойские породы с шошонитовыми характеристиками в Китайском блоке юго-запада Сибирского кратона: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований

Иванов А.В.¹, Левицкий И.В.², Левицкий В.И.², Корфу Ф.³, Демонтерова Е.И.¹, Резницкий Л.З.¹, Павлова Л.А.², Каменецкий В.С.⁴, Саватенков В.М.⁵

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИГХ СО РАН, Иркутск; ³Университет Осло, Осло; ⁴Университет Тасмании, Хобарт; ⁵ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Считается, что Сибирский кратон окончательно оформился во время короткого раннепротерозойского события, когда ряд более древних блоков соединился друг с другом в результате коллизии и спаялся в единое целое постколлизийными гранитами. На примере Китайского и Иркутского блока, выделяются два, смещенных относительно друг друга, возрастных пика: 1880 млн лет назад - метаморфизм и 1865 млн лет назад - магматизм (рисунок). С пиком гранитного магматизма совпадают датировки даек с геохимическими характеристиками OIB [Гладкочуб и др., 2013] и платиноносного Жидойского интрузивного массива [Мехоношин и др., 2016], характеризующие этап постколлизийного растяжения.

В среднем течении реки Китой нами был обнаружен небольшой массив (не более 500 м) с разнообразными типами бонинитоподобных пород и слюдистых шошонитоподобных даек очень свежего петрографического облика, с абсолютно не измененным плагиоклазом. Учитывая свежесть пород и не зная их возраст, по ним было осуществлено предварительное К-Аг датирование. Бонинитоподобные породы показали разброс К-Аг датировок от 1941±42 до 3213±110 млн лет [Ivanov et al., 2017]. Циркон и бадделейт в них не был обнаружен за исключением нескольких десятков, вероятно, ксеногенных цирконов, а ⁴⁰Ar/³⁹Ar данные пока не получены. Учитывая возрастную неопределенность, далее эти породы не рассматриваются.

Шошонитоподобные породы по петрографии и химическому составу подразделяются на высоко- (> 12 мас.% MgO) и низкомагнезиальный (< 10 мас.% MgO) типы. По ним получены К-Аг датировки 1814±58 и 1919±42 млн лет, соответственно. Из этих же пород были выделены цирконы и датированы U-Pb методом по единичным зернам, предварительно обработанным при помощи аэро- и химической абразии. Два разных образца показали U-Pb датировки 1864±8 и

1864.7±1.8 млн лет. Последняя датировка принимается в качестве истинного возраста. Как видно, она полностью совпадает с другими датировками базитов в этом регионе [рисунок].

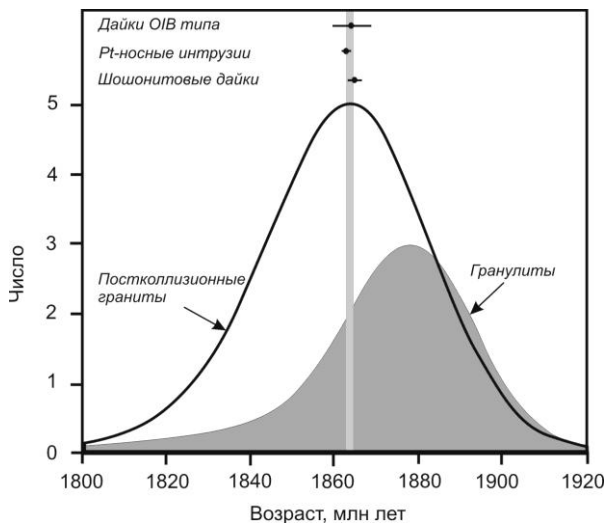


Рис. Распределения, полученные методом ядерной оценки плотности вероятности [Vermeesch, 2012], для датировок раннепротерозойских гранулитов и гранитов Китайского и Иркутского блоков Сибирского кратона. Исходные геохронологические данные те же, что и в обзорной статье [Rojas-Agramonte et al., 2011], с добавлением данных из статей [Левицкий и др., 2002; 2010; Левченков и др., 2012; Turkina et al., 2012]. Данные по OIB дайкам [Гладкочуб и др., 2013], а по платиноносным интрузиям [Мехоношин и др., 2016]. Данные по шошонитовым дайкам — эта работа

Валы и кислотные вытяжки образцов, датированных U-Pb методом, ложатся на Pb-Pb изохрону с наклоном 1880 ± 160 млн лет, в согласии с U-Pb и K-Ar данными, однако серия других образцов (как высоко- так и низкомагнезиальных) ложится на псевдоизохрону с наклоном 2120 ± 40 млн лет, не имеющим геологического смысла. Последний наклон обусловлен тем, что формирующие его породы представляют собой смешение магм, выплавившихся из двух источников — корового и обогащенного мантийного (согласно модели эволюции свинца). Высоко- и низкомагнезиальные шошонитоподобные породы отличаются по первичному изотопному составу неодима. Первые характеризуются резкоотрицательными (типично коровыми) значениями ϵNd_t до -18, а вторые — значениями около нуля.

Высокомагнезиальный тип пород характеризуется невероятным разнообразием редкоземельных фосфатов, а также минералами, не могущими кристаллизоваться из одного и того же расплава в равновесии друг с другом (например, оливин и кварц). Встречаются экзотические фазы — ферробрусит, как продукт гидратации

ферропериклаза - заключенные в виде включений в ортопироксен и основной плагиоклаз. Ферропериклаз может образовываться при давлениях верхней мантии, например, в карбонатизированных дунитах [Brey et al., 2004].

Для объяснения геохимической специфики и изотопных характеристик высокомагнезиальных пород, нами предложен их гибридный генезис - плавление субдуцированного корового вещества с образованием кислых или карбонатитовых расплавов и их последующее заражение ортопироксенитами мантийного клина. Эта модель, равно как и сами составы шошонитоподобных пород, имеют отчетливые аналоги среди постколлизийного магматизма Тибета [Campbell et al., 2014]. Таким образом, мы предполагаем, что в раннем протерозое сшивка Сибирского кратона происходила схожим образом, как это происходит при коллизии крупных континентальных масс на современном этапе тектоники плит.

Работа выполнена по гранту РФФИ 16-17-10068.

Литература

- Гладкочуб Д.П. и др. // ДАН, 2013, т. 450, № 4, с. 440-444.
Левицкий и др. // Геология и геофизика, 2002, т. 43, с. 717-731.
Левицкий и др. // ДАН, 2010, т. 431, №3, с. 386-391.
Левченко и др., // Петрология, 2012, т. 20, №1, с. 95-101.
Мехоношин А.С. и др. // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 5, с. 1043-1057.
Brey G.P. et al. // Lithos, 2004, v. 77, p. 655-663.
Campbell, I.H. et al. // Contrib. Min. Petrol., 2014, v. 167, no. 983.
Ivanov A.V. et al. // Geodynamics & Tectonophysics, 2017, v. 8, p. 477-480.
Rojas-Agramonte Y. et al. // Gondwana Res., 2011, v. 19, p. 751-763.
Turkina O.M. et al. // Gondwana Res., v. 21, p. 801-817.
Vermeesch P. // Chem. Geol., 2012, v. 312-313, p. 190-194.

Проблемы датирования высокоурановых минералов (на примере Лицевского урановорудного района Кольского полуострова)

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

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Лицевский урановорудный район расположен в северо-западной части Кольского полуострова в непосредственном обрамлении Печенгской структуры. Согласно данным А.В. Савицкого с соавторами на основе датирования урановых минералов (уранинита и браннерита) в районе выделяется четыре этапа урановой минерализации в интервале от 2.7 до 0.37 млн. лет [Савицкий и др., 1995 и ссылки там].

Результаты последующего SHRIMP II датирования уранинита и настурана не подтвердили первого архейского этапа урановой минерализации [Serov, 2011].

Для уточнения возраста урановой минерализации нами было проведено датирование уранинита и монацита U-Pb классическим методом изотопного разбавления (ID TIMS) и методом химического датирования (CHIME). Пробы отбирались из жильных пегматоидных гранитоидов и метасоматитов с повышенным радиоактивным фоном на участках Скальное и Дикое Лицевского района.

Урановые и уран-содержащие минералы выделялись в составе тяжелой фракции и изучались в искусственных аншлифах. Представлены они уранинитом и монацитом (в соотношении 3:1), уранинит наблюдается в сростках с апатитом и цирконом. На границе уранинита и плагиоклаза развиваются каймы гальгенбергита и англезита ($\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2(\text{CO}_3)_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) (рис. 1).

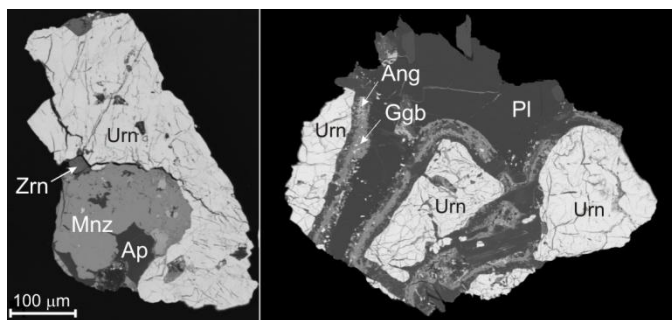


Рис. 1. Сростки уранинита и монацита и развитие кайм гальгенбергита и англезита на границе между уранинитом и плагиоклазом (фото в обратно-рассеянных электронах)

Возраст монацита определенный U-Pb (ID TIMS) методом по верхнему пересечению дискордии с конкордией для четырех фракций равен 2549 ± 7 млн. лет (рис. 2). Этот возраст, скорее всего, отражает время кристаллизации жильных гранитоидов и согласуется с возрастом микроклиновых гранитов района, определенных по циркону в 2526 ± 19 млн. лет (наши данные). Для U-Pb датирования уранинита зерна уранинита извлекались из эпоксидной шайбы после микрозондового анализа. Три фракции уранинита определяют верхнее пересечение дискордии с конкордией в 2289 ± 7 млн. лет (рис. 2). Поскольку, согласно возрасту монацита, время кристаллизации жилы 2549 ± 7 млн. лет, образование уранинита в 2.3 млрд. лет, видимо, результат гидротермального перераспределения урана. Как уже упоминалось, существуют данные об архейском возрасте уранинита участка Скальное - 2730 ± 30 млн. лет [Савицкий и др., 1995], возраст уранинита этого же участка, полученный на масс-спектрометре SHRIMP II равен

1825±20 млн. лет [Serov, 2011]. Также присутствует более поздний уранинит - 455±6 млн. лет, а для участка Намвара Лицевского района получен U-Pb (SHRIMP II) возраст уранинита 2185±81 млн. лет [Serov, 2011].

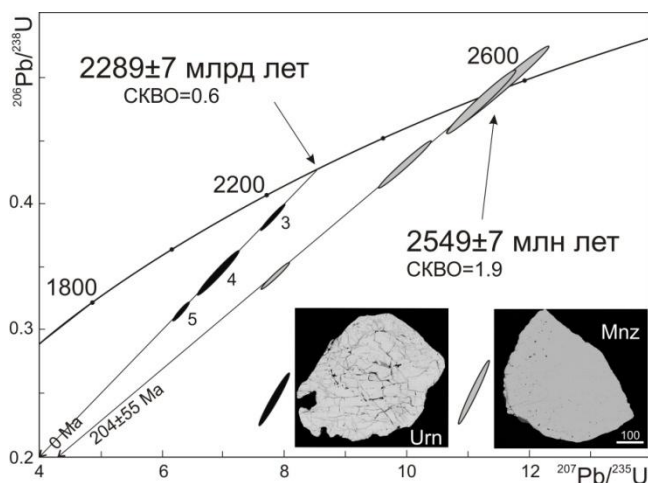


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для монацита и уранинита из жильных пегматоидных гранитоидов участка Дикое Лицевского района

Полученные нами датировки, в комплексе с литературными данными [Serov, 2011], могут свидетельствовать как о полихронности урановой минерализации, связанной с процессами телескопирования (совмещения в одних и тех же рудовмещающих структурах минеральных ассоциаций разного возраста и состава, что характерного для гидротермально-метасоматических месторождений), так и о нарушении U-Pb системы, что особенно сказывается на результатах локального датирования.

Попытки определения возраста уранинита и монацита методом локального химического датирования привели к получению разброса возрастов от 947 до 1490 млн. лет для уранинита и от 2400 до 2900 млн. лет для монацита. Подобная разница между результатами валового (ID TIMS) и локального (CHIME) методов свидетельствуют о заметной миграции свинца в пределах зерен уранинита. Подобное явление характерно для высокоурановых минералов и связано с нарушением кристалличности структуры в результате радиоактивного распада, что способствует достаточно свободной диффузии свинца по нарушенным зонам. В оксидах и силикатах урана образовавшийся свинец не остается в структуре, а выходит в межблоковое пространство, где обнаруживается в форме металлического свинца или ураната $PbUO_4$ [Сидоренко и др., 2001]. Свободный вынос

радиогенного свинца из аморфных участков и межблокового пространства приводит к неправильным расчетам возраста и, чем древнее урановый минерал, тем больше потери радиогенного свинца и больше вероятность ошибки. Этот вывод подтверждается отсутствием вариаций возрастов и сходимостью датировок, полученных разными методами по палеозойским уранинитам как в Лицевском районе, так и в Салла-Куолаярвинской зоне [Савицкий и др., 1995; Serov, 2011; Калинин и др., 2015].

Литература

- Калинин А.А., Каулина Т.В., Лялина Л.М. и др. // ЗРМО. 2015. № 2. С. 99-108.
Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В. и др. // Геология рудных месторождений. 1995. №5. С. 403-416.
Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И., Скоробогатова Н.В. и др. // Записки ВМО. 2001. № 2. С. 79-83.
Serov L. Docteur de l'Université Henry Poincaré (en géosciences). 2011. Nancy. France. 166 p.

Побужский гранулитовый комплекс Украинского щита: состав, изотопное датирование, возраст

Кирилюк В.П.

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов,
Украина*

Гранулитовая ассоциация западной части Украинского щита (УЩ), получившая название "побужский комплекс" [1], издавна привлекает внимание исследователей своей доступностью для изучения, достаточно хорошей обнаженностью и чрезвычайным породным разнообразием. В последние десятилетия интерес к побужскому комплексу еще усилился в связи с получением для него наиболее "древних" из известных в настоящее время в Европе достоверных изотопных датировок, достигающих 3780 млн лет [2]. Однако, все полученные датировки такого порядка установлены пока только на одном участке Среднего Побужья, в районе п. Завалье, и на сравнительно ограниченной территории, площадью в первые км². Тем не менее выводы, касающиеся состава и изотопно-геохронологической характеристики этого района, распространяются на весь побужский комплекс, представляя его в искаженном виде. Это касается, прежде всего, явных или неявных попыток представить побужский комплекс в качестве "древнейшей коры тоналит-трондьемитового состава" [3, с. 220-221]. Об этом свидетельствует и то, что породы, из которых

получены наиболее "древние" датировки, называют эндербитогнейсами или даже просто эндербитами, хотя петрографически это гиперстенсодержащие плагиогнейсы - всего лишь один из характерных типов пород гранулитовых комплексов.

Полный разрез побужского комплекса, занимающего площадь около 40000 км², включает семь стратигенных формаций [1, 4], общей мощностью свыше 15-17 км (снизу вверх): *кинцигитовую (1), гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев (2), лейкогранулитовую (3), высокоглинземисто-кварцитовую (4), мрамор-кальцифировую (5), кондалитовую (6), глиноземисто-базитовую (7)*. Большая часть из них представлена преимущественно первично литогенными образованиями и лишь *формация гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев*, мощностью около 4000 м, имеет, вероятно, исходную вулканогенную природу. Отдельные тела и пачки гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев встречаются и в других формациях, но только в подчиненном количестве.

В утвержденной стратиграфической схеме УЩ побужский комплекс без достаточных оснований расчленен на две разновозрастные серии: палеоархейскую днестровско-бугскую (*формации 1-3*) и неоархейскую бугскую (*формации 4-6*). Самая верхняя глиноземисто-базитовая формация в схеме не выделяется, а слагающие ее образования показаны на картах как тывровская свита (формация гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев).

Весь комплекс испытал интенсивный ультраметаморфизм. Наиболее отчетливо он проявлен в трех нижних, мощных (3-4 км каждая) и относительно однородных формациях, в которых исходные метаморфические породы приобретают плутонический облик и состав, близкий к гранитоидному (чудново-бердичевские "граниты", разнообразные эндербиты и чарнокиты, аляскитовые граниты и гранито-гнейсы). В вышележащих формациях, имеющих более пестрый породный состав с преобладанием и частым переслаиванием металитогенных образований, проявления ультраметаморфизма менее отчетливы. Они выражены в виде сравнительно редких двуполевошпатовых гранитоидных жильных и гнездовых тел анатектической природы, а также в приобретении типичными паропородами - кварцитами, мраморами, гранатовыми гнейсами и другими - грубозернистого "плутонического" облика.

Изотопным датированием охвачена вся территория распространения побужского комплекса, но наиболее изученным как в геологическом, так и в изотопно-геохронометрическом отношении является район п. Завалье. Максимальные значения возраста здесь впервые были получены Е.В. Бибиковой [2]. По ее данным, "для максимально конкордантных цирконов по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb получен возраст, равный 3,65-3,60 млрд лет. Для одного

незонального ядра внутри зонального кристалла определен почти конкордантный возраст - 3,78 млрд лет" [2, с. 16], который рассматривается автором как время "формирования коры в Подольском блоке УЩ" [2, с. 17]. Кроме того, еще "два главных тектоно-термальных события (около 2,8 и 2,0 млрд лет) фиксируются цирконами метаморфогенного генезиса" [2, с. 17].

Последующие изотопно-геохронометрические исследования в районе п. Завалье [5] привели к установлению новых древних датировок, "возрастом до 3800 Ма (3789 ± 4 и 3775 ± 5 млн. лет) с почти ненарушенной уран-свинцовой изотопной системой" [5, с. 117], а также многочисленных значений возраста, которые "²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb занимают весь диапазон между 3500-1900 Ма" [5, с. 109]. На этом фоне, "отчетливо просматриваются, по крайней мере, две стадии метаморфизма - 2700-2800 млн лет и около 2000 млн лет назад" [5, с. 117].

Широкий диапазон датировок для этого же участка приводят С.Б. Лобач-Жученко и соавторы, по данным которых "полученные значения достоверных (конкордантных) дат лежат в возрастном интервале 3.65-1.99 млрд лет" [6, с. 3]. В этом диапазоне авторы выделяют дискретный ряд геологических событий, таких как формирование гнейсо-эндербитов, внедрение даек гранитов, мафитов и ультрамафитов, накопление осадочно-вулканогенных пород, несколько этапов метаморфизма, в том числе заключительный гранулитовый метаморфизм около 2 млрд лет [7, с. 96].

Следует подчеркнуть, что по результатам структурно-стратиграфического изучения [4], все эти датировки относятся к самой верхней формации разреза побужского комплекса, выше той его части, которая выделяется как неоархейская бугская серия. Это дает основание для вывода о том, что исходные толщи всего побужского комплекса - и днестровско-бугской, и бугской серий - древнее 3780 млн лет. По тем же данным *РТ*-условия гранулитовой фации на этом участке существовали вплоть до 2000-1900 млн лет назад. Этот вывод совпадает с результатами датирования комплекса на всей площади его развития, в том числе и с датировками ультраметаморфических образований. Выводы о древнем (свыше 3780 млн лет) возрасте исходных толщ побужского комплекса и длительном (вплоть до 2000 млн лет назад) нахождении его в условиях гранулитовой фации относятся ко всему побужскому гранулитовому комплексу. Что касается попыток привязки промежуточных датировок к конкретным "событиям", то с учетом этих условий они представляются геологически мало обоснованными, либо, в лучшем случае, имеют локальный характер.

Литература

1. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. // Сов. геол. 1970. № 6. С. 25-43.
2. Бибилова Е.В. // Мінерал. журн. 2004. 26, № 3. С. 13-20.
3. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наук.думка, 2005. 243 с.
4. Кирилюк В.П. // Геол. журн. 1982, № 3. С. 88-103.
5. Бибилова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. // Геохимия, 2013, № 2. С. 99-121.
6. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др. // Мінерал. журн. 2011. 33, № 1. С. 3-14.
7. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др. // Мінерал. журн. 2013. 35, № 4. С. 86-98.

Геохронометрические проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита

Кирилюк В.П., Богданова М.И.

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов,
Украина*

Надежды, которые возлагались на заре применения изотопного датирования на то, что "успехи в разработке методов определения абсолютного возраста позволят внести существенные и крайне необходимые уточнения в стратиграфию докембрия" [1, с. 124], оправдались далеко не полностью. К числу несомненных достижений изотопной геохронологии докембрия следует отнести: а) установленную уже в первое десятилетие широкого применения изотопного датирования (50-е годы XX-го века) значительно большую, чем это предполагалось ранее, общую продолжительность раннего докембрия, составляющую больше половины всей геологической истории (от более чем 4.0 до примерно 1.9-1.7 млрд лет); б) ориентировочную, и также значительно большую длительность отдельных геохронологических подразделений раннего докембрия; в) надежное установление "абсолютного возраста" слабометаморфизованных стратиграфических комплексов, в частности зеленокаменных, определение их нижних и верхних возрастных границ и, таким образом, выяснение продолжительности формирования; г) выявление на разных щитах сходных по составу разновозрастных зеленокаменных комплексов; г) определение возраста интрузивных комплексов, завершающих формирование раннедокембрийского фундамента древних платформ.

Между тем, что касается стратиграфии высокометаморфизованных комплексов щитов, то применение методов изотопного датирования

для их стратиграфического расчленения не только не дало ощутимых положительных результатов, а напротив, привело к неоправданной ревизии в разных регионах многих, устоявшихся на основе геологических данных, представлений о возрастных соотношениях и относительной последовательности стратигенных метаморфических комплексов. И вызвано это не полученными изотопными датировками, надежность которых при современных методах исследования не вызывают сомнения, а их некорректной интерпретацией, которая часто делается без учета геологических наблюдений и результатов геологического картирования. При этом, возникающие противоречия преподносятся как разногласия между геологическими и изотопными данными, хотя большинство из них относится к сугубо геохронометрическим проблемам, связанным с геологической интерпретацией изотопных датировок.

Не избежали этих противоречий и исследования в области стратиграфии и нижнего докембрия Украинского щита (УЩ). Наиболее ранним из разногласий, как и почти на всех щитах, стало признание в качестве самых древних архейских стратиграфических подразделений зеленокаменных комплексов, на основании получения из них датировок свыше 3 млрд лет, которые на то время отсутствовали для высокометаморфизованных комплексов. Последующие выявление в разных регионах сначала высокометаморфизованных комплексов, подстилающих зеленокаменные, а затем и установление для них более "древних" датировок, по сравнению с зеленокаменными комплексами, привело к появлению концепции древнейших тоналит-трондьемит-гнейсовых (TTG) комплексов, или "серых гнейсов", и ее широкому распространению на Украинском щите. Первоначально TTG-комплексами считались только образования амфиболитовой фации, но со временем к ним стали относить и гиперстенсодержащие плагиогнейсовые ассоциации, входящие в состав гранулитовых комплексов. Из них в настоящее время и получены древнейшие из известных на УЩ датировки в 3780 млн лет для побужского комплекса и 3650 млн лет для приазовского комплекса, подтвердив тем самым ранее существовавшие представления о наиболее древних на щитах гранулитовых комплексах.

В стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита и сейчас имеется ряд очевидных геохронометрических противоречий, связанных с датированием высокометаморфизованных комплексов, требующих своего объяснения и согласования с геологическими данными. Так, по геологическим данным в составе нижнеархейского побужского гранулитового комплекса уже давно были выделены две самые нижние в разрезе, согласно залегающие суперкrustальные формации и соответствующие им свиты: нижняя - кинцигитовая (березнинская свита) и вышележащая - эндербито-гнейсовая (тывровская свита). По

результатам их последующего датирования, для тывровской свиты был принят архейский U-Pb изохронный возраст древнее 2815 млн лет, а для березнинской свиты, по результатам Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb методов, получены результаты в диапазоне 2200-2470 млн лет. На этом основании березнинская свита в стратиграфической схеме была помещена выше тывровской, и даже предлагалось ее отнесение к нижнему протерозою. К настоящему времени в стратотипическом районе для обеих свит установлены одинаковые максимальные раннепротерозойские датировки - не больше 2.2-2.3 млрд лет, в связи с чем, и вопреки геологическим данным об их стратиграфическом положении в низах разреза побужского комплекса, предлагается их отнесение к нижнему протерозою [2]. При этом, следует отметить, что наиболее древние датировки, составляющие 3780-3650 млн лет, по геологическим данным относятся к самым верхам разреза побужского комплекса [3].

Явно ошибочным является разделение на основе геохронометрических данных единого побужского гранулитогнейсового комплекса на две разновозрастные серии - палеоархейскую днестровско-бугскую и неоархейскую бугскую, а приазовского комплекса - на палеоархейскую западноприазовскую и неоархейскую центральноприазовскую. На таких же основаниях в стратиграфической схеме Украинского щита показаны в качестве разновозрастных подразделений палеоархейская аульская серия и неоархейская росинско-тикичская серия, представляющие собой типичные амфиболито-гнейсовые ("серогнейсовые") комплексы. Разновозрастными считаются палеоархейская зеленолевадовская свита побужского комплекса и неоархейская центральноприазовская серия, сложенные одинаковой лейкогранулитовой суперкрустальной формацией.

Однако наиболее противоречивым, не имеющим ни геологического, ни теоретического обоснования, является помещение в схеме Приазовского мегаблока между западноприазовской и центральноприазовской сериями, метаморфизованными в гранулитовой фации, мезоархейского косивцевского зеленокаменного комплекса.

Эти и многие другие примеры из "стратиграфического прошлого" и современного состояния стратиграфической схемы УЩ свидетельствуют о том, что геохронометрическое датирование высокометаморфизованных комплексов не может использоваться для собственно стратиграфических построений. Все получаемые для этих комплексов датировки являются отражением их последующей длительной эндогенной эволюции, в той или иной степени "омоложенными", по сравнению с их "стратиграфическим возрастом", и

лишь наиболее древние из них могут рассматриваться как минимальная нижняя возрастная граница комплексов.

Литература

1. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В.А Николаева. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 451 с.
2. Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. // Мінералогічний журнал. 2017. Т. 39, № 3. С. 67-74.
3. Кирилюк В.П. // Збірник наукових праць УкрДГРІ. Київ. 2016. № 1. С. 90-108.

Изотопно-геохимическое (Sr, Pb) исследование разреза почвенно-растительного слоя в районе археологических памятников эпохи бронзы на Южном Урале

**Киселева Д.В.¹, Шагалов Е.С.¹, Зайцева М.В.¹, Стрелецкая М.В.¹,
Карпова С.В.²**

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²УрФУ, Екатеринбург

Материальные предметы культурного наследия - ископаемые костные и зубные ткани человека и животных, древние орудия труда и предметы из металла, камня, керамики и т.д. широко используются для получения данных об образе жизни и миграциях населения и домашних животных, а также определения источника минерального сырья в древности на основе различных изотопных соотношений, в частности стронция [Ericson, 1985] и свинца [Chirikure, 2014].

Подобные исследования невозможны без всестороннего изучения окружающей геологической и экологической обстановки, определения ее изотопно-геохимических характеристик, представляющих собой некие референсные точки или фоновые величины для проведения сопоставлений, например, определения так называемого локального «биодоступного» Sr [Bentley et al., 2004].

В бассейне р. Карагайлы-Аят (Челябинская область) располагаются археологические памятники позднего бронзового века - укрепленные поселения Каменный Амбар и Коноплянка (21-17 вв. до н.э.), могильник Неплюевский (19-16 вв. до н.э.) [Киселева и др., 2017 и др.]. Район исследований представлен гранитоидными массивами - Неплюевским и Варшавским плутонами. Вмещающими породами для них служат терригенные породы ниже-среднеордовикской рымникской свиты, обнаженные к западу от гранитоидов. Восточнее, на территории археологических памятников, залегают углисто-глинистые филлитовые сланцы раннекаменноугольного возраста, а южнее - гипербазитовый массив [Тевелев и др., 2006]. Несмотря на наличие изотопных данных

по Неплюевскому и Варшавскому гранитоидным массивам (Rb-Sr возраст [Тевелев и др., 2006]), данный район представляется недостаточно изученным, особенно в области изотопно-геохимических характеристик сложной системы взаимодействия подстилающих горных пород, почв, поверхностных и подземных вод, растений и живых организмов.

Целью работы являлась изотопно-геохимическая (Sr, Pb) характеристика местонахождений ряда археологических памятников Южного Урала эпохи бронзы; выявление материалов, пригодных для определения локального биодоступного стронция и использования в археологической интерпретации ископаемых образцов костной и зубной ткани.

Материалы и методы. В пределах каждого памятника отобраны образцы речной воды (реки Карагайлы-Аят, Яндырка, Акмулла), горных пород, различных частей почвенного профиля, а также растительности (травы) - всего 36 образцов, характеризующих местность в исследуемом районе.

Пробоподготовка и анализы проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Для пород и почв использовали микроволновое вскрытие смесью кислот; для травы - открытое вскрытие HNO_3 и H_2O_2 . Для изотопного анализа Pb и Sr были хроматографически выделены на смолах BioRad AG 1x8 и Triskem Sr-Spec, соответственно. Измерения изотопных отношений проводили на Neptune Plus методом бреккетинга с использованием NIST SRM 987 (Sr) и методом Tl_N (Pb).

Результаты и обсуждение. Исследованные образцы характеризуются значительными вариациями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причем наибольший разбег отмечен для пород и почв: максимальными значениями в пределах исследованных местонахождений характеризуются филлит Варшавского массива (0.71564), гранит Неплюевского массива (0.80755) и кварцитосланец из района д. Коноплянка (0.75355), а также почвы, отобранные над серпентинитами, Каменный Амбар (0.71488 и 0.71946), в районе д. Коноплянка (0.71040-0.71814) и в районе могильника Неплюевский (0.71433-0.71541). Пониженные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в траве 0.70716 (Каменный Амбар, над филлитами) могут быть обусловлены применением фосфатных удобрений (неподалеку располагаются земли сельскохозяйственного назначения) [Maurer et al., 2012]. В целом, наименьший разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерен для почв и воды. При сопоставлении с полученными ранее данными по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ископаемых костных и зубных тканях человека и животных [Киселева и др., 2017] выявлено, что образцы подстилающих пород, почв, растительности и воды в целом обладают более радиогенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением, чем ископаемый и современный биоапатит, уменьшаясь в ряду порода -

почва - растительность. Тем не менее, следует отметить, что граниты и серпентиниты Варшавского массива имеют менее радиогенные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с археологическими образцами и современной костью суслика [Киселева и др., 2017] и, наоборот, увеличиваются в ряду порода - почва - растительность. Речная вода из всех трех рек имеет близкий изотопный состав стронция (0.71094 - 0.71176), более радиогенный по сравнению с археологическими образцами. Детальный почвенный разрез по профилю в районе д. Коноплянка выявил равномерное увеличение Sr-отношений от нижних слоев к верхним с максимумом в плодородном слое (0.71814), причем для травы отмечено низкое отношение (0.70898), близкое к нижнему песчаному слою профиля (0.71040).

Таким образом, из всех исследованных материалов, характеризующих биодоступный стронций, наиболее близким к археологическим образцам является современная костная ткань; трава и вода, хоть и характеризуются малым разбросом величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, имеют несколько более радиогенный изотопный состав стронция. В целом, все археологические образцы укладываются в диапазон изотопных отношений биодоступного стронция, а разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них значительно меньше по сравнению с «фоновыми» материалами, что не опровергает выдвинутую ранее гипотезу об их автохтонном происхождении [Киселева и др., 2017].

Изотопные отношения свинца в породах и почвах изученных местонахождений варьируют в пределах 18.41 - 19.26 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15.64 - 15.70 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 38.33 - 40.06 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). При этом отношения в почвах обособлены и на графиках располагаются между точками подстилающих пород. Полученные данные могут быть использованы для атрибуции древних продуктов металлургического передела (руды, шлаков, бронзовых изделий) и керамики для определения источников минерального сырья в древности.

Работа выполнена в ЦКП «Геоаналитик» в рамках госбюджетной темы № 0393-2016-0025.

Литература

- Киселева Д.В., Корякова Л.Н., Шарапова С.В. и др. // Геоархеология и археологическая минералогия, 4, 2017. С. 41-46.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. / Под ред. проф. Никишина А.М. - М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300с.
- Bentley R.A. // JAMT, 13(3), 2006. P. 135-187.
- Chirikure S. // In Treatise on Geochemistry, 14, 2014. P. 169-189.
- Ericson J.E. // J. Hum. Evol., 14, 1985. P. 503-514.
- Maurer A-F., Galer S.J.G, Knipper C. et al. // Sci Total Environ. 433, 2012. P. 216-229.

Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований

**Ковач В.П.¹, Котов А.Б.¹, Сальникова Е.Б.¹, Гладкочуб Д.П.², Скляр
Е.В.², Толмачева Е.В.¹, Великославинский С.Д.¹, Гороховский Б.М.¹,
Подковыров В.Н.¹, Ларин А.М.¹, Загорная Н.Ю.¹, Плоткина Ю.В.¹,
Федосеенко А.М.¹**

¹ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; ² ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Терригенные отложения удоканской серии, выполняющие Кодаро-Удоканский прогиб, несогласно залегают на архейских породах Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока. Мощность терригенных отложений удоканской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, превышают 10 км. В ее составе выделяют (снизу вверх) кодарскую, чинейскую и кеменскую подсерии. Важнейшей особенностью терригенных отложений Кодаро-Удоканского прогиба является их меденосность.

Возрастные границы формирования удоканской серии и ее отдельных стратиграфических подразделений, а также источники сноса слагающих ее терригенных пород являются во многом неопределенными. Для решения этих вопросов в ИГГД РАН выполнены Nd изотопные и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования метапесчаников чинейской и кеменской подсерий, а также U-Pb геохронологические исследования гранитоидов, прорывающих кодарскую подсерию. Установлено, что:

1. Становление рассланцованных биотитовых плагиогранитов, которые прорывают осадочные породы кодарской подсерии и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации, произошло 2105 ± 6 млн лет назад. Эта оценка возраста в первом приближении соответствует верхней возрастной границе формирования терригенных пород нижней части разреза удоканской серии (кодарская подсерия). Принимая во внимание результаты Nd изотопных исследований метаосадочных пород кодарской подсерии ($t_{(Nd)} = 2.5-2.3$ млрд лет), можно сделать вывод о том, что возраст терригенных отложений нижней части разреза удоканской серии находится в интервале 2.1-2.3 млрд лет.

2. Конкордантные оценки возраста детритовых цирконов из метапесчаников александровской свиты чинейской подсерии находятся в интервалах 1874 - 2109, 2450 - 2554 и 2687 - 2825 млн лет. На кривых относительной вероятности возрастов отчетливо выделяются пики с возрастными 1.90, 1.98, 2.50, 2.55 и 2.72 млрд лет. Два зерна циркона имеют конкордантные возрасты 2932 и 3086 млн лет. Можно полагать, что нижняя возрастная граница накопления пород александровской свиты чинейской подсерии составляет приблизительно 1.90 млрд лет. Верхняя возрастная граница накопления пород этой подсерии определяется возрастом прорывающих их магматических пород Чинейского массива (1867 ± 3 млн лет). Таким образом, возраст отложений чинейской подсерии находится в интервале 1.87-1.90 млрд лет.

3. Конкордантные оценки возраста детритовых цирконов из метапесчаников сакуканской, талаканской и намингинской свит кеменской подсерии удоканской серии находятся в интервалах 1875-2195, 2350-2589, 2665-2860 и 2911-3071 млн лет. На кривой относительной вероятности возрастов выделяются пики: 2.02, 2.16, 2.18, 2.38, 2.54, 2.73, 2.82, 2.93, 2.97, 3.00 и 3.04 млрд лет. Для трех зерен циркона получены конкордантные оценки возраста 3137, 3161 и 3328 млн лет. Таким образом, возраст протолитов метаосадочных пород кеменской подсерии не превышает 2.0 млрд лет. Верхняя возрастная граница их накопления определяется возрастом прорывающих гранитов кодарского комплекса - 1876 ± 4 млн лет.

4. Источниками сноса метапесчаников чинейской и кеменской подсерий удоканской серии послужили породы палеопротерозойского, нео- и мезоархейского возрастов. В качестве источников нео- и мезоархейских цирконов могли выступать тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и гранитоиды чароудоканского комплекса, а цирконов с возрастом 2.07-2.11 млн лет гранитоиды катугинского комплекса, а также гранитоиды с возрастом 2105 ± 6 млн лет, прорывающих отложения кодарской подсерии. Возраст около 1.90 млрд лет, совпадает с возрастом последних складчатости и регионального метаморфизма, проявленных в пределах западной части Чаро-Олекминского геоблока (1908 ± 5 млн лет). Магматические и метаморфические комплексы с возрастом около 2.02-1.98, 2.38 и 2.50 млрд лет в пределах Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита не установлены.

5. Метатеригенные породы характеризуются значениями Nd модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 2.7-2.3$ млрд лет, что свидетельствует о присутствии среди источников сноса как пород архейской континентальной коры или продуктов их переработки, так и пород палеопротерозойского возраста. Минимальные оценки Nd модельного

возраста (2.3 млрд лет) характерны для пород кодарской подсерии, тогда как породы чинейской подсерии характеризуются значениями $t_{Nd(DM)} = 2.6-2.4$ млрд лет, а кеменской - 2.7-2.6 млрд лет. Полученные результаты свидетельствуют о большем вкладе палеопротерозойских островодужных или окраинно-континентальных комплексов пород в начале формирования осадочных последовательностей Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба и преобладании источников с архейскими Nd модельными возрастами на завершающих стадиях ее развития.

6. Полученные к настоящему времени данные о возрасте терригенных отложений кодарской (2.1-2.3 млрд лет), чинейской (1.87-1.90 млрд лет) и кеменской (1.88-2.0 млрд лет) подсерий удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба свидетельствует о значительном перерыве в накоплении протолитов метаосадочных пород кодарской и залегающих выше метаосадочных пород чинейской и кеменской подсерий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00905).

Структурные, геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные в основе решения проблемы фундамента Дзабханского «кратонного террейна» Центрально-Азиатского складчатого пояса

**Козаков И.К.¹, Сальникова Е.Б.¹, Анисимова И.В.¹, Ковач В.П.¹,
Плоткина Ю.В.¹, Бибикова Е.В.², Кирнозова Т.И.², Фугзан М.М.²**

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

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
Москва

Дзабханский террейн ранее рассматривался как фрагмент древнего кратона (микроконтинент с раннедокембрийским фундаментом) в структуре каледонид центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Преимущественно карбонатные отложения цаганоломской свиты включались в состав венд-кембрийского шельфового чехла этого террейна. В составе его фундамента были объединены высокоградные породы Дзабханского, Байдарикского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков (Моссаковский и др., 1993). Позднее эти блоки были отнесены к так называемым «кратонным террейнам» (Badarch et al., 2002). Однако раннедокембрийский возраст

обоснован только для высокоградных пород северо-западной части Байдарикского и Тарбагатайского террейнов. Фундамент Дзбханского террейна представляет собой гетерогенную структуру, сложенную тектоническими пластинами и блоками неопротерозойских пород разного состава и происхождения - Дзбханский террейн (Козаков и др., 2017).

В пределах Дзбханского террейна и его обрамления, а также других структурах Южного обрамления Сибирской платформы представлены структурно-вещественные комплексы энсиалических и энсиматических дуг, формирование которых происходило в интервалах около 960-930, 890-860 и 810-780 млн лет назад. В указанные периоды фиксируется проявление процессов регионального метаморфизма, корового, гранитоидного и основного магматизма.

Формирование островодужного комплекса (Козаков и др., 2016, 2017), устанавливаемое в Дзбханском террейне в интервале около 960-930 млн лет назад, может отражать проявление процессов ювенильного корообразования в палеоокеаническом бассейне в период относительно стабильного существования суперконтинента Родиния - 1000-850 млн лет назад (Condie, 2001; Li et al., 2008).

В интервале около 890-780 млн лет фиксируется масштабное проявление неопротерозойских процессов конвергенции, с которыми связано формирование новообразованной континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП. Сходные возрастные значения определены для внутриплитных вулканоплутонических комплексов, которые широко развиты в кратонных блоках Янцзы и Катазии Южного Китая, Тарима и Австралии. Предполагается, что они фиксируют ранние стадии распада суперконтинента Родиния в интервале около 830-795 млн лет (Li et al, 2008). Можно предполагать, что неопротерозойские зоны конвергенции, с которыми связано формирование новообразованной континентальной коры в интервале около 890-780 млн лет, представленной в структурах ЦАСП, отражают развитие глобальной субдукционной системы в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния - Circum-Rodinia subduction-accretion system (Cawood et al., 2013, 2016, Ge et al, 2014). Источниками детритовых цирконов с раннедокембрийскими значениями возраста в породах фундамента Дзбханского террейна могли быть породы древних кратонов и толщ их пассивных окраин, входившие в состав палеопротерозойского и мезопротерозойского суперконтинентов Колумбия и Родиния (Rogers, Santosh, 2002, 2003), и/или их фрагменты, образовавшиеся после распада Родинии.

Значения Nd модельных возрастов терригенных пород Дзбханского террейна и Hf изотопные данные в детритовых цирконах дают основания предполагать участие в источниках сноса как неопротерозойских и раннедокембрийских коровых пород с

архейскими и палеопротерозойскими модельными возрастами, так и пород неопротерозойского возраста, образование расплавов которых было связано с плавлением смешанных ювенильных и коровых источников.

В целом полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные исключают модели, предполагающие отнесение Дзабханского террейна к фрагментам древнего кратона, входившего в состав суперконтинента Родиния. Образования раннего докембрия выступают в качестве одного из источников терригенных пород и коровых гранитоидов.

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

Литература

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикина 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.

Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П. Раннепротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. / Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения, 2016, материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТ и Г ДВО РАН, 2016. С. 35-38.

Козаков И.К., Кузнецов, А.Б., Эрдэнэжаргал Ч и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. том 25, № 5, с. 3-16.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87-110.

Cawood, P.A., Y.J. Wang, Y.J. Xu and G.C. Zhao (2013), Locating South China in Rodinia and Gondwana: A fragment of greater India lithosphere? *Geology*, doi: 10.1130/G34395.1.

Cawood P. A., Strachan R. A., Pisarevsky S. A., et al/ Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // *Earth and Planetary Science Letters* 449 (2016) 118-126.

Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga // *Gondwana Res.* 2001. V. 4. P. 5-16.

Ge R., Zhu W., Wilde S. A., He Ji. et al. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton. // *American Geophysical Union* (2014). All rights reserved.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 179-210.

Ранние стадии формирования ювенильной континентальной коры герцинид юга Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция

Козловский А.М.¹, Ярмолюк В.В.¹, Саватенков В.М.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

В Центрально-Азиатском складчатом поясе структуры Южной Монголии и Восточной Джунгарии выделяются преобладанием средне-позднепалеозойских вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов, слагающих каркас ювенильной коры этого региона. Геологические, геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что доминирующая часть этих комплексов была сформирована в условиях энсиматической островной дуги или серии дуг. В то же время здесь выделяются комплексы шаровых лав и гиалокластитов, которые могут являться фрагментами офиолитовых ассоциаций, представляющих океаническую кору Палеоазиатского океана. В Южной Монголии наиболее известны такие офиолитовые комплексы представлены в хр. Дзойлен, Гурван-Сайхан и Нэмэгт-Ула, на основании которых была выделена Дзойленская зона в строении герцинид, протягивающаяся вдоль южного их края. Однако время формирования офиолитов и их геодинамическая природа остаются плохо обоснованными.

Нами были изучены офиолиты хр. Нэмэгт-Ула восточной части Заалтайской Гоби. Они располагаются в осевой части герцинид юга Центрально-Азиатского складчатого пояса и рассматриваются как типовые среднепалеозойские офиолиты. В осевой части хр. Нэмэгт-Ула в качестве тектонической пластины на поверхность выведен дифференцированный габброидный массив, в южном обрамлении которого фиксируется моноклинально залегающая вулканическая толща. Пространственно с габброидами ассоциирует тело расщепленных плагиогранитов, а также серпентинитовый меланж. Среди вулканических пород преобладают андезибазальты, однако в верхних частях разреза фиксируются отдельные потоки дацитов и риолитов. Габброиды и базальтоиды имеют типичные для офиолитовых ассоциаций составы. Они относятся к низкокалиевым породам (K_2O 0.09-0.85 мас. %), магнезиальность габброидов варьирует около 0.77, базальтоидов - 0.39-0.53. Для риолитов, дацитов и плагиогранитов также типичен натровый характер составов с низкими концентрациями K_2O 0.07-0.65 мас. %. Спектр редкоземельных

элементов вулканических пород и габброидов обладает типичным для магматических пород офиолитовых комплексов положительным наклоном с отношениями $(La/Yb)_N$ в габброидах 0.1-0.3, андезибазальтах 0.3-0.5 и риолитах 0.6-0.8. В этой последовательности фиксируется увеличение концентраций REE, в особенности легких, и появление слабой отрицательной аномалии Eu, однако даже в наиболее богатых REE риолитах нормированные концентрации легких REE не превышают таковых тяжелых REE, сохраняя положительный наклон спектров. В отличие от вулканических пород, плагиогранит имеет слабый отрицательный наклон спектра REE, что характеризуется отношением $(La/Yb)_N = 1.4$. Что касается LILE и HFSE, то для всех пород характерны повышенные концентрации Rb, Ba, U и Sr и небольшие отрицательные аномалии Nb и Ta.

По изотопному составу Nb все изученные породы обогащены радиогенным неодимом и тем самым достаточно близки к деплетированной мантии. Величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в габброидах составляет +8.3 и +9.7, в базальтоидах - +9.4 и +9.6, в риолитах - +9.7, а в плагиограните - +9.3. Таким образом, изотопный состав Nd изученных пород показывает с одной стороны вещественную связь этих пород и с другой стороны деплетированные характеристики их источника.

Единый геохимический ряд составов от габброидов до риолитов при сходстве изотопного состава Nd позволяет рассматривать эти породы как продукты кристаллизационной дифференциации однородного расплава. Плагиограниты при сходстве изотопного состава Nd имеют слегка отличные геохимические характеристики, которые хорошо согласуются с механизмом частичного плавления основных пород офиолитового комплекса.

Сходство источника и генетическая связь посредством кристаллизационной дифференциации габброидов, базальтоидов и риолитов, а также значительные вариации отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0.1996 до 0.3245 позволили использовать Sm-Nd изотопную систему для оценки возраста габбро-базальт-риолитовой ассоциации хр. Нэмэгт-Ула. Sm-Nd изохрона имеет наклон, соответствующий возрасту 385 ± 42 млн лет, $CKBO=0.38$. Конечно, такую оценку возраста нельзя считать удовлетворяющей современным требованиям. Однако датирование офиолитов всегда затруднительно, к тому же полученный девонский возраст весьма вероятен, поскольку островодужные комплексы Заалтайской Гоби также преимущественно относятся к девону.

Из плагиогранитов были выделены зерна магматического циркона, который изучался методом U-Pb вторично-ионной масс-спектрографии на приборе SHRIMP-II. Было проанализировано 12 зерен с хорошей магматической зональностью. Все изотопные определения компактно располагаются на конкордии, а рассчитанный по ним возраст

составляет 344 ± 3 млн лет, $СКВО=0.0038$. На основании полученного раннекарбонового возраста плагиогранитов, эти породы нельзя рассматривать в составе офиолитовой ассоциации хр. Нэмэгт-Ула. Их Nd-изотопные и геохимические характеристики, показывающие, что плагиограниты являются результатом плавления окружающих офиолитов, свидетельствуют о том, что такое плавление могло произойти независимо от формирования габбро-базальт-риолитовой ассоциации и значительно позже. Раннекарбоновый возраст плагиогранитов хорошо согласуется с окраинно-континентальным этапом развития герцинид юга Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Геохимические и Nd-изотопные особенности габбро-базальт-риолитовой ассоциации хр. Нэмэгт-Ула, а именно: низкокалиевый характер, сходные с MORB спектры REE, небольшой минимум Nb-Ta, повышенные концентрации Rb, Ba, U, Sr и деплетированный изотопный состав Nd, с одной стороны показывают сходство с породами океанических хребтов, с другой стороны предполагают участие в магмогенерации надсубдукционных флюидов. Такое сочетание в наибольшей мере согласуется с обстановкой задугового бассейна или зарождающейся островной дуги, хотя для последней неплохо было бы встретить бониниты, которые пока в Заалтайской Гоби не найдены. Появление низкокалиевых риолитов в вулканической ассоциации, напротив, хорошо согласуется с условиями задугового бассейна, где такие риолиты достаточно обычны как, например, в троге Окинава.

Таким образом, офиолиты хр. Нэмэгт-Ула представляют собой фрагменты девонского задугового бассейна и очевидно сохранились в основании островодужных комплексов Заалтайской Гоби. Плагиограниты не относятся к офиолитам, а формировались лишь за счет их плавления в раннекарбоновое время в окраинно-континентальной обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-00361).

Northwest Africa 6486: новое свидетельство о катастрофическом событии на L-хондритовом родительском теле

Корочанцева Е.В.^{1*}, Лоренц К.А.¹, Норр J.², Буйкин А.И.¹, Кононкова Н.Н.¹, Кузьмина Т.Г.¹

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва; ²Институт наук о Земле Университета г. Хайдельберг, Германия; *e-mail: kpv-life@mail.ru

Введение: Метеорит Northwest Africa 6486 (NWA 6486) является необычным ударным расплавом L-хондритового состава, обогащенным калием. Ударные расплавы L-хондритового состава, представляющие только 0.1% L-хондритов [1], несут важную информацию о термальной истории родительского тела L-хондритов. В настоящей работе представлены результаты комплексного минералогическо-петрографического, изотопно-геохимического и геохронологического исследования метеорита NWA 6486.

Результаты: NWA 6486 имеет ахондритовое строение и представляет собой мелкозернистую горную породу порфиритовой структуры. Порода состоит из гипидиоморфных и неправильных по форме кристаллов оливина размером 300-500 мкм (57.3 об%) и второстепенного пироксена (8.6 об%), погруженных в основную массу, состоящую из девитрифицированного стекла (29.6 об%) и скелетных кристаллов пироксена. Второстепенные и акцессорные минералы – троилит (2.2 об%), никельстое железо (1.3 об%), фосфат Ca, хромит, продукты земного выветривания (FeNi гидроксиды).

Оливин ($\text{Fo}_{77.3}$) имеет мозаичное погасание в скрещенных поляризаторах, что служит индикатором ударной нагрузки в интервале от 15 до 50 ГПа. Пироксен $\text{En}_{79}\text{Wo}_1$ находится в ассоциации с кристаллами оливина. Менее магнезиальный пироксен ($\text{En}_{71}\text{Wo}_2$) образует удлиненные скелетные кристаллы размером до 300 мкм, кристаллы пироксена <100 мкм имеют состав в пределах $\text{En}_{56-62}\text{Wo}_{10}$ - $\text{En}_{47}\text{Wo}_{39}$. Металл и троилит образуют агрегаты неправильной формы размером до нескольких мм (48 об% металла). Троилит гранулирован, что является индикатором ударной нагрузки в интервале 40-60 ГПа [2].

Шлиф пересечен несколькими линейными прожилками стекла шириной 10-20 мкм и длиной до нескольких см, которые являются результатом внедрения ударного расплава.

Валовый химический состав NWA 6486, полученный методом РФА (мас%): Na 0.9; Mg 13.9; Al 1.74; K 0.53; Ca 1.67; Si 22.2; Ti 0.1; Cr 0.4; Fe 15.5; Mn 0.3. Изотопный состав кислорода в образцах, промытых в

кислоте (I. Franchi, Открытый Университет, Великобритания), следующий (‰): $\delta^{17}\text{O} = 3.489 \pm 0.13$, $\delta^{18}\text{O} = 4.591 \pm 0.22$, $\Delta^{17}\text{O} = 1.103 \pm 0.02$. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метеорита, проведенное в Хайдельбергском университете (Германия) на высокоточном масс-спектрометре CN5 методом ступенчатого отжига с большим количеством температурных ступеней, показывает, что большая часть аргона выделяется при температуре ниже 1000°C . Трехизотопная диаграмма в координатах $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{захв.}}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{захв.}}$ указывает на присутствие избыточного Ar. Изохрона, построенная для температурных фракций 560 - 1100°C , выявляет захваченный аргон с отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$ равными 522 ± 59 . В результате коррекции на захваченный компонент возрастной спектр показывает обширное плато с возрастом 453 ± 8 млн. лет (1σ ; $\sim 87\%$ выхода ^{39}Ar , см. рисунок). Значение захваченного компонента и соответственно скорректированный возраст зависят от выбора температурных фракций для построения изохроны. Так, если температурную фракцию 1100°C исключить, то температурные фракции 560 - 1070°C указывают на присутствие $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 488 \pm 69$. Возрастной спектр при коррекции на это значение дает возрастное плато с возрастом 477 ± 10 млн. лет (1σ ; $\sim 83\%$ выхода ^{39}Ar). Оба возраста в пределах ошибки 2σ совпадают и полностью согласуются с возрастом катастрофического события, произошедшем на родительском теле L-хондритов 470 ± 6 млн. лет назад [3].

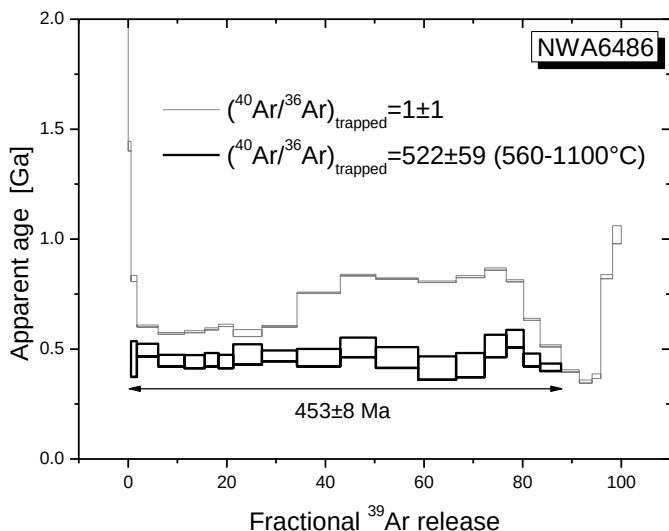


Рисунок. Возрастные спектры NWA 6486, скорректированные на состав первичного аргона с отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 1 \pm 1$ по стандартной процедуре и на захваченный компонент, идентифицированный с помощью трехизотопной диаграммы

Концентрация калия, определенная Ar-Ar методом датирования, составляет 0.5217% и идентична значению, полученному с помощью метода рентгено-флуоресцентной спектрометрии.

Заключение: Метеорит NWA 6486 - продукт ударного плавления L хондрита и близок по структуре и составу к другим немногочисленным метеоритам такого типа [1]. Пониженные содержания металла и сульфида свидетельствуют, что в процессе образования происходила сегрегация металл-сульфидной и силикатной жидкостей. Повышенное по сравнению с L-хондритами содержание калия и натрия указывает на сходство по этому параметру NWA 6486 с некоторыми порфирировыми включениями в обыкновенных хондритах [4,5] и, по-видимому, является результатом селективного испарения и конденсации щелочных металлов в ударном процессе. Вероятно, вещество NWA 6486 в расплавленном состоянии оказалось на контакте с ударным паром обогащенным K и Na в частично закрытой системе (в пространстве трещины в основании кратера) и поверхностный слой расплава насытился калием при понижении температуры. ^{40}Ar - ^{39}Ar исследование NWA6486 позволило выявить состав избыточного аргона и получить значимую геохронологическую информацию о термальной истории метеорита. Полная переустановка K-Ar системы метеорита NWA 6486 произошла во время катастрофического события на родительском теле L-хондритов ~470 млн. лет назад [3], в результате которого образовался ударный расплав. Последовавший за этим ударный метаморфизм (согласно минералого-петрографическим данным), не повлиял на K-Ar систему NWA6486 ввиду слабого кратковременного нагрева.

Работа была поддержана грантом РФФИ №17-05-01078.

Литература

1. The Meteoritical Bulletin (2017) <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>;
2. Bennet M., III and McSween H., Jr. (1996) MAPS 31: 255-264;
3. Korochantseva E.V. et al. (2007) MAPS 42: 113-130;
4. Yakovlev O. and Parfenova O. (1980) LPSC XI, 1285-1287;
5. Yakovlev O.I. et al. (1985) LPSC XVI, 926-927.

Термальная история метеорита Царев

Корочанцева Е.В.^{1*}, Лоренц К.А.¹, Норр J.², Буйкин А.И.¹, Кононкова Н.Н.¹, Кузьмина Т.Г.¹, Корочанцев А.В.¹

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва; ²Институт наук о Земле Университета г. Хайдельберг, Германия; *e-mail: kpv-life@mail.ru

Введение: Метеорит Царев - обыкновенный хондрит (тип L5), представляющий собой грубообломочную брекчию, содержащую ударный расплав. Метеорит состоит из фрагментов сильно измененного в результате одного или нескольких ударных событий на родительском астероиде вещества (ударная стадия S4-5). В хондритовых обломках наблюдаются газовые полости и прожилки стекла, никелистого железа и троилита. Метеорит имеет низкую степень выветривания (W1). Он является перспективным объектом для получения новой информации о термальной истории ударно-измененных L-хондритов и их родительского тела. В одном из образцов этого метеорита нами было обнаружено уникальное включение светло-серой ахондритовой породы размером 2×4 см. Мы провели минералого-петрографическое исследование этого объекта и ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирование образца основной массы метеорита и двух образцов ахондритового включения, отобранных из его внутренней (светлой) и внешней (более темной) зон.

Результаты: Включение имеет порфиритовую структуру и состоит из удлиненных и изометричных, несовершенных по очертаниям кристаллов оливина $\text{Fa}_{23.5}$ размером до 500 мкм, реже пироксена $\text{Fs}_{20.7}\text{Wo}_{2.2}$, погруженных в основную массу. Крупные зерна оливина отличаются наличием прожилков троилита и FeNi металла и могут являться ксенолитами или представлять собой реликты структуры исходной породы. Основная масса сложена нестехиометричным стеклом, имеющим качественно полевошпатовый состав без существенных примесей других элементов. В стекле неоднородно распределены микролиты пироксена $\text{En}_{47}\text{Wo}_{45}$ и включения акцессорных минералов (хромит, фаза SiO_2 , фосфат Ca).

Валовый химический состав в целом соответствует обыкновенным хондритам L группы. Однако по сравнению с ними включение незначительно обогащено Na, Al, P, что отражает повышенную долю легкоплавкой плагиоклазовой компоненты в расплаве, и обеднено Fe и S, что является результатом сегрегации несмешиваемой металл-сульфидной жидкости и силикатного расплава. Обоеднение металлом и сульфидом характерно для многих L хондритовых переплавленных пород. В некоторых из них отмечаются структуры течения металл-

сульфидного расплава, поэтому можно предполагать, что сегрегация этой компоненты от силикатного расплава происходила в динамическом режиме. Распределение РЗЭ во включении также близко к таковому в L хондритах, однако отличается незначительно повышенными относительными содержаниями легких РЗЭ, что, по всей видимости, связано с повышенным содержанием фосфата.

Наиболее вероятно, что включение представляет собой L-хондритовый ударный расплав близкий по составу к другим подобным породам. Составы стекол во включении образуют четкий линейный тренд в координатах Ab-Or, что может быть связано с процессом его образования – например, с селективным испарением натрия из исходного расплава при его образовании в ударном процессе. Размер и количество микролитов во включении примерно соответствуют скорости охлаждения расплава $\sim 50^\circ\text{C}/\text{ч}$ [1].

^{40}Ar - ^{39}Ar датирование образцов было проведено в Хайдельбергском университете (Германия) на высокопрецизионном масс-спектрометре CN5 методом ступенчатого отжига с большим количеством температурных ступеней. Полученные концентрации калия в образцах составляют 0.0481 - 0.0751%. Спектры выделения аргона сложные. Значительная часть аргона выделяется при высокой температуре $>1000^\circ\text{C}$. Трехизотопные диаграммы в координатах $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{захв.}}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{захв.}}$ указывают на присутствие захваченного Ar во всех образцах. Возрастные спектры седлообразные, с минимальными кажущимися возрастными около 700 млн. лет для образца основной массы и 500 млн. лет для образцов включения, которые являются соответствующими верхними пределами возраста относительно молодого ударного события. Коррекция возрастного спектра образца основной массы на захваченные компоненты, идентифицированные с помощью трехизотопной диаграммы в координатах $^{36}\text{Ar}_{\text{захв.}}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ [$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 469 \pm 15$ для $700\text{-}860^\circ\text{C}$, 247 ± 18 для $1180\text{-}1260^\circ\text{C}$, и ~ 1700 для $1360\text{-}1550^\circ\text{C}$], не приводит к определению точного возраста ударного события, но позволяет оценить его в ~ 500 млн. лет, связывая возраст метеорита Царев с временем катастрофического события на родительском теле L-хондритов, произошедшем 470 ± 6 млн. лет назад [2]. Более точная оценка возраста получилась для двух образцов включения. Их низкотемпературные фракции при коррекции на захваченные компоненты, определенные с помощью трехизотопных диаграмм [$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 287 \pm 11$ для температурных фракций $720\text{-}880^\circ\text{C}$ образца внутренней зоны и $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} = 424 \pm 23$ для температурных фракций $700\text{-}950^\circ\text{C}$ образца внешней зоны], показывают частичные плато с возрастными 451 ± 7 млн. лет (1σ ; $\sim 20\%$ выхода ^{39}Ar) и 457 ± 7 млн. лет (1σ ; $\sim 33\%$ выхода ^{39}Ar), соответственно. Следовательно, K-Ar система метеорита Царев, так же, как и многих L-хондритов и, в частности, NWA 6486, результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования которого

представлены в этом сборнике [3], зафиксировала время катастрофы на астероиде. Результаты предыдущего ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования метеорита Царев [4] показали более высокий возраст последней переустановки К-Аг системы L-хондрита (650 ± 50 млн. лет), по всей видимости, ввиду использования атмосферного состава аргона для коррекции возраста, а не точно определенного ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_{захв.}.

Высокотемпературные фракции ($>1240^\circ\text{C}$) образцов включения, скорректированные на захваченный аргон, определенный на трехизотопных диаграммах, показывают возраста 3-3.5 млрд. лет. Возможны два сценария: 1) расплавное включение образовалось до катастрофического события, в ходе которого его К-Аг система была лишь частично переустановлена (обычно К-Аг системы ударных расплавов становятся более устойчивыми к последующим термальным событиям [5]) или 2) включение образовалось в результате катастрофического события, но содержит значительное количество унаследованного аргона. Первый сценарий более вероятен, поскольку это включение является продуктом сегрегации хондритового расплава и скорость его кристаллизации была относительно медленной, что предполагает полную или практически полную потерю радиогенного аргона во время образования включения и, соответственно, возможность получения обширного возрастного плато при ^{40}Ar - ^{39}Ar датировании.

Заключение: Полученные данные для образцов метеорита Царев показывают, что этот L-хондрит подвергся интенсивному ударному метаморфизму во время катастрофического события на родительском астероиде около 470 млн. лет [2]. Светлое ахондритовое включение, вероятно, представляет собой L-хондритовый ударный расплав, который образовался до этого события.

Работа была поддержана грантом РФФИ №17-05-01078.

Литература

1. Cashman K.V. et al. (1999) Bulletin of volcanology 61: 306-323;
2. Korochantseva E.V. et al. (2007) MAPS 42: 113-130;
3. Корочанцева Е.В. и др. (2018), сборник конференции.
4. Minh D.V. et al. (1984) LPSC XV: 552-553;
5. Tieloff M. et al. (2018) MAPS 53: 343-358.

Модельный возраст в различных изотопных системах

Костицын Ю.А.

ГЕОХИ РАН, Москва, kostitsyn@geokhi.ru

Понятие модельного возраста давно и прочно вошло в обиход изотопной геохимии и геохронологии. Наиболее широко оно используется применительно к ^{147}Sm - ^{143}Nd и ^{207}Pb - ^{206}Pb изотопным системам, хотя в равной степени может быть применено и к любым другим (^{176}Lu - ^{176}Hf , ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{238}U - ^{206}Pb , ^{187}Re - ^{187}Os ...). Модельный возраст позволяет оценить время отделения породы или её корового протолита от гомогенного мантийного источника. В первом случае мы имеем дело с одностадийной моделью, во втором – с двустадийной, которая предполагает, что сначала от гомогенной конвектирующей мантии отделился протолит, отвечающий по составу континентальной коре, из которого позднее образовалась исследуемая порода. Особняком в этом ряду стоит двустадийный модельный возраст по обыкновенным свинцам (Stacey, Kramers, 1975), для которого предполагается, что обе стадии отвечают мантийному источнику, в котором сначала отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ было 7.19, а затем, 3.7 млрд лет назад вдруг выросло на 35%, до 9.74.

Не всегда формально рассчитанные значения модельного возраста отвечают реальным событиям. Наиболее очевидные случаи такого несоответствия – получение явно неразумных значений, например, больше возраста Земли или отвечающих будущему времени. Однако нередки и менее очевидные случаи несоответствия модельного возраста реальным событиям. Для успешного применения модельного возраста в геологии необходимо чётко понимать суть заложенной в расчёты модели и то, в какой мере эта модель может или не может соответствовать природе. Например, не может иметь геологического смысла Sm-Nd модельный возраст, рассчитанный для породы ультраосновного состава. Также лишены геологического смысла значения модельного возраста для продуктов смешения контрастных по изотопному составу веществ (например, мантийных магм и древних пород континентальной коры).

Совокупный опыт геохронологических исследований древнейших пород Земли показывает, что во многих случаях Sm-Nd модельный возраст даёт разумные оценки времени формирования корового протолита, хорошо согласующиеся с древнейшими U-Pb датами по циркону. Многие оценки модельного возраста пород, основанные на достаточно низких изотопных отношениях неодима, хорошо

согласуются с представлениями об истории их потенциального источника, основанные на других, независимых изотопных данных.

В настоящей работе проведено сравнение значений модельного возраста, вычисленных единообразно для большого массива пород разного генезиса. При этом двустадийный модельный возраст в Sm-Nd системе в целом можно принять за наиболее надёжный репер, с которым имеет смысл сравнивать любые другие возможные варианты (двустадийные и одностадийные для разных изотопных систем) вычисления модельного возраста. Как видно на примере рис. 1, значения двустадийного модельного возраста в Sm-Nd и Lu-Hf системах для самых разных пород в целом неплохо между собой согласуются, следовательно, двустадийный Lu-Hf возраст тоже в целом может приниматься как вполне адекватный, с учётом средней неопределённости для обеих изотопных систем около ± 0.3 млрд лет.

Оказалось, что значения двустадийного возраста для Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем базальтов из различных геотектонических обстановок также показывают в целом неплохую корреляцию, хотя и несколько худшего качества, чем на рис. 1.

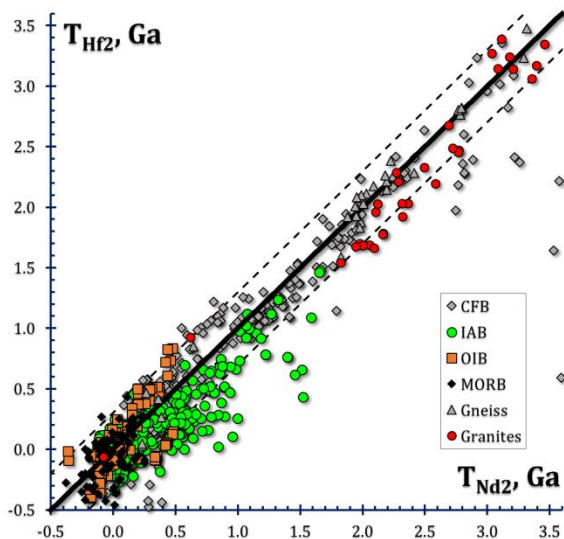


Рис. 1. Сопоставление двустадийного модельного возраста в Lu-Hf и Sm-Nd изотопных системах для континентальных плато-базальтов (CFB), островодужных базальтов (IAB), базальтов океанических островов и подводных гор (OIB), базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), а также гнейсов и гранитов различных геотектонических обстановок. Жирной линией показана конкордия, пунктирные отвечают отклонению от неё ± 0.3 млрд лет

Хуже обстоит дело с оценками возраста по одностадийной модели в различных изотопных системах (Sm-Nd, Lu-Hf, Rb-Sr, ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U -

^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb). Они не согласуются ни между собой попарно, ни с двустадийными оценками для этих же изотопных систем, ни с принятой нами реперной двустадийной моделью Sm-Nd системы.

Неожиданным оказался тот факт, что оценки двустадийного модельного возраста для ^{238}U - ^{206}Pb и ^{235}U - ^{207}Pb изотопных пар различных типов базальтов, рассчитанные аналогично Sm-Nd изотопной системе, согласуются между собой крайне плохо, если не сказать - отвратительно. И что ещё более удивительно, значения ^{207}Pb - ^{206}Pb двустадийного модельного возраста по Stacey-Kramers (1975) для различных типов базальтов в целом никоим образом не согласуются с оценками по Sm-Nd изотопной системе. Если принять, что Sm-Nd система адекватно описывает эволюцию источника пород, то расчёты модельного возраста по ^{207}Pb - ^{206}Pb для пород мантийного происхождения оказываются весьма сомнительными.

В докладе будут представлены изотопно-геохимические параметры мантийного и корового источников, использованные при расчёте значений модельного возраста для всех рассмотренных выше изотопных систем.

Литература

Stacey J.S., Kramers J.D. // EPSL. 1975. 26(2): 207-221.

К геологической интерпретации результатов K-Ar датирования магматитов в областях многоэтапной эндогенной активности: новый методический прием

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Гагиева А.М.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

1. В широких геологических кругах возможности K-Ar датирования горных пород и минералов сегодня считаются практически исчерпанными. Наш опыт работы с большими массивами данных, накопленных за 60 лет изучения Северо-Востока России, показал, что это не так. В докладе на примере мезозойских гранитоидов региона рассматривается новый методический прием интерпретации результатов K-Ar датирования, когда высокая чувствительность ^{40}K - ^{40}Ar системы к наложенным процессам, всегда считавшаяся ее слабым местом, выступает как достоинство. Он существенно углубляет наше знание о поведении ^{40}Ar на постумном этапе эволюции магматических тел. Ранее для этих целей нами была разработана методика "реликтовых дат и минимумов" - РДМИН (аббревиатура предлагается

впервые), опирающаяся на анализ полимодальных К-Аг гистограмм, - но не любых, а лишь тех, которые характеризуют заведомо разновозрастные магматические тела (наиболее показательны тут однофазные интрузии) [1-4]. Принципиальную новизну составил вывод о том, что на таких гистограммах индикаторами наложенных (термальных *s. lato*) событий служат не максимумы (как принято считать априори), а минимумы, поскольку "радиоактивные часы" под их влиянием не могут не нарушаться (вплоть до перевода на ноль). Тем самым получило теоретическое обоснование широко известное с середины XX в. мнение (впервые высказано С.В. Обручевым), что в совокупности "несходящихся" датировок геологически единого объекта к его истинному возрасту ближе всего стоит максимальная (т. н. реликтовая).

2. Наш методологический подход встретил как поддержку, так и критику, в первую очередь со стороны специалистов по термохронологии, аргументирующих свои возражения экспериментальными данными о большой разнице температур закрытия порообразующих минералов, в силу чего при использовании валовых проб якобы происходит смешение дат. Контрольное тестирование гранитоидов (сопоставление результатов К-Аг датирования валовых проб порол и слагающих их калийсодержащих минералов) показало, однако, что реальное соотношение возрастных значений биотита, калиевого полевого шпата и роговой обманки далеко от их положения в экспериментальном ряду температур закрытия, а в ряде случаев меняется на обратное. Причина видится в том, что в поздне- и постмагматической истории магматогенных систем в действие вступают новые факторы геохимического поведения радиогенных изотопов. Так, с уверенностью можно указать на общее и флюидное давление, состав флюидов (на разных стадиях и этапах разный, в т. ч. рудообразующий), динамику растворения аргона во флюиде, химические потенциалы подвижных компонентов (а многие другие, вероятно, еще долго останутся нераскрытыми).

3. В качестве инструмента тестирования нами использованы диаграммы сопоставления К-Аг датировок геологически разновозрастных пород и их минералов, причем не только между собой, но и по отношению к предварительно выявленным на гистограммах валовых проб минимумам - моментам проявления термальных событий (рис. 1А, Б). Фактический материал такого рода в нашем регионе ограничен, но в отношении гранитоидов, содержащих, помимо биотита, вторую калиевую фазу - условный калиевый полевой шпат (КПШ, в реальности чаще всего - анортоклаз), делу помогает возможность расчета возраста КПШ на основе датировок валовых проб, биотита и данных о содержании последнего в породе (5-10%). На диаграмме

обособлены 4 поля. В I поле располагаются фигуративные точки пород и минералов с реликтовыми датами. Во II - возраст минералов превышает минимум, в то время как породы омоложены.

В полях III и IV находятся точки, "часы" которых включились после 2-го термального события. При этом в поле III возраст пород превышает минимум за счет присутствия минерала с реликтовыми датировками (на рис. 1Б это роговая обманка), а в поле IV он омоложен из-за большой потери ^{40}Ar как минимум одним из минералов.

4. Всего в докладе будут рассмотрены 6 разных объектов (гранитные батолиты, тела диорит-гранитного и гранодиорит-тоналитового рядов, лейкограниты) - как безрудные, так и рудоносные (Au, Cu, Mo, Sn), из различных структурных зон Северо-Востока России. Важно, что характер эволюции их изотопных систем, установленный с помощью предложенной методики, оказался однотипным. В совокупности данные, полученные в результате сравнительного анализа положения фигуративных точек пород и минералов в полях I-IV, позволили сделать вывод о практически мгновенном (в пределах ошибки измерения: 2-3 млн лет) остывании ^{40}K - ^{40}Ar систем исследованных минералов (КПШ, биотит, роговая обманка) до температуры закрытия.

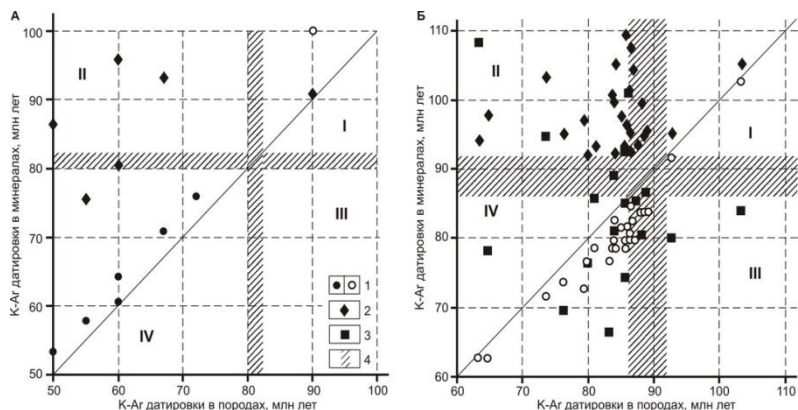


Рис. 1. Соотношение К-Аг датировок в породах и их минералах. А - Кырчанский и Восточно-Бутугычагский массивы (омсукчанский лейкогранитовый комплекс). Данные В.Д. Важенина, В.А. Новикова (цит. по [1. Табл. 6.6]). Б - Магаданская габбро-гранитная серия. Данные Н.В. Андреевой (цит. по [4. Табл. 2.4]). 1 - калиевый полевошпат, 2 - биотит, 3 - роговая обманка (залитые знаки - измеренные датировки, полые - рассчитанные), 4 - значения возрастных минимумов на К-Аг гистограммах (А - по [3. 94 пробы], Б - по [4. 71 проба]). Диагональ - геометрическое место точек равных значений возраста породы и ее минералов. Квадранты I, II, III, IV - см. в тексте. Для наглядности приведены объекты, претерпевшие только два термальных события

Литература

1. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
2. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2004.
3. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007.
4. Гагиева А.М. Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных. Автореф. канд. дис. М.: РУДН, 2013.

Оценка времени формирования редкометалльных пегматитов зоны Колмозеро-Воронья на основе изотопно-геохронологического исследования циркона (SHRIMP RG) из турмалин-мусковитовых гранитов

Кудряшов Н.М.¹, Удоратина О.В.², Кобл М.А.³, Стешенко Е.Н.¹

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты, ²НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ³Стэнфордский университет

Важной задачей при изучении редкометалльных пегматитов является установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Ответы на эти вопросы связаны с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов.

В северо-западной части неорархейского пояса Колмозеро-Воронья расположены месторождения лития и цезия Васин-Мыльк, Охмыльк, и Полмостундра, в юго-восточной части - Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов. До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов. Геохронологическое изучение турмалина (шерл), выделенного из мусковит-турмалиновых гранитов массива Межгорный, расположенного в северо-западной части пояса, позволило установить его Pb-Pb изохронный возраст равный 2520 ± 70 млн. лет. Из пробы пегматитов, взятой из шурфа месторождения Васин-Мыльк, для U-Pb изотопно-геохронологического изучения были выделены танталит и микролит. Для танталита и микролита были получены дискордантные возрасты 2503 ± 36 млн. лет и 2454 ± 8 млн. лет, соответственно [2]. Циркон из турмалин-мусковитовых гранитов

(KV-76) представлен слабоизмененными коричневатыми кристаллами цирконового типа. Внутреннее строение характеризуется внутрифазовой неоднородностью, выраженной чередованием темных и светлых зон в краевых и в центральных частях зерен.

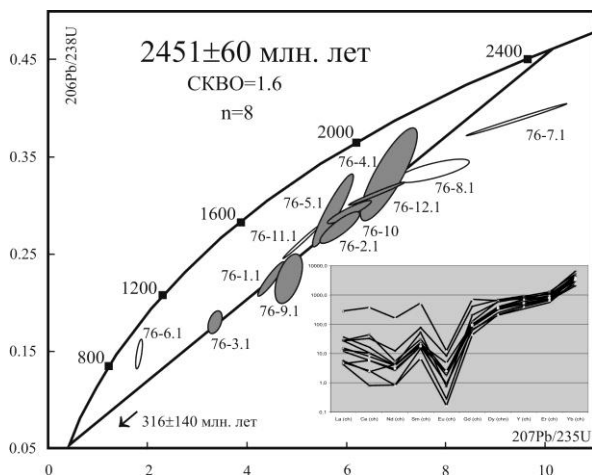


Рис. 1. Диаграмма с конкордией и спектр распределения РЗЭ для циркона из массива турмалин-мусковитовых гранитов северо-западной части пояса. Серые эллипсы - аналитические данные, включенные в расчет дискордии; прозрачные эллипсы - не включенные в расчет

Дискордантный возраст для 8 проанализированных точек циркона составил 2451 ± 61 млн. лет, СКВО=1.6. Циркон обогащен ураном - 2500-3000 ppm и имеет низкое отношение $U/Th=0.01-0.04$. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом ~ 2.45 млрд. лет, вероятно, отражает время кристаллизации циркона при формировании турмалин-мусковитовых гранитов, а высокая дискордантность связана с последующим изменением циркона. Полученный возраст близок оценкам возраста, полученным для танталита и микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

Циркон из пробы (KV-45) был выделен из центральной части массива турмалин-мусковитовых гранитов, расположенного в районе оз. Лица. Внутреннее строение характеризуется внутрифазовой неоднородностью, центральные части зерен светлые и полупрозрачные, краевые - темные и непрозрачные. В самом центре отдельных проанализированных зерен наблюдаются участки, в которых просматривается тонкая ростовая зональность.

Для шести проанализированных точек циркона был получен дискордантный возраст 2726 ± 9 млн. лет, СКВО=2.5 (рис. 2). Как видно

на рис. 1, аналитические точки достаточно дискордантны и свидетельствуют о нарушении U-Pb системы, за счет выноса свинца. Циркон обогащен ураном - 950-2500 ppm и имеет низкое отношение $U/Th=0.03-0.08$. Для трех древних значений циркона это отношение выше $U/Th=0.14-0.45$. Таким образом, верхнее пересечение дискордии с конкордией с возрастом 2726 ± 9 млн. лет, вероятно, отражает время кристаллизации циркона при формировании турмалин-мусковитовых гранитов. Полученные возрасты циркона из турмалин-мусковитовых массивов, расположенных в СЗ и ЮВ частях пояса, отражают разные этапы формирования этих гранитов. Таким образом, редкометалльные пегматиты натриево-литиевого типа Колмозерского месторождения сменялись во времени развитием пегматитов литиево-цезиевого типа, на что указывал В.В.Гордиенко [1].

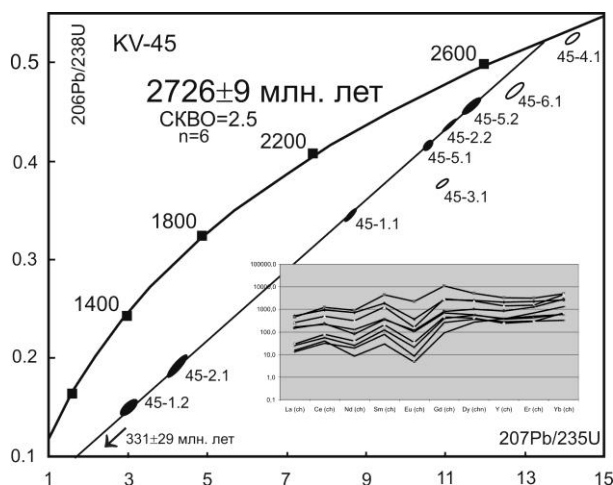


Рис. 2. Диаграмма с конкордией и спектр распределения РЗЭ для циркона из массива турмалин-мусковитовых гранитов юго-восточной части пояса. Черные эллипсы - аналитические данные, включенные в расчет дискордии; прозрачные эллипсы - не включенные в расчет

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00367. Госзадание № 0231-2015-0005.

Литература

1. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
2. Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 437-441.

Мантийные и коровые породы в раннемеловом магматизме восточной части Гобийского Алтая (Южная Монголия): данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований вулканического района Хотгорын-Уул

Кудряшова Е.А.¹, Козловский А.М.¹, Ярмолук В.В.¹, Саватенков В.М.²,
Лебедев В.А.¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва; ² ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Меловой магматизм в Центрально-Азиатском складчатом поясе проявился на огромной территории от современных Тихоокеанского побережья на востоке до хребтов Гобийского Алтая на западе, что составляет не менее 2700 км в широтном направлении. Причины столь обширного магматизма, механизмы магомгенерации и источники расплавов остаются дискуссионными, поскольку если восточные районы могут быть связаны с событиями на конвергентной границе востока Азии, то западные слишком удалены от нее и очевидной связи с процессами субдукции не имеют. Одним из таких удаленных районов, расположенных на западе, являются хребты Гобийского Алтая, где в меловое время в пределах грабенов происходили разнообразные магматические события.

Район Хотгорын-Уул пространственно расположен в северной низкогорной части пустыни Гоби (Южная Монголия) в восточной части Гобийского Алтая. В тектоническом плане район образован ювенильными средне-позднепалеозойскими островодужными комплексами герцинит Южной Монголии [Yarmolyuk et al., 2013]. Меловые магматические образования здесь включают поле отдельных базальт-андезитовых некков и кислую дацит-риолитовую экструзию.

Проявления кислого магматизма представлены экструзивно-купольным вулканом Цаньх-Уул размером 2х5 км при мощности лав до 200 м. В его строении участвуют массивные, стекловатые, местами флюидалные лавы, а также вулканокластические породы (туфы, лавовые брекчии, другие рыхлые эксплозивно-обломочные породы) дацит-риолитового состава. Собственно лавы порфиоровые. В составе минералов вкрапленников и основной массы среди главных отмечаются кварц, полевые шпаты и слюды.

Другую группу магматических тел здесь представляют интрузии, отвечающие типу подводящих некков. Они выделяются как отдельно стоящие конические горы высотой до 80 м при диаметре 200-500 м, образованные мафическими породами с характерной столбчатой

отдельностью. Слагающие неки породы различаются по составу. Одни сложены довольно свежими оливиновыми базальтами, другие - более измененными кварц-плагиоклазовыми андезитами. В целом они характеризуются массивными текстурами с редкими миндалинами и обычно имеют порфировую структуру. Вкрапленники и минералы основной массы в базальтовых неках представлены $Ol+Pl+Cpx+Fe-Ti$ оксидами. Некки андезитов имеют в составе вкрапленников $Pl+Orx\pm Ol$. Плагиоклаз принадлежит двум генерациям: одна - не очень крупные (до 0.5 мм) обычные кристаллы; вторая - гораздо крупнее (более 2 мм), окруженные внешней каймой. Отмечаются единичные крупные (до 5 мм) зерна кварца с реакционной каймой, вероятно, ксеногенной природы. Основная масса микролитовая, мелкозернистая, местами такситовая. Кроме прочего в андезитах содержатся небольшие (до 0.5 мм) меланократовые скопления, состоящие из мелких сростков полевошпатовых кристаллов с рудными и цветными минералами. Таким образом, петрографические признаки андезитовых неков района (структурно-текстурные, а также неравновесный разнородный состав минералов (оливин, кварц), которые первоначально кристаллизовались из расплавов разного более основного и кислого состава) предполагают их гибридную природу. Кроме того, для продуктов смешения мантийных и коровых магм также характерны вкрапленники плагиоклаза разного состава, неравновесные по отношению к основной массе, что также отмечается в андезитах.

По K-Ar геохронологическим данным магматизм в районе Хотгорын-Уул протекал в конце раннего мела (в млн лет: 106 ± 2.5 - кислая экструзия, 107 ± 4 - андезитовый нект, 99 ± 3 - базальтовый нект), что совпадает со временем формирования других вулканических полей в Гобийском Алтае [Yarmolyuk et al., 2013].

По геохимическим данным риолиты и дациты обладают сравнительно низкими концентрациями большинства микро- и редкоземельных элементов. Их спектры распределения близки к спектрам верхней континентальной коры и располагаются ниже составов синхронных им базальтовых неков. Nd-изотопный состав кислых пород ($\varepsilon_{Nd}(t) = +4$) отличается от состава, ассоциирующих с ними базальтов, для которых $\varepsilon_{Nd}(t) = -1.2$. С другой стороны, Nd-изотопный состав риолитов совпадает с таковым для магматических комплексов средне-позднепалеозойской (герцинской) ювенильной коры Южной Монголии, в пределах которых расположены меловые экструзии: Nd-изотопные характеристики коровых комплексов, пересчитанные на раннемеловой возраст, составляют $\varepsilon_{Nd}(t) = (+4...+7)$ [Yarmolyuk et al., 2008]. Составы дацит-риолитов согласуются с полями экспериментальных расплавов, полученных при плавлении метатоналитов и метабазитов [Gerdes et al., 2002]. Таким образом, это

позволяет рассматривать породы кислого вулкана Цаньх-Уул как результат плавления комплексов герцинской ювенильной коры. Такое плавление, по-видимому, было вызвано прогревом, сопровождавшим внедрение базальтовых расплавов, формирование которых происходило в тоже время в местах проявления кислого магматизма.

Базальтовые неки характеризуются наиболее примитивным составом, они имеют высокую магнезиальность $0.63 \text{ (MgO} > 8 \text{ мас. \%)}$. В соответствии с геохимическими классификационными диаграммами их составы попадают в поля внутриплитных базальтов, что также согласуется с выраженным Ta-Nb максимумом на спектрах распределения микроэлементов. Последние близки к OIB, но отличаются более низкими концентрациями большинства элементов. Их составы согласуются с мантийным плавлением в шпинеливой фации глубинности $((\text{Tb/Yb})_{\text{Ch}} < 1.8, \text{ базальты } \sim 1.6)$. Nd-изотопный состав базальтов $(\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.2)$ показывает обогащенность их источника. Таким образом, вероятней всего источником базальтовых расплавов некков района Хотгорын-Уул является малоглубинная обогащенная континентальная литосферная мантия.

Взаимодействие коровых и мантийных магм проявилось в формировании андезитового нека, который располагается вблизи кислой экструзии и имеет близкий с ней изотопный состав $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +4$. Очевидно, его андезитовый состав обусловлен ассимиляцией базальтовым расплавом риолитов, что также подтверждается наличием в андезитах обломков ксеногенного кварца и плагиоклаза контрастного состава, а также смещением петрохимических характеристик.

Таким образом, в магматизме восточной части Гобийского Алтая синхронно в раннем мелу принимали участие геохимически и изотопно обогащенные мантийные базитовые и коровые кислые магмы, частично взаимодействующие друг с другом.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН и при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00167).

Литература

Gerdes A., Montero P., Bea F. et al. Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholiths of the eastern Urals. *Int J Earth Sci* (2002) 91: 3-19.

Sr-изотопная хемотратиграфия позднекайнозойских осадков с ископаемой карбонатной фауной: реконструкция условий седиментации в Арктике

Кузнецов А.Б.¹, Гусев Е.В.², Поляк Л.В.³, Талденкова Е.Е.⁴

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ² ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург; ³ Университет Огайо, США; ⁴ МГУ, Москва

Анализ вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане позволил построить диаграммы последовательной смены этого отношения в геологическом прошлом. Эти диаграммы были трансформированы в изотопные SIS-шкалы, используемые как дополнительное (самостоятельное) средство для определения возраста и корреляции морских хемогенных отложений. Впервые идея определения возраста хемогенных осадков на основе их Sr-изотопной характеристики была впервые предложена 80 лет назад (Wickman, 1948). Однако реальное повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских хемогенных осадках Земли оказалось намного меньше ожидаемого (Герлинг, Шуколюков, 1957). Изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в усредненном земном резервуаре за всю историю планеты было соизмеримо с точностью существовавших в то время масс-спектрометров. Совершенствование аналитических возможностей масс-спектрометров возродило эту идею и показало, что уточненная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане все же позволяет "датировать" карбонаты морского происхождения, хотя и в ограниченных возрастных интервалах (McArthur, 1994). Точность такого "датирования" (при хорошей сохранности образцов и современном качестве измерений) зависит от градиента этой кривой. Наиболее благоприятным для корреляций методом SIS является поздний кайнозой. Изучение нескольких десятков глубоководных скважин показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадках позднего кайнозоя повышалось в среднем на 0.00004 за 1 млн. лет, что позволяет датировать позднекайнозойские осадки посредством метода SIS с точностью 200 тыс. лет. Благоприятным материалом для датирования методом SIS в кайнозой являются фораминиферовые илы и карбонатные раковины некоторых моллюсков (Кузнецов и др., 2012, 2014).

Реконструкция условий накопления позднекайнозойских осадков Северного Ледовитого океана имеет важное значение для понимания цикличности и скорости глобальных изменений климата Земли. Однако из-за сложной ледовой обстановки и труднодоступности региона эти осадки изучены пока еще очень слабо. Для донных осадков, в глубоководных частях Арктики, предложены две стратиграфические

модели: "древняя" (Clark et al., 1980 и др.) и "молодая" (Polyak et al., 2004 и др.). Первая опирается на палеонтологические находки и палеомагнитные данные. Вторая модель предполагает относительно высокую (1.5 см/тыс. лет) скорость накопления верхнего слоя осадков, которые коррелируются с морской изотопной стадией МИС-7 (около 240 тыс. лет назад). В рамках последней модели осадки эоплейстоцена и плиоцена рассматриваются как экзотические формы, переотложенные ледниками.

Морские донные осадки Северного Ледовитого океана, также как и других теплых океанов, накапливают определенное количество планктонных и бентосных фораминифер, обитавших в толще воды. Количество фораминиферовых слоев и самих раковин внутри каждого слоя зависит от биопродуктивности конкретной эпохи в арктическом бассейне. Верхние слои (4-5 м) донных осадков, поднятые трубками на шельфовом склоне поднятия Менделеева и поднятия Северного Ветра (Northwind Ridge) в западной части Арктики, содержат 6-8 слоев, обогащенных фораминиферами. В образцах выявлено несколько форм бентосных фораминифер, а среди планктонных фораминифер в разрезе господствует арктический вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Максимальное количество бентосных и планктонных (40-120 раковин/г) фораминифер обнаружено в слоях коричневых пелитов. Это количество позволило выделить для изотопного анализа 1-2 миллиграмм вещества. Количество терригенной примеси внутри раковин достигала 30-40%. Концентрация Sr (1100-1200 мкг/г) в изученных раковинах оказалось сравнима с таковой в современных атлантических видах фораминифер.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в двух образцах фораминифер, отобранных в интервале 330-355 см из керна на поднятия Менделеева, согласуются в пределах аналитической точности приборных измерений (0.709151 и 0.709154). Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах пересчитанное предполагает, что фораминиферы обитали 670±50 тыс. лет назад. Образцы из двух кернов на поднятии Северного Ветра представляют 5 интервалов: 70, 370, 400, 510 и 560 см. Среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в двух образцах из каждого интервала равны: 0.709173, 0.709152, 0.709125, 0.709069 и 0.709035, соответственно. Сопоставление этих значений с кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане позднего кайнозоя определяет возраст фораминифер для названных интервалов около 150 тыс. лет, 670 тыс. лет, 1.2 млн. лет, 2.5 млн. лет и 5.0 млн. лет для двух нижних.

Полученный возраст верхних (3-3.5 м) слоев донных осадков на обоих поднятиях полностью охватывает плейстоцен, а возраст нижних 4-5 слоев осадка соответствует плиоцену, что склоняет нас к "древней" стратиграфической модели в Арктике. Это подтверждает, что скорость накопления осадков поднятия Менделеева и Северного Ветра

варьировала в пределах 0.5-0.6 см/тыс. лет, что значительно медленнее, чем считалось ранее (Polyak et al., 2004). Наиболее вероятно, что между плейстоценовыми и плиоценовыми слоями (на глубине 4-4.5 м) существовал стратиграфический перерыв. Пониженная скорость осадконакопления в этих районах предполагает наличие устойчивой ледяной шапки в Арктическом секторе на протяжении плейстоцена, что во времени совпадает с распространением ледников на континентальной части Евразии и Северной Америки. Согласно этим данным, ледяной покров в полярных широтах сформировался на 400-500 тыс. лет раньше, чем предполагалось ранее.

Подобные исследования были недавно проведены для реконструкции позднекайнозойской истории прибрежных территорий российской Арктики (Кузнецов и др., 2014). Изотопный состав Sr был определен в раковинах двустворчатых моллюсков из отложений четвертичного чехла Беломорья и бентосных моллюсков из позднекайнозойского чехла Тимано-Уральского региона. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских двустворках Беломорья, составляет 0.709168-0.709172, а корреляция этих значений с кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позднего кайнозоя показала, что возраст раковинной фауны близок к 150 ± 40 тыс. лет. Эти находки свидетельствуют, что на территории Карелии сохранились отложения позднего плейстоцена (рисс-вюрмского межледниковья), которые не были размыты Скандинавским оледенением 9-15 тыс. лет назад. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в раковинах из роговской свиты Тимано-Уральского региона составило 0.709106-0.709147, а из вашуткинской - 0.709132-0.709154, что отвечает интервалам 1.44-0.79 и 1.12-0.63 млн. лет, соответственно. Эти данные доказывают наличие в указанном регионе морских отложений эоплейстоценового возраста, что свидетельствует о затоплении арктического побережья России 1.4-0.7 млн. лет назад. В современном рельефе эти отложения расположены на отметках 240-350 м выше уровня моря, что предполагает быстрое (~ 0.3 -0.4 м за тысячу лет) воздымание центрального Пай-Хоя и прилегающей территории Большеземельской тундры в четвертичное время.

Таким образом, Sr-изотопная характеристика захороненных карбонатных остатков открывает новые возможности для реконструкции стратиграфической и палеогеографической истории позднего кайнозоя Арктики.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 18-17-00247.

Sm-Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских коллизионных гранитоидов в поясах редкометальных пегматитов Сангиленского нагорья

Кузнецова Л.Г., Дриль С.И.

ИГХ СО РАН, Иркутск, Фаворского 1а

Изучены вещественный состав и изотопные характеристики (Sm-Nd, Sr-Nd) гранитоидов и ассоциированных с ними редкометальных пегматитов в двух пегматитовых поясах Сангиленского нагорья, принадлежащего к Тувино-Монгольскому массиву. До недавнего времени их считали предположительно раннепалеозойскими и сингенетичными, относя к одному кыстарысскому комплексу. Изотопно-геохронологические исследования (U-Pb по циркону на SHRIMP-II) [1] позволили установить значительные временные различия в проявлении редкометального пегматитообразования в этих поясах, а также сопоставить эпизоды пегматитообразования с определенными геодинамическими обстановками.

Сподуменовые пегматиты Южно-Сангиленского пояса (ЮСП) (494-483 млн. лет), к которому принадлежит крупное месторождение лития Тастыг, и граниты кыстарысского комплекса (489 млн лет) имеют одинаковый возраст и образовались на завершающем этапе раннепалеозойского коллизионного орогенеза. Редкометальные пегматиты Центрально-Сангиленского пегматитового пояса (ЦСП) сформировались в пермское время (292-272 млн лет) в анорогенной обстановке с большим отрывом по времени от момента образования коллизионных гранитных комплексов (492 и 471 млн лет) [1].

В ЮСП период проявления раннепалеозойского коллизионного магматизма был более длительным (520-480 млн лет), вероятно, за счет неоднократного внедрения базитовых магм. Исходя из полученных изотопно-геохимических характеристик магматических пород ЮСП, их формирование определялось смешением в различных пропорциях вещества раннедокембрийской коры и ювенильной мантийной составляющей.

Установлено, что ювенильный источник максимально проявлен в составе габброидов наиболее ранней ассоциации Качикского пегматитового поля, которые имеют изотопные характеристики, свойственные деплетированной мантии, обогащенной субдукционной компонентой: $\epsilon Nd_{(520-517Ma)} = (+2.6)-(+3.9)$; $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.70482-0.70442$, и минимальный из всех пород ЮСП модельный возраст - $(T Nd(DM)) = 1040-970$ млн лет. Раннедокембрийский коровый источник максимально проявлен в составе лейкогранитов позднеколлизионного

кыстарысского комплекса: $\epsilon Nd_{(485Ma)} = (-6)-(-5.4)$, $^{87}/^{86}Sr_{(0)} = 0.70605$ и $TNd(DM-2st) = 1701-1756$ млн лет. Смешение в источнике расплавов двух контрастных по составу компонент предопределило состав и редкометальную специализацию гранитов кыстарысского комплекса А-типа и ассоциированных с ними сподуменовых пегматитов ЮСП. Изотопные характеристики биотитовых гранитов главной фазы из трех массивов отличны от всех предшествующих им магматических пород ЮСП: $\epsilon Nd_{(489Ma)} = (-1,6) - (-3,0)$, $^{87}/^{86}Sr_{(0)} = 0.70319-0.70654$, $TNd(DM-2) = 1382-1484$ и типичны для «рифейской» изотопной коровой провинции составе ЦАСП [2]. С ними совпадают изотопные Sm-Nd характеристики сподуменовых редкометальных пегматитов Хусунгольского и Качикского полей ЮСП (492-483 млн лет): $\epsilon Nd(T)$ от $(-1,7)$ до $(-3,1)$; $TNd(DM-2) = 1372-1483$ млн. лет, что говорит о тесной парагенетической взаимосвязи обеих групп пород.

В Сольбельдерском поле ЦСП раннепалеозойский коллизионный магматизм проявился в более коротком интервале времени (492-471 млн лет), чем в ЮСП, и представлен только гранитами гетерогенного Быстринско-Каргинского массива (БКМ). Их долгое время считали аналогами гранитов кыстарысского комплекса ЮСП. Полученные нами данные о составе и Nd-изотопных характеристиках плагиогранитов главной фазы Быстринско-Каргинского массива: I-тип, $\epsilon Nd(+)$ -тип ($\epsilon Nd_{(492Ma)} = +4,2$; $T(DM-2) = 891$ млн. лет), в сравнении с параметрами разновозрастных гранитов кыстарысского комплекса в ЮСП - А-тип, $\epsilon Nd(-)$ -тип), говорят о разных источниках (каледонском и рифейском, соответственно) и не позволяют объединять их в один комплекс. Однако, состав и изотопные характеристики лейкогранитов более позднего комплекса (471 млн лет) из небольших штоков в составе БКМ ($\epsilon Nd(T) = -5,4$; $T(DM-2) = 1670$ млн лет) близки к показателям лейкогранитов кыстарысского комплекса. Они свидетельствуют о наличии в коре ЦСП, как и ЮСП, древнего терригенного материала - потенциального источника Li, Ta, Cs, Sn, Be. Выплавление из этого источника гранитно-пегматитовых расплавов и формирование редкометальных пегматитовых жил (290-270 млн лет) произошло в ходе автономного позднепалеозойского магматического импульса, проявившегося в анорогенной обстановке в интервале между импульсами щелочного магматизма.

Литература

1. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометальных пегматитах республики Тыва // Литий России. Материалы всероссийского научно-практического совещания: Изд-во СО РАН. - Новосибирск. - 2011. - С. 65-70.
2. Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. - 2003. - Т. 11. - № 5. - С. 491-511.

Гадейские и эоархейские цирконы (3.95-3.6 млрд лет) из биотитовых гнейсов Верхнемайского поднятия (Охотский массив)

Кузьмин В.К.¹, Лепехина Е.Н.¹, Богомолов Е.С.^{1,2}

¹ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского; ²ИГГД РАН

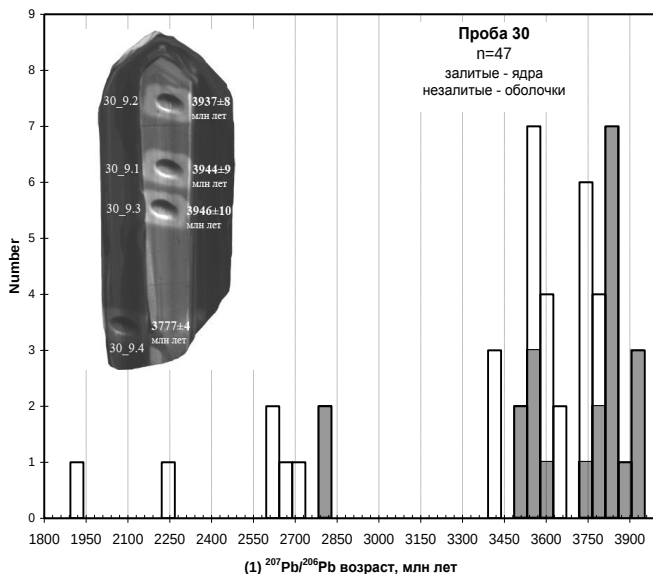
Выявление древнейших породных комплексов - фундаментальная проблема современной геологии, поскольку они содержат информацию о процессах формирования ранней Земли и эволюции ее коры и мантии. Однако их изучение затруднено исключительной редкостью выходов древнейших пород. Для выявления самых ранних гадейских и эоархейских процессов формирования и преобразования континентальной коры важнейшая роль принадлежит циркону. В большинстве раннедокембрийских кратонов установлены цирконы эоархейского и значительно реже гадейского возраста, но количество таких мест все еще ограничено. Поэтому обнаружение гадейских и эоархейских цирконов и тем более пород в новых регионах всегда вызывает интерес исследователей, так как каждая такая находка несет информацию о самых ранних этапах геологической истории Земли.

На Северо-Востоке России в кристаллическом фундаменте Охотского массива (Кухтуйское и Верхнемайское поднятия) установлены породы и цирконы палеоархейского, эоархейского и гадейского возраста. Так, на Кухтуйском поднятии доминирующую роль играют разнообразные палеоархейские гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, для которых по цирконам на масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ определены возрасты в интервале 3,2-3,6 млрд. лет, а для единичных ксеногенных цирконов установлены конкордантные эоархейские значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 3632 ± 5 , 3665 ± 6 , 3680 ± 9 , 3686 ± 4 млн лет. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород, выполненные на масс-спектрометре TRITON в ИГГД РАН, также свидетельствуют о древнем палеоархейском и гадейском возрасте протолитов охотского комплекса - модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, рассчитанные к деплетированной мантии, варьируют от 3259 до 4043 млн лет.

Интересные геохронологические данные были получены при изучении гнейсов, развитых в северной части Верхнемайского поднятия, которое сложено однообразными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, гнейсогранитами, с прослоями амфиболитов и кристаллосланцев. U-Pb-SHRIMP-II методом по цирконам для плагиогранитной неосомы роговообманковых мигматитов установлен возраст 2785 ± 13 млн лет, а в неоархейских

(2587 ± 20 млн лет) субщелочных гнейсогранитах выявлены два ксеногенных циркона с конкордантными значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (3859 ± 5 и 3862 ± 6 млн лет). Для 8 проб плагийгнейсов, гнейсов, гнейсогранитов было проведено Sm-Nd исследование и рассчитаны модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, которые находятся в пределах от 3020 до 2951 млн лет и лишь для одной пробы №К30 биотитовых гнейсов было получено максимальное значение модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 3758 млн лет, что послужило основанием для ее детального исследования. Из этой пробы было выделено 49 зерен циркона преимущественно призматического габитуса с характерной для древних высокометаморфизованных ортогнейсов сглаженностью вершин и ребер кристаллов. Выделяется три морфологические группы цирконов - длиннопризматические (76%), короткопризматические (16%) и шаровидные (8%). Преобладающая часть зерен имеет двухфазное строение и состоит из ядра и оболочки. Ядра представлены кристаллами призматического габитуса с выраженной грубой и тонкой осцилляторной зональностью, а в окаймляющих темных широких оболочках зональность отсутствует.

Результаты U-Pb-SHRIMP-II изучения цирконов представлены на диаграмме распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (дискордантность от -1 до 5), где выделяются два главных возрастных интервала (рис).



В самом древнем эоархейском возрастном интервале отмечаются только длиннопризматические цирконы, представленные как ядрами,

так и оболочками. Для неизмененных ядер (возрастной интервал 3862 ± 6 - 3757 ± 9 млн лет) свойственны умеренные содержания U 110 - 740 /среднее 468 г/т и высокое отношение Th/U 0.12 - 0.65 / 0.46 , характерные для кристаллов магматического происхождения. Для оболочек (возрастной интервал 3777 ± 4 - 3731 ± 16 млн лет) отмечаются сходные содержания U 131 - 621 / 488 г/т и низкое отношение Th/U 0.12 - 0.03 / 0.09 , что, возможно, соответствует времени проявления раннего метаморфизма. Заслуживает особого внимания результат, полученный по длиннопризматическому зональному зерну №9 в ядре которого установлен гадейский конкордантный возраст 3949 ± 11 млн лет, СКВО 4.8 по трем измерениям (рис). Длиннопризматический габитус ядра, низкое содержание U 87 - 130 / 106 г/т и высокое отношение Th/U 0.64 - 0.69 / 0.65 свидетельствуют о его магматическом происхождении. В широкой метаморфической оболочке в зерне №9 установлены низкое отношение Th/U 0.09 , умеренное содержание U 516 г/т и субконкордантный возраст 3777 ± 4 млн лет. Эти данные позволяют предполагать проявление первого метаморфизма очень рано - в эоархейское время. В палеоархейском возрастном интервале отмечаются как длиннопризматические, так и короткопризматические цирконы. Для ядер, слагающих интервал 3580 ± 7 - 3504 ± 18 свойственны умеренные содержания U 277 - 998 / 436 г/т и низкое отношение Th/U 0.04 - 0.2 / 0.13 . В оболочках, располагающихся в интервале 3654 ± 4 - 3538 ± 7 отмечается умеренное содержание U 131 - 621 / 488 г/т и низкое отношение Th/U 0.12 - 0.03 / 0.09 . Скорее всего, палеоархейские цирконы фиксируют возраст второго этапа метаморфизма. В ядрах двух призматических цирконов установлен неоархейский возраст 2809 ± 13 , 2784 ± 7 млн лет, умеренные содержания U 223 , 479 г/т и высокое отношение Th/U 0.65 , 0.94 . Эти данные совпадают с результатами датирования плагиогранитной неосомы в мигматитах (2785 ± 13 млн лет) и фиксируют проявление мигматизации в биотитовых гнейсах. Выявленные в оболочках датировки в возрастных интервалах 3429 ± 6 - 3411 ± 22 , 2720 ± 9 - 2601 ± 7 , 2266 ± 13 и 1928 ± 13 , вероятно, отражают более поздние этапы метаморфизма.

Впервые на территории России U-Pb-SHRIMP-II методом в биотитовых гнейсах Охотского массива датировано единичное зерно циркона гадейского возраста с U-Pb возрастом 3949 ± 11 млн лет и 11 эоархейских (3862 - 3757 млн лет) зерен циркона с магматическими геохимическими характеристиками. Полученное значение возраста свидетельствует о существовании уже в гадейском и эоархейском зонах континентальной коры в изученном регионе.

О возрастной идентификации даек Фенноскандинавского щита

Куликов В.С.¹, Куликова В.В.¹, Бычкова Я.В.²

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, ² МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Визуальное определение количества и особенностей распространения даек, в том числе, основного - ультраосновного состава в настоящее время на ЮВ Фенноскандии практически исключено. Это, в первую очередь, обусловлено: 1) особенностями современных ландшафтов территории, осложненных четвертичными отложениями; 2) общим геологическим строением докембрийского фундамента; 3) исходным составом материнских магм; 4) временем формирования и внедрения в определенных тектонических зонах. В качестве объекта выбраны сумийские малые интрузивные тела коматиитовой серии ЮВ окраины Фенноскандии, сформированные под контролем палеорифта Ветреный Пояс как производного термохимического плюма Виндибелт. Вулкано-плутонические структуры региона представлены субвулканическими комплексами, которые включают десятки силлов и несколько лополитов мафит-ультрамафитов, залегающих в осадочных породах виленгской, кожозерской и, реже, киричской свит. На СЗ оконечности рифта находится лополит Руйга, в центре - Муройгора, Каттегора, Роиньгора, Хозега, Колозеро и на ЮВ - Ундозеро, различного размера аналогичные по составу силлы встречены на участках рр. Нюхча, Кожа, Чусрека, Икса. Массив Руйга - типичный представитель малоглубинной фации перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации с возрастом Sm-Nd 2.39 ± 0.05 Ga (Kulikov et al., 2010 и ссылки) или по циркону 2440 ± 24 Ma [Межеловская и др., 2015 и др.]. Все они по возрасту соответствуют Бураковскому плутону, являющимся остаточной камерой плюма Виндибелт и расположенному в центре Водлозерского блока. Его сателлитами являются два главных типа даек сумийской LIP: Авдеевский (Шальский) габброноритовый и Винельский перидотитовый. Авторы склонны рассматривать прилегающую к нему Маткалахтинскую структуру, относимую рядом авторов в мезоархею [Кожевников, Скублов, 2010], а также Вожминский и Кумбуксинский интрузивы Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского ЗП ССВ простираения родственными этому плутону с известной металлогенической спецификой. Дайки имеют СВ простираение, мощность до 60м и более и длину в несколько км. Возраст бадделеита из даек составляет 2504 Ma. Ко 2-му типу даек отнесены Винельская и Копполозерская СВ простираения длинной до

40 км и мощностью до 500 м. *Рои мелких даек* (20 - 10 м в длину и 1 - 1.5 м мощностью) образуют «кусты» С, ВСВ простираются на пересечении крупных тектонических структур (рр. Винела, Черева, Нетома, Водла, Сухая Водла, руч. Лайручей и др.). Обычны отчетливые, иногда закаленные контакты. Отсутствие стратегической программы изучения таких мелких тел и большие затраты на их выявление и изотопные исследования создали условия для «случайного результата». Кроме того, в настоящее время на этой территории не найдены дайки с возрастом 2.29 - 2.075 Ga, что создает определенный повод для дискуссии.

Суйсарская свита наиболее доступна для изучения в районе Петрозаводска и его окрестностей от местечка «Пески», по берегам оз. Кончозеро, Логмозеро и на восток до г. Б. Ваара. Она представлена туфами и туфобрекчиями, описанными в XIX в. как «соломенские» полигенные конгломератобрекчии, потоками базальтов (пироксеновых-плагиопироксеновых вариолитов). Людикийские дайки образуют рои, скопления или отдельные тела. У подножья г. Б. Ваара обнажаются две осадочно-вулканогенные свиты (заонежская - нижняя и суйсарская - верхняя) людикия (2075-1920 Ma). Породы заонежской свиты представлены лавами базальтов с превосходными подушечными текстурами, туффитами, осадками с углеродом. Завершающий верхний лавовый маркирующий покров с крупными кристаллами плагиоклаза обнажается в основании уступа и перекрыт пачкой осадков с косой слоистостью, верхняя граница которой в прекрасном обнажении в скале является контактом между заонежской и суйсарской свитами. На территории Сада на СВ побережье Петрозаводской губы Онежского озера насчитывается более 30 даек основных пород (толеитов) субмеридионального (ССЗ), редко субширотного, направления, для которых авторами в настоящее время составляется каталог [Куликов и др., 2018 и др.]. Они отражают динамику магматического процесса, в большинстве своем пересекают «соломенские брекции», а иногда прекрасно отслеживаются в системе Google, ограничивая даже небольшие до 20 м в диаметре кольцевые структуры неясного происхождения. Контакты даек свидетельствуют о разных условиях их внедрения: еще в пластичные и рыхлые (?) брекции или в их остывший массив. У ЮЗ границы Ботанического сада ПетрГУ на южном берегу острова Лой и др. участках выявлены неки диаметром до 13 м. Субмеридиональная «Петрозаводская» предположительно пикробазальтовая дайка прослеживается в магнитном поле на несколько десятков км не обнаружена на поверхности Земли. Ее спутник - дайку, расположенную непосредственно на мысе пролива в оз. Логмозеро к востоку от церкви авторы назвали «дайкой Левинсона-Лессинга». Впервые из нее было выделено 8 зерен циркона. Результаты изотопных исследований этой дайки оказались более

оптимистичными, несмотря на некоторый разброс значений по отдельным зернам. Три анализа в незональных зернах цирконов показали возраст 1955 ± 34 Ma (СКВО 1.04). Он вполне сопоставим с Sm-Nd и Re-Os возрастaми габбро-перидотитового Кончозерского силла (1980 ± 57 Ma), который рассматривается в качестве подвулканного интрузива суйсарских пикробазальтов [Пухтель и др., 1992; Суйсарский пикрит-базальтовый..., 1999 и др.]. Авторы не оставляют без внимания значения возрастов 2-х зерен цирконов 1426 ± 34 и 1655 ± 49 Ma, вероятно, свидетельствующих о времени проявления крупных тектоно-магматических событий на данной территории. Наиболее молодыми явились возрасты 2-х зерен цирконов: 445 ± 12 и 424 ± 22 Ma.

Литература

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН, 2010, т.430, № 5.С.681 - 685.

Куликов В.С., Куликова В.В., Платонова Е.А. Исследование геологического памятника природы республики Карелия урочища «Чертов Стул» // Геология, геоэкология, эволюционная география: Труды Международного семинара. Том XVI / СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2017.с. 333 - -337

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К. Временной интервал формирования Ветреного Пояса по данным u-Pb датирования (Фенноскандинавский щит) // Строение литосферы и геодинамика: XVI Всероссийская молодежная конференции (г. Иркутск, 20-25.04. 2015 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. с. 114-116. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А., Куликов В.С., Куликова В.В. Sm-Nd- возраст суйсарской свиты на Балтийском щите //ДАН 1992.- Т. 326,N4.-С.706-711.

Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / В.С. Куликов, В.В. Куликова, Б.С. Лавров, С.А. Писаревский, И.С. Пухтель, С.Я. Соколов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. 96 с.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.. The Vetreney Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia:An essential component of the ca. 2.5-2.4 Ga Sumian large igneous provinces. //Precambrian Research, V.183, no 3, (2010) 589-601.

Проблемы цирконометрии раннедокембрийских комплексов ЮВ Феноскандинавского щита

Куликова В.В., Куликов В.С.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Традиционные и уже классические уран-свинцовый, подтверждающие его (?) Sm-Nd, Rb Sr, Re-Os, Lu-Hf и другие вновь появляющиеся методы определения изотопного возраста докембрийских магматитов за последние 50 лет позволили создать по

всему Миру значительный банк данных. Он начинает структурироваться, и в разных публикациях появляются некоторые рубежи, относительно которых дискуссируются возможные геологические события, напр., [Митрофанов, Баянова, 2013 и многие др.]. Авторами ранее было выполнено определенное упорядочение и создание временной конструкции, основанной на циклических планетарных событиях с шагом 215 млн.лет (Ma) [Куликова, 1996; Куликова, Куликов, 1997 и др.; История Земли..., 2005 и др.].

Однако время показало, что получаемый возраст по цирконовому методу в ряде случаев может быть неоднозначным и вводить в заблуждение относительно реальных событий. До 80-х гг. XX в. вопрос о возрасте «базальтов Ветреного Пояса» не стоял, поскольку признавался ~1.99- 1.97 млрд. лет (Ga), но и в настоящее время эта вулcano-плутоническая ассоциация сопоставляется с комплексами Онежской, Куолярвинской и Печенгской структур Фенноскандинавского щита, напр., как это сделано [Богданов, 2000] на Государственной геологической карте масштаба 1: 1000000. Дискуссия авторов завершилась в 1981 г., когда из отобранной пробы района г. Мяндуха (В.С. Куликов, В.И. Иващенко) из керна Плесецкой экспедиции в (гл. геолог А.И. Зудин) в ИГГД РАН, по инициативе С.Б. Лобач-Жученко, были получены возрасты цирконов 2.5 и 1.9 млрд лет. Это послужило поводом для изотопных исследований вулканитов и комагматических им интрузивов разными методами по всему краю. Было установлено, что возраст исследуемых пород устойчиво находится в интервале ~2.45 - 2.35 Ga.

Широко применяемое в последние 25 лет датирование (ФГУП «ВСЕГЕИ») на SHRIMP-II значительного спектра пород уран - свинцовым методом позволило продублировать ранее полученные сумийские возрасты ряда объектов, в том числе г. Мяндухи. Из пробы, отобранной из потока, залегающего на кварцитах токшинской свиты, были выделены и проанализированы цирконы. Изотопные данные 13 зерен цирконов распределились следующим образом: 1) 1-я группа - около 2850-2800, 2765-2645 и 2560-2440 Ma, при этом значения для ядер: 2847 ± 33 - 2765 ± 17 и 2664 ± 13 - 2640 ± 13 Ma, для кайм - 2557 ± 17 - 2544 ± 9 и 2441 ± 24 млн. лет. 2) цирконы 2-й группы - 3000-2915, 2750-2640, 1860-1725 и 1150-1100 млн. лет; 3) 1 зерно имеет значение **3775 ± 83 Ma** [Смолькин, Шарков, 2009]. Широкий спектр значений обусловлен положением лав, залегающих в зоне сопряжения Водлозерского блока и Сумозерско-Кенозерского мезоархейского зеленокаменного пояса на осадках, которые венчают постархейские коры выветривания и являются аккумулятором ксеногенных цирконов. При излиянии на поверхность они ассимилируют осадки вместе с зернами цирконов.

Другим объектом для дискуссии может служить вулканическая структура Голец-Руйга, где датирование пород выполнялось различными методами [Puchtel et al., 1997 и др.]. Породы интрузива Руйга и вулканогенной толщи г. Голец сформированы в раннем палеопротерозое в пределах единой структуры - внутриконтинентального рифта Ветреный Пояс. Возраст интрузива (2.39 ± 0.05 млрд. лет), установленный по Sm-Nd изотопной системе, совпадает с ранее опубликованным возрастом вулканитов г. Голец- 2.449 ± 0.035 млрд. лет по Sm-Nd системе и 2.42 ± 0.18 млрд. лет по Pb-Pb. Sm-Nd данные для ряда интрузивных (массивы Бураковско-Аганозерский и Руйга) и эффузивных образований (лавы г. Голец) указывают на принадлежность их к единой магматической системе, формировавшейся около 2.45 млрд. лет назад. Использование Pb-Pb метода по цирконам показывает широкий разброс значений, напр., по [Межеловская и др., 2015 и др.], время формирования палеорифта Ветреный Пояс определяется в интервале 2650~2415 Ma, а U-Pb данные находятся в пределах 2840 ± 33 - 2520 ± 35 Ma как для ядер, так и для кайм цирконов. Возраст 2440 ± 24 Ma был получен только для одной каймы зонального зерна.

Подобный информационный шум имеет системное значение, что показано авторами заметки на примере изучения минералогии интрузива Выжига, комагматичного и одновозрастного с коматиитовыми базальтами Ветреного Пояса. В скважинах ПГО «Архангельскгеология», разбуривших его, цирконы установлены вблизи эндоконтактов в основании разрезов на глубинах более 100 м. Эндогенная часть массива до 5 м от контакта с вмещающими ТТГ содержит захваченные (?) расплавом тонкозональные с широким спектром составов зон зерна циркона без бадделеита. Для массива характерен исключительно золотосодержащий бадделеит (в ядре) и циркон (внешняя оболочка). Зерна цирконов в лавовых покровах г. Б. Левгора, как правило, встречены вблизи основания потоков. В жилах гранитов, секущих Бураковский плутон, в большинстве случаев зерна цирконов представляют собой резорбированные кристаллы или их обломки с измененным неоднородным строением делятся на 1) ксеногенные и 2) вторичные по бадделеитам в виде внешней оболочки, которая имеет тенденцию почти полностью заместить минерала хозяина, и имеют очевидный «несингенетический» характер. Особые проблемы существуют при идентификации результатов датирования палеоархей (волоцкая свита±ТТГ).

Литература

- Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта РФ. Лист Р-35-37. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
История Земли в галактических и солнечных циклах Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005, 250 с.

Куликова В.В. Эволюция докембрийского магматизма юго-восточной окраины Балтийского щита // Автореф. дисс... докт. г.-м.н., СПб., 1996. 45 с.

Куликова В.В., Куликов В.С. Универсальная галактическая хронометрическая шкала (опыт сравнения мировых и региональных шкал докембрия, анализ цикличности и периодичности событий). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. 93 с.+3 вкл.

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К. Временной интервал формирования Ветреного Пояса по данным u -Pb датирования (Фенноскандинавский щит) // Стрoение литосферы и геодинамика: XVI Всероссийская молодежная конференции (г. Иркутск, 20-25.04. 2015 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. с. 114 - 116.

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология длительных и многоактных процессов магматизма и метаморфизма кольского докембрия Балтийского щита // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах // Всероссийская конференция. Апатиты, 8-12.07. 2013 г. Апатиты: с.95 - 97

Смолюкин В.Ф. Шарков Е.В.. Древний циркон (3.8 млрд. лет) в раннепротерозойских вулканитах В. Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Междунар. конф. «Геология: история, теория, практика», Москва, 2009. С. 232 - 234

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A. A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreney Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205-1222.

Становой вулканоплутонический пояс (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст и тектоническое положение

**Ларин А.М.¹, Котов А.Б.¹, Сальникова Е.Б.¹, Великославинский С.Д.¹,
Сорокин А.А.²**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИГиП ДВО РАН, Благовещенск

Становой вулканоплутонический пояс (СВПП) локализован в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он протягивается параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (ДСС и ЗСС). Анализ и систематизация опубликованных и вновь полученных геологических, геохимических и геохронологических материалов позволяет существенно уточнить объем СВПП, ограничить его возраст и проследить латеральную зональность магматизма этого пояса.

В восточном сегменте СВПП, в пределах ДСС, можно выделить два этапа его формирования: батолитовый (128 - 116 млн. лет) и рифтовый (117 - 110 млн. лет). С первым этапом связано формирование гранит-гранодиоритовых батолитов. Возраст батолитов последовательно возрастает в направлении с востока на запад: 116 ± 1 млн лет - удский комплекс, 122 ± 1 млн лет - тыдинско-бакаранский комплекс, 127 ± 1 и

126±1 млн лет соответственно - ларбинский и копринский комплексы [1, 2]. С рифтовым этапом связано формирование впадин, выполненных меловыми вулканогенно-осадочными породами, внедрение роев даек и малых интрузивных тел. Вулканические породы представлены как породами среднего и основного состава (117±1 млн. лет и 115±3 млн. лет), так и бимодальной базальт-риолитовой серией (110±1 - 93±2 млн. лет) [3-5]. Малые тела ираканского и невачанского комплексов, сложенные кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами и гранитами формировались в возрастном интервале 110±3 - 101±4 млн. лет [6]. С ними ассоциируют рои даек олекма-станового комплекса, в состав которых входят лампрофиры, кварцевые монцодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, гранит-порфиры и риолиты.

Западный сегмент СВПП, расположенный в ЗСС, сложен главным образом гранитоидами амуджиканского комплекса и вулканитами трахиандезит-риолитового комплекса нерчинской серии, образующими единую вулканоплутоническую ассоциацию. В составе амуджиканского комплекса преобладают кварцевые монцониты, гранодиориты и кварцевые сиениты. Характерной особенностью амуджиканского комплекса является диахронность. Если в восточной части ЗСС возраст гранитоидов комплекса составляет 130±1 млн лет, а ассоциирующих вулканитов - 133±1 млн лет [1], то в западной его части он равен 160.5±0.4 млн лет [7]. В западном окончании СВПП в его составе появляются щелочные граниты и ассоциирующие с ними вулканиты бимодальной серии, сложенные трахибазальтами, трахиандезитами, трахириолитами и комендитами. Диахронность выражена и для щелочных гранитов пояса. Для гранитов дотулурского комплекса и ассоциирующих трахириолитов получены возрасты 142±1 и 138±3 млн лет соответственно, а для аналогичных по составу гранитов малокуналейского комплекса - 168±4 млн лет.

Таким образом, возраст формирования СВПП увеличивается в направлении с востока на запад от 117 - 93 млн лет до 168 - 138 млн. лет. В этом же направлении закономерно изменяется и состав магматических пород. В гранитоидах и вулканитах кислого состава наблюдается увеличение щелочности и калиевости. Породы нормального ряда восточной части пояса последовательно сменяются породами умеренно-щелочного ряда в центральной его части, тогда как на западе пояса появляются уже щелочные граниты А-типа. Близкая тенденция отмечается и для вулканитов основного-среднего состава. Вулканиты восточной части пояса, обладающие геохимическими чертами, свойственными адакитам [3], в западном направлении сменяются на умеренно щелочные и щелочные высококалиевые базальтоиды близкие к OIB, несколько отличаясь от последних обогащенностью LILE и LREE при некотором дефиците Nb, Ta, HREE, Y и Ti.

В западной своей части СВПП переходит в Западно-Забайкальскую рифтовую систему (ЗЗРС), формирующуюся в интервале 170 - 110 млн лет [8]. Таким образом, можно полагать, что в южном обрамлении Сибирского кратона существует гигантская единая рифтовая система, протягивающаяся более чем на 2000 км, объединяющая ЗЗРС и СВПП, и сшивающая различные тектонические блоки северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Возраст проявления магматических событий внутри этой рифтовой системы последовательно уменьшается в направлении запад-восток с 170 - 110 млн лет и до 117 - 93 млн лет. В этом же направлении происходит и закономерное изменение состава магматических пород. Вероятно, что возрастная и геохимическая зональность этой гигантской рифтовой системы отражает последовательность закрытия Монголо-Охотского океана с запада на восток в возрастном интервале от средней юры до раннего мела. Изменение состава магматических пород отражает динамику этого закрытия и изменение состава литосферы и сублитосферной мантии по мере приближения к Палеопацифики.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 18-05-00403).

Литература

1. Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Тектоно-магматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 25-26.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса (Джугджуро-Становой супертеррейн) // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314-319.
3. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 445-449.
4. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 5. С. 560-564.
5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Возраст, геохимические особенности и источники трахиандезитов Моготинского вулканического поля (Становой вулканоплутонический пояс, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1772-1783.
6. Стриха В.Е., Родионов Н.И. Раннемеловая коллизионная гранит-лейкогранитовая ассоциация Станового террейна: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 3. С. 375-379.
7. Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // ГРМ. 2014. Т. 56. № 1. С. 3-18.
8. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма в позднем мезозое-кайнозое Западного Забайкалья // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115-138.

Возраст гидротермальных кобальтовых месторождений Алтае-Саян

Лебедев В.И., Говердовский В.А., Третьякова И.Г., Шабалин С.И.

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

Существуют различные представления относительно времени формирования кобальтовых месторождений в Алтае-Саянской складчатой области [1, 2, 5, 6, 9, 10]. Большинство авторов относили их к двум возрастным этапам: среднепалеозойскому (D-C) и позднемезозойскому (J-K). Накоплен большой объем новых геологических, геохимических и геохронологических данных, анализ которых позволяет выделить по крайней мере три рубежа формирования кобальтового оруденения: 1) среднепалеозойский (D-C₁); 2) раннемезозойский (P₂-T₁); 3) позднемезозойский (J₃-K₁).

Среднепалеозойский этап (D-C₁) представлен месторождениями: Хову-Аксы (Тува) - Со-пирит и кобальтин в известковых скарнах; Владимировка (СВ Алтай) - сульфоарсениды Со в скарнах; Кара-Куль (ЮВ Алтай) - сульфоарсениды Со и шеелит в роговиках; Абакан (Хакасия) арсениды Со в карбонатных жилах, секущих магнетитовые скарны; Хараджуль и Бутрахта (Хакасия) - сульфоарсениды Со с блеклыми рудами. В результате изотопно-геохронологических исследований серицита (Ar-Ar метод) из Cu-Co жил Хараджульского месторождения, а также серицита из Co-As жил Абаканского месторождения установлен возраст Со оруденения (409 Ma), что соответствует раннему девону. Кобальтоносные скарны месторождения Владимировка генетически связаны с габбро-диоритами Чарышского комплекса ($\nu\mu$ D₃-C₁). K-Ar методом определен возраст пород Тимофеевского штока ν D (370 Ma), который также как и Владимировский относится к первой фазе Майорского комплекса. U-Pb и Th-Pb методами определен возраст гранитов третьей фазы Кирилловского массива (384 Ma) и Кумирского U-Sc-REE месторождения (393±7-402±10 Ma). Возраст руд месторождения Владимировка определен Re-Os методом в аналитическом центре Чешской геологической службы (Прага) на термоионизационном изотопном масс-спектрометре (TIMS) по монофракции молибденита (409,6±2,7 Ma). Методом сканирующей микроскопии (SEM), в рудах этого месторождения был установлен уранинит, возраст которого - 406 Ma определен U-Th-Pb методом. Среднепалеозойский возраст магматических пород и ассоциирующего с ними Со-оруденения месторождений Кара-Куль, Юстыд и Кара-Оюк в Юстыдском рудном

узле определен изотопно-геохронологическими методами: граниты - $355,7 \pm 8,6$ Ма (U-Pb-метод), Sn-W(Ni), Cu-Co-W и Co-As оруденение - 352 ± 6 Ма (Ar-Ar-метод). Получены датировки пород Чуйского лампрофирового комплекса в интервале 186-230 Ма, а несколько определений - 206-212 Ма. Ранее [8] K-Ar и Rb-Sr методами возраст минетт и керсантитов определялся в интервале 163-250 Ма (среднее 210 ± 20 Ма), а Rb-Sr методом для минетт получена изохрона 259 ± 1 Ма. Учитывая широкий диапазон K-Ar датировок, а также фактор устойчивости Rb-Sr системы к воздействию внешних условий по сравнению с K-Ar системой, принят возраст лампрофиров $245 \pm 1,0$ Ма [1]. Близкие значения установлены и для биотитовых лампрофиров в структурах СЗ Монголии (Хархира, Толбонур) - 210, 230, 270 ± 10 млн. лет [4]. ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки возраста лампрофиров получены: для дайки минетт из Озерно-Асхатинского рудного поля по биотиту ($244 \pm 2,5$ Ма), а для минетт из верховья р. Кок-Узек - $236,8 \pm 0,6$ Ма [1]. По лампроитовым дайкам Чуйского комплекса получены ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки $244,0 \pm 0,8$ - $245 \pm 0,7$ Ма [3]. Изотопно-геохронологические исследования U-Pb-методом показали, что период формирования Со-минерализации в Каргинской зоне соответствует интервалу - 258-250 млн. лет [7]. Учитывая соотношение даек минетт с Co-As, Sb-Ag и Hg минерализацией, которые накладывается на дайки, полученные датировки для этих типов минерализации соответствуют значению $244 \pm 2,5$ млн. лет - рубежу P_2 - T_1 .

Раннемезозойский этап (P_2 - T_1) включает образование Ni-Co-As оруденения Юстыдского рудного узла, а также Cu-Co-S-Sb-As - в Южно-Чуйском хребте, где оно наложено на все образования палеозойского возраста, включая магматические и осадочные породы девона и дайки долеритов P - T возраста. Рудные тела Со-минерализации пересекаются дайками лампрофиров Чуйского комплекса, возраст которых 246-240 Ма (Ar-Ar-метод) [2, 3]. В Юстыдском рудном узле установлено наложение Sb-Ag-минерализации (238 Ма, Ar-Ar-метод) на Ni-Co-Bi-As руды месторождения Асхатин-Гол, а в СЗ Монголии на Сагсайском месторождении - Hg-оруденения на Ni-Co-As. Возраст ртутного оруденения этого региона составляет 231-234 Ма [2]. Таким образом, верхняя граница раннемезозойского этапа находится в интервале 246-238 Ма, а нижняя - определяется возрастом долеритов (P_2 - T_1), на которые накладывается кобальтовая минерализация.

Позднемезозойский этап (J_3 - K_1) формирования Со-оруденения выделяется на основе геологических данных о локализации Ni-Co-As и Cu-Co-S-Sb-As среди юрских (J_{1-2}) терригенных, гипсоносных отложений Каргинского грабена (ЮЗ Тува, СЗ Монголия). Кобальтовая, а также ассоциирующие с ней полиметаллическая (Cu-Pb-Zn) и баритовая типы

минерализации наложены на юрские конгломераты, чем и определяется нижняя граница её формирования. В то же время, среди меловых терригенных отложений, несогласно перекрывающих нижне-среднеюрские толщи в восточной части Каргинского грабена, Со-минерализация отсутствует, однако отмечаются проявления медистых песчаников. Осадочная Си-минерализация более широко развита к югу в пределах локальных меловых прогибов Цаган-Шибетинской зоны в Хархиринском хребте. Для медистых песчаников характерны повышенные содержания As, Sb, Ni, Co, Ag и Bi - типичных элементов кобальтовых руд. К востоку от рассматриваемого района Ni-Co-As-минерализация ассоциирует с карбонатитами (Улатай-Чозский район), возраст которых составляет 118-120 Ма.

Работа выполнена по Государственному заказу в рамках проекта 0330-2016-0001 и финансовой поддержке РФФИ по гранту 16-05-00255-а.

Литература

1. Говердовский В.А., Третьякова И.Г. Геологическое строение, магматизм и металлогения Юстыдского рудного узла Алтая. Горно-Алтайск: Изд-во Высоцкая Г.Г., 2011. -248 с.
2. Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., и др. Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношение с другими типами магматизма и оруденения / Геол. и минерал. Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010. - с. 143-149.
3. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., и др. Ag-Ag-изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса. Горный Алтай // Докл. РАН. Т.399. №4. 2004. -с. 516-510.
4. Изох А.Э., Калинин Ю.А. Геохимия щелочных базитовых даек хребта Хан-Хухэй (МНР) // В сб. Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск: Наука, 1988. - с. 33-43.
5. Лебедев В.И., Борисенко А.С. Стадийность образования и минеральная зональность арсенидных жил Хову-Аксинского месторождения //Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - с. 149-164.
6. Лебедев В.И. Рудно-магматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1998. - 136 с.
7. Митропольский А.С., Кулик Н.А. Висмут-никель-кобальтовая минерализация в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М. Наука. 1975. - с.306-313.
8. Оболенская Р.А. Чуйский комплекс базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука. 1971. -147 с.
9. Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., и др. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика, Т.51. №9. 2010. - с. 1379-1395.
10. Унксон В.А. Некоторые черты металлогении и геохимии кобальта //Зап. Всесоюз. минералог. о-ва. ч. 83, вып. 4, 1954. - с. 23-30.

Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из метасоматизированных мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция).

Лебедева Н.М.¹, Носова А.А.¹, Ларионова Ю.О.¹, Тихомирова Я.С.²,
Каргин А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ГЕОХИ РАН, Москва

Флогопит является важным минералом геохронологических и геохимических исследований при изучении кимберлитов. Флогопит в мантийных породах является прямым индикатором модального метасоматоза. В кимберлитах трубки им. В. Гриба, расположенной в Архангельской алмазоносной провинции, флогопит встречается в мантийных ксенолитах и в кимберлитах. Мантийные ксенолиты с флогопитом представлены: 1) флогопит-клинопироксеновыми породами [Kargin et al., 2017]; 2) флогопитизированными гранатовыми перидотитами; 3) флогопитизированными эклогитами. В кимберлитах флогопит представлен: 1) мегакристами - округлыми зернами размером 2-3 см, однородными по составу, а также 2) более мелкими макро- и микрокристами и 3) чешуйками в матриксе пирокластического кимберлита. Флогопиты из ксенолитов и макрокристы имеют низко-Ti, низко - Cr состав, в отличие от высоко-Ti и высоко-Cr флогопита из основной массы. Низко-Ti флогопиты образовались за счет реакционного взаимодействия прото-кимберлитовых расплавов с мантийными перидотитами, высоко-Ti флогопиты кристаллизовались из кимберлитового расплава. Нами была изучена Rb-Sr изотопная система для 1 макрокриста флогопита и 3 флогопитов из ксенолитов флогопит-содержащих лерцолита и верлита и Crx-Phl ксенолита. Из последнего ксенолита был также изучен клинопироксен, который находится в равновесных структурных соотношениях с флогопитом [Kargin et al., 2017].

Измерения изотопного состава флогопитов проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; Crx-Phl ксенолит был изучен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН.

Все изученные флогопиты имеют высокие концентрации Rb (356-543 ppm) и повышенное содержание Sr (67-85 ppm). В результате из-за высокой концентрации Sr, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношение у флогопитов низкое (14-23), и они попадают в область значений, полученных нами ранее для флогопитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба [Ларионова и др.,

2016] и флогопитов из кимберлитовых полей мира [Crease et al., 2004; Eccles et al., 2008; Key et al., 2007]. Rb-Sr модельный возраст флогопитов изменяется от 383 до 388 млн лет и существенно не отличается от определенного ранее возраста по флогопитам из кимберлита трубки им. В. Гриба (376 ± 3 млн. лет, [Ларионова и др., 2016]).

Расчет изохронной зависимости для всех флогопитов и клинопироксена определяет возраст как 377 ± 2 млн. лет (СКВО = 0.80) с начальным изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.70596 ± 0.000016 (рис. 1). Если из расчета исключить анализ мегакриста флогопита, то параметры изохроны не изменятся: 377 ± 2 Ma (СКВО = 0.54) начальным изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70596 ± 0.000016 .

Полученный Rb-Sr возраст для флогопитов из мантийных ксенолитов совпадает с учетом ошибок с полученным ранее возрастом флогопитов из кимберлитов [Ларионова и др., 2016]. Он также совпадает с U-Pb возрастом перовскита, выделенного из кимберлитов трубки Архангельской (месторождение им. М.В. Ломоносова), который составляет 381 ± 3 млн [Wu et al., 2013]. Кроме того, вероятный возраст мантийного метасоматоза, зафиксированный Rb-Sr системой флогопитов из ксенолитов, совпадает с возрастом щелочного и карбонатитового магматизма на территории Кольской Щелочной провинции (375 - 380 млн. лет, [Арзамасцев, Ву, 2014; Wu et al., 2013].

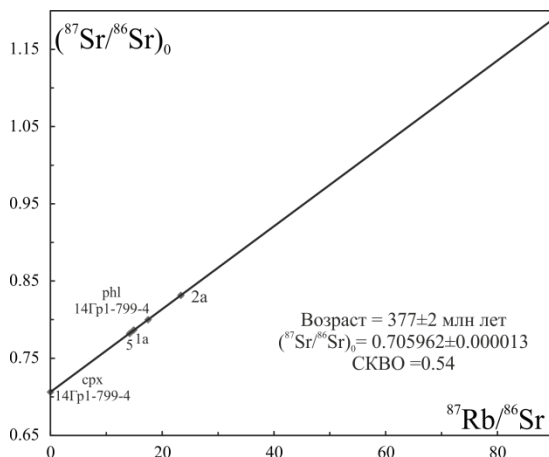


Рис. 1. Rb-Sr изохрона для флогопитов из метасоматизированных мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки им. В. Гриба

Проведенные исследования подтверждают полученную нами ранее оценку возраста становления кимберлитов трубки им. В.Гриба. Они указывают, что Rb-Sr изотопная система флогопитов из ксенолитов и флогопитов из кимберлитов находились в равновесии с общим

изотопным резервуаром на момент, близкий ко времени становления трубки. Таким образом, они дают основания утверждать, что калиевый метасоматоз мантийных перидотитов непосредственно предшествовал внедрению кимберлитов и был связан с расплавами кимберлитовой магматической системы, скорее всего, той порции расплава, которая была израсходована на реакционное взаимодействие с перидотитами и не достигла поверхности.

Литература

Арзамасцев А. А., Ву Ф. Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочноультраосновных массивов кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496-515.

Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С., Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т.24. №6. С. 607-639. doi:10.7868/S0869590316040026 <https://elibrary.ru/item.asp?id=27222976>

Creaser R.A. et al., Macrocrystal phlogopite Rb-Sr dates for the Ekati property kimberlites, Slave Province, Canada: evidence for multiple intrusive episodes in the Paleocene and Eocen. 8th ICK selected papers, vol.1, pp.399-414. 2004

Eccles, D. R., Creaser, R. A., Heaman, L. M., & Ward, J. (2008). Rb-Sr and U-Pb geochronology and setting of the Buffalo Head Hills kimberlite field, northern Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences, 45(5), 513-529.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Lebedeva N.M., Tretyachenko V.V., Abersteiner A. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: relation to clinopyroxene-phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017. V. 292-293. P. 34-48. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.08.018

Key, R. M., Bingen, B., Barton, E., Daudi, E. X. F., Manuel, S., & Moniz, A. (2007). Kimberlites in a Karoo graben of northern Mozambique: Tectonic setting, mineralogy and Rb-Sr geochronology. South African Journal of Geology, 110(1), 111-124.

Wu, F. Y., Arzamastsev, A. A., Mitchell, R. H., Li, Q. L., Sun, J., Yang, Y. H., & Wang, R. C. (2013). Emplacement age and Sr-Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. Chemical Geology, 353, 210-229.

Формула радиоактивного распада: космогенические следствия; физический смысл

Левский Л.К.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

1.Распад радиоактивных атомов происходил, происходит и будет происходить в любой точке Вселенной. Процесс распада не зависит от внешних термодинамических условий в природе или лаборатории, превосходя тем самым даже всемирное тяготение так как последнее, если учесть обнаружение гравитационных волн, будет в недалёком будущем контролироваться. Использование термина «атом», а не

«ядро», дань традиции, так как Основоположники, заложившие основы изучения радиоактивности [1, 2], как всегда были правы, если учесть радиоактивные изменения, связанные с захватом электронов из К-слоя, например, $40\text{K} \rightarrow 40\text{Ar}$. Не менее грандиозным представляется предложенное теми же Основоположниками формальное описание процесса радиоактивного распада или, как они этот процесс называли радиоактивного превращения. Формула радиоактивного распада, предложенная немногим больше века назад, через несколько лет после открытия явления радиоактивности А. Беккерелем, может быть справедлива для всей Вселенной, представляя тем самым фрагмент вселенского языка, по крайней мере математического, для всех цивилизаций, достигших определенного интеллектуального уровня развития. Этим с одной стороны можно гордиться, а с другой удивляться тому как за столь короткое время от человека прямоходящего (1-2 млн лет назад) до человека разумного (прим. 400 лет назад) придумавшего натуральные логарифмы и их основание «е», хотя его точное происхождение остается загадочным, человечество вошло в семью развитых цивилизаций.

2. Для полной гарантии последнего утверждения необходима твердая уверенность в адекватности используемой формулы радиоактивного распада, которая не редко называется «законом». Определение формулы радиоактивного распада впервые предложено в работе [1] следующим образом: «Гипотеза, согласно которой превращение радиоактивного вещества сопровождается излучением, позволяет дать очень ясное физическое толкование (здесь и ниже курсив Л.Л.) закону спада радиоактивности. Было обнаружено, что активность при всех условиях уменьшается по закону геометрической прогрессии. Это выражается уравнением: $I_t = I_0 e^{-\lambda t}$. Близкое определение предложено в работе [2]: «Основной закон превращения простого вещества состоит в том, что количество превращенного в единицу времени пропорционально его начальному количеству». Однако в дальнейшем Ф. Содди соавтор работы [1], другим соавтором был его старший коллега Э. Резерфорд, даёт более взвешенную оценку закона радиоактивного распада [3]: «Этот закон предельно прост и в то же время совершенно не объясним (inexplicable)». Подобную оценку трудно увязать с «очень ясным физическим толкованием» закона. Физического толкования закона не видно и в определении, взятом из работы [2]. Формула радиоактивного распада не только «предельно проста» но и предельно эмпирична, она численно правильно описывает процесс, но не раскрывает его природу. Время полураспада, обратно связанное с постоянной распада, действительно определяет уменьшение исходного количества радиоактивных атомов в два раза, но не более того. «Период средней жизни любого радиоактивного атома является определенной и

неизменной природной постоянной» [3], но это определение, звучащее почти как заклинание, не приближает к пониманию природы радиоактивности. Тем более, что цена средней температуры по палате или средней з/п в стране хорошо известна. Попытки связать формулу распада с аналогичным выражением для химической реакции первого порядка или с одним из решений уравнения диффузии не представляются продуктивными. Тот и другой процессы зависят от внешних условий в природе или лаборатории, контролируются и управляются и тем самым отличаются от радиоактивного распада их аналогия имеет формальный характер. Объяснение физического смысла формулы радиоактивного распада стало камнем преткновения в теории распада, обсуждение которой занимает меньше одной страниц из пятисот в работе [2]. По-видимому, бесполезно искать физический смысл собственно эмпирической (но прагматической!) формулы радиоактивного распада, что подтверждается следующими соображениями: «Этот закон означает, что радиоактивные превращения следует рассматривать как случайность, последовательно постигающую часть атомов, тогда как другие остаются неизменными» [2] и далее: «Закон радиоактивного превращения – это закон чистой вероятности или случая» [3]. Надо заметить однако, что Бог не играет в азартные игры с природой и тем более не сядет бросать кости с отпетыми шулерами, у которых всегда выпадает «12» и которые всегда остаются «неизменными». Тем не менее, эксперименты однозначно показывают, что часть радиоактивных атомов действительно не изменяется. Как это им удаётся? Намёк на возможность другого подхода к проблеме можно найти в цитированных выше работах. Ф. Содди допускает существование ангела-разрушителя не отбирающим по каким-то параметрам атомы для превращения, но в определенном количестве в данный момент. Таким образом, отбор атомов случаен, но «определённое количество» не случайная формализованная и контролируемая (согласно формуле радиоактивного распада?) величина. М. Кюри отмечает: «некоторые атомы данного вещества имеют лишь очень краткое существование, тогда как другие существуют значительно дольше» (стиль перевода сохранён Л. Л.). Если Ф. Содди говорит о радиоактивных обезличенных клонах, которые случайно выхватываются ангелом и превращаются в стабильные атомы, то М. Кюри идёт дальше и отмечает определённое различие между радиоактивными атомами. Это не обезличенные клоны. Они могут быть аналогичными, но отличаются по возрасту (краткое или длительное существование), в то время как для Ф. Содди реальная жизнь атома полностью неопределённа». Напротив, если судьба и время существования каждого радиоактивного атома предопределены, то он переходит в стабильное состояние в

определённое время. После нуклеосинтеза радиоактивные атомы распределяются по кривой в координатах: I и t , где I – число атомов и t – возраст (время существования после нуклеосинтеза) каждого атома. Вид кривой может быть близким или совпадать с экспонентой. В детерминированном параметре t следует искать физический смысл формулы радиоактивного распада так как возраст атома определяется квантово-механическими параметрами ядра и эти параметры прямо или косвенно должны войти в формулу. Здесь уместно предложить следующую теорему: является ли используемая в настоящее время формула радиоактивного распада единственно возможной?

Литература

1. E.Rutherford, F.Soddy Radioactive change. Phil.Mag. 1903. ser.6v.5. P576 (перевод в: Избранные труды Э.Резерфорда, Наука.1971г.)
2. М.Кюри Радиоактивность 1960. Наука. с.500;
3. F.Soddy The story of atomic energy L.1949.P.189

Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)

Леснов Ф.П.

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

Шаманский массив, расположенный на левобережье р. Витим (Восточное Забайкалье), является одной из наиболее крупных протрузий реститогенных ультрамафитов в составе восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. Линзовидное в плане тело массива вытянуто в север-северо-западном направлении на расстояние около 25 км при максимальной ширине около 6 км. В строении массива принимают участие гарцбургиты и подчиненные им дуниты [Леснов и др., 2016]. Методом ICP-MS в породах массива были определены относительно повышенные содержания Zr (9-193 г/т) и Hf (0.20-3.8 г/т), между которыми наблюдалась прямая зависимость, что позволило предположить наличие в этих ультрамафитах зерен циркона. Для их выделения была использована коллективная проба массой около 4 кг, составленная из 27 небольших образцов гарцбургитов и дунитов, отобранных из разных коренных обнажений в осевой части массива. Эта проба была раздроблена до размера частиц минус 0.3 мм и разделена на две равные фракции (02 и 03), из которых было выделено 31 зерно циркона. Подавляющая их часть имела округленную (резорбированную) форму и шероховатую поверхность

(рисунок), причем почти все зерна были лишены катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности. Вся эта коллекция зерен циркона затем были продатирована локальным U-Pb изотопным методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

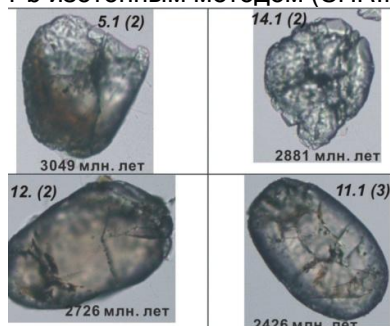


Рис. 1. Микрофотографии зерен циркона из «древнего» кластера. В верхней части фотографий указаны номера зерен (см. табл.) и номера фракций (в круглых скобках), внизу - их изотопный возраст, рассчитанный по параметру Pb^{207}/Pb^{206}

Таблица.

Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива

№ зерна (фракции)	Возраст, млн. лет (Pb^{206}/U^{238})	Возраст, млн. лет (Pb^{207}/Pb^{206})	U, г/т	Th, г/т	Th/U
«Древний» кластер					
5.1(02)	2620	3049	198	45	0.23
14.1 (03)	2350	2881	229	67	0.29
12.1(02)	2672	2726	452	294	0.65
11.1(03)	2200	2426	765	719	0.94
8.1((02)	2383	2370	150	43	0.29
5.1(03)	1945	2068	1282	383	0.30
13.1 (03)	1820	1919	445	263	0.59
8.1(03)	1871	1878	221	86	0.39
6.1(02)	1884	1867	70	49	0.70
7.1(03)	1779	1841	1076	156	0.14
2.1(03)	1393	1793	475	85	0.18
19.1(02)	1741	1736	189	93	0.49
2.1(02)	1177	1189	144	36	0.25
«Промежуточный» кластер					
7.1(02)	827	778	57	18	0.32
4.1(02)	813	813	323	205	0.64
4.1(03)	812	804	356	198	0.56
«Молодой» кластер					
10.1(02)	630	579	93	6	0.06
1.1(03)	630	623	324	128	0.40
10.1(03)	619	675	83	-	-
12.1(03)	616	596	1377	14	0.01
13.1(02)	615	581	415	125	0.30
3.1(02)	615	638	532	62	0.12
3.2 (02)	613	608	670	65	0.10
17.1(02)	614	612	131	320	2.44
1.1(02)	604	623	176	104	0.59
1.2(02)	611	584	100	43	0.43
11.1(02)	610	598	694	217	0.31
16.1(02)	607	640	198	261	1.32
15.1(2)	604	596	953	353	0.37
9.1(03)	603	612	367	139	0.38
6.1(03)	602	619	684	384	0.56
9.1(02)	601	587	465	141	0.30
3.1(03)	579	579	582	267	0.46
18.1(02)	513	459	166	445	2.68
14.1(02)	502	502	148	82	0.55

Содержания U и Th в цирконах, как и значения параметра Th/U, в цирконах подвержены значительным колебаниям, при этом в подавляющем большинстве зерен U преобладает над Th. Проанализированные цирконы являются полихронными. Они разделены на три возрастных кластера: «древний», «промежуточный» и «молодой» (таблица). Предполагается, что округленная (резорбированная) форма зерен циркона, их шероховатая поверхность, а также полное или почти полное отсутствие катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности являются следствием того, что эти цирконы, изначально находившиеся в верхнемантийном протолите и имевшие очень древний изотопный возраст, подверглись тепловому и химическому воздействию в процессе частичного плавления протолита. Одновременно в этих цирконах произошли нарушения их U-Pb изотопных систем и, как следствие, неравномерное «омоложение» их изотопного возраста. На этом основании предполагается, что все эти цирконы являются реликтовыми.

Автор выражает благодарность А.И. Чернышову и Е.Е. Пугачевой за коллекцию образцов пород, любезно предоставленную для исследований, а также С.А. Сергееву за выполнение изотопно-геохронологических исследований цирконов. В скобках - номера фракций.

Литература

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. Геохимия редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30-53.

Изотопия гафния в полихронных цирконах из Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин)

Леснов Ф.П.

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

Выполнены исследования геохимических, оптических и морфологических свойств, а также определения U-Pb- изотопного возраста и Lu-Hf изотопных параметров цирконов из гетерогенных пород Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация) (49°52'47"с.ш.,

144°02'17'в.д.). Массив включает в себя четыре пространственно сближенных, но генетически различных структурно-вещественные комплекса: а) протрузия реститогенных ультрамафитов (лерцолиты, гарцбургиты и образованные по ним серпентиниты); б) прорывающий ее интрузив ортомагматических габброидов (габбронориты, габбро); в) расположенная вдоль границ протрузии и габброидного интрузива контактово-реакционная зона, сложенная гибридными ультрамафитами (верлиты, пироксениты) и гибридными габброидами (оливиновые габбронориты, оливиновые габбро); г) расположенная вдоль границ габброидного интрузива и вмещающих толщ контактово-реакционная зона, сложенная гибридными габброидами (амфиболовые и кварц-амфиболовые габбро, габбро-диориты, диориты).

Из 22 проб пород массива, представленных пироксенитами, габбро-пироксенитами, оливиновыми габброноритами, габбро, габбро-диоритами, диоритами и др., было выделено около 450 кристаллов циркона, отличающихся по морфологии, катодолюминесцентному свечению, осцилляторной зональности, геохимическим свойствам, а также по изотопному возрасту. Возраст продатированных U-Pb методом (SHRIMP II) цирконов (около 200 определений) колеблется в интервале от 3096 млн. лет до 30-20 млн. лет, причем возраст значительно варьировал не только в пределах общей их коллекции цирконов, но и в разных кристаллах из отдельно взятых проб.

Среди общей коллекции изученных цирконов выделены четыре генетических типа: а) реликтовые, б) ксеногенные, в) сингенетические, г) эпигенетические. В качестве сингенетических рассматриваются наиболее широко представленные в коллекции цирконы из пород габброидного интрузива, которые характеризуются хорошей кристаллографической огранкой, отчетливыми катодолюминесцентным свечением и осцилляторной зональностью и при этом имеющие возраст в интервале 167-159 млн. лет, который рассматривается, как время формирования этого габброидного интрузива (Леснов, 2015; Леснов и др., 2010).

В 20 разновозрастных кристаллах циркона из проб пироксенита, габбро-пироксенита и диорита определены значения изотопных параметров Hf и Lu: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{HfLu}_{\text{Corr}}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ (Леснов и др., в печати). Самое низкое значение параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{HfLu}_{\text{Corr}}$ (0.280771) имеет наиболее древний кристалл циркона из пироксенита с возрастом 3096 млн. лет. Сингенетические цирконы из пород габброидного интрузива, имеющие возраст в интервале 167-159 до млн. лет, характеризуются более высокими значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{HfLu}_{\text{Corr}}$ (0.283105-0.283219). На диаграмме в координатах $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ - Возраст, млн. лет фигуративная точка наиболее древнего циркона из пироксенита расположена непосредственно у линии изотопной эволюции деплетированной мантии (рисунок).

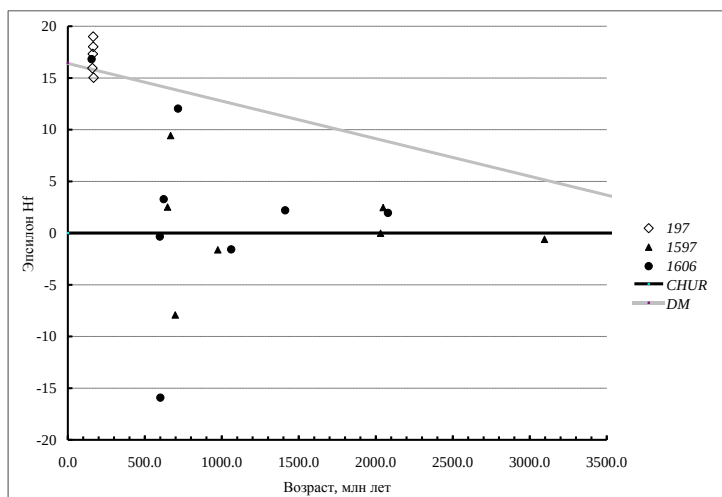


Рисунок. Диаграмма в координатах $\epsilon\text{Hf}(T)$ - Возраст, млн. лет для цирконов из пироксенита (обр. 1597), габбро-пироксенита (обр. 1606) и диорита (обр. 197) из Березовского массива. На рисунке показаны линии изотопной эволюции универсального хондритового резервуара (*CHUR*) и деплетированной мантии (*DM*)

Полученные результаты U-Pb изотопного датирования и Lu/Hf изотопных исследований цирконов из гетерогенных пород Березовского мафит-ультрамафитового массива в целом согласуются с ранее предложенной моделью его полигенного формирования (Леснов, 2015). При этом они позволяют предполагать существование общепланетарного мантийного ультрамафитового протолита - источника цирконов с доархейскими возрастами, U-Pb изотопные системы которых в дальнейшем, в процессе частичного плавления этого протолита претерпели неравномерное «омоложение». В настоящее время такие в различной мере «омоложенные» цирконы находятся в качестве реликтовых кристаллов в составе протрузий реститогенных и гибридных ультрамафитов, а также в качестве ксеногенных кристаллов в составе пород пространственно сближенных с этими протрузиями габброидных интрузивов. Такого рода полигенные мафит-ультрамафитовые массивы широко распространены в зонах глубинных разломов в пределах складчатых областей, а также в срединно-океанических хребтах.

Автор выражает признательность И.Н. Капитонову и С.А. Сергееву за проведение изотопных исследований цирконов, а также за сотрудничество в обсуждении и интерпретации аналитических данных.

Литература

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Издательство «ГЕО». 2015. 240 с.

Леснов Ф.П., Гальверсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. Первые данные об U-Pb датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2010. Том 433. № 6. С. 792-795.

Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав гафния в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива и условия его формирования (о. Сахалин) // Геохимия (в печати).

U-Pb изотопный возраст полихронных цирконов из ультрамафитовых массивов юго-восточного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия)

Леснов Ф.П.¹, Пинхейро М.А.П.²

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия. e-mail lesnovfp@list.ru;* ²*Бразильская геологическая служба, г. Белу-Оризонте, Бразилия. e-mail marcopiacentini@gmail.com*

U-Pb методом (SHRIMP II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) получены первые данные по изотопному возрасту и геохимии кристаллов циркона из пород двух небольших ультрамафитовых массивов - Розета (лерцолит, оливиновый ортопироксенит) и Коррего да Арея (оливиновый ортопироксенит). Эти массивы залегают среди архей-протерозойских метаморфических образований южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия). Кристаллы циркона из пород этих массивов отличаются по морфологии, интенсивности и характеру катодолюминесцентного свечения, по особенностям осцилляторной зональности, а также по характеру распределения редкоземельных и других элементов-примесей (рис. 1). Всего было выполнено около 50 определений изотопного возраста кристаллов циркона, отобранных из трех крупногабаритных проб пород (Леснов и др., 2017; Леснов и др., в печати).

Массив Розета, расположенный в 10 км к ЮЗ от города Арентина (21°57'36.01", ю.ш.; 44°20'17.97", з.д.), структурно приурочен к надвигу северо-западного простирания, разграничивающему толщу кианит-микроклиновых гнейсов (клипп Карвалхос) и толщу фельдшпатитовых сланцев (непп Либердаде). Малочисленные кристаллы циркона, выделенные из пробы лерцолита, показали возраст в интервале 800-728 млн. лет. Они почти лишены катодолюминесцентного свечения и осцилляторной зональности. Часть из них окружена реакционными каймами, которые, как и часть кристаллов, не имеющих, показали возраст в интервале 663-619 млн. лет. Центральные зоны многих кристаллов из лерцолита несколько обогащены редкоземельными и другими элементами-примесями по сравнению с их реакционными

каймами. Возраст кристаллов циркона из пробы оливинового ортопироксенита из этого массива, имеющих умеренное по интенсивности катодолюминесцентное свечение и отчетливую осцилляторную зональность, варьирует в интервале 622.6-596.9-млн. лет.

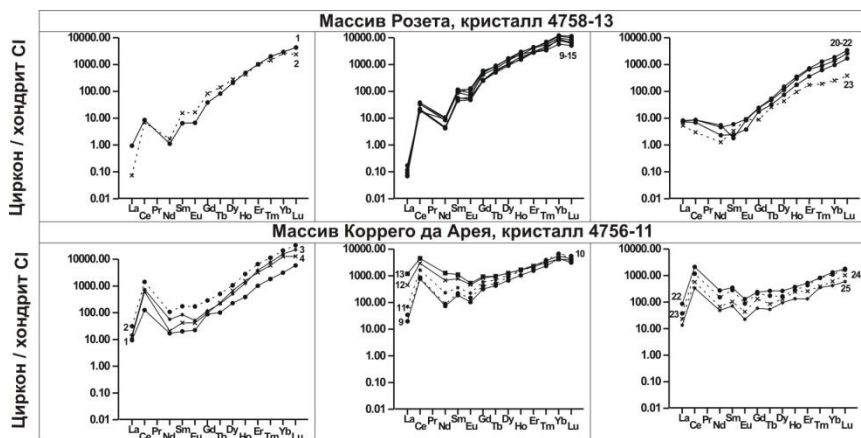


Рис. 1. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в представительных кристаллах циркона лерцолита массива Розета и оливинового ортопироксенита массива Корrego да Арея (по данным метода LA ICP-MS). Цифрами около спектров обозначены номера точек съемки, расположенных вдоль профилей, пересекающих кристаллы от одного края (точки 1, 2) до противоположного (точки 23-25)

Массив Корrego да Арея, расположенный в провинции Карранцес, в 55 км к северо-западу от массива Розета (21°30'53.859", ю.ш.; 44°34'2.661", з.д.), имеет форму вытянутого в меридиональном направлении линзовидного тела протяженностью около 2 км при ширине около 40 м. Он структурно приурочен к субмеридиональному надвигу, наклоненному в западном направлении. В обрамлении массива обнажаются ставролит-гранатовые сланцы, кварциты, биотитовые гнейсы и амфиболиты. Кристаллы циркона, выделенные из пробы оливинового ортопироксенита этого массива характеризуются умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и тонкой осцилляторной зональностью. В них наблюдается неравномерное распределение редкоземельных элементов и других элементов-примесей. В них определены повышенные содержания U и Th. В своем большинстве эти кристаллы показали очень древний изотопный возраст (2558-2100 млн. лет) (рис. 2).

Предполагается, что проанализированные кристаллы циркона представлены тремя генетическими разновидностями: 1) реликтовые кристаллы из лерцолита массива Розета; 2) сингенетические

кристаллы из ортопироксенита массива Розета; 3) ксеногенные кристаллы из ортопироксенита массива Коррего да Арея. Эти ультрамафитовые массивы рассматриваются в качестве слабо эродированных протрузивных блоков (отторженцев) тектонически фрагментированного докембрийского офиолитового мафит-ультрамафитового комплекса, залегающего на глубине среди интенсивно метаморфизованных архей-протерозойских образований южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско.

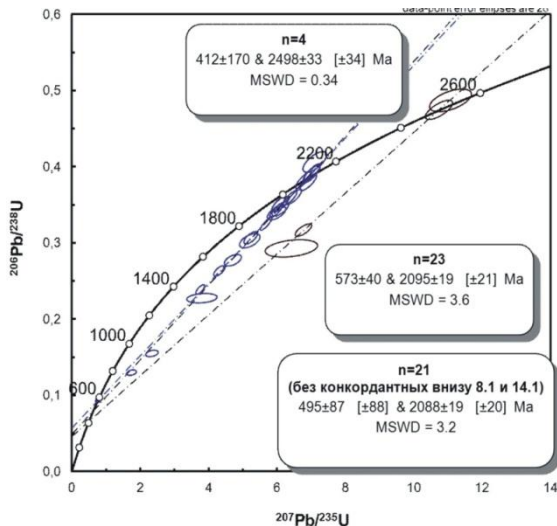


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из оливинового ортопироксенита массива Коррего да Арея

Литература

Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. Полихронные цирконы из пород мафит-ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ. 2017. С.181-184.

Леснов Ф.П., Пинхейро М.А.П., Сергеев С.А., Медведев Н.С. Геохимия и изотопный возраст цирконов из пород ультрамафитовых массивов южного складчатого обрамления кратона Сан-Франциско (ЮВ Бразилия) // Геология и геофизика (в печати).

Этапы базит-ультрабазитового магматизма в раннем докембрии Сарматии

Лобач-Жученко С.Б.

ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Для разработки геодинамических моделей формирования континентальной коры важнейшими параметрами являются время становления и природа основного и ультраосновного магматизма. Решение этих вопросов осложняется полиметаморфической историей большей части раннедокембрийских регионов и ограничениями изотопных методов, используемых для датирования пород основного и, особенно, ультраосновного состава. В последние годы появились работы, демонстрирующие присутствие циркона в ультраосновных породах (напр.[1]), что позволяет использовать U-Pb датирование этих пород по циркону (SIMS SHRIMP II), результаты которого положены в основу настоящего сообщения.

В раннем докембрии Сарматии (фрагмент фундамента Восточно-Европейской платформы) достаточно хорошо геологически и геохронологически изучены Воронежский массив (ВКМ), Приазовская (ПП), Среднеприднепровская (СПП) и Днестровско-Бугская (ДБП) провинции Украинского щита (УЩ). В настоящее время в их формировании можно выделить следующие этапы основного и ультраосновного магматизма.

1. Древнейший этап (~3.65 млрд лет) установлен в ДБП, ПП и ВКМ. В ДБП при изучении кристаллических сланцев (метабазальтов и метакоматиитов), присутствующих в виде включений в гнейсоэндербитах Среднего Побужья с возрастом 3.70–3.79 млрд лет [2]. Возрасты кристаллических сланцев составляют 3659 ± 19 млн лет [3] и 3640 ± 12 млн лет [4]. В ПП возраст ~3.65 млрд лет получен для флогопитового ортопироксенита из Орехово-Павлоградской зоны УЩ [5]. В Курском блоке (ВКМ) древнейшие основные породы представлены амфиболитами Обоянского комплекса, в которых возраст магматического ядра циркона равен 3667 ± 5 млн лет при возрасте кайм 3647 ± 6 млн лет [6, 7]. Таким образом, на значительной части Сарматии ~3.65 млрд лет назад происходило формирование базитов.

2. На этапе 3.3–3.4 млрд лет были сформированы плагиоклазовые ортопироксениты в ДБП (в них конкордантный возраст магматического циркона равен 3320 ± 20 млн лет [8]). Проявления базит-ультрабазитового магматизма такого возраста в других регионах Сарматии пока не обнаружены.

3. На значительной части Сарматии 3.2-3.0 млрд лет назад происходило формирование гранит зеленокаменных ассоциаций. Возраст базальт-коматиитовых серий определяется возрастом синхронных с ними кислых вулканитов. На ВКМ – это риодациты с возрастом 3152 ± 10 млн лет [7], а в СПП – кислые вулканиты, излившиеся 3.14–3.03 млрд лет назад (U-Pb, TIMS) [9]. В ПП для зеленокаменных пород имеется только возраст андезита - 3095 ± 43 млн лет [9]. В Курском блоке ВКМ, помимо вулканических серий, к этому этапу относится становление Сергиевского габбро-дунит-перидотитового комплекса: циркон из серпентинита которого имеет возраст 3130 ± 12 млн лет [7]. Таким образом, образование базальт-коматиитовых серий и комплементарных им плутонитов имело место в интервале 3.15–3.0 млрд лет на значительной части территории Сарматии.

4. На этапе 3.0–2.8 млрд лет продолжаются активные эндогенные процессы. В ДБП происходило внедрение перидотитов и последующие интенсивные деформации и гранулитовый метаморфизм. Возраст циркона из дайки гарцбургита - 2814 ± 51 млн лет [10]; хромитита Капитановской интрузии ~3 млрд лет (Re-Os метод, [11]). Предположительно, в СПП в это время были сформированы дайки и штоки базитов-ультрабазитов Девладовского комплекса. На западе ПП образовался крупный Обиточненский комплекс, состоящий из интрузий габбро, кварцевых габбро (2920 ± 13 – 2909 ± 17 млн лет) и даек горнблендитов (2911 ± 5 млн лет) [12]. В Курском блоке внедрилась серия интрузий габбро с возрастaми 2920 ± 12 , 2908 ± 11 и 2885 ± 12 млн лет [7]. Важной особенностью базитового магматизма этого этапа является его одновременность с гранитоидным магматизмом [7].

5. После значительного перерыва активный и разнообразный по составу базит-гипербазитовый магматизм возобновился 2.1–1.85 млрд лет назад. В Курском блоке он представлен дунит-перидотит-габбро-норитовыми интрузиями Золотухинского комплекса и более молодыми траппами Смородинского комплекса [12]. На востоке ВКМ в Хоперском блоке – это Еланский, Мамонский и Новогольский комплексы никеленосных интрузий [13]. В ПП в это время внедрились Черниговский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (2060 млн лет) и рои базитовых даек с возрастaми 1950–1995 млн лет [14]. В ДБП этапу 2.0–1.9 млрд лет отвечают дайки базальтового и субщелочного состава [15], становление которых происходило синхронно с гранулитовым метаморфизмом [3, 15]. Образование различных по составу мафитовых даек отмечено и к западу от ДБП, в Волынском блоке [16]. Основная часть протерозойского магматизма рассматривается происходившим в условиях кратонизации территории.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГГД РАН №№ 0153-2018-0012, 0153-2018-0007.

Литература

1. Скоттнев С.Г. и др. Геотектоника. 2010, № 6, с. 462-497.
2. Claesson S. et al. Geological Society, London, Special Publications. 2015, p. 227-259.
3. Lobach-Zhuchenko S et al. Geological Society, London, Special Publications. 2017, v.449, iss. 1, p. 175-206.
4. Лобач-Жученко С. Б. и др. Мат. VII Росс. конф. изот. геохр., Москва. 2018.
5. Bibikova E. Prec.Res. 1990. V.48, p. 203-221.
6. Лохов К.И. и др. Региональная геология и металлогения. 2009, №38, с. 62-72.
7. Лобач-Жученко С.Б. и др. 2017. Геология и геофизика, Т. 58, №12, с. 1889-1914.
8. Лобач-Жученко С.Б. и др. Доклады РАН. 2017.Т.474, №6, 731-736.
9. Щербак Н.П. и др. Геохр. раннего докембрия Укр. щита. Архей. 2005, 242 с.
10. Лобач-Жученко С.Б. и др. ДАН. 2017, Т.477, №5, с. 567-571.
11. Gornostayev S. et al. Precam. Res. 2004, 132, p. 349-362.
12. Бибилова Е.В. и др. Петрология. 2008, Т.16, №3, с. 1-22.
13. Салтыкова Т.Е. и др. Региональная геология и металлогения 2007, №33, с. 89-93.
14. Щербак Н.П. и др. Геохр. раннего докембрия Укр. щита. Протерозой. 2008, 239 с.
15. Степанюк Л.М. и др. Минер. журн. 2013, Т. 35, № 3, с. 73-82.
16. Омельченко А. и др. Геолог Украины. 2012, № 3, с. 56-66.

Эоархейский возраст циркона из метабазальтов (мафических гранулитов) Побужья (Украинский щит)

Лобач-Жученко С.Б.¹, Каулина Т.В.², Юрченко А.В.¹, Сергеев С.А.^{3,4}

¹ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; ²ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты; ³ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, ⁴ИНЗ СПбГУ, г. Санкт-Петербург

Мафические гранулиты (метабазальты), представленные двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, широко распространены в гнейсоэнтербитах Побужья [1]. Выделенный из них циркон, как правило, отражает время вторичных процессов перекристаллизации, деформаций и высокотемпературного метаморфизма. Так, кристаллический сланец образца UR82/4, составляющий часть многократно деформированной линзы и расположенный вблизи другого кристаллического сланца – объекта данного сообщения, содержит мелкий округлый циркон, который отражает возраст гранулитового метаморфизма 2958 ± 85 млн лет. Возраст по нижнему пересечению дискордии - 1741 ± 150 млн лет - соответствует возрасту граната 1747 ± 11 млн лет, полученному Sm-Nd методом [2]. Нами был изучен циркон из кристаллического сланца образца UR89/16. Этот кристаллический сланец имеет принципиально иное геологическое положение по сравнению с UR82/4: он представляет собой ксенолит внутри гнейсо-энтербита (рис.1). Гнейсоэнтербиты образуют часть зоны сдвигового пластического

течения [3], расположенной в Днестровско-Бугской провинции, в северной части карьера Одесский (48°13' с.ш., 29°59' в.д.).

Гнейсоэнтербит (обр. UR82/1a), состоит из Qtz, Pl (андезин), Срх+Орх, менее 10% - Kfs, Bt и Amph, и содержит циркон, максимальное значение возраста которого, рассчитанное по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, около 3.62 млрд лет (неопубликованные данные авторов).

Ксенолит кристаллического сланца (обр. UR89/16) состоит из Срх (15-20%), Орх (5-10%), Amph (15-20%), Pl (20-30%), Bt (5%), Kfs (до 5%), Qtz (ед.зерна). Акцессории: рудные минералы и циркон. Зерна Срх 0.5-2 мм, в шлифе прозрачные, с включениями рудных минералов и ламелями в наиболее крупных зернах; по спайности и по краям зерен развивается вторичный Amph. Орх (зерна 0.5-1.5 мм) находится в контакте с Срх. Зеленый Amph (зерна 0.1-1 мм), в ассоциации с Срх и Орх. Рудные минералы пространственно связаны с проявлением Amph. Bt (зерна 0.1-0.3 мм) развивается по Amph. Зерна Pl (№ 45, 0.1-0.8 мм) полисинтетически сдвойникованы. Структура породы гранобластовая. По химическому составу образец сходен с группой высокомагнезиальных кристаллических сланцев, для которых характерны высокие содержания Ni, Co, Cr, HREE.



Рис. 1. Ксенолит кристаллического сланца в гнейсоэнтербите. Обн. UR82. Карьер Одесский

Изучение изотопной U-Pb системы в цирконе выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II по методике, описанной в [4]. Циркон из обр. UR89/16, представлен ангедральными и овальными зернами со слабым катодолюминесцентным свечением. Большая часть зерен имеет светлые каймы.

На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 2) аналитические данные разделяются на две группы: с Th/U отношением 0.3-0.5 и 0.6-1.3. По 6 точкам первой группы верхнее пересечение дискордии (СКВО=0.3)

соответствует возрасту 3644 ± 120 млн лет. Вторая группа по 5 точкам (две конкордантные) определяет возраст 2842 ± 85 млн лет.

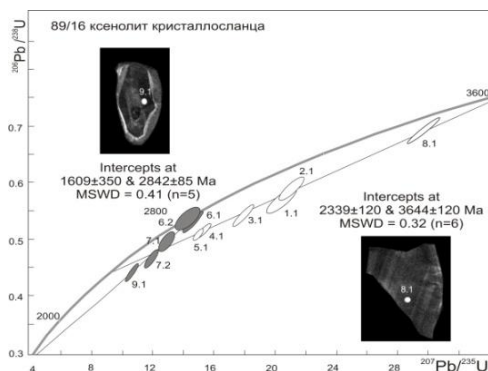


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из кристаллического сланца Побужского комплекса (образец UR89/16)

Возраст 3.64 млрд лет синхронен возрасту циркона из мафического гранулиты (3659 ± 19 млн лет), фиксирующего этап основного вулканизма [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований президиума РАН №19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов».

Литература

1. Степанюк Л.М. Мин. журн. 1996. Т.18. №4, 10-19.
2. Балтыбаев и др. Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 33-44.
3. Лобач-Жученко и др. Литология и полезные ископаемые. 2014. №5, с.1-18.
4. Lobach-Zhuchenko S.B. et al. Geological Society, London, Special Publications, 2017, v.449, iss.1, 175-206.

Геохимические особенности и изотопный состав Nd в рудах и гранитоидах Урминского гельвин-бертрандитового месторождения (Западное Забайкалье)

Лыхин Д.А.

ИГЕМ РАН, г. Москва

Урминское гельвин-бертрандитовое месторождение находится в Убур-Таширском рудном узле, занимающим западный фланг Западно-Забайкальской раннемезозойской бериллиевой провинции,

формирование которой было связано с образованием одноименной раннемезозойской рифтовой зоны [1, 2]. Эта зона представлена системой грабенов, выполненных бимодальными вулканическими ассоциациями цаган-хуртейской серии и трассируемых массивами щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса и его аналогов. Месторождение расположено в борту Боргойской впадины, представляющей западное окончание рифтовой системы, где приурочено к массиву гранитоидов повышенной щелочности таширского (малокуналейского) комплекса [3].

Бериллиевая минерализация на месторождении представлена гельвином и берtrandитом, которые развиваются по метасоматически изменённым гранитоидам таширского комплекса. Рудовмещающие гранитоиды на месторождении по составу очень однородны и характеризуются относительно низкими концентрациями Ba, Sr, P, Eu, Ti и повышенными содержаниями Rb, K, Pb иногда U с небольшим преобладанием LREE над HREE ($(La/Yb)_n=4.3$). Бериллиевая минерализация на месторождении связана с проявлением постмагматических процессов в гранитах - микроклинизации, гематитизации, альбитизации и окварцеванию. Метасоматиты по сравнению с гранитоидами характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , но более богаты - Fe, MnO. Метасоматическая переработка пород сопровождалась увеличением содержания Co, Zn, Pb, Sr, Y, Zr, Ba, Th, U REE, содержание Be неравномерно от 750 до 25000 г/т. Отмечаются чёткие положительные корреляции Be с U, Zr, REE, Fe, менее чёткие с Th, Y, Mn, P_2O_5 и обратная корреляцию с SiO_2 . На диаграммах распределения Yb, Y, Nb, Be и REE относительно Zr составы неизменённых гранитоидов и бериллиевых руд образуют прямую корреляцию с обогащением конечных производных редкими элементами. Как правило, наиболее обогащенными Zr являются бериллиевые руды. Такое согласованное поведение несовместимых элементов свидетельствует о накоплении рудных компонентов в ходе магматической дифференциации расплавов. На дискриминационных петрохимических диаграммах субщелочные гранитоиды и гранитоиды с наложенной бериллиевой минерализацией попадают в поле составов гранитов А-типа и внутриплитных гранитов (WRG).

Величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в гранитах и метасоматитах меняется не существенно от -4.86 до -5.43. Было проведено сравнение изотопного состава Nd изученных гранитов с распространенными в этом регионе плагиогранит-диоритовым джидинским комплексом, гранитоидами Ангаро-Витимского батолита и вулканитами Хамбинской впадины и цаган-хунтейской свиты, а также с гранитоидами с Ермаковского Ве месторождения [2, 4, 5]. На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T)$ -возраст (рис.) фигуративные точки составов изученных гранитоидов Урминского

месторождения находятся компактно на границе поля составов вмещающих осадочных и метаморфогенных пород. Значительно отличаются от изученных гранитов гранитоиды сходного Ермаковского месторождения и одновозрастные с ними вулканиты цаган-хунтейской свиты. Более молодые вулканиты, слагающие Хамбинскую впадину, также имеют отличные значения. Близкие значения имеют широко развитые в регионе одновозрастные гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Граниты с Урминского месторождения лежат на едином тренде эволюции состава Nd с вмещающими для них коллизионными нижнепалеозойскими плагиогранит-диоритами джидинского комплекса.

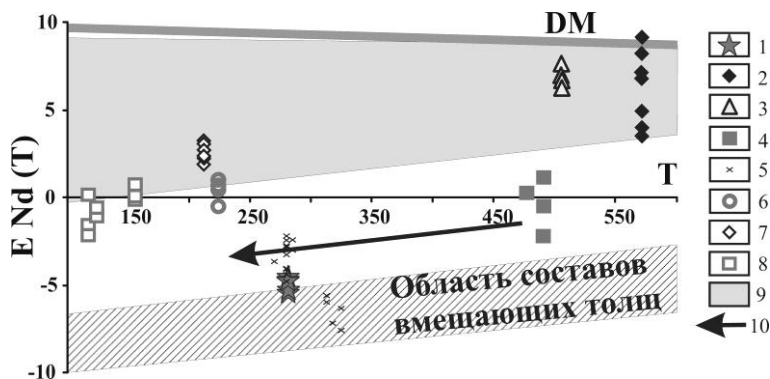


Рисунок. Диаграмма $\epsilon Nd(T)$ - возраст для гранитоидов Урминского месторождения.

1 - Урминские гранитоиды; 2 - базальты офиолитового комплекса Джидинской зоны; 3 - островодужные граниты; 4 - коллизионные нижнепалеозойские плагиогранит-диориты Джидинской зоны; 5 - гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 6 - гранитоиды Ермаковского месторождения; 7 - вулканиты цаган-хунтейской свиты; 8 - вулканиты Хамбина; 9 - поле эволюции изотопного состава Nd офиолитового и островодужного комплексов Джидинской зоны; 10 - тренд эволюции состава Nd коллизионных комплексов Джидинской зоны

Установлено, что геохимические характеристики гранитоидов и метасоматитов близки по широкому кругу несовместимых элементов. И те, и другие обладают относительно пониженными содержаниями Ba, Sr, P, Eu и повышенными Th, U, Pb, Zr, Hf, причем степень обогащения руд этими элементами является более высокой. Содержания Be в рудах коррелируется с содержанием ряда редких элементов, индикаторных для вмещающих гранитов. Выявленное сходство геохимических характеристик, а так же изотопного состава Nd гранитоидов и бериллиевых руд позволило сделать вывод о том, что формирование Урминского месторождения было сопряжено с эволюцией магматических расплавов.

Литература

1. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 с.
2. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // Москва. ГЕОС. 2015. 256 с.
3. Новикова М.И., Заболотная Н.П. Бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты мезозойских зон активизации // Советская геология. 1988. №. 12. С. 92-100.
4. Литвиновский Б.А. и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445-455.
5. Гордиенко И.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеозойского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и Геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589-614.

Возраст и геологическое положение мусковит-флюорит-эвклаз-бериллового месторождения радуга (Западный Саян)

Лыхин Д.А.¹, Воронцов А.А.², Травин А.В.³

¹ ИГЕМ РАН, г. Москва; ² ИГХ СО РАН г. Иркутск; ³ ИГиМ СО РАН г. Новосибирск

В пределах восточной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и южном обрамлении Сибирской платформы известна одна из наиболее важных редкометальных провинций России [Ярмолюк, 2011]. Здесь сконцентрирован ряд крупных месторождений редких металлов, редких элементов и редких земель - Гольцовое, Вишняковское, Бело-Зиминское, Тагнинское, Арыскан, Тостыг, Улуг-Танзек, Зашихинское и др. Эти месторождения возникли в разные металлогенические эпохи и в разных геотектонических обстановках, что определило также и их различную металлогеническую специфику. До сих пор для многих месторождений отсутствует достоверная информация о возрасте их формирования, что затрудняет уточнение закономерностей проявления месторождений в структурах АССО. Нами были проведены геохронологические исследования на крупнейшем бериллиевом месторождении Кизир-Казырской зоны - Радуга. Оно относится к берилл-флюорит-слюдяным метасоматитам грейзенового типа [Куприянова, 2011].

Месторождение Радуга находится в блоке карбонатных пород урманской свиты, позднее рифейского возраста, слагающих ядро горст антиклинали. Локализация месторождения контролируется Рыбинским разломом, являющимся ответвлением Кандатской зоны разломов

[Куприянова, 2011]. Образование месторождения связывают с внедрением субщелочных гранитов Попереченского массива беллыкского комплекса, находящегося в 12 км от него. Выделяется четыре рудные зоны северо-восточного простирания, протяженностью 150-600 м, при мощности 4-70 м. Главные минералы руд - флюорит, мусковит и бериллиевые минералы, также присутствуют - кварц, альбит, микроклин, доломит и топаз. Основные бериллиевые минералы - берилл и эвклаз, в меньшем количестве присутствуют так же фенакит, хризоберилл и берtrandит, среднее содержание BeO - 0.18%.

Для Ar-Ar геохронологического исследования из флюорит-бериллиевых руд был выделен мусковит, анализ которого был выполнен в ОИГГМ СО РАН. В спектре мусковита около 98% выделенного ³⁹Ar образуют семиступенчатое плато, соответствующее возрасту 469.3 ± 4.5 млн. лет. Интегральный возраст совпадает в пределах погрешности - 468.9 ± 4.4 млн. лет. По мимо, этого были проведены K-Ar геохронологические исследования по тому же мусковиту в ИГЕМ РАН. Полученный возраст составляет 449 ± 9 млн. лет, близок к оценке Ar-Ar методом и скорее всего, соответствует времени закрытия K-Ar изотопной системы в мусковите. Таким образом, полученные геохронологические данные позволяют заключить, что образование бериллиевых руд на месторождение Радуга произошло 469.3 ± 4.5 млн. лет.

Полученные нами геохронологические данные указывают на среднеордовикский возраст бериллиевого оруденения. Этот результат хорошо согласуется с данными по возрасту Попереченского массива 465 млн. лет [Куприянова, 2011]. Что позволяет связать образование месторождения Радуга с ранними стадиями формирования Алтае-Саянской складчатой области, когда в ее пределах в раннем и среднем ордовике возникли многочисленные гранитоидные плутоны, объединяемые в рамках раннепалеозойской магматической провинции Центральной Азии [Руднев, 2013; Yarmolyuk, 2014].

Формирование месторождения Радуга происходило в узкой Кизир-Казырской зоне контролирующей Кандатским разломом. В этой зоне происходило формирование ещё ряда массивов щелочных гранитов протянувшихся вдоль него цепочкой выходов более чем на 200 км. К их числу относятся массивы: Окунёвский (481 млн. лет [Лыхин, 2017]), Арысканский (473 млн лет, наши неопубликованные данные), Катунский (455 млн. лет [Костицын, 1998]). В пределах этой же зоны располагаются Поселенский массив с фазами щелочных и амазонит-альбитовых гранитов [Куприянова, 2011], Агсугский массив щелочных гранитов и ряд других, которые пока не имеют геохронологической характеристики. Все эти массивы объединяет формационное сходство,

а также обогащение их пород редкими элементами и металлами вплоть до рудных концентраций [Куприянова, 2011]. Подобная сопряженность щелочногранитоидного магматизма и редкометальной минерализации позволяет рассматривать область сочленения хребтов Западного и Восточного Саяна с разделяющим их Кандатским разломом в качестве зоны развития редкометального магматизма, специализированного на Be, W, Mo, Zr, Nb, REE. Эта зона согласуется с бериллиевоносной Восточно-Саянской металлогенической зоной [Куприянова, 2011], что позволяет рассматривать ее под тем же названием. Наличие такой зоны свидетельствует о достаточно высоком металлогеническом потенциале раннепалеозойского внутриматерикового магматизма в АССО, и позволяет выделять в истории ее развития раннепалеозойскую редкометальную эпоху.

Литература

- Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., и др. // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 4. С. 390-400.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 С.
- Руднев С.Н. // Новосибирск. Изд-во СО РАН. 2013. 300 с.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 93. pp. 158-179.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 436-440.
- Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917-923.

Возраст и изотопно-геохимическая характеристика рудноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири: генетическое и прикладное значение

**Малич К.Н.¹, Служеникин С.Ф.², Белоусова Е.А.³, Баданина И.Ю.¹,
Романов А.П.⁴**

¹ИГИГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГЕМ РАН, Москва; ³Университет
Макуори, Сидней; ⁴КНИИГиМС, Красноярск

Главная цель выполненных исследований заключалась в выявлении изотопно-геохимических характеристик силикатного и рудного вещества различных рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинции, позволяющих оценить возраст и длительность процессов магматизма и рудообразования, а также предложить новые изотопно-геохимические индикаторы их рудоносности. Аналитические работы выполнены в Университете

Макуори (Сидней, Австралия), Университете Западной Австралии (Перт, Австралия), Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург) и ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). В докладе сопоставлены оригинальные данные по вещественным и изотопно-геохимическим характеристикам силикатного и рудного вещества (изотопные системы U-Pb, Lu-Hf, O, Sm-Nd, Rb-Sr, Re-Os, S, Cu) для главных типов ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири.

Полученные U-Pb данные (более 700 анализов) вместе с детальным изучением морфологии, внутреннего строения и геохимических особенностей циркона и бадделеита из главных типов пород различно рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции позволили [1, 3, 4, 5, 7, 8 и др.] выявить неизвестные стадии магматической активности в регионе, предшествовавшие толеит-базальтовому магматизму с возрастом 248.7 ± 0.6 - 250.3 ± 1.1 млн лет [11 и др.]. На основе изучения минералого-геохимических особенностей разновозрастных цирконов показана их полигенно-полихронная природа, отражающая многоэтапный период формирования породных ассоциаций ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции. Единственный пример древнего циркона с U-Pb возрастом 1914 ± 92 млн лет был выявлен в габбро-диорите гибридного происхождения в верхней части промышленно-рудоносного интрузива Норильск-1 [1]. Весьма вероятно, что захваченный из протерозойских пород фундамента циркон может служить индикатором расположения глубинного магматического очага. U-Pb данные контрастируют с изохронными Re-Os возрастaми 245.7 ± 0.6 млн лет для Cu-Ni сульфидных руд промышленно-рудоносных Талнахского и Норильского интрузивов [12] и 246.8 ± 3.7 млн лет для массивных сульфидных руд Хараелахского интрузива [10]. Вещественные и изотопно-геохимические особенности цирконов рудоносных пород Дюмталейского и Бинюдинского интрузивов Таймырской провинции [2], свидетельствует о временной близости к пермо-триасовому рубежу и синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы.

На основании анализа данных Hf-Nd-Sr изотопной систематики обоснованы источники силикатного вещества, участвовавшие в формировании промышленно-рудоносных, рудоносных и слаборудоносных интрузивов Полярной Сибири. Например, на основании Hf-Nd изотопных данных впервые охарактеризованы различные вещественные источники (деплетированная мантия, субконтинентальная литосферная мантия, древняя кора) для различно рудоносных пород интрузива Норильск-1 [6]. По сравнению с другими ультрамафит-мафитовыми интрузивами Норильской провинции силикатное вещество Дюмталейского интрузива характеризуется

наиболее деплетированным компонентом ($\epsilon_{\text{Hf}} \sim 8.3$, $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 3.5$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.70493$); ультрамафиты Бинюдинского интрузива обладают Hf-Nd-Sr изотопными параметрами ($\epsilon_{\text{Hf}} \sim 5.2$, $\epsilon_{\text{Nd}} \sim -3.4$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.70585$), характерными для корового источника или субконтинентальной мантии. Hf-O изотопные данные для значительной выборки цирконов промышленно-рудноносных и рудоносных интрузивов Норильской провинции отвечают Hf-O изотопным параметрам ($\epsilon_{\text{Hf}} \sim 9$, $\delta^{18}\text{O} \sim 5.5\text{‰}$), характерным для ювенильного мантийного источника. 'Радиогенный' Hf-изотопный состав циркона ($\epsilon_{\text{Hf}} > 5$), относительно постоянные значения ϵ_{Nd} ($\sim 1 \pm 0.5$) и широкие вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.70552-0.70798) являются главными изотопно-геохимическими индикаторами при выявлении перспектив интрузива на сульфидное платиноидно-медно-никелевое (ЭПГ-Cu-Ni) оруденение.

На основе сочетания изотопных составов *серы* и *меди* выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными рудами, обладающими параметрами рудного вещества, за счет которых были сформированы сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения [5, 8, 10]. Высокие перспективы обнаружения богатых платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд для Черногорского и Дюмпталейского интрузивов обусловлены сходством S-Cu изотопных характеристик для вкрапленных сульфидных руд данных интрузивов с таковыми промышленно-рудноносного Талнахского интрузива Норильской провинции.

В результате выполненных исследований выявлена более сложная, чем это представлялось ранее, геологическая история интрузивов 'норильского' типа. Обосновывается, что главным фактором для образования уникальных платиноидно-медно-никелевых месторождений являлся длительный период концентрации рудных компонентов в глубинных магматических очагах Норильской провинций. Охарактеризованы изотопно-геохимические индикаторы масштабности сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения, которые могут быть эффективно использованы при оценке рудоносности слабо изученных интрузивов Полярной Сибири.

Литература

1. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Туганова Е.В. / *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 2. С. 163-172.
2. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П., Служеникин С.Ф. / *Литосфера*. 2016. Т. 16. № 1. С. 107-128.
3. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. / *Литосфера*. 2010. Т. 10. № 5. С. 37-63.
4. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. / Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 357-373.
5. Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В. и др. / *Известия ВСЕГЕИ*. 2008 год. 2009. Т. 8 (56). СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. С. 248-262.
6. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. / *Lithos*. 2013. V. 164-167. P. 36-46.

7. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. / *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 159. № 6. P. 753-768.
8. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. / In: *Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time* (Eds. Mondal S., Griffin W.L), Elsevier Inc., 2018. P. 197-238.
9. Malitch K.N., Latypov R.M. / *Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49. № 6. P. 1653-1677.
10. Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. / *Lithos*. 2014. V. 204. P. 172-187.
11. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. et al. / *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 9-20.
12. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al. / *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 4179-4197.

Реконструкция эволюции гидротермальной системы по ^{230}Th -U и ^{14}C - ^{13}C датированию травертинов и подземных вод

Малов А.И.

ИГДГ ФИЦКИА РАН, г. Архангельск

Оценки возраста старых травертинов с использованием изотопов углерода обычно используются только в исключительных случаях, поскольку исходные условия, такие как изотопный состав общего растворенного неорганического углерода (TDIC) в водах источников при осаждении травертина, редко доступны. Однако комбинированные измерения активности ^{14}C с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировками и данными $\delta^{13}\text{C}$ широко используются при изучении спелеотемов, которые представляют собой структуры, такие как сталактиты и сталагмиты, образовавшиеся в пещерах путем осаждения минералов из воды. Изменения изотопных соотношений углерода в спелеотемах позволяют восстановить климатические и гидрологические изменения. В нашей работе измеренная активность ^{14}C ($^{14}\text{C}_{\text{modern}}$) в травертиновых формациях гидротермальной системы Пымвашор была использована в сочетании с $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датированием травертина для оценки исходного содержания ^{14}C TDIC в воде древних термальных источников. Доля кажущегося мертвого углерода, или эффект разбавления (DE) была определена путем вычисления разницы между одновременной атмосферной активностью ^{14}C ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) и рассчитанными значениями $^{14}\text{C}_0$ термальной воды. Затем была предпринята попытка увязать изменения активности изотопов углерода с изменениями климата и геохимическими процессами.

Субарктическая гидротермальная система Пымвашор находится в пределах хребта Чернышева, большой структуры на стыке Печорской

плиты Восточно-Европейской платформы и Предуральяского прогиба в северо-восточной Европе (67°09,77' сш, 60°51,1' в.д.). Восемь активных термальных источников приурочены к долине ручья Пымвашор и располагаются на высоте 77 - 85 абс. м. Старые травертиновые отложения имеют толщину 2 м и расположены на высоте 95 - 88 абс. м., покрывая склон долины на протяжении более 15 м. Термальный источник (№1), который отлагал эти травертины, прекратил свое существование еще до первых наблюдений в 1835 году, то есть более 180 лет назад. Полное описание гидротермальной системы и предварительные результаты химического и изотопного состава термальных вод и осадочного травертина были опубликованы [Malov et al., 2015]. Впоследствии новые определения изотопов углерода, урана и тория были получены по пробам травертина [Malov, 2018]. Эти новые результаты дают дополнительную информацию об эволюции гидротермальной системы.

Возраст травертина изменяется от максимума $7,7 \pm 1,5$ тысяч лет в верхней части структуры до минимума $2,5 \pm 0,5$ в нижней, что связано с неотектоническим поднятием в области травертиновых отложений и соответственно последовательным образованием 12 травертиновых террас. Зная современную активность ^{14}C в травертине ($^{14}\text{C}_{\text{modern}}$), мы можем определить расчетное содержание радиоуглерода TDIC во время осаждения травертина ($^{14}\text{C}_{\text{calc}}$) с использованием следующей формулы $^{14}\text{C}_{\text{calc}} = ^{14}\text{C}_{\text{modern}} \cdot \exp(t/8033)$, где t - $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст травертина. Полученные значения $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$ соответствуют активности ^{14}C TDIC в древних термальных водах из источника №1 во время осаждения травертина.

Также нами рассчитана исходная активность ^{14}C TDIC ($^{14}\text{C}_0$) термальных источников. Это - активность радиоуглерода в области питания гидротермальной системы, за исключением изменений вследствие геохимических процессов в области аэрации и в водоносных горизонтах. Значения $^{14}\text{C}_0$ рассчитывались с использованием уравнения $^{14}\text{C}_0 = ^{14}\text{C} \cdot \exp(t_{\text{water}}/8033)$, где для современных источников ^{14}C соответствует $^{14}\text{C}_{\text{modern}}$, а для древних вод - $^{14}\text{C}_{\text{calc}}$; t_{water} - ^{14}C возраст термальных вод.

Расчеты показали, что разница между одновременной активностью ^{14}C атмосферы ($^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) и расчетными значениями $^{14}\text{C}_0$ (DE) увеличивается от 40 до 70 пмс в течение периода времени от $13,9 \pm 1,5$ до 6,2 тыс. лет назад. Так же наблюдается снижение и $\delta^{13}\text{C}$.

Это свидетельствует о неустойчивости химических процессов в этот период. Нами рассмотрено возможное влияние на изотопный состав подземных вод следующих процессов:

(1) Возрастание растворения карбонатов в зоне аэрации и водоносных горизонтах, вызванное уменьшением доли рассолов и увеличением доли атмосферной составляющей в составе термальных

вод, следствием чего было снижение минеральной насыщенности подземных вод по отношению к карбонатным минералам. Повышенное значение среднего отношения активностей изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в травертинах ($5,2 \pm 0,85$) по сравнению с водами современных термальных источников ($3,8 \pm 0,58$) подтверждает это предположение [Malov, 2016]. Однако этот процесс должен привести к увеличению $\delta^{13}\text{C}$. У нас же наблюдается снижение и $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$.

(2) Возрастание изотопного обмена между DIC и почвенным CO_2 , в связи с таянием многолетнемерзлых пород. Этот процесс происходит главным образом в области питания в условиях открытой системы и приводит к увеличению $^{14}\text{C}_0$ и снижению $\delta^{13}\text{C}$.

(3) Дополнительный CO_2 при метаногенезе. Этот процесс происходит главным образом в области питания в условиях закрытой системы и приводит к увеличению $\delta^{13}\text{C}$ и снижению $^{14}\text{C}_0$.

(4) Дополнительный CO_2 при разложении погребенного органического вещества. Некоторая добавка CO_2 может оставаться в воде в виде $\text{CO}_2(\text{aq})$ без дальнейшей реакции с карбонатами с образованием бикарбоната. В этом случае снижается $\delta^{13}\text{C}$. Если весь CO_2 прореагировал с карбонатами, $\delta^{13}\text{C}$ может остаться без изменения.

(5) Эффекты изменений климата и $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ от плейстоцена к голоцену. Изменения в геохимическом состоянии окружающей среды: снижение $\delta^{13}\text{C}$ почвенного CO_2 в связи с более теплым и влажным климатом, снижение $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$.

Их рассмотрение позволяет интерпретировать результаты следующим образом. Все перечисленные процессы происходили при таянии многолетнемерзлых пород. Принимая во внимание, что эффекты процессов (1) - (3) могут быть сбалансированы (т.е. результирующие изменения могут быть незначительными), на $^{14}\text{C}_0$ и $\delta^{13}\text{C}$ в основном воздействуют процессы (4) и (5). В то время как процесс (5) может вызвать снижение $^{14}\text{C}_0$ параллельно изменениям $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, некоторый другой процесс(ы) (например, процесс (4)), возможно, ускорил изменения в $^{14}\text{C}_0$, вызвав большую разницу между $^{14}\text{C}_0$ и $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ для более молодой воды, чем для более древней.

Литература

1. Malov AI, Bolotov IN, Pokrovsky OS et al. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes // Applied Geochemistry. - Vol. 63. - 2015. - P. 93-104.
2. Malov AI. Study of isotopes of carbon, thorium, and uranium in travertine and thermal spring samples: implications for effects of changes in geochemical environment and processes // Isotopes in Environmental and Health Studies. - Vol. 54. - No. 1. - 2018. - P. 78-88.
3. Malov AI. Estimation of uranium migration parameters in sandstone aquifers // Journal of Environmental Radioactivity. - Vol. 153. - 2016. - P. 61-67.

U-Pb возраст и палеомагнитные данные базитовых интрузий Уджинского палеорифта (север Сибирского кратона)

Малышев С.В.^{1,4}, Пасенко А.М.², Иванов А.В.³, Гладкочуб Д.П.³,
Саватенков В.М.⁴, Меффра С.⁵, Аберштайнер А.⁵

¹ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург; ²ИФЗ РАН, Москва; ³ИЗК СО РАН, Иркутск; ⁴ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ⁵Университет Тасмании, Хобарт, Австралия

Уджинская структура расположена в северной части Сибирского кратона между Оленёкским поднятием и Анабарским щитом и представляет собой линейно вытянутый в меридиональном направлении палеорифт [Гладкочуб и др., 2009]. В пределах Уджинского палеорифта выходят на дневную поверхность докембрийские осадочные и осадочно-вулканогенный комплексы, прорванные базитовыми интрузиями, которые несогласно перекрыты осадочными образованиями фанерозоя. Возраст докембрийской части разреза оценивается от 1320 до 820 млн лет по K-Ar датировкам прорывающих интрузий, осадочного глауконита и межрегиональной корреляции строматолитовых форм [Семихатов, Серебряков, 1983; Шпунт и др., 1982]. Ar-Ag датировка Уджинских базитов составляет 1074 ± 11 млн лет [Гладкочуб и др., 2009], на основе которой сделан вывод о мезопротерозойском возрасте магматического комплекса Уджинского палеорифта. Тем не менее, эта датировка не может считаться окончательной, поскольку спектр выделения аргона не имел надежного «плато». Нами впервые было выполнено U-Pb датирование Большой Уджинской дайки, прорывающей весь осадочный разрез, позволяющий ограничить время осадконакопления. Мы также использовали палеомагнитный анализ для корреляции этой дайки с другими интрузиями Уджинского палеорифта.

U-Pb датирование произведено по Большой Уджинской дайке, которая прорывает весь рифейский комплекс. Датировался апатит из среднезернистого долерита с офитовой структурой и микропегматитовыми выделениями с использованием метода LA-ICP-MS в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия) [Chew et al., 2011; Meffre et al., 2008]. По химизму данный образец отвечает составу базальтов умеренной щелочности. На диаграмме Тера-Вассербурга проанализированные зерна апатита дискордантны, но они формируют ярко выраженную линию регрессии. При нулевых значениях $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, эта линия регрессии «заякорена» значениями изотопного состава свинца, полученными по низкоурановым минералам из этой же дайки,

а в нижней части конкордии линия регрессии пересекает конкордию при возрасте 1386 ± 30 млн лет (рис. 1).

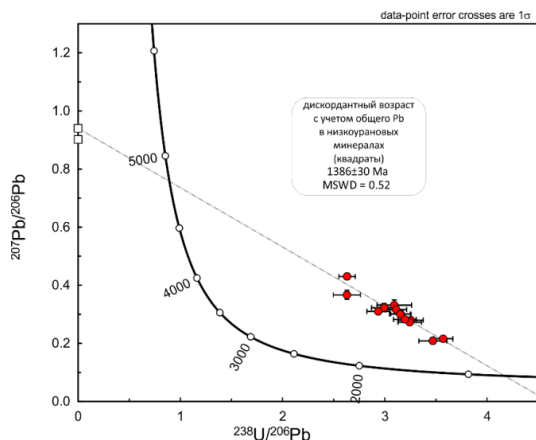


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования апатитов (красные кружки) методом LA-ICPMS

Для корреляции Большой Уджинской дайки с другими дайками в регионе выполнены палеомагнитные исследования. Опробовано 3 интрузивных тела, включая Большую Уджинскую дайку, прорывающие рифейский осадочный комплекс. Полюс, рассчитанный со среднего направления высокотемпературных компонент намагниченности интрузий, учитывая данные [Константинов и др., 2007], имеет следующие координаты: $\text{Plat} = -6.3^\circ$; $\text{Plong} = 87.5^\circ$; $A95 = 7.0^\circ$.

Полученный в этой работе U-Pb возраст Большой Уджинской дайки 1386 ± 30 млн лет, хорошо согласуется с опубликованным U-Pb возрастом Чиэрской дайкой (Анбарский щит) 1384 ± 2 млн лет [Ernst et al., 2000], что свидетельствует о довольно широком распространении магматизма данного возраста на севере Сибирского кратона. Виртуальный геомагнитный полюс, полученный по образцам Чиэрской дайки, с учетом овала доверия перекрывается с овалом доверия палеомагнитного полюса интрузий Уджинского палеорифта. С одной стороны, близость полученных направлений намагниченности можно рассматривать в качестве аргумента, подтверждающего полученные нами геохронологические данные U-Pb методом по апатиту. С другой стороны, совпадение палеомагнитных полюсов указывает на достаточное усреднение вариаций магнитного поля во время внедрения интрузий, что дает основание использовать палеомагнитные полюса для палеогеографических реконструкций Сибири в мезопротерозое.

Исследование проводилось при поддержке гранта президента (МК 739-2017.5).

Литература

Гладкобуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В. и др. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфия и микробиологии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425, № 5. С. 642-648.

Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П. и др. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север сибирской платформы) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара Борок 18 - 21 октября 2007 г. 2007. С. 69-71.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. Москва: Наука, 1983. 224 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al. Integrated Paleomagnetism and U - Pb Geochronology of Mafic Dikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic Paleolatitude of Siberia and Comparison with Laurentia // J. Geol. The University of Chicago Press, 2000. V. 108, № 4. P. 381-401.

Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chem. Geol. 2011. V. 280, № 1. P. 200-216.

Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72, № 9. P. 2377-2391.

Высокоточное измерение изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в горных породах методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой

**Манджиева Г.В.¹, Садасюк А.С.¹, Чернышев И.В.¹, Шатагин К.Н.¹,
Чугаев А.В.¹, Гареев Б.И.²**

¹ИГЕМ РАН, г. Москва; ²КФУ, г. Казань

Благодаря развитию метода и приборов многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно связанной плазме (MC-ICP-MS), стало возможным изучение с высокой точностью и надежностью сдвигов величины изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ [1-5]. По имеющимся сейчас данным величина отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в природе варьирует от 137.26 до 137.92, то есть почти на 0.5%. В последнее время основной интерес сместился на выявление вариаций в отдельных геологических объектах - например, урановых месторождениях, так, например, общий относительный размах вариаций величины $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в высокотемпературных гидротермальных урановых месторождениях не превышает 0.1% [6]. С целью расширения круга геологических объектов при исследовании природных вариаций изотопного состава U была разработана и аттестована методика, позволяющая проводить высокоточные измерения изотопного

отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в различных по составу и происхождению горных породах. Из-за сложного многоэлементного состава горных пород, высокой химической устойчивости слагающих их минералов, в том числе урансодержащих, и низкого содержания U, составляющего от нескольких единиц до десятков мкг/г, методика подготовки проб для изотопного масс-спектрометрического анализа обязательно включает в себя полное разложение материала проб и последующее хроматографическое выделение U из растворов. На основе эталонных образцов с известным содержанием урана показано, что полное их вскрытие и количественный перевод урана могут быть реализованы с помощью разложения пробы в смеси концентрированных кислот $\text{HF}+\text{HNO}_3$ (3:1) во фторопластовом герметичном автоклаве при температуре 170-180°C. При этом сходные результаты были получены как для способа, предполагающего нагрев образца с помощью термошкафа, так и в случае применения СВЧ-печи. Последний вариант разложения является предпочтительным, поскольку дает возможность работать с навесками пород до 1 г. Непосредственно перед разложением в пробы добавлялся смешанный трасер $^{233}\text{U} - ^{236}\text{U}$, что позволяло учесть фракционирование изотопов U в процессе всей химической подготовки пробы. В основе данной методики лежит применение ионообменной хроматографии, обеспечивающей получение чистых препаратов урана при минимальных (<20%) его потерях. Для получения моноэлементных препаратов U применялась трехстадийная ионообменная хроматография. На первой стадии происходило отделение урана от главных породообразующих элементов. Процедура хроматографического элюирования раствора образца проводилась в последовательно сменяемых средах 7 М HNO_3 и 6 М HCl на полипропиленовой колонке, заполненной анионитом BioRad AG 1x8 (200-400 меш) объемом 1.8 мл. На второй стадии хроматографической процедуры осуществлялось отделение урана от примесных элементов, прежде всего от тория, который имеет близкую к изотопам урана атомную массу и может вызывать интерференционные наложения на анализируемые пики изотопов урана и, таким образом, ухудшать точность и надежность получаемых результатов. Хроматографическое выделение урана проводилось на полипропиленовых колонках, заполненных катионообменной смолой AG 50Wx8 объемом 2.0 мл с размерностью гранул 200-400 меш. Загрузка образца в колонки и сбор урана осуществлялись в 2.3 М HCl . Для доочистки урана, которая осуществлялась на третьей стадии хроматографической процедуры, использовалась специализированная смола UTEVA объемом 0.04 мл, которая отличается высокой емкостью и селективностью по отношению к урану. Загрузка образца на фторопластовую хроматографическую микроколонку осуществлялась в 0.4 мл 3 М HNO_3 тогда как сбор урана происходил с помощью 0.05 М

HCl. Собранная фракция U упаривалась и переводилась в нитратную форму для последующего измерения изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ методом MC-ICP-MS с использованием двойного трасера ^{233}U - ^{236}U [1]. Изотопный анализ U проводили в режиме «мокрой» плазмы в растворах 3% HNO_3 с использованием кварцевой распылительной камеры. Все измерения были выполнены при разрешении $R \sim 400$. Для измерения ионных токов U, а также токов рассеянных ионов и гидрид-ионов были задействованы 7 из 9 коллекторов прибора. При этом на центральном коллекторе регистрировались ионные токи $^{236}\text{U}^+$. Количество U, необходимое для масс-спектрометрического анализа, составляло около 700-800 нг/мл, что обеспечивало интенсивность ионного тока $^{238}\text{U}^+$ $35\text{--}45 \times 10^{-11}$ А. В начале каждой измерительной сессии проводилась калибровка усилителей. Изотопный анализ U, выполняющийся в статическом режиме, включал регистрацию 27 масс-спектров при времени интегрирования на пиках 16 секунд. Измерение нуля электрометрических усилителей проводилось через каждые три спектра, а центровка пиков - через шесть. Во всех опытах интенсивность $^{238}\text{U}^+$ превышала 3×10^{-10} А, что обеспечивало интенсивность ионных токов на массе 235 m/z не ниже 2.2×10^{-12} А. Соотношение сигналов на массах 238 и 236 m/z варьировалось в диапазоне от 35 до 45. Реализованная измерительная процедура обеспечивала сходимость результатов измерения отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ внутри опыта на уровне 0.006-0.008% ($\pm 2\text{SE}$).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-17-10221).

Литература

1. Stirling C.H., Anderson M.B., Potter E.K., Halliday A.N. Low-temperature isotopic fractionation of uranium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 264. P. 208-225.
2. Brennecke G.A., Wasylenko L.E., Bargar J.R., Weyer S., Anbar A.D. Uranium isotope fractionation during adsorption to Mn-oxyhydroxides // *Environ. Sci. Technol.* 2011. Vol. 45, N 4. P. 1370-1375.
3. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science*. 2012. Vol. 335, N 6076. P. 1610-1614.
4. Romaniello S.J., Herrmann A.D., Anbar A.D. Uranium concentrations and $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ isotope ratios in modern carbonates from the Bahamas: Assessing a novel paleo-redox proxy // *Chem. Geol.* 2013. Vol. 362. P. 305-316.
5. Rolison J.M., Stirling C.H., Middag R., Rijkensberg Micha J.A. Uranium stable isotope fractionation in the Black Sea: Modern calibration of the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ paleo-redox proxy // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. Vol. 203. P. 69-88.
6. Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чураев А.В., Баранова А.Н. Вариации изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в минералах гидротермальных урановых месторождений // *Геохимия*. 2014. № 12. С. 1059-1078.

U-Pb LA-ICP-MS изотопная систематика детритных цирконов аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал)

Маслов А.В.¹, Ерохин Ю.В.¹, Гердес А.², Ронкин Ю.Л.¹, Иванов К.С.¹

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ²Университет имени В. Гете, г. Франкфурт на Майне

Опубликованные к настоящему времени изотопно-геохронологические данные о возрастах обломочных цирконов в песчаниках различных свит рифея и венда Южного Урала показывают, что основными источниками кластики для них были кристаллические комплексы Восточно-Европейской платформы [1]. В раннем и, возможно, среднем рифее ими являлись палеопротерозойские орогены; с позднего рифея и до середины девона (т.е. на протяжении ~900 млн лет) в размыв были вовлечены архейские комплексы Волго-Уралии. Новые данные о U-Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея существенно корректируют представления о длительности функционирования источников сноса. На долю кристаллов с лопийскими и раннекарельскими U-Pb конкордантными возрастaми в бирьянских аркозах приходится ~4%, одно зерно (~1%) имеет позднерифейский возраст, а доли цирконов с позднекарельскими, ранне- и среднерифейскими возрастaми составляют соответственно 35, 34 и 26%. Это разительно отличается от распределения возрастов их в кварцевых песчаниках зигальгинской свиты среднего рифея и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, и, в то же время, сопоставимо со спектром U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников ашинской серии венда. В пределах Восточно-Европейской платформы породы-источники цирконов с ранне-среднерифейскими возрастaми известны только в гренвиллидах Свеко-Норвежской области [2], но считается, что они не могли являться поставщиками обломочного материала для верхнедокембрийских толщ Южного Урала. Так как замеры направлений падения косых слоек в песчаниках указывают на привнос кластики и в бирьянское, и в лемезинское время с запада и северо-запада, то, следовательно, источники преобладающей части цирконов в бирьянских аркозах располагались вблизи современного Южного Урала в пределах Восточно-Европейской платформы (Северокамский блок и районы северо-западнее него?), и были в какой-то степени подобны комплексам пород Свеко-Норвежской области. С учетом данных о скоростях накопления отложений разного

генезиса [3] оценено время, потребовавшееся для кардинальной смены состава пород-источников сноса в начале позднего рифея (~40-50 млн лет). Примерно столько же могли накапливаться и отложения собственно бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. Таким образом, наряду с длительно размывавшимися источниками обломочного материала на востоке Восточно-Европейской платформы присутствовали и комплексы пород, поставлявшие значимые объемы кластики для осадочных последовательностей Западного Урала в течение очень коротких интервалов времени.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В. // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560-565.
2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. // Литосфера. 2012. № 4. С. 59-77.
3. Сеславинский К.Б. // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 3. С.22-31.

Звягинцевит Pd_3Pb как новый ^{190}Pt - ^4He геохронометр

Мочалов А.Г.¹, Якубович О.В.^{1,2}

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ²СПбГУ, Санкт-Петербург

Представления о последовательности рудообразования минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) были в основном ориентированы на онтогению их агрегатов с силикатами, окислами и сульфидами. Недавно принципиальная возможность прямого определения возраста изоферроплатины - Pt_3Fe и самородной платины - (Pt,Fe) была продемонстрирована Ю.А. Шуколюковым с коллегами в ИГГД РАН разработанным новым ^{190}Pt - ^4He методом. Первое датирование самородных минералов платины было из дунитов хорошо изученных габбро-пироксенит-дунитовых и щелочно-ультраосновных массивов Дальнего Востока России. В дальнейшем были изучены особенности миграции гелия в спериллите - $PtAs_2$, как нового геохронометра, из россыпных месторождений платиновых металлов р. Кондер (Аяно-Майский район) и в платино-медно-никелевых рудах месторождений Октябрьское и Талнахской группы (Норильский район).

Ввиду установленной высокой сохранности радиогенного гелия в самородных минералах платины и спериллита появилась возможность подойти к решению фундаментальной проблемы и оценить момент начала рудообразования ЭПГ и его этапы в ходе петрогенезиса силикатной матрицы наиболее сложноустроенного - щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Массив Кондёр расположен в

пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие породы: ультраосновной серии (дуниты, верлиты и пироксениты), монцонитовой серии (косъвиты, габбро, диориты), щелочной серии (щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их пегматиты) и субщелочные граниты. Минералогическо-геохимические типы ЭПГ дунитов массива Кондёр имеют много общего с платинометальной минерализацией, детально изученного, многофазного кумулятивного габбро-пироксенит-дунитового массива Гальмознан Корякского нагорья: 1) *Pt* магматогенного; 2) *Pt* магматогенно-флюидно-метасоматического; 3) *Pt*>*Os* магматогенно-флюидно-метасоматического; 4) *Pt*>*Ir* флюидно-метаморфогенного. Однако в дунитах массива Кондёр большим распространением пользуются минералы ЭПГ палладисто-платинового (*Pt*>*Pd*) минералогическо-геохимического типа магматогенно-флюидно-метасоматического генезиса. Индивидуальностью последнего является присутствие крупных (до нескольких см) кубических кристаллов, двойников и друзовидных сростаний минералов Pt: прежде всего Pt_3Fe ; а так же звягинцевита - Pd_3Pb . Возраст, полученный по тангенсу угла наклона изохроны ($tg\alpha=0,00019107$), построенной по данным содержания ^{190}Pt и ^4He из 31 обр. минералов Pt из *Pt*>*Ir*, *Pt*>*Os* и *Pt*>*Pd* минералогическо-геохимических типов массива Кондёр составил - 129 ± 6 млн. лет. Это свидетельствует, что платинометальное рудообразование магматогенного, флюидно-метаморфогенного, метасоматического генезиса осуществлялось синхронно-последовательно эволюции, сначала пикритового, а затем субщелочного и щелочного расплавов мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита, в достаточно узкий диапазон геологического времени, между титонским и готеривским веками.

Кубические кристаллы Pd_3Pb имеют размеры до первого см, габитусные формы {100}, редко {111}. Встречаются двойники Pd_3Pb по шпинелевому закону. В составе Pd_3Pb часто фиксируется изоморфная примесь Pt от сотых до 6-8 мас. %. В этой связи представилась возможность изучить содержания ^{190}Pt и ^4He в минерале ЭПГ, в котором платина не является минералообразующим элементом.

Содержание Pt в исследованных образцах Pd_3Pb определено на микрозонде (ГЕОХИ РАН, ИГГД РАН) и путем полного химического растворения (табл., обр. 28.09.11_1).

Содержание ^4He в Pd_3Pb определялось на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН). Кинетика выделения гелия изучалась методом ступенчатого отжига. Гелий из Pd_3Pb начинает выделяться при температуре выше $1100^\circ C$. Ввиду низких концентраций гелия в минерале, определить миграционные

параметры гелия в Pd_3Pb не удалось. Однако высокая температура начала экстракции свидетельствует о его высокой сохранности.

Для определения Pt-He возраста образцы, представляющие собой фрагменты кубических кристаллов (см. табл.), заворачивались в вольфрамовую фольгу и помещались в камеру масс-спектрометра. Нагрев проводился в две ступени: в 1000 и 1400°C. Предварительный прогрев позволяет значительно понизить фон прибора за счет удаления гелия и других газов сорбированных стенками масс-спектрометра. Экстракция радиогенного гелия из Pd_3Pb проводилась при температуре в 1400°C. Измеренные концентрации гелия $\sim 2 \times 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г}$ (STP).

Таблица.

Результаты Pt-He датирования Pd_3Pb из месторождения Кондер

№ обр.	Вес, мг	Проба Pt, %	$^4\text{He} \times 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^4\text{He}/^{190}\text{Pt}) \times 10^4$
15.5_2.4 (1)	5.556	5.35	1.98	2.48
15.5_2.4 (2)	5.089	5.35	1.58	1,98
15.5_2.5(2) 4a	5.681	5.20	1.54	1,98
15.5_2.5(2) 4б	6.335	5.20	1.70	2.20
26.03.12_3	9.04	6.60	2.14	2.17
28.09.11_1	4.59	6.70	2.22	2.22
17.04.13_13	6.025	6.80	2.07	2.04

Примечание. Концентрация гелия поправлена на количество гелия, выделяющегося при температуре ниже 700°C. Фон масс-спектрометра по ^4He при температуре выше 700°C менее $9 \times 10^{-12} \text{ см}^3$.

Возраст, полученный по тангенсу угла наклона «изохронны» ($\text{tg}\alpha = 0,0001892$), построенной по данным содержания ^{190}Pt и ^4He из 7 обр. Pd_3Pb составил - 128 ± 6 млн. лет (рис. 1). Результат фактически совпадает с ранее полученным ^{190}Pt и ^4He возрастом по минералам самородной платины - 129 ± 6 млн. лет.

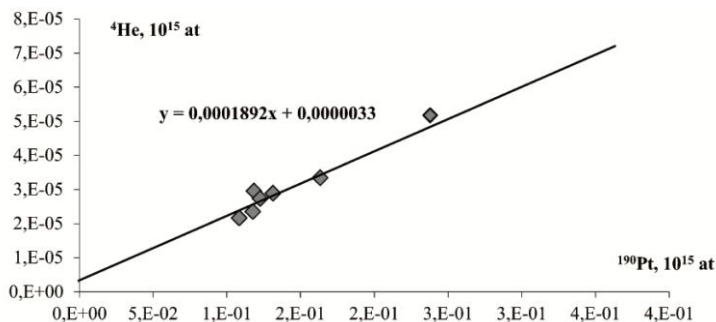


Рис. 1. ^{190}Pt - ^4He "изохрона" образцов звягинцевита

Таким образом, минерал палладия, содержащий примесь Pt - звягинцевит можно считать новым ^{190}Pt - ^4He геохронометром. В дальнейшем, для исследователей месторождений, в которых минералы Pt редки, Pd_3Pb может сыграть важную роль в датирование процессов рудообразования ЭПГ.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-00718-а

Особенности и новые возможности современных мультиколлекторных приборов

Муравьев М.В.

ЗАО «МС-Аналитика»

Основные тезисы презентации

1. Краткий обзор линейки выпускаемых приборов

2. Приборы TRITON Plus и NEPTUNE Plus

3. Новые возможности:

3.1. Анализатора:

3.1.1. Увеличенная дисперсия - до 20%, что позволяет одновременно регистрировать ионы в диапазоне $40\text{Ca} \dots 48\text{Ca}$

3.1.2. Отклоняющая система L5 Plus с тремя ВЭУ и двумя линзами RPQ для изотопного анализа единиц пикограмм U, Pb, Os (OsO_3^-)

3.1.3. Новые CDD вместо ранее использовавшихся CHANNELTRON.

3.1.4. Возможные конфигурации коллекторов для изотопных измерений Pb-Th-U, U-Pu, Os (OsO_3^-)

3.2. ICP интерфейса:

3.2.1. Новый JET-интерфейс, огромный выигрыш в чувствительности, до 4% атомов U регистрируются в виде ионов

4.1. Усилители

4.1.1 Новые усилители 10^{13} Ом

4.1.1. Одновременное использование усилителей 10^{11} , 10^{12} и 10^{13} Ом.

5.1 Разрешение

5.1.1 Опция сверхвысокого разрешения, позволяющая отделять интерференцию MeH от Me_{+1}

4. Сравнительное датирование цирконов с помощью связки LA - MC ICP MS и с помощью MC TIMS, оценка полученных результатов.

Реконструкция термических историй гранитоидных батолитов на основе мультисистемного изотопного датирования и численного моделирования остывания и кристаллизации гранитоидных расплавов

Мурзинцев Н.Г.¹, Травин А.В.^{1,2,3}, Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Цыганков А.А.⁴

¹ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск; ² НГУ, Новосибирск; ³ ТГУ, Томск; ⁴ ГИН СО РАН, Улан-Удэ

Основой для реконструкций термической истории геологических пород является предложенное Додсоном [Dodson, 1973] понятие температуры закрытия изотопной системы, формула расчета которой в общем случае не имеет аналитического решения. Это актуально и для случаев термических историй гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, часто характеризующихся длительной, многостадийной термической историей [Анникова и др., 2016; Травин и др., 2017 и др.]. С учетом сказанного при интерпретации данных мультисистемного изотопного датирования гранитоидных батолитов нами с одной стороны проводилось численное моделирование динамики остывания и кристаллизации гранитоидного расплава. С другой - для полученных модельных термических историй в пределах гранитоидного массива и вмещающих его пород проводилось решение уравнения диффузии дочернего изотопа (^{40}Ar радиогенного) в минералах-геохронометрах.

Суть предложенного подхода к реконструкции термической истории гранитоидных батолитов состоит в подборе методом решения обратной задачи сценариев эволюции гранитоидных батолитов, при которых расчетные времена закрытия изотопных систем согласуются с экспериментальными результатами мультисистемного датирования.

Решение уравнений теплопроводности и диффузии проводилось численным методом, основанным на центрально-симметричной разностной схеме. При выборе начальных условий моделирования и сценариев эволюции учитывались: 1) наблюдаемый диапазон датировок одной изотопной системы в минеральных зернах одного вида, зависящий от положения точки отбора в пределах гранитоидного массива (например, центр - край, кровля-нижняя часть), от принадлежности изученных образцов к различным магматическим комплексам, фазам магматизма; 2) диапазон значений датировок, полученных различными изотопными методами, по минералам одной пробы; 3) наличие проявлений позднего по отношению к формированию основной магматической камеры магматизма, этапы

которого часто могут быть разделены во времени на десятки, или даже сотни миллионов лет. Моделируя те или иные конфигурации и последовательность геологических событий, в том числе наложенных, можно подобрать термические истории таким образом, что они будут удовлетворять реальным датировкам с достаточно большой степенью достоверности. Благодаря этому подходу становится возможным подтвердить или опровергнуть тот или иной вариант геологического сценария.

Разработанный алгоритм обладает следующими особенностями: а) в качестве нулевого приближения рассматривается теплообмен без учета конвекции; б) процесс образования магматической камеры в данном контексте не рассматривается, так как происходит сравнительно быстро и не влияет на результат вычислений; в) геохимические преобразования в данном приближении не рассматриваются; г) в модели диффузии используется допущение, что структура магматических минералов после их формирования не меняется во времени. Более подробно данный алгоритм был рассмотрен в [Мурзинцев и др., 2016]. В дальнейшем в него была введена зависимость температуры консолидации расплава от давления, а также с целью моделирования динамики дифференциации расплава была введена зависимость температуры консолидации от доли остаточного расплава.

Методика была протестирована на нескольких примерах, включая Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (АВБ). Петрологическая и геохимическая характеристика АВБ приведена в статьях [Цыганков и др., 2007]. В целях тестирования был рассмотрен один из геолого-геофизических разрезов, представленных в [Турутанов, 2006]. Выбранный разрез также соответствует району, который наиболее изучен с точки зрения термохронологии и пересекает интрузию с северо-востока на юго-запад, симметрично разделяя батолит пополам, что дает возможность свести моделирование к двум координатам в плоскости данного разреза. В качестве начальных условий было выбрано поле расчета, вдвое превышающее в поперечнике размер разреза. В глубину в обоих случаях поле занимало 40 км. Температура на границах расчетной области считалась постоянной во времени и соответствовала температуре определяемой геотермальным градиентом. Геотермальный градиент соответствовал стандартному ($30^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Температура земной поверхности принималась равной 17°C . Термодинамические параметры пород рассчитывались согласно их минеральным составам как сумма удельных вкладов от каждого. Состав вмещающих пород задавался как нормативный состав средней коры, состав гранитного расплава соответствовал нормативному составу баргузинской свиты. Начальная глубина залегания принималась равной 12 км. Для оценки глубины эрозионного среза

было проведено моделирование нескольких вариантов становления батолита с различной стартовой мощностью. Главным критерием для определения объема магматизма было наличие источников расплава более чем на 100 млн лет. Термические истории сопоставлялись точкам соответствующим положению точек отбора образцов на современном эрозионном срезе.

На основе термохронологических исследований в истории кристаллизации и остывания АБВ выявляется четыре этапа. Соответственно, рассматриваемый геологический сценарий, позволяющий обеспечить согласование модельных термических историй с экспериментальными результатами мультисистемного изотопного датирования, включает 4 стадии быстрого поднятия АБВ на меньшую промежуточную глубину, сопровождающиеся развалом надплутонических образований.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проекты № 0330-2016-0003, № 0330-2016-0013), при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 16-05-00128а, 17-05-00936а, 17-55-540001, 17-05-00275).

Литература

Владимиров А.Г. и др. // Геология и геофизика, 2018, в печати.

Анникова И.Ю. и др.: Материалы Третьей международной научной конференции (г. Новосибирск, 29 марта - 1 апреля 2016 г.). - Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. - С. 11-13

Травин А.В. и др. // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании: Материалы III международной геологической конференции. 28-31 августа. 2017. Екатеринбург. С. 291-293.

Мурзинцев Н.Г. и др. // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции с международным участием. - Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016. С. 256-259.

Турутанов Е.Х. и др.: Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск, ИЗК СО РАН. 2006. Т. 2. С. 183-187.

Цыганков А.А. и др. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. N1. С. 156-180.

Новая интерпретация геологического строения Хедозеро-Большозерской структуры на основании комплексного изучения геохимии и возраста пород неоархейских супракрустальных комплексов

Мыскова Т.А.¹, Милькевич Р.И.¹, Львов П.А.^{1,2}, Житникова И.А.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, ²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Хедозеро-Большозерская структура (ХБС), находящаяся в северо-западной части Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), давно привлекала внимание геологов, как расположенная между двумя железорудными районами Центральной Карелии Балтийского щита - Гимольским и Костомукшским.

На начальном этапе исследований [Миллер, 1988 и др.] ХБС была описана как узкая сжатая синклиналь с полого погружающимся на север шарниром, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 25 км от озера Хедозеро на юге до озера Большозеро на севере. Вывод о структуре как о синклинали базировался на общепринятых представлениях о едином стратиграфическом разрезе, включающем три толщи (нижнюю - терригенную и среднюю и верхнюю - вулканогенные), последовательно залегающих одна на другой [Миллер, 1988].

Геохронологические данные [Мыскова и др., 2017], в совокупности с геологическими и геохимическими, позволили предложить новую геотектоническую концепцию и показать что выделенные толщи относятся к разным этапам тектонического развития ХБС.

По геологическим соотношениям было установлено, что ультракислые вулканыты, относимые к верхней вулканогенной толще, в действительности представляют собой дайки риолит-порфиров. Геохронологические данные подтвердили предложенную ранее последовательность формирования пород. Дайки риолит-порфиров выступают наиболее молодыми образованиями и имеют возраст 2696 ± 22 млн лет [Мыскова и др., 2017]. Возраст вулкаников средней толщи немного древнее 2712 ± 6 - 2703 ± 7 млн лет [Мыскова и др., 2017]. Время формирования самой нижней терригенной толщи определено нами не так давно, путем датирования детритовых цирконов из двух проб, представленных несколькими возрастными кластерами. Древние цирконы (3205 - 2897 млн лет) присутствуют в подчиненном количестве. Преобладают зерна с возрастaми 2855 ± 10 млн лет и 2792 ± 10 млн лет и менее характерны цирконы с возрастaм 2753 ± 6 млн лет. Поскольку нижняя толща сложена граувакками [Милькевич, Мыскова, 1998],

области питания и разгрузки терригенного материала должны были находиться на небольшом расстоянии друг от друга. Поэтому древние значения, скорее всего, соответствуют возрасту пород фундамента. Нижним ограничителем времени формирования толщи выступает минимальный возраст 2753 млн лет. Отсутствие в пробах граувакк цирконов из вулканитов средней толщи (с возрастом 2703-2712 млн лет) может свидетельствовать о завершении процесса литогенеза к началу вулканической деятельности.

Было уточнено, что терригенная и вулканогенная толщи пространственно разобщены: первая приурочена к южной части ХБС, вторая - к северной. Граница между ними (судя по элементам залегания) носит не стратиграфический, а тектонический характер. Более древняя терригенная толща, простираясь в северо-западном-субмеридиональном направлениях ($320-350^\circ$), падает на юго-запад под углами $60-75^\circ$. Более молодая вулканогенная толща, располагаясь северо-восточнее, имеет субмеридиональное простирание ($340-360^\circ$) и вертикальное падение. С окружающими гранитоидами обе толщи контактируют тектонически и выполняют не единую узкую троговую структуру, а слагают разрозненные линзовидные тела, заключенные в поле одновозрастных с ними мигматит-гранитов. Такая форма тел может свидетельствовать о преобладании на поствулканическом этапе развития структуры деформаций сжатия.

Анализ геохимических особенностей пород позволил предположить возможность формирования осадков и вулканитов в разных геодинамических обстановках.

Нижняя толща представлена метаграувакками [Мишкевич, Мыскова, 1998], сходными по составу с толщами граувакк-аргиллитовых серий позднеархейских зеленокаменных поясов Канадского щита и с метатерригенными породами гимольской серии Костомукшской структуры. Слабое химическое выветривание пород в области сноса предполагает быструю эрозию и относительно высокий рельеф местности. Из современных геодинамических обстановок таким условиям отвечает океаническая островная дуга. Ее наличие подтверждается положением составов метаграувакк ХБС на дискриминационных диаграммах [Bhatia, 1983].

Вулканиты средней толщи варьируют по составу от андезибазальтов до дацитов и близки породам BADR серий современных островных дуг. Они имеют повышенные содержания крупноионных литофильных элементов: Sr, Ba, Th, U и высокие Sr/Y отношения [Мыскова и др., 2017] и сопоставимы с низкокремниевыми и высококремниевыми разностями адацитов [Martin et al., 2005]. Первые могли образоваться путем плавления метасоматизированного мантийного клина, а вторые - в результате взаимодействия

базальтового слэба с мантийным перидотитом. Такой характер вулканизма характерен для обстановок зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Положение составов метавулканитов ХБС на дискриминационных диаграммах современных геодинамических обстановок для кислых пород [Pearce et al., 1984] и для основных разностей [Condie, 2005] подтверждают их генетическую связь с обстановками зрелых островных дуг. Подобные обстановки предложены и для близких по возрасту и составу вулканитов зеленокаменного пояса Хатту провинции Иломантси Восточной Финляндии [Geol. Survey of Finland, 1993]. Но субдукция не единственный вариант интерпретации тектонических условий формирования вулканитов ХБС. Одним из способов обогащения мантии крупноионными литофильными элементами может быть процесс контаминации мантийных лав коровым материалом. Вопрос геодинамической обстановки пока остается предметом дискуссий.

Таким образом, терригенная и вулканогенная толщи, скорее всего, формировались в разных тектонических условиях. В рамках плейттектонической модели это обстановки океанических островных дуг и активных континентальных окраин.

Все характеристики ХБС (разобценность в пространстве слагающих ее толщ и наличие тектонического контакта между ними, линзовидная форма геологических тел, формирование пород в разных геодинамических обстановках) не позволяют рассматривать ее как синклиналь. По аналогии с расположенным южнее поясом Хатту провинции Иломантси (Финляндия) [Geol. Survey of Finland, 1993] ХБС может быть интерпретирована как результат действия сдвиговой тектоники.

Литература

- Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988.
Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. // Литол. и полезн. ископаемые. 1998, № 2, с. 177-194.
Мыскова Т.А. и др. // Мат. к. «Геодинамика раннего...». П-ск. КНЦ РАН. 2017. С. 185
Bhatia M.R. // The Journal of Geology. 1983. Vol. 91, P. 611-627.
Condie K.C. // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.
Geol. Survey of Finland, Special Paper. 17. 1993.
Martin et al. // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.
Pearce J.A. et al. // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

Возраст и генезис эклогитов верхней мантии кратона Кассаи (Ангола): результаты изучения Nd-Sr-Os изотопной систематики

Никитина Л.П.¹, Богомолов Е.С.^{1,2}, Крымский Р.Ш.², Беяцкий Б.В.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

Ксенолиты мантийных пород обнаружены в кимберлитовых трубках кратона Кассаи, который является ЮЗ частью более обширного кратона Конго - Кассаи. U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из этих кимберлитов (Катокский кластер алмазоносной провинции Луанда, СВ Ангола) соответствует 117.9±0.7 млн лет [Robles-Cruz et al., 2012].

Среди ксенолитов встречаются гранатовые лерцолиты и дуниты, но преобладают эклогиты различных типов [Nikitina et al., 2014]: высоко-Al₂O₃, низко-MgO и высоко-MgO [Nikitina et al., 2014]. Наблюдается смена типов эклогитов в разрезе мантии: на глубинах 100-140 км встречаются преимущественно высоко-Al₂O₃ с давлениями и температурой кристаллизации 35-42 кбар и 900°-1020°C, на глубинах 120-170 км - низко-MgO, P= 37-50 кбар, T= 940°-1180°C, а на глубинах 170 - 210 км - высоко-MgO, P=54-60 кбар, T=1240°-1360°C.

Целью настоящего исследования было - уточнение возраста процессов, происходивших в мантии кратона Кассаи, и проверка гипотезы субдукционного происхождения эклогитов [Королев, 2015].

Результаты изучения Nd-Sr изотопной системы свидетельствуют о начальной неомогенности изотопного состава Nd в гранате и клинопироксене, и/или частичном нарушении замкнутости системы в посткристаллизационный период, что приводит к отсутствию значимых геохронологических корреляций в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для отдельных образцов. Вместе с тем вся совокупность аналитических точек (n=10) удовлетворительно аппроксимируется линейным трендом, соответствующим возрасту 131±12 млн лет. Расчеты внутренних изохрон по мономинеральным фракциям клинопироксена и граната, и валовой пробе для низко-MgO эклогитов также показывают близкие значения: 150.0±6.5 млн лет, $\epsilon\text{Nd} = +1.4$ (wr, cpx, grt) и 147±17 млн лет, $\epsilon\text{Nd} = +1.4$ (wr, cpx, grt, grt2). Полученные Sm-Nd возрастные значения близки к U-Pb возрасту цирконов из кимберлитов. При этом ϵNd для эклогитов варьирует незначительно от + 1.4 до +1.7, f для перидотита равен +2.4, а измеренные в валовых пробах эклогитов отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0.7056 до 0.7071.

Re-Os изотопная система: точки валовых проб эклогитов и перидотита на диаграмме $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ ложатся на изохрону 745.8±3.8 млн лет, при этом модельный возраст колеблется в пределах

875-810 млн лет. Концентрация Re и Os и отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в высоко- Al_2O_3 выше, чем в низко-MgO: $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ - 80.68 и 135.2, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - 2.0 и 1.3, и, соответственно, выше такового в хондрите - 0.1276 - 0.1278 [Walker et al., 2002; Palme, O'Neill, 2003] и PUM - 0.1296 [Meisel et al., 2001].

Модель генезиса эклогитов. Показателем коровой (субдукционной) или мантийной природы эклогитов, наряду с величиной $\delta^{18}\text{O}$, могут служить и значения начального изотопного состава Sr и Nd. Катокские эклогиты характеризуются значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7056 - 0.7071$, превышающими таковое в BSE, и невысокими положительными значениями ϵNd , от +1.8 до +2.6, что свидетельствует в пользу участия обогащенного вещества в формировании их источника. По Re-Os изотопному составу эклогиты из кимберлитов Катоки принципиально не отличаются от эклогитов из мантии других докембрийских кратонов: Сибирского, Каапваальского, Мен или Слейв. Эклогиты этих кратонов характеризуются высокими концентрациями Re (до нескольких ppb) и повышенными по сравнению с хондритом и PUM значениями отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ - от 0.2 до 26. Тогда как Re-Os изотопный состав мантийных перидотитов их тех же кратонов существенно отличается: в перидотитах наблюдается низкое содержание Re (обычно менее 1.0 ppb), низкое отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (редко выше 1.0) и очень низкое отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ от 0.1069 до 0.1297, т.е. обычно ниже, чем в PUM. Наиболее низкие значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ свойственны перидотитам из мантии раннедокембрийских кратонов. Таким образом, радиогенный состав Os в Катокских эклогитах, как и для большинства мантийных эклогитов, указывает - они не могли образоваться в результате плавления только мантийного перидотита, и для их формирования необходим существенный вклад обогащенного Re материала.

Обсуждение и выводы. Опираясь на результаты U-Pb датирования зональных цирконов из низко-MgO эклогита и перидотита, можно полагать, что формирование эклогитов в верхней мантии кратона Кассаи происходило ранее, чем образовались эти цирконы с минимальным возрастом 1242 ± 97 млн лет. Согласно данным [Batumike et al., 2009], начало формирования коры в пределах кратона Конго-Кассаи относится к раннему архею (~3.6 млрд лет). Возникшая в результате парциального плавления раннеархейской коры позднеархейская кора затем была последовательно переработана тектонически в палеопротерозое, мезопротерозое и неопротерозое. Неопротерозойский этап рифтинга привел к образованию Катанганского пояса, однако воздействию рифтинга подвергся и весь кратон Конго-Касаи [Batumike et al., 2009]. В пределах самого Катанганского пояса установлены риолиты с возрастом 879 млн лет [Hanson et al., 1994; Johnson et al., 2007], граниты с возрастом 877 и 865-820 млн лет [Barr et al., 1977; Porada, Berhorst, 2000; Johnson et al., 2007]

и несколько более поздние вулканы 760 млн лет [Key et al., 200; Johnson et al., 2007]. Можно полагать, что последний процесс плавления и метасоматоза эклогитов и перидотитов в мантии Катоки, определяемый Re-Os изохроной в 745.8 ± 3.8 млн лет, сопряжен с региональным проявлением процесса рифтообразования в пределах кратона Конго-Кассаи [Batumike et al., 2009].

Nd-Sr-Os изотопный состав эклогитов из мантии кратона Кассаи не противоречит их субдукционной природе [Королев, 2015]. Повышенные по сравнению с BSE значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в эклогитах (до 0.7071) и положительные величины ϵNd (+1.8:+2.6) свидетельствуют об участии корового материала при формировании эклогитов. Высокие значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (135-80) и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (1.311-1.9709) отношений в Катокских эклогитах и значительная доля радиогенного ^{187}Os (γOs =129-147) подтверждают образование этих эклогитов из источника, обогащенного рением - субдуцированной океанической коры, преобразованной в результате метасоматоза и/или плавления в условиях верхней мантии. Протолитом высоко- Al_2O_3 эклогитов, вероятно, послужили габброиды, а для низко-MgO эклогитов - базальты океанической коры/бониниты [Королев, 2015]. Высокобарические и высокотемпературные изменения высоко-MgO эклогитов в глубинных зонах мантии привели к утрате геохимических характеристик их протолита.

Sm-Nd изотопная система в породах и минералах Арысканского редкометального месторождения

Никифоров А.В.¹, Хертек А.К.², Козловский А.М.¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва; ² ТИКОПР СО РАН, Кызыл

Определение возраста магматических пород, несмотря на обилие современных геохронологических методов, зачастую являются сложной задачей. Щелочные граниты, как породы богатые K, Rb, PЗЭ, Zr, формально можно отнести к благоприятным для датирования породам. Однако как показывает практика, этот тип пород требует очень осторожного подхода. В настоящем докладе на примере щелочных гранитов Арысканского редкометального месторождения (северо-восток Тувы) будет рассмотрена попытка датирования этих пород с использованием Sm-Nd изотопной системы.

Щелочные граниты содержат в своем составе разнообразные минералы, которые являются носителями значительного количества редкоземельных элементов. Зачастую в одном и том же щелочном граните присутствуют минералы, которые избирательно концентрируют

тяжелые или легкие редкоземельные элементы. По таким сильно различающимся по отношению Sm/Nd минералам теоретически можно получить надежные оценки возраста. Однако на практике мы сталкиваемся с нарушением важного условия для изохрон – сохранности изотопной системы в минералах и породе в целом.

Арысканское месторождение приурочено к купольной части небольшого (375 x 20-70 м) дайкообразного тела щелочных гранитов и сопровождающих его пегматитов и альбититов. В непосредственной близости от выходов редкометальных гранитов располагается более крупный (0,45 км²) Астыкский массив, сложенный щелочными гранитами. Ранее было показано, что эти породы следует рассматривать в рамках единого глубоко дифференцированного комплекса, формирование которого происходило в последовательности: щелочные граниты Астыгского массива → породы Арысканского массива: микроклин-альбитовые щелочные граниты → рудные пегматитовые жилы [1]. Геохимические особенности этих пород указывают на близкую геохимическую специализацию. Установлено согласованное обогащение более поздних фаз Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf и HREE.

Проведенные нами исследования валовых проб и монофракции приорита показали, что Sm-Nd изотопная система пород Арысканского месторождения на уровне ступфных проб оказалась нарушенной [2]. Линия корреляции, построенная по всем точкам, имеет СКВО=177, поэтому оценка возраста по ней некорректна.

Первые результаты исследования состава пород под электронным микроскопом показали массовое преобразование минералов-носителей редкоземельных элементов. Во всем объеме изученного каменного материала нами не были встречены неизмененные титано-тантало-ниобаты. В дополнение к ранее опубликованным фотографиям [2], иллюстрирующим преобразование минералов этой группы приведем пример изменения приорита (рисунок А), для которого ранее были выполнены изотопные исследования. При разложении приорита сохраняются его реликты переменного состава, и происходит миграция Ti, Th, Nb и РЗЭ с образованием самостоятельных минеральных фаз – фергусонита, ильменита и торита.

При разложении богатого тяжелыми РЗЭ флюорита остаются обедненные этими элементами реликты флюорита и появляются самостоятельные зерна гагаринита (рисунок Б). Крупные выделения гагаринита встречаются и вне связи с флюоритом в некоторых разновидностях пород месторождения. Однако в таком гагарините часто фиксируются признаки преобразования – появляются обособления фтор-карбоната РЗЭ бастнезита. Выявленный вынос РЗЭ из первичных минералов делает их непригодными для оценки возраста Sm-Nd методом, и кроме того заставляет с осторожностью относиться к

оценкам возраста по валовым пробам. Таким образом, минералогические исследования пород Арысканского комплекса позволили обосновать непригодность для геохронологических целей большинства носителей РЗЭ (разнообразные титано-тантало-ниобаты, гагаринит, флюорит).

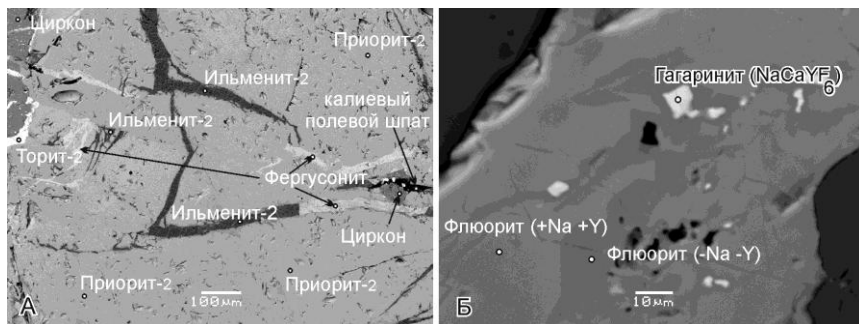


Рисунок. Результат изменения приорита (А) и флюорита (Б) из пород Арысканского комплекса. Фотографии в отраженных электронах

Фосфаты РЗЭ и Y в породах Арысканского комплекса имеют ограниченное распространение и в минеральном балансе руд даже не учитывались. Здесь известны ксенотим и монацит, однако совместно они встречены нами только в альбит-рибекитовой зоне пегматитов в виде изометричных зерен размером менее 0.1 мм. Под электронным микроскопом минералы гомогенны. Из пробы Ар-1/30 были выделены единичные зерна этих минералов и проведены Sm-Nd изотопные исследования. Отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в ксенотиме 0.456, в монаците - 0.085. Наклон этой двухточечной изохроны соответствует возрасту 467 ± 6 млн лет. Этот возраст, как и следовало ожидать, отличается от оценок выполненных ранее по валовым пробам [2], однако совпадает с оценкой возраста полученной Ar-Ar методом по амфиболу из гранитов Астыкского массива - 470 ± 5 млн лет. Таким образом, минеральная пара ксенотим и монацит в пегматитах Арысканского комплекса сохраняет неизмененную Sm-Nd изотопную систему. Полученные согласованные значения возраста свидетельствуют о едином магматическом импульсе, приведшим к формированию безрудных щелочных гранитов Астыкского массива и редкометальных пород Арысканского комплекса.

Литература

1. Хертек А.К., Никифоров А.В., Козловский А.М. Минеральный состав и геохимические характеристики щелочных гранитоидов Арысканского редкометального (REE, Zr) месторождения, Восточная Тува // Мат. VI Росс. молод. науч.-практ. школы ... «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ РАН. 2016.

2. Никифоров А.В., Хертек А.К., Козловский А.М. Арысканское Y-редкоземельное месторождение: первые результаты Sm-Nd изотопных исследований // Мат. VI Росс. конф. изот. геохр. «Изотопное датирование ...». Санкт-Петербург: ИГД РАН, 2015

Новый подход к оценке длительности термических преобразований осадочных пород в очагах природных угольных пожаров по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования детритовых полевых шпатов

Новикова С.А., Мурзинцев Н.Г.

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

**korzhova@igm.nsc.ru*

Природные угольные пожары и сопряженные с ними термические преобразования осадков являются рядовыми геологическими процессами в пределах угленосных бассейнов (как в прошлом, так и в настоящем). За последние годы появляется все больше минералогической, геологической и даже геохронологической информации о природных возгораниях углей [Coal..., 2015]. В тоже время до сих пор остается не ясным, какова длительность термических преобразований осадочного протолита в локальных очагах горения. Поскольку в природных условиях горение угольного пласта происходит под землей, даже на современных пожарах нет возможности напрямую оценить длительность термометаморфизма осадков. До настоящего момента был предложен лишь один подход к расчетной оценке времени существования локального очага горения. Данный подход основан на расчетах, включающих ряд физических параметров, характеризующих угленосный участок (мощность и глубина залегания угольного пласта, проницаемость и теплопроводность вмещающих пород и др.) [Wolf, Bruining, 2007]. Однако для древних пожаров трудно или невозможно установить часть из этих параметров (например, мощность выгоревшего пласта и перекрывающих его пород). Нами на основании результатов численного моделирования было показано, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование прогретых пожаром детритовых полевых шпатов в перспективе может позволить выполнять оценку длительности термических преобразований протолита в локальном очаге горения.

Полевые шпаты являются обычным компонентом обломочного материала континентальных угленосных осадков. В ходе угольного пожара происходит прогрев осадочного протолита при различных

температурах (T до 1200°C) и как следствие, детритовые полевые шпаты теряют ранее накопленный радиогенный аргон. Если известен источник сноса обломочного материала, возраст пород источника сноса и возраст пожара, то на основе результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования прогретых полевых шпатов можно оценить степень их дегазации и затем рассчитать, сколько времени потребовалось для потери радиогенного аргона полевыми шпатами при заданных температурах (кинетические параметры объемной диффузии аргона в полевом шпате известны, температуры реконструируются по минералогическим критериям). Результаты расчетов позволят оценить временной интервал существования локального очага горения (при частичной потере аргона) или минимальное время прогрева осадков (при полной потере аргона).

Для обоснования корректности данного подхода и наглядного примера мы выполнили модельные расчеты времени дегазации полевых шпатов с исходным возрастом ~ 300 млн лет при различных температурах (возраст пожара был приравнен 0.01 млн лет) (Рис. 1).

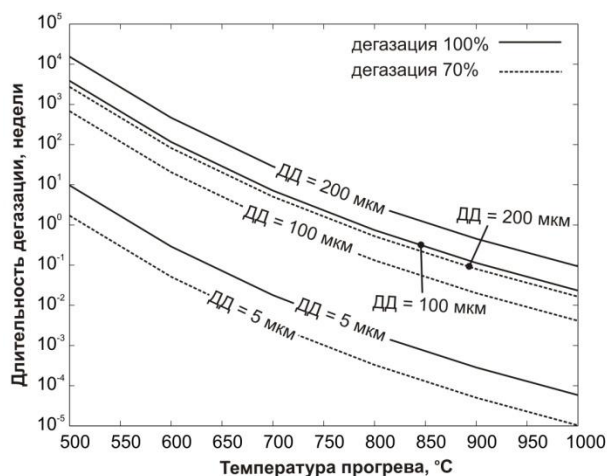


Рис. 1. Результаты расчета времени, необходимого для полной (100%) и частичной (70%) потери радиогенного аргона полевым шпатом с исходным возрастом 300 млн лет при различных температурах (размер диффузионного домена 5, 100 и 200 мкм); ДД - диффузионный домен

Согласно нашим расчетам диффузионные домены размером в 5 мкм при $T = 600^{\circ}\text{C}$ (температура, при которой могут начаться фиксируемые преобразования протолита) теряют весь аргон за 2 дня, а при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ (обычные температуры в высокотемпературных зонах преобразования) менее, чем за 1 минуту. Домены такого же размера теряют 70% аргона при $T = 600^{\circ}\text{C}$, меньше, чем за 1 день и

моментально при $T = 1000^{\circ}\text{C}$. Диффузионные домены размером 200 мкм полностью дегазируются при $T = 600^{\circ}\text{C}$ за 11 лет, а при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ менее, чем за 1 день; дегазация таких доменов на 70% при $T = 600^{\circ}\text{C}$ происходит примерно за 2 года, а при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ примерно за 3 часа. Поскольку фронт горения постоянно смещается вдоль угольного пласта (скорость перемещения 5-17 м в год) [Сокол и др., 2005], зона прогрева также смещается вслед за ним и как следствие термическое преобразование осадков в локальных очагах пожара довольно кратковременно по геологическим меркам (месяцы - несколько лет). Поэтому, как видно из расчетов, в слабо и умеренно преобразованных породах ($T < 750^{\circ}\text{C}$) есть вероятность обнаружить частично дегазированные полевые шпаты, что позволит наиболее точно оценить длительность прогрева протолита.

Алгоритм реализации данного подхода выглядит следующим образом. (1) Отбор образцов исходных углевмещающих осадков, пирогенных пород с реликтами полевых шпатов, преобразованных при различных температурах (в полевых условиях различаются по цвету, текстуре, прочности) и полностью переплавленных пород. (2) Определение возраста угольного пожара по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования полностью переплавленных пород. (3) Анализ микроморфологии и состава полевых шпатов из исходных осадочных пород с целью установить размеры диффузионных доменов (ограничены трещинами, областями химической неоднородности) и процентное соотношение доменов различного размера (при условии отсутствия признаков вторичных изменений) (4) Реконструкция температур преобразования протолита по минералогическим критериям [Сокол и др., 2005]. (5) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование прогретых полевых шпатов из различных термических зон пирогенного комплекса. (6) Оценка степени потери радиогенного аргона полевыми шпатами (с учетом вклада радиогенного аргона, образовавшегося с момента возгорания). (7) Если в исходных полевых шпатах диффузионные домены были различного размера, то необходимо рассчитать, сколько процентов $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ было потеряно различными группами доменов (поскольку исходно рассчитывается валовая потеря, а как было показано выше домены различного размера теряют аргон с разной скоростью). (8) Расчет времени, необходимого для дегазации диффузионного домена определенного размера при заданной температуре (интервале температур). Исследование выполнено в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0013).

Литература

1. Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М. Пирогенный метаморфизм. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005.
2. Coal and Peat Fires: A Global Perspective, Volume 3. Stracher G.B, Sokol E.V., Prakash A. eds., Elsevier, Amsterdam, 2015.

Раннекембрийский магматизм Восточно-Европейского кратона: геохронология, геохимия, геодинамический контекст

**Носова А.А.¹, Савко К.А.², Возняк А.А.¹, Богданова С.В.³, Пейдж Л.³,
Травин А.В.⁴, Ларионов А.Н.⁵**

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ВГУ, Воронеж; ³Lund University, Lund; ⁴ИГМ СО РАН, Новосибирск; ⁵ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Содержанием геологической истории Восточно-Европейского кратона (ВЕК) в позднем венде - начале кембрия является накопление морских осадков и значительная структурная перестройка, повлекшая воздымание кратона. Причина этой перестройки остается неясной. Магматизм наиболее крупного вулканического ареала позднего венда - Волынского-Брестской провинции на западе кратона, завершился не позднее 550 млн. лет назад [Shumlyansky et al., 2016]. В раннем кембрии магматизм был известен только на уральской окраине ВЕК, где установлены несколько гранитных массивов с возрастами 510-540 млн. лет [Шардакова и др., 2010]. Для всей остальной части ВЕК это время рассматривается как амагматичное.

Нами были проведены геохронологические, петрологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки и монцонитов массива Гусиха, расположенных в западном и восточном бортах Пачелмского авлакогена на ЮВ ВЕК: Исследования показали, что массивы имеют раннекембрийский возраст и постороженные геохимические и петрологические характеристики.

Массив Гусиха. Массив располагается на территории Саратовской области в северо-восточном борту Пачелмского авлакогена, где прорывает метаосадочные гнейсы и мигматиты южноволжского комплекса раннего протерозоя. Он выражен крупными аномалиями в магнитном и гравитационном полях и был вскрыт тремя скважинами на протяжении 10 км. Массив сложен монцонитами и имеет геохимические особенности гранитоидов А2-типа.

Монцониты массива Гусихи были датированы двумя методами: U-Pb методом по цирконам и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболам. Из монцонитов были выделены зерна циркона однородной популяции, магматического облика, идиоморфные, размером до 500-600 мкм в

длину, 200-300 мкм в ширину, призматического и длиннопризматического габитусов (1/м - 1.5-3), прозрачные, бледно-розовой со слабым коричневым оттенком окраски. В цирконах встречаются включения рутила и апатита, а также расплавные включения. Свечение в катодных лучах обнаруживает хорошо оформленные более темные ядра и тонкую ритмичную концентрическую (осцилляторную) зональность. Результаты изотопных исследований свидетельствуют об отсутствии значимых нарушений U-Pb изотопной системы цирконов. Значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста, определенное по 14 анализам циркона, составило 514 ± 2 млн. лет.

Для определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста из монцонитов были отобраны свободные от включений кристаллы амфибола. Наилучший возраст, рассчитанный по плато, составляет 522 ± 3 млн. лет.

Расхождения в датировках, превышающие аналитические ошибки, могут быть связаны с частичным изменением амфибола, выраженным развитием по нему хлорита и актинолита, что фиксировалось при петрографических исследованиях. Несмотря на небольшие расхождения в датировках от 3 до 13 млн. лет, результаты, полученные обоими методами, указывают на формирование массива Гусиха в раннем кембрии и в качестве оценки их возраста мы принимаем результаты U-Pb метода по цирконам в 514 ± 2 млн. лет.

Массив Артюшки. Массив расположен в западном борту Пачелмского авлакогена, в пределах Воронежского кристаллического массива, где прорывает метаосадки воронцовской серии палеопротерозоя. Сиениты и щелочные сиениты массива Артюшки имеют геохимические характеристики, типичные для внутриплитного магматизма.

Сиениты массива Артюшки ранее были датированы U-Pb методом по цирконам в 524 ± 3 млн.лет [Скрябин и др. 2015]. Для подтверждения возраста этого массива мы также выполнили датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом калиевого полевого шпата из Gar-Cpx щелочных сиенит-порфиоров. Возраст, определенный по плато в 526.4 ± 5 млн.лет в рамках погрешности совпадает с U-Pb возрастом цирконов. Эти результаты показывают, что формирование массива Артюшки также имело место в раннем кембрии, возможно, несколько ранее, чем становление массива Гусиха.

Сиениты и щелочные сиениты массива Артюшки характеризуются $\epsilon\text{Nd}(525)$ от -0.7 до 1.6, модельный возраст TNd^{DM} соответствует неопротерозойским значениям 0.9-1.1 млрд. лет. Породы массива Гусихи имеют существенно другой Nd изотопный состав: $\epsilon\text{Nd}(514)$ составляет -7.0. Такие различия в изотопном составе Nd могут отражать определенный вклад древней коры (или метасоматизированной литосферной мантии) в петрогенезис монцонитов Гусихи, тогда как в Nd изотопных характеристиках пород

массива Артюшки этот процесс отражен слабо, и указывает на преобладающий вклад мантийного (астеносферного) источника.

Геодинамический контекст. Анализ обширного опубликованного материала по возрастам детритовых цирконов в раннепалеозойских отложениях БЕК и сопряженных орогенных поясов, возрастов НР метаморфизма, орогенного гранитоидного магматизма, а также палеогеодинамических реконструкций для Балтики в эдиакарии-раннем палеозое, показал, что в раннем кембрии почти все окраины Балтики (за исключением СЗ) являлись ареной аккреционных/коллизийных событий. Таким образом, раннекембрийский магматизм БЕК проявился в посторогенной обстановке, что коррелируется с геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками изученных массивов.

Литература

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O. The U-Pb Zircon and Baddeleyite Ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the Age of the Magmatism and the Nature of a Crustal Contaminant // *Geolog. Foreningen*. 2016. V. 138. Iss. 1. P. 1-14.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Кузнецов Н.С. Новые венд-кембрийские возраста грани-тоидов и ортопород Западного склона Урала: очередные свидетельства кадомского орогенеза // XI Всероссийское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т. II, Екатеринбург. 2010. С.330-331.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы. // Доклады РАН. 2015. том 463, № 5. С. 581-586

Возраст и природа протолита гнейсов туловохчихинской свиты Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса

Овчинников Р.О.¹, Сорокин А.А.¹, Котов А.Б.¹, Ковач В.П.²

¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Выделение возрастных рубежей проявления магматических и метаморфических процессов в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский континентальный массив является одним из самых крупных континентальных массивов восточной части Центрально-

Азиатского складчатого пояса и обычно рассматривается в качестве составной части Бурея-Цзямусинского супертеррейна.

По существующим на данный момент представлениям фундамент Буреинского континентального массива сложен раннедокембрийскими (?) метаморфическими комплексами, слагающими отдельные блоки среди разновозрастных гранитоидов. Эти метаморфические образования выделяются в качестве амурской серии, включающей (снизу вверх) туловчихинскую, дичунскую и урильскую свиты, которым приписывается верхнеархейский возраст [Петрук, Волкова, 2006]. Их возраст является предметом острых дискуссий, однако геохронологические данные, позволяющие решить этот вопрос, до сих пор отсутствуют.

В этой связи мы выполнили комплексные геологические, геохимические и U-Th-Pb геохронологические исследования метаморфических пород туловчихинской свиты, которая наиболее полно представлена в береговых обнажениях р. Буреи (северная часть Буреинского континентального массива).

Среди метаморфических пород туловчихинской свиты преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Величины дискриминантных функций DF_{shaw} [Shaw, 1972] и $DF(X)$ [Великославинский и др., 2013] свидетельствуют о магматическом происхождении их протолитов.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для циркона из амфибол-биотитового гнейса (обр. R-58-1). Выделение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста, которые рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008].

Всего было проанализировано 105 зерен циркона, для которых получено 28 конкордантных оценок возраста в интервале 934 - 957 млн лет. Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для этой группы составляет около 949 млн лет ($СКВО=0.72$, вероятность = 0.84).

Таким образом, возраст единственной популяции циркона из амфибол-биотитового гнейса туловчихинской свиты составляет 949 млн лет. Это позволяет предполагать, что протолитами для метаморфических пород этой свиты послужили неопротерозойские

гранитоиды и габброиды, установленные в последние годы в пределах Буреинского континентального массива [Сорокин и др., 2017].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-35-00001-мол-а).

Литература

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Д.П. Крылов Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. №3. С. 310-313.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб., ВСЕГЕИ, 2006.

Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т.58. № 10. С. 1479-1499.

Shaw, D.M., 1972. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. Can. J. Earth Sci. 9 (1), 18-35.

Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. V4. 77pp.

Первые сведения о возрасте протолитов гнейсов Инимского блока Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса

Овчинников Р.О.¹, Сорокин А.А.¹, Котов А.Б.², Сальникова Е.Б.², Ковач В.П.²

¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Аргунский континентальный массив (супертеррейн) является одним из главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. К наиболее древним образованиям этого континентального массива относят метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочные и вулканические породы гонжинской серии, которым приписывается позднеархейский возраст [Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009]. По существующим представлениям к более высокому раннепротерозойскому [Геодинамика..., 2006; Петрук, Козлов, 2009] или рифейскому [Козырев, 2002] структурному этажу относят слабометаморфизованные (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая фации) вулканогенно-осадочные отложения чаловской серии.

Метаморфические породы гонжинской и чаловской серий слагают небольшие по размеру тектонические блоки (Гонжинский, Путакский, Инимский), которые часто рассматриваются в качестве выступов докембрийского фундамента Аргунского массива. Однако полученные

к настоящему времени геохронологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что в пределах Гонжинского блока протолиты метаосадочных и метавулканических пород гонжинской серии, а также наложенные на них структурно-метаморфические преобразования имеют не раннедокембрийский, а мезозойский возраст [Котов и др., 2013; Сальникова и др., 2012].

В этой связи вопрос о возрасте древнейших пород Аргунского массива становится все более неопределенным. Для решения этого вопроса выполнены U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов из метаморфических пород Инимского блока, расположенного в центральной части указанного массива. В строении Инимского блока принимают участие гнейсы и кристаллические сланцы, которые относят к игакской свите познеархейской гонжинской серии [Петрук, Козлов, 2009] или к исагачинской толще рифейской чаловской серии [Козырев, 2002].

Для U-Th-Pb геохронологических исследований использована проба (R-78) гранатсодержащих биотит-серицит-мусковитовых сланцев. Для определения первичной природы сланцев на основе их химического состава использованы дискриминантные функции DF_{shaw} [Shaw, 1972] и $DF(X)$ [Великославинский и др., 2013], которые свидетельствуют об осадочном происхождении их протолита.

Выделение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН. U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов проведены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны с использованием программы Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008]. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов цирконов использованы только concorдантные оценки возраста, которые рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008].

Для U-Th-Pb геохронологических исследований использованы 111 зерен циркона. Для них получены 44 concorдантных и субconcorдантных оценок возраста, которые находятся в интервале от 932 до 1069 млн лет. На кривой вероятности распределения возрастов отчетливо выделяется пик, соответствующий возрасту 991 млн лет. Это свидетельствует о том, что возраст протолитов изученных метаморфических пород не превышает 932 млн лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-35-50064-мол-нр).

Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Д.П. Крылов Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. №3. С. 310-313.

Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Издание второе. Зейская серия. Лист N-51-XXIII (Невер), N-51-XXIX (Осежино). Ред. Чепыгин В.Е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48-60.

Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса); результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519-522.

Shaw, D.M., 1972. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. Can. J. Earth Sci. 9 (1), 18-35.

Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008, 4, 77 pp.

Результаты изучения изотопного состава аргона в основной массе современных лав: обоснование выбора К-Ar геохронометра для датирования новейших вулканических образований

Парфенов А.В.

ИГЕМ РАН, Москва

Изотопные исследования, проведенные в последние десятилетия, показывают, что для минералов вкрапленников, кристаллизовавшихся в магме на глубине до ее излияния на поверхность, характерно присутствие определенного количества избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ [1, 2, 3 и др.]. При этом различные минеральные компоненты молодых (плиоцен-четвертичных) вулканических пород в целом содержат относительно малые количества собственного радиогенного ^{40}Ar , накопленного *in situ* после затвердевания лавы и ее остывания. Соответственно, наличие избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ во вкрапленниках будет оказывать заметное влияние на результат изотопного К-Ar датирования, завышая реальный геологический возраст вулканитов. В то же время предполагается, что основная микролитовая или стекловатая масса лав должна содержать только свой собственный $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, образовавшийся *in situ*

непосредственно после излияния и затвердевания расплава. Этот фактор стал основанием для того, что в настоящее время именно этот компонент вулканических пород используется в качестве K-Ar геохронометра при датировании четвертичных вулканических образований.

С целью дополнительного обоснования возможности K-Ar датирования новейших, в том числе и ультрамолодых, лав с использованием основной массы в качестве геохронометра нами проведены исследования изотопного состава аргона в матрице современных вулканических пород, образовавшихся в историческое время с подтвержденными датами их извержения. Для этого была отобрана коллекция контрастно отличающихся по химическому составу вулканитов (от щелочных риолитов до толеитовых базальтов), образовавшихся в различных геотектонических обстановках (активные континентальные окраины, островные дуги, горячие точки мантии, внутриплитный континентальный магматизм и др.). Коллекция включала в себя 14 образцов исторических лав из различных регионов мира (Средиземноморский регион - вулканы Везувий, Этна, Санторин; Восточная Турция - вулкан Немрут; Большой Кавказ - вулкан Малый Ткаршети; Курильские острова - вулкан Алаид; Камчатка - вулканы Ключевская сопка, Шивелуч и Кизимен; Гавайские острова - вулкан Килауэа). Для всех образцов была проведена минеральная сепарация, выделены пробы микрокристаллической основной массы и вулканического стекла. Для корректного учета вклада холостого опыта анализа проводились с использованием методики изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трассера. При калибровке масс-спектрометра МИ-1201 ИГ использовалось Международное принятое значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в атмосфере (295.5) [4].

Полученные данные указывают на то, что в основной массе большинства изученных лав, независимо от их состава и происхождения, измеренное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в пределах погрешности измерений (лучше 1% отн.) совпадает с атмосферным, т.е. присутствие избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ не фиксируется. Нет также и каких-либо свидетельств того, что основная масса изученных лав содержит аргон, обогащенный легкими изотопами (т.е., $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} < 295.5$) в результате фракционирования при затвердевании расплава. Исключением является результат для вулканического стекла из корки закалки подушечных базальтовых лав вулкана Килауэа, застывших в субаквальных условиях. В нем обнаружено присутствие значительного количества избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 325.0$). Обнаружение заметных количеств избыточного радиогенного аргона в корках заалки океанических пиллоу-лав весьма характерно и широко описано в литературе [5]. Интересно отметить, что в пробе основной массы толеитовых базальтов вулкана Килауэа, изверженных на суше,

изотопный состав Ar в пределах погрешности измерений идентичен таковому для современной земной атмосферы ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298.1$).

Итак, полученные нами данные подтверждают, что основные массы молодых вулканических пород, образовавшихся в субаэральных условиях, не содержат заметных количеств избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$. В свете полученных результатов выбор микролитовой или стекловатой матрицы для K-Ar датирования новейших вулканитов получает дополнительное обоснование.

Литература

1. Matsumoto A., Kobayashi T. // Chem. Geol. 1995. V. 125. No. 1-2. P. 123-135.
2. Singer B.S., Wijbrans J.R., Nelson S.T. et al. // Geology. 1998. V. 26. No. 5. P. 427-430.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В. // Сборник тезисов докладов XVIII Симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова. Москва. 2007. С. 155-156.
4. Steiger R.H., Jäger E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. No. 3. PP. 359-362
5. McDougall I., Harrison T.M. // Oxford University Press. Clarendon Press. Oxford. 1988. 212 P.

Закономерности эволюции магматических расплавов Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) на основе результатов изотопно-геохимического (Sr-Nd-Pb) изучения новейших лав

Парфенов А.В., Лебедев В.А.

ИГЕМ РАН, Москва

Казбекский неовулканический центр расположен в центральной части горной системы Большого Кавказа и представляет собой один из крупнейших очагов новейшего магматизма в этой части Земли. Проведенные детальные исследования [1, 2, 4, 7 и др.] четвертичных вулканитов центра, включая образцы пород как всех известных здесь вулканических аппаратов, так и большинства их лавовых потоков, позволили определить временные рамки проявления молодого магматизма, выявить его дискретный характер, а также установить важные петролого-минералогические характеристики лав [4]. Согласно полученным нами изотопно-геохронологическим данным, Казбекский центр - это долгоживущая магматическая система, развитие которой продолжалось длительное время с середины неоплейстоцена до голоцена. На основании K-Ar датировок были определены временные промежутки (фазы) проявления новейшего магматизма на данной территории: I - 460-365, II - 300-200, III - 130-90 и IV - <50 тыс. лет назад. Кроме того, II и III фазы подразделены на две стадии каждая - раннюю

и позднюю [4]. Проведенная нами детальная расшифровка истории развития Казбекского центра позволяет сделать новые выводы о петролого-геохимической эволюции магматических расплавов в этой части Большого Кавказа в течение времени.

Вулканисты Казбекского центра образуют непрерывный ряд составов от базальтовых (трахи-) андезитов до дацитов. При этом большинство пород представлено известково-щелочными, умеренно-калиевыми андезитами и дацитами. Содержание SiO_2 в лавах составляет 53.8-68.0, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ - 5.1-6.0, а MgO - 1.5-6.0 мас.%. Породы характеризуются невысокой магнезиальностью и, очевидно, являются продуктами кристаллизационной дифференциации исходных основных магм. На петрогенетических диаграммах для основных пород точки базальтовых андезитов и андезитов Казбекского центра чаще всего попадают в поле известково-щелочных базальтов, т.е. образований, имеющих смешанную мантийно-коровую природу. В то же время на соответствующих диаграммах для гранитоидов точки дацитов лежат в полях орогенных образований или пород активных окраин, что также может свидетельствовать об участии в их петрогенезисе различных источников вещества. Это подтверждается обнаруженными нами многочисленными петролого-минералогическими свидетельствами гибридного происхождения пород [4].

В докладе представлены результаты изучения изотопного (Sr-Nd-Pb) состава разновозрастных вулканитов Казбекского центра. Получены данные для разновозрастных контрастно различных по химическому составу вулканитов, являющихся продуктами извержений различных вулканических аппаратов. С привлечением ранее опубликованных результатов [1, 3, 5, 6, 8] сделаны выводы о характере геохимической эволюции казбекских магм в течение времени, вероятных источниках расплавов и роли процессов коровой ассимиляции в их петрогенезисе.

Вулканисты Казбекского центра в целом характеризуются повышенными концентрациями Sr (315-930 г/т), что является общей отличительной чертой молодых эффузивных пород Кавказа [6]. Концентрации Sm и Nd в изученных лавах составляют 2-7 и 14-36 г/т, соответственно, а изотопное отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ варьирует в пределах 0.09-0.13 (аналогичные отношения этого значения были ранее получены и для других молодых пород Кавказского региона [6]). Диапазон первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в казбекских лавах невелик и составляет 0.7038-0.7048 и 0.51271-0.51283 (или от +1.2 до +3.3 в единицах ϵ_{Nd}), соответственно. При этом Sr-Nd изотопные характеристики пород Казбекского центра в целом довольно близки к таковым для регионального мантийного источника «Caucasus», в отличие от, например, лав Эльбрусского вулканического центра, изотопный состав которых значительно обогащен радиогенным ^{87}Sr и

обеднен радиогенным ^{143}Nd в результате ассимиляции расплавами древнего сиалического материала верхней коры [6]. Наиболее близкий изотопный состав к таковому в мантийном источнике имеют базальтовые андезиты Казбекского центра, изверженные в начале I и II фаз, что определенно указывает на ограниченность роли коровой ассимиляции в петрогенезисе этих вулканитов.

Для каждой фазы вулканической активности выявлены закономерные, но в целом небольшие по масштабам изменения изотопного состава пород, а именно - его постепенная эволюция в сторону более «коровых» значений, происходившая комплементарно с увеличением содержания SiO_2 в расплавах. Следовательно, в процессе извержений кристаллизационная дифференциация сопровождалась ограниченной по объемам ассимиляцией корового материала. Причем к началу каждой последующей фазы происходил резкий и отчетливый сдвиг изотопных характеристик лав в обратном направлении, в сторону промежуточных значений между составом мантийного источника и составом наиболее кислых разностей среди казбекских лав. Скорее всего, это объясняется повторными поступлениями глубинных расплавов в приповерхностный магматический очаг под вулканом, где происходило их смешение с остаточными дацитовыми магмами.

Концентрация Pb в вулканитах Казбекского центра меняется в широком диапазоне (8-37 г/т), а изотопные отношения в лавах составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.574-18.675$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.612-15.625$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.630-38.764$. При этом вариации изотопного состава Pb в породах I-III фаз невелики. На изотопных диаграммах их поле немного сдвинуто в сторону меньших значений отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ относительно параметров мантийного источника «Caucasus». Отсутствие каких-либо эволюционных трендов для лав I-III фаз (в отличие от их Sr-Nd изотопной системы) указывает на то, что вероятный ассимилянт, скорее всего, был существенно обеднен Pb. Однако для пород IV фазы заметен некоторый сдвиг изотопного состава Pb по отношению к предшествующим вулканитам в сторону менее радиогенных значений. Вероятно, это связано со сменой характера магматизма на ареальный и заложением новых магмоподводящих каналов, в которых ассимиляция корового вещества стала протекать более интенсивно.

Литература

1. Бубнов С.Н. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. ИГЕМ РАН, 2003.
2. Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука. 1976. С. 238-243.
3. Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. // Геохимия. 1993. № 3. С. 343-353.
4. Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т. и др. // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 3-33.

5. Лебедев В.А., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т. и др. // Геол. руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 522-543
6. Лебедев В.А., Чернышев, И.В., Чугаев А.В. и др. // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.
7. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // Геохимия. 2002. № 11. С. 1-16.
8. Bewick S. PhD thesis. The Open University of London, United Kingdom, 2016.

Миоцен-плиоценовый вулканизм юго-восточного фланга Срединного хребта Камчатки (массив г. Загадка): возраст и некоторые особенности состава пород

**Певзнер М.М.¹, Волинец А.О.², Куцева Ю.В.¹, Толстых М.Л.³, Бабанский
А.Д.⁴**

*¹ГИН РАН, Москва; ²ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;
³ГЕОХИ РАН, Москва; ⁴ИГЕМ РАН, Москва*

Срединный хребет (СХ) - крупнейшая вулcano-тектоническая структура полуострова Камчатка. Считается, что ранний этап вулканизма СХ был обусловлен субдукцией Тихоокеанской плиты, когда активный желоб располагался на 200 км западнее современного положения, а в позднем миоцене-плиоцене в результате аккреции Кронотской дуги субдукция под СХ была заблокирована [Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2004 и др.]. Данная гипотеза требует подтверждения, в связи с этим большой интерес вызывает изучение пород, образованных в СХ в позднем миоцен-плиоценовое время.

Массив г. Загадка (55° 9'30.26"с.ш., 158°16'33.70"в.д., h 1583.1 м) расположен в южной части СХ, на его восточном фланге и представляет собой сильно эродированную пологонаклонную платообразную поверхность. Согласно [Госгеолкарта, 2009] обсуждаемые вулканы сформировались в плиоцен-раннечетвертичное время и с несогласием залегают на среднемиоценовых породах. Мы провели опробование бронирующих лав г. Загадка, изучили их состав и провели изотопное К-Аг датирование (табл.). Кроме того, в долине руч. Углогового был изучен и датирован выход субвулканического тела среднемиоценового [Госгеолкарта, 2009] возраста.

Измерение содержания радиогенного аргона проводилось в Геологическом институте РАН по валовым пробам из навесок 160-190 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления. Плавление проб происходило при температуре 1600-1800°С. Чистота трасера - моноизотопа ³⁸Ar - составляла 97.5%. Погрешность определения содержания

радиоогенного аргона не превышала $\pm 2\%$. Доля воздушного аргона была в пределах 60-90%. Концентрация калия измерялась на атомном абсорбере ААС-3 в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН аналитиком И.В. Кисловой с погрешностью менее 1%. Погрешность рассчитанного возраста составляла 2-3%; она контролировалась сходимостью повторных измерений проб и по воспроизводимости анализов стандартных образцов. В расчетах возраста использовались константы $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K/K} = 1.167 \times 10^{-4}$ [Staiger, Jager, 1977].

Таблица.

Результаты К-Аг датирования лав массива г. Загадка, Срединный хребет, Камчатка

№ лаб.	№ полевой	Координаты (с.ш., в.д.)	высота (м)	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, мм ³ /г	K, %	K-Ar возраст, млн лет $\pm\sigma$
юго-западные отроги г. Загадка						
21	MILK-0914	55° 7'13.49" 158° 15'28.90"	1213	0.000117	0.59	5.10 $\pm$ 0.08
20	MILK-0913	55° 7'20.05" 158° 15'29.07"	1182	0.000141	0.65	5.59 $\pm$ 0.30
19	MILK-0911	55° 7'29.10" 158° 15'15.66"	1022, обвал	0.000191	0.87	5.63 $\pm$ 0.09
65	MILK-0912	55° 7'23.70" 158° 15'20.48"	1079	0.000156	0.50	8.00 $\pm$ 0.35
руч. Угловой						
64	MILK-0909	55° 7'33.85" 158° 14'18.10"	728	0.000915	0.94	24.9 $\pm$ 0.9

Полученные результаты свидетельствуют о том, что субвулканическое тело в долине руч. Углового образовалось в позднем олигоцене, а бронирующие лавы г. Загадка изливались в позднем миоцене - раннем плиоцене (табл.). По [Госгеолкарта, 2009] для северо-западной оконечности массива имеется К-Аг дата 4.9 ± 0.2 млн лет (обвал кровли плато), которая хорошо согласуется с нашими данными о времени финальных излияний. Обращает на себя внимание период покоя продолжительностью около 2.4 млн лет, разделяющий эффузивы с 8-ми и 5-ти миллионными возрастами. Все изученные породы г. Загадка имеют островодужный характер распределения микроэлементов. Минимальные содержания HFSE и РЗЭ отмечены в 8-ми млн лаве (MILK-0912). Более молодые породы (образцы MILK-0913 (5.6 млн лет) и MILK-0914 (5.1 млн лет)) очень похожи по химическому составу и имеют концентрации несовместимых элементов немного выше, чем в образце MILK-0912. Несколько иной характер распределения микроэлементов отмечен в образце MILK-0911 с возрастом 5.6 млн лет, что, скорее всего, связано с его более кислым составом (58.98 против 54.32 мас. % SiO_2 в образце MILK-0913).

Таким образом, установлено, что на юго-восточном фланге Срединного хребта Камчатки еще в раннем плиоцене (около 5 млн л.н.) происходили излияния лав островодужного типа. Кроме того, в

очередной раз доказано, что на геологических картах возраст пород оказывается систематически моложе реальных значений, полученных при изотопном датировании.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ГИН РАН № 0135-2018-0037 (геохронологические исследования) и ИВиС ДВО РАН № 0282-2016-0004 (анализ геохимических данных), а также при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112 (аналитические работы). Авторы благодарят В.С. Родина за помощь при проведении полевых работ.

Литература

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Лист N-57-IX (Мильково). Объяснительная записка. - СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 143 с.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т Океанологии АН СССР. 1977. С. 137 - 169.

Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: к 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта. 2003. М.: ОИФЗ РАН. С. 338 - 344.

Staiger R.H., Jager H. Subcommition on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359-362.

Первые результаты перекрестного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных торфов в опорных разрезах рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Центральной Камчатки

**Певзнер М.М.¹, Максимов Ф.Е.², Петров А.Ю.², Григорьев В.А.²,
Нечушкин Р.И.¹, Каримов Т.Д.¹**

¹ГИН РАН, Москва; ²СПбГУ, Санкт-Петербург

Главные опорные разрезы среднего и позднего плейстоцена Камчатки расположены в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в долине р. Камчатки и ее притоков и представляют собой высокие (до 100 м) Яры, сложенные рыхлыми отложениями. Считается, что запечатленные в Ярах природные события составляют основу представлений о палеогеографии, палеоклиматологии, истории вулканизма и оледенений, а также тектонической активности всей Камчатки за последние 400 тысяч лет [Брайцева и др., 2005; Госгеолкарта, 2009; Новейший ..., 2005 и др.]. К сожалению, до настоящего времени изотопные (радиоуглеродные) даты имелись лишь для верхней части отложений. Оценка возраста нижней

«среднеплейстоценовой» части Яров до сих пор проводилась по косвенным данным [Певзнер и др., 2018].

В основании сводного разреза рыхлых отложений ЦКД залегает толща озерных «синих глин» (названия толщ приводятся по [Брайцева и др., 1968]), подошва которой скрыта под урезом реки. На озерных отложениях, с четко выраженным размывом, залегает толща аллювиальных «косослоистых песков» мощностью до 40 м. В некоторых Ярах над ней фиксируется так называемая «мореноподобная толща» мощностью до 50 м, иногда она фациально замещается галечниками. Выше располагаются «аллювиальные межледниковые отложения» мощностью до 25 м. Еще выше – «покровные супеси» мощностью до 30 м. Венчает разрез голоценовый почвенно-пирокластический чехол.

В связи с большим количеством вопросов и разночтений по возрасту отложений, представленных в опорных разрезах рыхлых отложений ЦКД, наша рабочая группа начала комплексные работы по изотопному (радиоуглеродному и уран-ториевому) датированию погребенных органических горизонтов в разрезах долины р. Камчатки и ее притоков. Главная цель наших исследований заключается в определении изотопного возраста отложений. Данная публикация посвящена рассмотрению первых результатов перекрестного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных торфов в толще «косослоистых песков» Яра Среднего.

Яр Средний (55°01'10.52" с.ш., 158°59'25.86" в.д.) расположен на правом берегу р. Камчатки в ее среднем течении. Толща «косослоистых песков» имеет здесь мощность около 40 м. В ее нижней половине были обнаружены два хорошо выдержанных по простиранию горизонта погребенных торфов мощностью около 20 см каждый, в которых содержалось несколько маломощных прослоев вулканических пеплов в ненарушенном залегании. По «Верхнему» (20 м над урезом) и «Нижнему» (10 м над урезом) торфам было проведено перекрестное ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование (табл.).

Таблица.

Результаты перекрестного ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных торфов в толще «косослоистых песков» Яра Среднего, Камчатка

№ обр.	Материал для датирования	^{14}C возраст (лет)	Калиброванный возраст* (тыс. лет)	$^{230}\text{Th}/\text{U}$ (тыс. лет) L/L модель	$^{230}\text{Th}/\text{U}$ (тыс. лет) TSD модель
15311	«Верхний» торф	43250±700	44.4±0.7	46±4 (8 обр.)	43±4 (8 обр.)
15308	«Нижний» торф	43000±600	44.2±1.1	34±3 (3 обр.) 40±3 (5 обр.)	66±9 (3 обр.) -

Примечание. *Калибровка ^{14}C дат выполнена по [Reimer et al., 2013]. ^{14}C датирование проводилось в Геологическом институте РАН. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование выполнено в СПбГУ.

Для определения возраста образцов применялась версия изохронного приближения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода, основанная на количественном определении изотопов U и Th в серии одновозрастных образцов с использованием методик выщелачивания (L/L-модель) и полного растворения (TSD-модель) [Максимов, Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2017а,б]

По результатам проведенного перекрестного датирования можно заключить:

1. Полученные даты (^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$) хорошо согласуются между собой для «Верхнего» (обр. 15311) и удовлетворительно - для «Нижнего» торфа (обр. 15308).

2. Возраст нижней половины толщи «косослоистых песков» может относиться к МИС-3, т.е. к позднему плейстоцену, а не к среднему, как считалось ранее.

3. Значительный разброс значений $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дат по обр. 15308, вероятно, обусловлен нарушением предпосылок изохронного приближения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода. Это может быть связано с наличием более чем одного источника детритного загрязнения торфа (например, дополнительным источником может являться вулканический пепел). Также, не исключается частичное несоблюдение для торфа условий закрытой радиометрической системы относительно изотопов урана и тория в постседиментационное время.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2018-0037 (радиоуглеродное датирование), при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00352 (уран-ториевое датирование и анализ данных) и гранта Президента РФ МК-1428.2017.5 (уран-ториевое датирование).

Литература

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений центральной камчатской депрессии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Том 13. № 1. С. 121-130.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Лист N-57-IX (Мильково). Объяснительная записка. - СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 143 с.

Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеплейстоценовых отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер.7, Вып. 4. С. 94-107.

Максимов Ф. Е., Щетников А. А., Кузнецов и др. Уран-ториевый возраст казанцевского (МИС 5) горизонта в Усть-Одинском опорном разрезе верхнего неоплейстоцена (Предбайкалье) // ДАН. 2017а. Т. 473, № 2. С. 185-189.

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Лаухин С.А. и др. Новые данные о возрасте и условиях формирования погребенных органогенных отложений в среднем течении реки Оби // Сибирский экологический журнал. 2017б. № 4. С. 427-439.

Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лавров; Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. М.: Наука. 2005. 604 с.

Певзнер М.М., Яшина О.В., Смышляева О.И. и др. Опорные разрезы рыхлых отложений позднего-среднего плейстоцена Камчатки: современное состояние, проблема возраста и перспективы изучения // Литология и полезные ископаемые. 2018, в печати.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50.000 Years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. № 4. P. 1869-1887.

Фрагменты докембрийских офиолитов в структуре уралид Среднего и Северного Урала: изотопно-геохронологические ограничения

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

Плутонические породы офиолитовой ассоциации - габбро и перидотиты, прорываемые комплексами параллельных долеритовых даек и пространственно ассоциирующие с базальтовыми толщами, довольно широко распространены в краевых частях Тагильского палеоостроводужного блока, а также входят в состав аллохтонных тектонических пластин в пределах Восточно-Уральской структуры. Опубликованные в настоящее время возрастные данные для плутонических пород офиолитов, далеко не всегда соответствуют возрастам пространственно ассоциирующих с ними базальтов. В частности, в западной части Тагильской структуры, известна офиолитовая ассоциация, представленная дунит- гарцбургитовым салатимским и габброидным кошминским комплексами; габбро прорываются мариинским комплексом параллельных даек, который, в свою очередь, перекрывается позднеордовикскими базальтами нижней части шемурской свиты. Изотопно-геохронологические исследования дайкового комплекса не проводились, а Sm-Nd изохронный возраст метаморфизованного габбро (прорываемого дайками) определенный нами в трех обнажениях - в западном обрамлении Ялпингьерского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ), в скрине среди комплекса «дайка в дайке» западнее Помурского массива ППУ а также севернее Кытлымского массива, характеризуется значениями 556 ± 32 млн лет, 581 ± 44 млн лет и 574 ± 54 млн лет, соответственно. Серпентинизированные гарцбургиты салатимского комплекса также прорываются дайками долеритов. Изотопно-геохронологические исследования базальтоидных брекчий, тела которых секут ультрамафиты салатимского комплекса в пределах Сертыньинского массива, показали наличие трёх групп цирконов: архейских (2605 и 2659 млн лет), раннепротерозойских и рифейских (1713 и 1200 млн лет), а также позднерифейско-раннекембрийских (617, 561 и 530 млн лет); более "молодые" цирконы не были обнаружены. Кроме докембрийских габбро офиолитового типа, в западной части Тагильской структуры присутствуют тектонические пластины гранатосодержащих плагиогнейсов и амфиболитов, имеющих геохимические параметры, сближающие их с вулканитами примитивных островных дуг. Sm-Nd изохронный возраст гнейсов

573±46 млн лет, конкордантный U-Pb возраст выделенных из них цирконов - 571±31 млн лет. В восточной части Тагильской структуры также известна офиолитовая ассоциация, в состав которой входят дунит- гарцбургитовый серовский, дунит-верлит-клино-пироксенит-габбровый устейский, долеритовый язвинский комплексы и позднеордовикско-раннесилурийские базальты нижней красноуральской свиты. По нашим данным, габбро устейского комплекса при этом имеют вендский возраст, что обосновано Sm-Nd изохронными датировками 566±27 и 540±26 млн лет. В пределах Восточно-Уральской структуры, как и в смежной Тагильской, присутствуют дунит-гарцбургитовые и, пространственно ассоциирующие с ними, габброидные комплексы, фрагменты комплексов параллельных долеритовых даек, метаморфизованные базальты. Габбро-перидотитовые пластины входят в состав сложно построенных тектонических покровов, где пространственно ассоциируют с ордовикскими (?), силурийскими и девонскими интрузивными, вулканогенными и осадочными образованиями и прорываются интрузиями каменноугольных и пермских орогенных гранитов. В пределах наиболее крупного и наименее переработанного орогенными процессами Алапаевского массива (тектонической пластины), сложного перидотитами, дунитами и габбро, нами определен Sm-Nd изохронный возраст амфибол- сосюритового метагаббро - 579±42 млн лет. U-Pb данные для зерен цирконов из вкрапленных хромитовых руд, залегающих среди перидотитов, соответствуют двум кластерам, имеющим конкордантные возраста 588±16 и 428.5±8.5 млн лет. Полученное по цирконам значение возраста 588±16 млн лет в пределах погрешностей анализа соответствует Sm-Nd возрасту габбро этого же массива (579±42 млн лет) и, вероятно, отвечает эпохе деплетирования верхней мантии, сопровождаемой формированием хромитовых залежей, и одновременной кристаллизации габброидного комплекса в нижней коре. Позднее наши результаты были подтверждены другими исследователями. Так, при проведении ГДП-200 Алапаевской площади, по фракциям плагиоклаза, амфибола, отобранным из амфиболового метагаббро Алапаевского массива и породе в целом, получена Sm-Nd изохрона 580±14 млн лет, а исследование пироксен-амфиболовых габбро расположенного южнее Быстринского массива, выявило Sm-Nd изохрону определяющую возраст 587±19 млн лет. Перечисленные датировки хорошо увязываются с данными Г.Н. Савельевой с соавторами, установившими по цирконам из хромитов Войкаро-Сыньинского габбро-перидотитового массива возраст 585±6 млн лет (U-Pb SHRIMP-II). Несколькo более молодые, но тем не менее доордовикские определения получены Смирновым с соавторами (2009) для Ключевского дунит-перидотитового массива, расположенного

южнее Алапаевского - Sm-Nd эохрона 514 ± 17 млн лет ($CKBO = 2.4$, $n = 7$) по валовым пробам дунитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и габбро, а также монофракциям оливина и клинопироксена. Вторая группа U- Pb данных этих же авторов, по цирконам из хромитов Алапаевского массива, определяемая как 428.5 ± 8.5 млн лет, соответствует значению возраста амфиболовых габбро (428 ± 3.7 млн лет) из близлежащего Рефтинского комплекса параллельных долеритовых даек (U-Pb SHRIMP-II). Раннесилурийские цифры абсолютного возраста (441-449 млн лет) получены К.С. Ивановым с соавторами (2013) по цирконам из дунитов и оливиновых пироксенитов расположенного в той же зоне Ключевского массива (кумулятивный комплекс), и из мантийного дунит-гарцбургитового комплекса того же массива - 446.5 ± 7.1 млн лет. Позднее, Смирновым и др., (2016), было обнаружено, что в силурийских цирконах из офиолитовых габбро указанного массива содержатся микровключения минералов группы эпидота, а также тремолита и эденита, что указывает на метаморфическое происхождение изученных цирконов.

Таким образом, приведенные выше данные, указывают на присутствие среди палеозойских комплексов уралид тектонических фрагментов, сложенных породами доордовикских палеоспрединговых структур. Об этом же свидетельствуют и результаты изотопно-геохронологических исследований ультраосновных массивов в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Так, для хромитов из лерцолитов Миндякского массива имеется Re-Os датировка 1250 ± 80 млн лет, Sm-Nd возраст перидотитов при этом составил 882 ± 83 млн лет; возраст габбро, пространственно ассоциирующих с ультрамафитами, определяется Re-Os изохронами 804 ± 37 , 476 ± 19 и 447 ± 20 млн лет, а также Sm-Nd изохроной 540 ± 18 млн лет. Присутствие среди палеозойских толщ тектонических фрагментов только нижней части докембрийского офиолитового разреза (мантийных и нижнекоровых перидотитов и габбро) и отсутствие докембрийских долеритовых, базальтовых и кремнистых образований вероятно связано с недостаточной изученностью возраста метадолеритов комплексов «дайка в дайке» и «немых» metabазальтовых толщ, тектонические фрагменты которых пространственно ассоциируют с блоками плутонических пород офиолитовой ассоциации. Часть докембрийских субокеанических вулканогенных и осадочных пород, вероятно, вошла впоследствии в состав протолита палеозойских метаморфических комплексов, например, Сысертского и Уфалейского.

Два этапа коллизионного метаморфизма на Среднем Урале: Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопные ограничения

Петров Г.А.¹, Ронкин Ю.Л.¹, Рыбалка А.В.²

¹ ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ² ФГБУ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Вопрос о времени проявления коллизионных процессов на Урале до сих пор остается дискуссионным. В первом приближении, рассматриваемая проблема решается на основе анализа фаций осадочных пород, выделения орогенных (молассовых) осадочных комплексов, изучения геохимии магматических образований, а также путем определения возраста метаморфических процессов методами изотопной геологии.

В соответствии с Федеральной программой «Создание государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин» в свое время были выполнены три субширотных геолого-геофизических пересечения Урала глубинными профилями нового поколения (Южно-Уральским, Средне-Уральским, Полярно-Уральским), среди которых Средне-Уральский трансект [1] является наиболее протяжённым, пересекающим практически все геологические структуры Уральского складчатого пояса, в том числе ряд метаморфических образований, давая представление о глубинном строении центрального сегмента этой широты.

При проведении комплексных геолого-геофизических исследований по упомянутому Среднеуральскому трансекту было выполнено изучение трех метаморфических комплексов - Салдинского, Гаевского и Красногвардейского методами изотопной геологии, с целью уточнения времени проявления метаморфических процессов на восточном склоне Среднего Урала. Данные комплексы располагаются на одной широте, изучение возраста слагающих их пород позволяет проследить возрастную зональность метаморфизма (или отсутствие таковой) с запада на восток, вкрест простирания Уральского складчатого пояса.

Салдинский метаморфический комплекс, самый западный из упомянутой цепочки структур, входит в состав Верхотурско-Исетской СФЗ Восточноуральской мегазоны. Уникальность комплекса заключается в том, что он включает метаморфические породы амфиболитовой и высокобарической гранулитовой фаций. ^{147}Sm - ^{143}Nd методом анализировался образец 071-3, представляющий собой амфибол-плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновый гранулит (р. Тагил, ур. Пряничниково). Микрозондовые исследования показали отсутствие

отчетливо выраженной зональности в составе минералов, что свидетельствует о равновесности парагенезиса. Аппроксимация фигуративных точек граната, клинопироксена, плагиоклаза и валового состава гранулита на диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, позволила выявить эволюционную зависимость ($\text{MSWD} = 2.0$), соответствующую возрасту 370 ± 38 млн лет ($\epsilon_{\text{Nd}} = +5.8$), что отвечает верхнему девону. Полученная цифра хорошо согласуется с ранее полученными девонскими датировками по цирконам и ^{147}Sm - ^{143}Nd изохронными определениями возраста двупироксеновых габбро-гранулитов и гранодиорито-гнейсов [2, 3].

Гаевский метаморфический комплекс расположен восточнее Салдинского и входит в состав Сосьвинско-Адуйской СФЗ Восточноуральской мегазоны. Полевые геологические наблюдения и изучение шлифов показали, что комплекс состоит, главным образом, из метаморфизованных терригенных пород - граувакковых и аркозовых песчаников, алевролитов, кварцевых песчаников. На классификационных геохимических диаграммах, фигуративные точки составов проанализированных образцов гнейсов попадают в поля граувакк, осадков островных дуг, реже литаренитов и аркозов. Изучение Rb-Sr изотопной систематики образца гнейса и выделенных из него минеральных фракций полевого шпата, граната и биотита, позволило выявить на графике Николайсена линию регрессии, наклон которой определяет изохронный ($\text{MSWD} = 1.5$) возраст 254 ± 1.3 млн. лет, что соответствует границе вятского и северодвинского ярусов татарского отдела верхней перми.

Красногвардейский метаморфический комплекс, расположенный восточнее двух ранее охарактеризованных, входит в состав Красногвардейско-Улугушской СФЗ Зауральской мегазоны. Выполненные полевые исследования и петрографическое изучение образцов и их шлифов показали значительное сходство составов пород Гаевского и Красногвардейского комплексов. В последнем также преобладают гнейсы, образованные по терригенным породам - граувакковым и аркозовым песчаникам. По геохимическим характеристикам породы Красногвардейского метаморфического комплекса также попадают на классификационных диаграммах в поля граувакк, осадков островных дуг, реже литаренитов и аркозов. Rb-Sr изотопная систематика образца амфибол-биотитового гнейса и выделенных из него минеральных фракций полевого шпата, амфибола и биотита, предоставляет возможность обнаружить наличие изохронной зависимости ($\text{MSWD} = 1.7$) с возрастом 253.6 ± 1.2 млн. лет, что в пределах аналитической погрешности совпадает с Rb-Sr датировкой гнейсов Гаевского комплекса. Первичное отношение изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.70548$) в проанализированном образце несколько

выше, чем в гнейсах Гаевского комплекса, но также соответствует параметрам пород островных дуг.

В целом, полученные результаты изучения трех метаморфических комплексов - Салдинского, Гаевского и Красногвардейского Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd методами изотопной геологии позволяют сделать выводы о том, что в геологической истории Урала проявлены, по крайней мере, два этапа палеозойского коллизионного метаморфизма - позднедевонско-раннекаменноугольный и позднепермский. Это заставляет предполагать наличие двух геологических событий, обусловивших появление метаморфических парагенезисов.

Первое (позднедевонско-раннекаменноугольное) геологическое событие вероятно связано с аккрецией восточно-уральских блоков к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента (Лавруссии), а второе - с замыканием палеоокеанического пространства, существовавшего между Казахстанским композитным континентом и упомянутыми восточно-уральскими блоками, входившими в верхнем палеозое в состав континентальной окраины Лавруссии. В результате второго (позднепалеозойского) коллизионного тектонического события образовался крупный ороген, захвативший современный Урал и часть фундамента Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

Литература

1. Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К. Среднеуральский трансект ESRU // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2006. С. 390-401.
2. Петров Г.А. К вопросу о происхождении гранулитов Салдинского комплекса // Ежегодник-2002 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 108-114.
3. Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G. Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen. // Int. J. Earth Sci. (2000) 89:21-39.

С- и Sr- изотопная стратиграфия ордовикских отложений Сибирской платформы

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Зайцев А.В., Дронов А.В., Петров О.Л.

ГИН РАН, Москва

Ордовикские отложения, сформированные в крайне мелководном эпиконтинентальном бассейне, занимают значительную площадь Сибирской платформы, уступая в этом отношении лишь кембрию. Сложная фациальная дифференциация, провинциализм и небольшое видовое разнообразие фауны существенно затрудняют их детальное стратиграфическое расчленение и корреляцию с другими регионами.

Первая попытка сопоставления отложений среднего-верхнего ордовика западной части Сибирской платформы (р.р. Кулюмбе и Подкаменная Тунгуска) с опорными разрезами Балтоскандии на основе изотопного состава углерода [1] дала противоречивые результаты. При некотором сходстве конфигураций С-изотопных кривых, значения $\delta^{13}\text{C}$ в изученных сибирских разрезах оказались на 3-5‰, а на некоторых интервалах на 6-8‰ ниже, чем в разрезах Балтоскандии.

Нами был изучен изотопный состав углерода, кислорода, серы и стронция в двух опорных разрезах, принадлежащих к различным провинциям: р. Мойеро и р. Вилюй. Установлено, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипсах и известняках ордовикского разреза р. Мойеро уменьшаются снизу вверх по разрезу от 0.7091 в ирбуклинской свите (няйский горизонт ~ тремадоковский ярус нижнего ордовика) до 0.7080 в верхней части джеромской свиты (долборский горизонт ~ катийский ярус верхнего ордовика), что находится в хорошем соответствии с биостратиграфическим расчленением разреза и существующим представлением об эволюции изотопного состава стронция в Мировом океане.

Наиболее характерной особенностью изотопно-углеродной кривой в разрезе р. Мойеро является уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах от слабо положительных (0.5...1.1‰) в ирбуклинской свите (няйском горизонте) до резко отрицательных (-5.4...-5.8‰) в средней части кочаканской свиты (кровля кимайского горизонта ~ основание дарривильского яруса). Увеличение в этом интервале разреза значений $\delta^{18}\text{O}$ от 20-22‰ до 26-28‰ и отрицательная корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а также уменьшение значений $\delta^{34}\text{S}$ в гипсах от 30-32‰ до 22-24‰, показывающее, что обеднение карбонатов ^{13}C не связано с сульфат-редукцией и окислением органического вещества в диагенезе, позволяют считать этот отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ первичным.

На р. Вилюй нижняя часть ордовика сложена, главным образом, доломитами и мергелями, малоперспективными для Sr-изотопной стратиграфии. В гипсах харьялахской свиты ($\text{O}_2\text{-O}_3$), однообразные значения $\delta^{34}\text{S}$ в которых ($26.6 \pm 1.2\text{‰}$) свидетельствуют о весьма слабых постседиментационных изменениях, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ закономерно уменьшаются от 0.7087 до 0.7080, что позволяет уточнить положение границ среднего и верхнего ордовика: она располагается с средней части харьялахской свиты, а не в ее кровле, как предполагалось ранее. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах вилюйского разреза, так же как на р. Мойеро, закономерно уменьшаются от 0.1...0.8‰ в нижнем ордовике (балыктахская свита) до -4.1...-4.8‰ в низах среднего (харьялахская свита).

Верхняя часть ордовика на р. Мойеро характеризуется сравнительно однообразными значениями $\delta^{18}\text{O} = 26 \pm 1\text{‰}$ и чередованием интервалов с пониженными (до -2‰ – -3‰) и повышенными (до 0.5‰ – 1.3‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$, амплитуда и положение которых в разрезе сходны с экскурсами в опорных разрезах Балтоскандии. В разрезе верхнего ордовика р. Вилуй, напротив, установлены широкие вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, сближающие его с разрезами р.р. Подкаменная Тунгуска и Мойеро и связанные, по нашему мнению, с периодическим опреснением бассейнов седиментации.

Важнейшим глобальным изотопно-углеродным событием ордовика в настоящее время признается позитивная аномалия отсутствующего в Сибири хирнанского яруса (O_3), маркирующего ранне-палеозойское оледенение и Великое Вымирание. Не менее значимым, возможно, является отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, экстремум которой приходится на верхнюю часть кимайского горизонта, соответствующего дапинскому ярусу - основанию дарревильского яруса среднего ордовика (рис. 1).

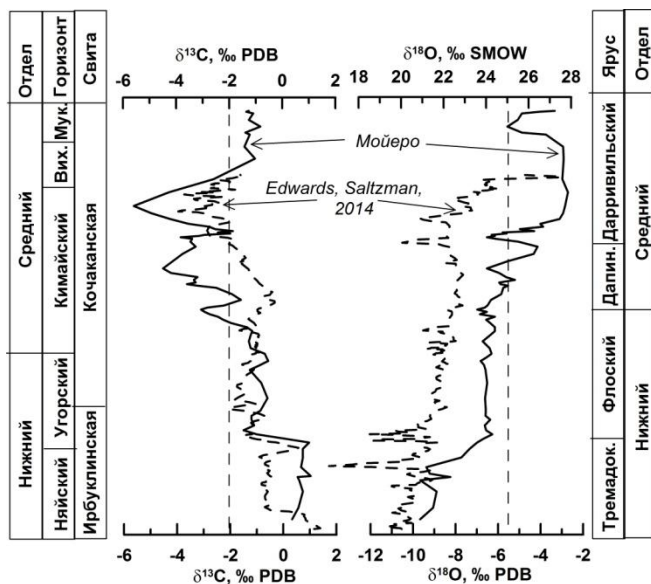


Рис. 1. Сопоставление вариаций изотопного состава углерода и кислорода в ранне-средне- ордовикских карбонатах разрезах р. Мойеро, север Сибирской платформы (наши данные) и разреза Шингл-Пасс Большого Басейна Северной Америки [Edwards, Saltzman, 2014]

Очень близкие по амплитуде и положению в разрезе отрицательные экскурсы установлены в ордовике Северной Америки [2, 3], что подтверждает географическую близость палеоконтинетов Сибири и Лаврентии. Причиной этих протяженных и высокоамплитудных (до -6‰)

изотопно-углеродных аномалий могло быть появление на рубеже раннего и среднего ордовика наземной растительности и развитие почвенных процессов [4].

Результаты, полученные по разрезу р. Мойеро, подтвердили, также, наличие труднообъяснимого обогащения карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O на 3-4‰ от раннего ордовика к среднему, ранее установленного на других континентах и в других фациальных условиях. Этот факт позволяет предположить глобальный или субглобальный характер данного события, возможно, связанного с изменением изотопного состава кислорода в воде Мирового океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00487 и 16-05-00799).

Литература

1. Ainsaar L., Peep Männik P., Dronov A.V. et al. // *Palaeoworld*. 2015. 24, pp. 123-135.
2. Edwards C.T., Saltzman M.R. // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. V. 399. P. 1-20.
3. McLaughlin P.I., Emsbo P., Desrochers A. et al. // *Canadian J. Earth Sciences*. 2016. V. 53. № 8. P. 865-874.
4. Steemans, P., Le Hérisse, A., Melvin, J. et al // *Science*. 2009. V. 324. P. 353.

Этап скольжения литосферных плит на Восточной Чукотке: данные прецизионной изотопной периодизации

Полин В.Ф.¹, Тихомиров П.Л.², Травин А.В.³

¹ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток; ²ООО "Институт геотехнологий", г. Москва; ³ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Изучены изотопно-геохронологические аспекты проявлений трахидацит-трахириолитового и трахибазальт-трахидацитового вулканизма завершающих фаз деятельности Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), развитых в междуречье Амгуэма - Канчалан. Возраст трахидацит-трахириолитовой формации прежде рассматривался в интервале от сеномана до дания; время становления трахибазальт-трахидацитовой формации оценивалось как сеноманское, маастрихтское либо палеоцен-эоценовое [Белый, 1977; Сидоров и др., 1970; Берман, 1970; и др.]. Впервые проведенная прецизионная изотопная периодизация вулканоплутонизма Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (АКВП) ОЧВП [Сахно и др., 2010] показала необходимость внесения корректив в существующие представления о возрасте слагающих его пород.

Изучение времени становления последних фаз вулканоплутонизма АКВП предпринято нами с целью периодизации постсубдукционного этапа деятельности ОЧВП в его северо-восточном секторе, именуемом Восточно-Чукотской вулканической зоной (ВЧВЗ). Исследованы вулканиты и субвулканиты трахидацит-трахириолитовой формации, представленной здесь леурваамской свитой с субвулканическими коагматами, и, перекрывающей её, трахибазальт-трахидациандезит-трахидацитовую формации, в объеме нунлигранской свиты и её коагматов. Золото-сереброносная трахидацит-трахириолитовая формация прежде относилась к завершающей фазе надсубдукционного вулканизма ОЧВП. Трахибазальт-трахидациандезит-трахидацитовая формация по геологическим, геохимическим, изотопно-геохимическим признакам считается типичной постсубдукционной, окраинно-континентально-рифтогенной [Полин, Молл-Столкап, 1999; Полин и др., 2006, 2009; и др.].

Новые данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной периодизации, вкпе с ранее опубликованными материалами уран-свинцового (ШРИМП) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Сахно и др., 2010] показывают, что время проявления трахидацит-трахириолитовой формации в изученном районе соответствует интервалу 77.6-76.1 млн лет (± 1.2 млн лет) (средний кампан), составляющему 1.5 млн лет. Кампанский возраст леурваамской свиты подтверждается её фитостратиграфическими датировками (аркагалинский фитокомплекс). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ «плато-возраст» роговой обманки из трахидациандезита дайки нунлигранского комплекса, рвущей пачку нунлигранских трахибазальтов и лежащую на ней толщу трахиандезитов-трахидацитов, составил 74.4 ± 1.6 млн лет. Этой средне-позднекампанской датой фиксируется **верхняя** возрастная граница нунлигранского комплекса в Амгуэмо-Канчаланском вулканическом поле. Время становления бимодальной трахибазальт-трахидациандезит-трахидацитоной ассоциации этого комплекса попадает во временную «вилку» (1.7 млн лет) между образованием субвулканического ультракалиевого трахириолита, финального для леурваамского комплекса (76.1 ± 1.1 млн лет, по данным ШРИМП-анализа цирконов) и возрастом вышеупомянутой дайки нунлигранского трахидациандезита (74.4 ± 1.6 млн лет).

Можно предположить, что разрыв во времени между становлением завершающей фазы золото-сереброносного кислого вулканоплутонизма и началом извержения оливин-содержащих базальтов трахибазальт-трахидациандезит-трахидацитоной формации был минимален и не превышал первых сотен тысяч лет. Близкая временная последовательность проявлений кислого и бимодального типов субшелочного вулканоплутонизма на завершающей стадии становления АКВП, при учёте их тесной структурной и пространственной связи [Полин, 1990], позволяет говорить о

принадлежности **обеих** формаций, а не только бимодальной [Полин, Молл-Столкап, 1999; Полин и др., 2006], к единому тектоно-магматическому циклу, связанному с разными фазами этапа скольжения литосферных плит в ВЧВЗ. Представляется следующая модель. В начальную фазу (средний кампан), по окончании субдукции океанической плиты под континент, образовалась серия «слэб-виндоу», подъем и плавление мантийного вещества, проникновение мантийных базитовых расплавов в пределы земной коры. Происхождение трахидацит-трахириолитовой формации было связано с анатексисом корового вещества при внедрении базальтовых расплавов и их длительной задержке в зонах сжатия, под воздействием флюидно-теплового потока, исходящего от промежуточных базальтовых очагов. На завершающей фазе (средний-поздний кампан) произошло раскрытие синсдвиговых «параллелограммов растяжения» и подъем к поверхности мантийных базальтовых, слабо дифференцированных расплавов. На участках относительного сжатия формировались небольшие по площади стратовулканы, под которыми, из-за задержки магм в промежуточных очагах, наиболее полно проявились процессы паратексиса и последующего флюидного синтексиса базальтовых и кислых расплавов, с образованием значительных объемов синтексических умеренно-кислых магм [Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999].

В заключение надо отметить необходимость, в свете новых данных ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, **исключения** из состава нунлигранского комплекса значительно более поздних по времени образования (маастрихт: 67±0.5 млн лет) субвулканических и гипабиссальных тел щелочных пород: комендитов, пантеллеритов и щелочных гранитов, прежде относимых к этому комплексу [Полин, 1990; Полин и др., 2006, 2009; и др.]. Щелочные вулканоплутониты по петролого-геохимическим характеристикам принадлежат к типичным внутриплитным образованиям [Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999; Полин и др., 2006, 2009; и др.] и характеризуют, как теперь стало очевидным, **новый** этап тектоно-магматической активности в пределах ВЧВЗ ОЧВП.

Третий вывод, вытекающий из представленного материала: период становления нунлигранского комплекса совпадает со временем формирования мыгдыкитского комплекса в Малтано-Ольском вулканическом поле ОЧВП. С учетом идентичности составов пород этих комплексов, стало возможным говорить о полной их аналогии и, соответственно, неправомерности отнесения нунлигранского комплекса к Анадырско-Бристольскому вулканогенному поясу (Акинин, Миллер, 2011).

Работа выполнена при поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-015.

Литература

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция..., // Петрология, 2011. Т. 19. № 3. С. 249-290.
Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры ..., М.: Наука, 1977. 171 с.
Берман Ю.С. Типы, условия формирования ..., // Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук / М., ЦНИГРИ, 1970. 25 с.
Полин В.Ф. Петрология контрастной..., Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.
Полин В.Ф., Сахно В.Г., Молл-Столкап Э.Дж. Охотско-Чукотский..., / Геодинамика...: в 2 кн. / под редакцией А.И. Ханчука.-Владивосток, Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 260-273.
Полин В.Ф. и др. Изотопно-геохимические..., // ДАН, 2009. Т. 429. № 2. С. 227-233.
Сахно В.Г. Полин В.Ф., Акинин В.В. и др. Разновременность формирования...// ДАН, 2010. Т. 434. № 3. С. 365-371.
Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И. К проблеме возраста...// Советская геология, 1970. № 8. С. 77-85.

Геохронология и изотопия (Sr, Nd, O) щелочных пород Алданского щита: новые данные

Пономарчук А.В.¹, Прокопьев И.Р.^{1,2}, Дорошкевич А.Г.^{1,3}

¹Институт Геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск; ²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск; ³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Алданский щит представляет собой древнюю литосферную плиту, с отчетливо проявленным блоковым строением, неоднократно взаимодействующим с соседними подвижными областями. Влияние орогенеза в Верхояно-Чукотской и Монголо-Охотской складчатых областях, являющимися в мезозое южной и юго-восточной окраинами палеоконтинента, обусловило тектоно-магматическую активизацию Алданского щита и образование значительного ареала щелочных пород. Проявление магматизма носит не повсеместный характер - изверженные породы проявлены в ряде разобщенных районов, внутри которых выделяют отдельные массивы и отдельные зоны. Мезозойский магматизм Алданского щита характеризуется широким развитием щелочных и субщелочных пород калиевой специализации.

Ыллымахский массив находится в южной части Алданской плиты и входит в состав Центрально-Алданского рудного района. Массив характеризуется концентрически зональным строением. Наиболее ранними являются высококалиевые псевдолейцитовые порфировые породы. Малиньиты располагаются в виде кольцевой зоны, между интрузивом порфировых пород и вмещающими известняками. Щелочные сиениты слагают крупный шток, вытянутый в меридиональном направлении и разделяющий интрузив на западную и

восточную часть. Щелочные сиениты рассеяны многочисленными дайками селъвсбергитов и щелочных гранитов. Минералогические и петролого-геохимические характеристики пород Ыллымахского массива свидетельствуют о сингенетичности формирующих их расплавов. Установлена следующая последовательность формирования пород (Ar-Ar данные): лейцитовые и нефелиновые сиениты (140 ± 1.9 млн. лет) - щелочные сиениты (131 ± 2.4 млн. лет) - щелочные граниты (125 ± 1.9 млн. лет). Щелочные сиениты имеют отрицательные величины ϵNd , которые попадают в узкий интервал от (-13.07) до (-14.09). Возраст источника сиенитов $T_{Nd}(DM) = 1.7-2.0$ млрд. лет. Граниты характеризуются аналогичным значением ϵNd - (-13.06), но отличаются модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 1.4$ млрд. лет. Породы также обнаруживают значительное обогащение радиогенной компонентой, первичное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ повышается до 0.710 против 0.705 для щелочных сиенитов. Значения $\delta^{18}O$ пород массива соответствуют магматическим породам.

Зонально-кольцевой массив Инагли расположен так же в Центрально-Алданском рудном районе. Центральная часть интрузива представлена дунитами. Внешняя оторочка имеет концентрически зональное строение и сложена пироксенитами и щелочными габброидами, а также дайками сиенитов. Массив обрамляется пост-юрскими интрузиями сиенит- и монцонит-порфиров. Геологические наблюдения показывают множественные наложенные на дунитовое ядро вторичные процессы: внедрение даек клинопироксенитов, образование флогопитовых и хромдиопсидовых линз и жил, пегматитовых жил (хромдиопсид-ортоклазовые, ортоклаз-амфиболовые, микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином). Установлено (Ar-Ar данные), что внедрение щелочных пород массива происходило как минимум в два этапа: (1) кристаллизация оторочки дунитового ядра - клинопироксенитов, датируется возрастом 142.4 ± 2 млн. лет; (2) образование дифференцированного щелочного кольца массива и рудных метасоматитов происходило в интервале 133-128 млн. лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет 133.2 ± 2.2 млн. лет, монцонит-порфиров - 130.8 ± 2 млн. лет, лейкократовых сиенитов - не менее 128.2 ± 4.4 млн. лет, шонкинитов - 128.4 ± 1.5 млн. лет. Возраст вторичных процессов составляет 136.5 ± 5.3 млн. лет (по флогопиту из дунитов), а возраст кристаллизации амфибола из пегматитовой жилы равен 133.4 ± 1 млн. лет. Значения ϵNd щелочных пород варьируют в интервале от (-12.4) до (-22.2). Первичное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ изменяется в пределах от 0.705 до 0.707. Значения $\delta^{18}O$ пород массива (5.5-8.2‰) ложатся в интервал магматических пород, за исключением монцонит-порфиров (9.3-10.3‰). Интерпретация утяжеления изотопного состава монцонит-порфиров неоднозначна и может объясняться как взаимодействием с

вмещающими породами, так и процессами фракционной кристаллизации.

Верхнеамгинский золотоносный район расположен на территории Южной Якутии, в 120 км к западу от г. Алдана. Территория исследуемого района входит в состав Амгинской субмеридиональной структурной зоны тектонического меланжа, отделяющей Центрально-Алданский составной террейн с востока от расположенных к западу и югу от нее соответственно Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов. Согласно геологическому и петрографическому изучению щелочных пород Верхнеамгинской золотоносной площади установлено, что основные фазы мезозойских массивов представлены штокообразными телами сиенитов и сиенит-порфиров, а также дайками и силлами лампрофиров (минетт). Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования показали, что образование пород Верхнеамгинского массива носило импульсный характер; две стадии кристаллизации основных щелочных фаз массива отвечают следующим возрастным интервалам: (1) 129.1 ± 2.5 млн. лет внедрение сиенитов; (2) 117.7 ± 3.4 млн. лет внедрение даек лампрофиров. Возраст кристаллизации сиенитов подтвержден U-Pb методом по цирконам - 130 ± 3 млн. лет. Обращает на себя внимание так же присутствие групп древних ядер цирконов с возрастными 2.7 млрд. лет и 1.9 млрд. лет, захват которых мог происходить из древнего литосферного источника. Аналогичные значения возраста наблюдались при датировании цирконов лампрофиров массива Рябиновый [Шатов и др., 2012]. Возраст карбонатитов Селигдара Центральном Центральном Алдана составляет 1880 ± 13 млн лет. Модель образования калиевых пород Алданского щита [Кононова и др., 1995, Doroshkevich et al., 2017], основанная на анализе изотопных характеристик пород, предлагает палеоархейское обособление обогащенного источника от деплетированной мантии. Частичное плавление этого обогащенного литосферного субстрата, произошедшее в позднем мезозое, привело к образованию большого количества высококалиевого расплава с формированием многочисленных массивов Алданского щита.

Литература

1. В.А. Кононова, В.А. Павлов, О.А. Богатиков, У. Мюс-Шумахер, Й. Келлер. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис. Геотектоника №3. 1995. С.35-46.
2. Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л. Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия). Региональная геология и металлогения. 2012. № 51. С. 62-78.
3. Doroshkevich AG, Prokopyev IR, Izokh AE, Klemd R, Ponomarchuk AV., Nikolaeva IV., Vladyskin NV. 2018 Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesioicarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield// Journal of Asian Earth Sciences v. 154, p. 354-368

U-Pb изотопная систематика циркона из риолита (SHRIMP-II) и андезита (LA ICP-MS) Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал)

Притчин М.Е., Ронкин Ю.Л., Сорока Е.И., Бушарина С.В.

ИГГ Ур О РАН, г.Екатеринбург

В соответствии с имеющимися представлениями, Сафьяновское месторождение (СМ), уральского типа (содержание и запасы меди до 3.33%, 0.9 млн тонн, соответственно, локализовано в Восточно-Уральской мегазоне Среднего Урала на южном окончании Режевской структурно-формационной зоны. По мнению большинства исследователей, СМ представляет собой интенсивно тектонизированный сохранившийся фрагмент палеовулканической постройки основного-среднего-кислого состава среднепалеозойского возраста, к вершине которой приурочена линейная палеодепрессия, выполненная вулканомиктовыми породами и сплошными и вкраплено-прожилковыми медно-цинковыми рудами комплексного генезиса. Рудоносный блок залегает в пакете тектонических пластин. Верхнюю тектоническую пластину образуют альпинотипные ультрамафиты Режевского массива (алапаевский комплекс). Ниже расположена тектоническая пластина, к которой относится рудовмещающий комплекс пород СМ. В него входят вулканогенные породы, отнесенные к базальт-риолитовой формации среднего девона (в соответствии с легендой Среднеуральской серии - теченская свита; ранее - сафьяновская вулканическая ассоциация). Непосредственно рудовмещающими являются полифациальные кремнекислые образования, представленные риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами, туффитами, брекчиями с прослоями андезитов и вулканогенно-обломочными породами аналогичного состава с прослоями углеродисто-кремнистых пород и известняков ниже-среднедевонского возраста.

В Режевском районе, в ходе поисковых и разведочных работ, В.Н. Пучковым с соавторами (ссылка 4 в [1]), среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ были впервые сделаны находки конодонтов, которые, вопреки ранее существовавшему мнению о силурийском возрасте этих толщ, позволили датировать их как девонские. На южном фланге СМ (скважина 2149, глубина 298.5-335 м) из пачки туфоалевролитов, туфопесчаников, глинисто-кремнистых пород с рудокластами (до 1-1.6 см) серного колчедана и интервалами седиментогенных брекчий с обломками риолитов, дацитов, туффитов, туфоалевролитов, базальтов, были выделены конодонты, руководящие

для среднего лохкова (D_1 , 410.8 ± 2.8 - 419.2 ± 3.2 млн лет, по последней шкале ВСЕГЕИ). Присутствие рудокластов предполагает лоховский возраст месторождения наиболее вероятным. В яшмах среди толеитовых базальтов более высокой части разреза были найдены конодонты верхов эмса-эйфеля. Ещё выше по разрезу, в андезито-базальтовых порфиритах, обнаружены конодонты пограничных слоев верхнего живета - низов франа.

Позже в углеродисто-кремнистых породах рудовмещающей на глубине 50, 100 м Б.И. Чувашовым с соавторами (ссылка 5 в [1]), были описаны кремнисто-апатитовые раковины девонских паратурамин, по морфологии похожие на вид *Parathuramina tamarae* L. Petrova, 1981. На глубине 285 м в известняках были обнаружены [2] среднедевонские карбонатные фораминиферы (*Parathuramina magna*, *P. elegans*, *P. paulis*, *P. devonica*, *Eotuberitina reitlingerae*, *Cribrisphaeroides sp.*, *Irregularina sp.*, *Irregularina morpha*, *tch斯拉夫каensis*, *Calcisphaera sp.*, *Auroria ferganensis*), возраст которых считается соответствующим лангурскому и высотинскому горизонтам (верхняя часть эйфельского - нижняя часть живетского ярусов). В разнофациальных гематитизированных эффузивных и эксплозивных андезитоидах висячего бока СМ, Амоном и Коровко (ссылка 6 в [1]), были выявлены радиолярии верхнего девона.

Приведенные данные не могут быть согласованы в рамках представлений о нормальной стратиграфической последовательности пород в висячем боку месторождения. Наконец, факт, что в породной последовательности вмещающих толщ месторождения верхнее положение занимают альпинотипные гипербазиты, говорит о сложной чешуйчато-надвиговой структуре.

Изученность методами изотопной геологии характеризуется наличием К-Аг данных для 12-ти образцов серицитовых метасоматитов, по которым получены два изохронных возраста, 350 ± 2 млн лет и 267 ± 6 млн лет, интерпретируемые авторами (ссылка 5 в [1]), как время шарьирования пластин островодужных комплексов и руд на чехол микроконтинента, и отражение этапа общей коллизии Урала с подновлением ранее образовавшихся шарьяжей, соответственно. Гомогенный изотопный состав свинца руд СМ ($\sigma_{206Pb/204Pb} = 0.016\%$), отмечается авторами работы (ссылка 7 в [1]), в которой приводится модельный Pb-Pb возраст 380 млн лет с соответствующими ограничениями на природу главных источников и постмагматических флюидов участвовавших в формировании месторождения.

Первая U-Pb датировка циркона из андезита (1), отобранного из линзовидных тел среди риодацитов (в западном борту Сафьяновского карьера, координаты $N57^{\circ}22'58.88''$, $E61^{\circ}31'50.85''$), относимых к подрудной части разреза СМ, выявила возраст 422.8 ± 2.0 (интервал $420.8-424.8$) млн лет, что соответствует пржидольскому отделу

верхнего силура и является относительной неожиданностью, поскольку, в первом приближении, вулканогенные породы такого возраста не известны в составе Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале.

В настоящей работе, в продолжение ранее начатых исследований, была изучена U-Pb SHRIMP-II изотопная систематика циркона, выделенного из риолита, отобранного из верхней части вулканогенного комплекса в надрудной части разреза, обнаженного в восточном борту карьера, в результате чего, по 17 кристаллам, были получены U-Pb данные, определившие на графике с конкордией возраст 424.9 ± 2.0 (интервал 420.5-429.3) млн лет, практически совпадающий, в пределах указанных погрешностей, с ранее полученным значением для циркона из андезита, относимого к подрудной части разреза СМ.

Таким образом, впервые ранее установленное присутствие пржидольско-лудловских вулканогенных пород в пределах Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале; получило очередное подтверждение в противовес устоявшемуся мнению о том, что в это время здесь происходило накопление исключительно осадочных, преимущественно карбонатных отложений (ссылка 9 в [1]). Полученные U-Pb датировки для циркона из подрудного андезита и надрудного риолита СМ, разумеется с известными ограничениями для SHRIMP и LA ICP-MS методов, позволяют рассматривать латеральные возрастные аналоги на Южном Урале, в среднем течении р. Багаряк, где развиты сходные вулканогенные образования фаунистически охарактеризованных зотинской (S_1) и межевской (S_{1-2}) свит (ссылка 11 в [1]), и в окрестностях г. Челябинска (здесь известен венлок-лудловский мичуринский эффузивный комплекс (ссылка 12 в [1])).

Литература

1. Ронкин Ю.Л., Притчин М.Е., Сорока Е.И., Гердес А. (Gerdes A.), Пучков В.Н., Бушарина С.В. ДАН. 2016, том 469 № 3, с. 328-332.
2. Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Лещёв Н.В. Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. отд. геол. 2015. т. 90, вып. 3

Возраст заключительного этапа ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала

Пушкарев Е.В.¹, Готтман И.А.¹, Травин А.В.², Юдин Д.С.²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Платиноносный пояс Урала (ППУ) является крупнейшей планетарной структурой, вмещающей дунит-клинопироксенит-

габбровые комплексы Урало-Аляскинского типа. Платиноносный пояс прослеживается от Среднего до Приполярного Урала почти на 1000 км вдоль 60-го меридиана и состоит из 14 ультраосновных и габбро-гипербазитовых массивов, площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров [2]. Большая часть массивов состоит из нескольких блоков с собственной внутренней структурой, дискордантной по отношению к структуре соседних габбро-гипербазитовых тел и вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. Геологические соотношения между блоками в составе массивов и окружающими осадочно-вулканогенными толщами определяются «холодными» или «горячими» тектоническими контактами [2], что вносит объективные трудности в оценку относительного возраста пород. Есть все основания считать, что история становления массивов ППУ не была одноактной. Появившиеся в середине XX века, K-Ar данные свидетельствовали о вендско-кембрийском возрасте пород [7]. Проведенное позже определение возраста амфибола и флогопита из горнблендитов и клинопироксенитов Светлоборского массива ППУ K-Ar методом позволило обосновать их позднесилурийский возраст [6]. Силурийский этап в формировании массивов Платиноносного пояса устанавливается достаточно надежно разными исследователями и методами [1, 3, 4, 7, 9, 10, 12, 14]. Эти данные сыграли важную роль для обоснования представлений о генетическом родстве ультрамафитов и габброидов с силурийскими островодужными вулканогенными комплексами Тагильской зоны Урала [5].

Первые изотопные данные, показывающие присутствие в породах ППУ материала разного возраста, от архея до верхнего палеозоя, были получены при изучении цирконов из дунитов Косьвинского Камня в Кытлымском массиве [13]. Все последовавшие за этим исследования подтвердили наличие в породах ППУ цирконов с различными возрастными метками и геохимией [1, 3, 4, 12, 14 и др.]. Rb-Sr и Sm-Nd исследования также показывают широкие вариации возрастных определений от венда до каменноугольного периода [9, 10, 11]. Эти неопределенности касаются как начала формирования пород, так и верхнего возрастного предела их становления. За верхний возрастной предел ультрамафитов можно принять возраст плагиогранитов (415-416 млн лет), секущих габброиды и пироксениты в Кытлымском массиве [3]. Однако нельзя отождествлять этот возраст со временем завершения мафит-ультрамафитового магматизма, с которым кислые породы прямо генетически не связаны. За верхний возрастной предел формирования ультраосновных пород можно принимать позднесилурийский возраст даек горнблендитов в дунитах массива Светлый Бор [6] и позднесилурийский возраст нефелиновых тылаитов Кытлымского массива [10].

Проведенные нами геологические исследования на Кытлымском массиве показали, что помимо главного этапа, когда образовалась дунит-клинопироксенит-тылаитовая серия, слагающая основной объем массивов ППУ, проявился еще один более молодой импульс магматической активности, во время которого в ультрамафиты ранней серии произошло внедрение оливиновых клинопироксенитов, меланогаббро и горнблендитов. Было установлено, что породы раннего комплекса подвержены интенсивным высокотемпературным пластическим деформациям, а породы поздней серии сохраняют первично магматические структуры. Было зафиксировано нарушение гомодромности, когда плагиоклазовые тылаиты раннего комплекса секутся более молодыми оливиновыми клинопироксенитами поздней серии.

Было проведено изотопно-геохронологическое определение возраста всех пород молодой клинопироксенит-горнблендитовой серии Кытлымского массива U-Pb методом по циркону и ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по амфиболу. В аргоновом спектре амфибола из молодых клинопироксенитов четко выделяется плато, соответствующее 90% выделенного ^{39}Ar и, отвечающее возрасту 415 ± 4 млн. лет. Величина интегрального возраста амфибола 420 ± 4 млн. лет, что свидетельствует о хорошей сохранности изотопной системы амфибола. Из клинопироксен-амфиболовых меланогаббро были выделены цирконы, обладающие всеми признаками магматического происхождения. На диаграмме Терра-Вассербурга они образуют одну популяцию с возрастом 415 ± 3 млн. лет. Ультрамафиты древней серии и молодые клинопироксениты и меланогаббро секутся дайками горнблендитов, которые слагают также цемент эруптивных брекчий с ксенолитами всех предшествующих ультраосновных и основных пород. ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст амфибола из горнблендитов 405 ± 7 млн. лет определен по плато соответствующему 95% выделенного аргона. Возраст амфибола из меланогаббро существенно более молодой 394 ± 5 млн. лет и может соответствовать времени заключительного закрытия калий-аргоновой системы. Проведенные исследования надежно устанавливают верхний возрастной предел ультраосновного высокоизвестковистого магматизма в Платиноносном поясе Урала, который соответствует раннему девону и проявляется в интервале 415-395 млн. лет.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00508 и Госбюджетной темой № 0393-2016-0016

Литература

1. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И. и др. // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 6. С. 771-715.
2. Ефимов А.А. // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31-39.
3. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. И. др. // Доклады АН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516.

4. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. // Доклады АН. 2008. Т. 423. № 2. С. 243-247.
5. Иванов К.С., Шмелев В.Р. // Доклады АН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649-652.
6. Иванов О.К., Калеганов Б.А. // Доклады АН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724.
7. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А. и др. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УФАИ СССР, 1969. С. 173-204.
8. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И. и др. // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 4. С. 499-505.
9. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104-109.
10. Пушкарев Е. В., Ронкин Ю. Л., Юдин Д. С. и др. // Доклады АН. 2014. Т. 455 № 2. С. 205-209.
11. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. // Доклады АН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373-377.
12. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. // Геохимия. 2009. № 2. С. 150-170.
13. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407-412.
14. Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A. et al. European Lithosphere Dynamics. London: Geological Society, 2006. V. 32. P. 443-448.

Деформационные отклики $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах профиля Иркутск-Байкал: результаты 5-летнего мониторинга подготовки вероятного катастрофического землетрясения

**Рассказов С.В.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Ильясова А.М.¹, Борняков С.А.^{1,2},
Чувашова И.С.^{1,2}**

¹ИЗК СО РАН, Иркутск; ²ИГУ, Иркутск; ³ЛИН СО РАН, Иркутск

Отношения активностей урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, находящиеся в циклическом равновесии ($\text{OA}4/8 \approx 1$), соответствуют атомному отношению $\approx 5.47 \times 10^{-5}$. Нарушение равновесия изотопов U связано с эффектами Сциларда-Чалмерса и Чердынцева-Чалова. Первый из них обусловлен химическими процессами, второй – деформациями горных пород. В настоящем сообщении приводятся результаты систематического (более 1500 определений) изучения изотопных отношений U в подземных водах из разновозрастных комплексов пород, слагающих побережье оз. Байкал и южный край Сибирской платформы с проявлением факторов химического растворения пород и квазипериодического открытия / закрытия трещин в зонах активных разломов. Методика определений концентраций и изотопных отношений U методом ИСП-МС приведена в работах [Чебыкин и др., 2007, 2015].

На 110-километровом гидроизотопном профиле Иркутск-Слюдянка северную часть составляют породы осадочного чехла Сибирской платформы – рифей-венд-кембрийские, юрские и плиоцен-

четвертичные осадочные отложения района г. Иркутск. Центральной части профиля соответствует полоса метаморфических пород и гранитов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы Олхинского плато и района пос. Листвянка. Южная часть профиля представлена тектонитами структурного шва, отделяющего фундамент платформы от Слюдянского метаморфического субтеррейна Хамардабанского террейна в районе пос. Култук, и породами Слюдянского метаморфического субтеррейна в районе г. Слюдянка. Концентрация U в подземных водах профиля меняется от 0.006 до 6.9 мкг/л, значения ОА4/8 - от 1.06 до 15.5. Гидроизотопные деформационные эффекты регистрировались на Култукском и Иркутском полигонах.

На Култукском полигоне было опробовано 43 станции (скважины и родники), 6 из которых использовались для постоянного мониторинга с отбором проб в среднем через 2 недели. Обоснование выбора пунктов опробования и результаты начального мониторинга приведены в работах [Рассказов и др., 2015; Чебыкин и др., 2015]. На диаграмме ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ поле фигуративных точек подземных вод Култукского полигона ограничивается кривыми линиями, сходящимися между собой в точках, соответствующих конечным компонентам Е (equilibrium U) и NE (nonequilibrium U). В первом из них уран находится в изотопном равновесии при повышенном изотопном стронциевом отношении (ОА4/8=1.0, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7205), во втором - имеет сильно неравновесный состав урана при более низком отношении изотопов стронция (ОА4/8=3.3, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0.70534). Фигуративные точки в области между кривыми характеризуют подземные воды из милонитов шовной зоны, отличающихся общей гомогенизацией состава вследствие перемешивания материала при масштабных тектонических движениях. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из архейских пород Шарыжалгайского блока Сибирской платформы существенно выше значений подземных вод шовной зоны, а в подземных водах из Слюдянского метаморфического субтеррейна, наоборот, ниже.

На Иркутском полигоне было опробовано 12 станций, 2 из которых использовались для постоянного мониторинга. В подземных водах полигона из юрских терригенных отложений с пластами углей на правобережье и левобережье р. Ангара определены концентрации U в одном диапазоне (0.2-0.86 мкг/л) при более высоком ОА4/8 на правобережье (1.99-2.21), чем на левобережье (1.38-1.73). В родниковых водах из Ангарского разлома, пересекающего юрские отложения, концентрации U повышаются до интервала 2.8-6.9 мкг/л, а значения ОА4/8 - до интервала 2.07-2.50.

Анализ распределения эпицентров землетрясений Южно-Байкальской впадины выявил квазипериодический характер сейсмических активизаций. Сильные землетрясения 1999 года (M_w =

6.0; $K = 14.6$) и 2008 года ($M_w = 6.3$, $K = 15.9$) соответствовали сейсмическим интервалам 1994-2003 и 2003-2012 гг. Мониторинг ОА4/8 осуществлялся в течение сейсмического интервала подготовки следующего сильного землетрясения, который начался в 2013 г. На основе общего анализа развития сейсмичности в Южно-Байкальской впадине предполагается проявление сильного землетрясения в конце 2018 - начале 2019 гг. с наиболее вероятной активизацией центральной части Обручевского разлома в районе его сочленения с Ангарским разломом (район пос. Большие Коты).

В процессе мониторинга были выявлены переходы от неупорядоченных высокоамплитудных флуктуаций значений этого параметра к его согласованным низкоамплитудным флуктуациям на разных станциях, связанные с небольшими сейсмическими событиями, происходившими непосредственно на полигоне или вблизи него, и с более сильным Голоустенским землетрясением 2015 г. ($K = 12.4$), удаленным от полигона на 140 км. Обнаруженные гидроизотопные отклики на сейсмические события были согласованы с мониторинговыми записями деформаций и температурных изменений в горных породах штольни Талая Култукского полигона.

Для прогноза сейсмической опасности территории Култукский полигон рассматривается в качестве основного, поскольку он находится в области сочленения активных субширотных (Обручевского и Юго-Западного Бортового) разломов Южно-Байкальской впадины, играющих определяющую роль в ее сейсмогенерирующей структуре. Эти разломы отделены от Тункинской долины поперечной (субмеридиональной) Камарско-Становой зоной трансенсии. Иркутский полигон дает информацию о состоянии активного Ангарского разлома, проходящего через областной центр Иркутск с населением более 600 тыс. человек и сочленяющегося с активным Обручевским разломом Южно-Байкальской впадины.

Предполагаемая реализация сильного Котовского землетрясения вблизи сочленения Обручевского и Ангарского разломов создать угрозу распространения сейсмического эффекта вдоль Ангарского разлома с катастрофическими последствиями в г. Иркутске. Регулярный гидроизотопный мониторинг на Култукском и Иркутском полигонах позволит определить переход к сейсмически опасному состоянию Обручевского разлома и проследить эффекты приближения главного сейсмического толчка для минимизации социального и экономического ущерба сейсмической катастрофы.

Литература

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М. и др. Разработка Култукского сеймопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^8\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519-554. DOI:10.5800/GT-2015-6-4-0192

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С. и др. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604-616.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н. и др. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464-467.

Касситерит как U-Pb геохронометр для датирования рудных месторождений

Ризванова Н.Г.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Правильное и точное определение возраста месторождений очень важно для понимания процессов рудообразования. Однако существуют определенные трудности прямого датирования рудных образований из-за отсутствия подходящих минералов для определения возраста традиционными методами.

Многие попытки определения возраста процессов рудообразования основывались на определении возраста рудовмещающих и рудоносных магматических пород, а также рудоносных или околорудных метасоматических пород, формирование которых происходило одновременно или близко по времени с процессами рудоотложения. К сожалению, в последнем случае получаемый возраст не всегда представляет собой однозначный ответ, т.к. мы не всегда уверены в том, что минеральные парагенезисы метасоматических пород связаны с процессами рудогенеза. Поэтому для определения возраста месторождений предпочтительнее прямое датирование с использованием для этих целей собственно рудных минералов. В этой связи наше внимание привлек касситерит - рудный минерал, присутствующий во всех месторождениях олова как главный минерал олова. Кроме того, касситерит нередко присутствует в качестве второстепенного или акцессорного минерала во многих редкометальных, вольфрамовых, молибденовых и даже полиметаллических месторождениях.

Касситерит (SnO_2), являясь структурным аналогом рутила, имеет ряд преимуществ для целей датирования U-Pb методом. Он обладает закрытой и устойчивой кристаллической структурой, в которой уран находится в изоморфной форме, (U^{4+} замещает Sn^{4+} , с которым имеет близкие ионные радиусы), кроме того, он имеет более высокую температуру закрытия U-Pb системы.

Впервые U-Pb датирование касситерита методом ID-TIMS было проведено в 1992 году [Gulson and Jones, 1992]. По предложенной ими методике разложения касситерита в концентрированной HCl при температуре 200°C удавалось растворить менее 5% навески пробы. Таким образом, изотопные исследования фактически проводились не по собственно касситериту, а по выщелокам. Однако, неполное разложение касситерита может приводить к U-Pb фракционированию и искажению U-Pb датировок.

Позже, почти через 15 лет, к этой проблеме вернулись китайские исследователи [Yuan Sh. et al., 2008]. Касситерит, проанализированный ими методом ID-TIMS, был использован в качестве стандарта для датирования касситеритов методом лазерной абляции (LA-ICP-MS). В этой работе ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb отношения, которые требует корректного введения поправки на общий свинец.

В след за этой работой китайскими исследователями был опубликован целый ряд работ по датированию касситеритов методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) с использованием ранее продатированного методом ID-TIMS касситерита в качестве стандарта. Однако трудность разложения касситерита не позволяет говорить о достоверности результатов, полученных U-Pb методом ID-TIMS.

Л.А. Неймарком с соавторами была предложена методика для LA-ICP-MS U-Pb датирования касситерита, основанная на экстремально низком содержании тория в касситерите и использовании измеренного ²⁰⁸Pb для определения обыкновенного свинца [Neymark L. et al., 2017a]. Введение корректирующего фактора позволило провести серию определений возраста касситеритов из разных месторождений мира без использования необходимого для метода LA-ICP-MS стандарта.

Тем не менее, ошибки определения возрастов, полученных методом LA-ICP-MS, превосходят ошибки ID-TIMS датирования, что затрудняет прослеживание последовательности этапов рудообразования, поэтому во многих лабораториях мира продолжают попытки разработки методики полного разложения касситерита.

Приступив к работе с касситеритами, мы столкнулись с аналогичными проблемами при их разложении. Ни смена реактивов (HCl, HBr, HNO₃, HF), ни увеличение экспозиции не способствовали продвижению на пути полного разложения минерала. В результате кислотной обработки при 220°C не происходило даже обесцвечивания касситерита. U-Pb датирование проводилось по выщелокам [Ризванова Н.Г. и др., 2017, Neymark L. et al., 2017b].

Нами была поставлена задача добиться полного разложения касситерита. Для постановки методики был выбран касситерит из образца СПГ II из скарна Питкярантского рудного района (Старое

рудное поле), Сев.Приладожье как одого из самых древних и хорошо изученных объектов (колл. А.М. Ларина). В результате многочисленных экспериментов удалось подобрать условия для полного разложения касситерита. До начала химической обработки касситерит тщательно растирался в яшмовой ступке, затем обрабатывался смесью 6N HCl и 6N HNO₃ при нагревании на плитке для удаления значительного количества обыкновенного свинца, присутствующего в касситерите. Эта процедура привела к более чем 10-20 кратному повышению ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, что необходимо для более точной и правильной оценки возраста. Затем образец разлагался в концентрированной HCl при температуре 235°C в металлической бомбе с тефлоновым вкладышем в течение 5-9 суток. Далее хроматографическое выделение Pb и U проводилось по стандартной методике в Br-форме и последующим выделением U на ионообменной смоле UTEVA. Изотопные отношения измерялись на масс-спектрометре TRITON T1. В результате проведенной серии экспериментов получен возраст 1537.9±1.4 млн.лет (СКВО=0.33). Этот возраст совпадает с результатами ID-TIMS датирования цирконов, полученных Амелиным Ю. с соавторами [Amelin et al., 1997] из скарновых руд месторождений ПРР и отвечает возрасту рудоносных гранитов рапакиви Салминского м-ва [Ларин, 2011].

Таким образом, можно полагать, что предложенная методика позволит применять очень перспективный минерал касситерит для прямого U-Pb датирования рудных отложений.

Работа выполнена в рамках темат НИР № 0153-2018-0013 и № 0153-2018-0012.

Литература

Gulson B.L., Jones M.T. Cassiterite: Potential for direct dating of mineral deposits and a precise age for the Bushveld Complex granites. 1992. *Geology*. V. 20, p.355-358.

Yuan Sh., Peng J., Hu R., Li H., Shen N., Zhang D. A precise U-Pb age on cassiterite from the Xianghualing tin-polymetallic deposit (Hunan, South China). 2008. *Mineral. Deposita*, 43, p.375-382.

Neymark L., Holm-Denoma C.S., Moscati R.J. In situ LA-ICPMS U-Pb dating cassiterite without a known-age matrix-matched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary. *Chemical Geology*. 2017a. In press.

Neymark L., Holm-Denoma C.S., Larin A.M., Rizvanova N.G., Moscati R.J. Reliable LA-ICPMS U-Pb Dating of Cassiterite without an Independent Age Standard. *Goldschmidt Conference*, Paris, France, August 13-18. 2017b.

Ризванова Н.Г., Скублов С.Г., Черемазова Е.В. Возраст гидротермальных процессов в Центрально-Иберийской зоне (Испания) по данным U-Pb датирования касситерита и апатита. // *Записки Горного института*. 2017. Т. 225. С. 275-283

Amelin Yu., Larin A., Tucker R., 1997. Chronology of multiphase emplacement of Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib.Mineral.Petrol.* 127,353-368.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. 2011.

Об изотопно-геохимических и геохронологических особенностях бадделеитов массива Ковдор

Родионов Н.В.^{1,2}, Лепехина Е.Н.¹, Беляцкий Б.В.¹, Антонов А.В.²,
Бережная Н.Г.¹, Сергеев С.А.^{1,2}

¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; ²ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Ранее, при изучении единичных кристаллов бадделеита из щелочно-ультрасонового массива Ковдор, нами была выявлена сильная гетерогенность их состава, определяемая не только наличием микропримесей карбонатов и апатита, но, вероятно, их генетическими различиями [Родионов и др., 2009; Rodionov et al., 2012]. Известно, что бадделеит в этом массиве является сквозным минералом и образуется на всех этапах формирования пород массива от оливинитов до рудных фоскоритов, и постмагматических сиенитов [Дудкин, Кирнарский, 1994; Краснова, Копылова, 1988]. Можно было ожидать, что кристаллы бадделеита, образующиеся в породах и рудах одного этапа, характеризуются субгомогенными составами и имеют сходный уран-свинцовый изотопный возраст, при том, что формирование полифазного комплекса Ковдор может занимать весь временной интервал проявления палеозойского мантийного плюма от 410 до 360 млн лет назад [Аразамасцев и др., 2006].

Нами выполнено более 450 локальных U-Pb изотопных анализов (SHRIMP-II) по зернам бадделеита из Ковдорских карбонатитов и фоскоритов (12 образцов карбонатитов и 4 образца фоскоритов). Датирование бадделеита из различных минеральных парагенезисов, где бадделеит представлен как в ассоциации с силикатными минералами (форстерит, магнетит, апатит, флогопит), так и с карбонатной матрицей кальцит-доломитовых карбонатитов, свидетельствует о сингенетичности образования всех изученных минеральных парагенезисов 376.4 ± 3.0 млн лет тому назад (Рис.1). При сопоставлении с полученными оценками возраста фоскоритов Ковдорского комплекса 378.4 ± 3.4 млн лет очевидно, что образование силикатной и карбонатной фаз происходило практически одновременно. К аналогичным выводам (о синхронности интрузий фоскоритов и карбонатитов) пришли и китайские исследователи при изучении бадделеита из протерозойского щелочно-ультрасонового массива Ковдор комплекса Палабора в ЮАР [Wu et al., 2011].

Вместе с тем, конкордантный возраст бадделеита из образца аномального по составу карбонатита (с урананными концентрациями РЗЭ и U+Th) массива Ковдор оказался существенно более высоким 395.9 ± 5.2 млн лет, что может свидетельствовать как о некотором

влиянии состава матрицы бадделеита на расчет возраста («матричный эффект»), так и (что более вероятно) о полистадийном формировании карбонатов Ковдорского массива. В этом случае, наиболее ранние карбонаты сопровождали формирование ультраосновного ядра комплекса (оливиниты, гипербазиты) [Баянова и др., 1998; Amelin, Zaitsev, 2002]. Обобщая результаты датирования бадделеита всех 12 изученных нами образцов комплекса Ковдор, можно рассчитать среднюю оценку возраста всей карбонатит-фоскоритовой интрузии с хорошими статистическими параметрами: 377.8 ± 1.9 млн лет (СКВО 1.02, вероятность 0.43).

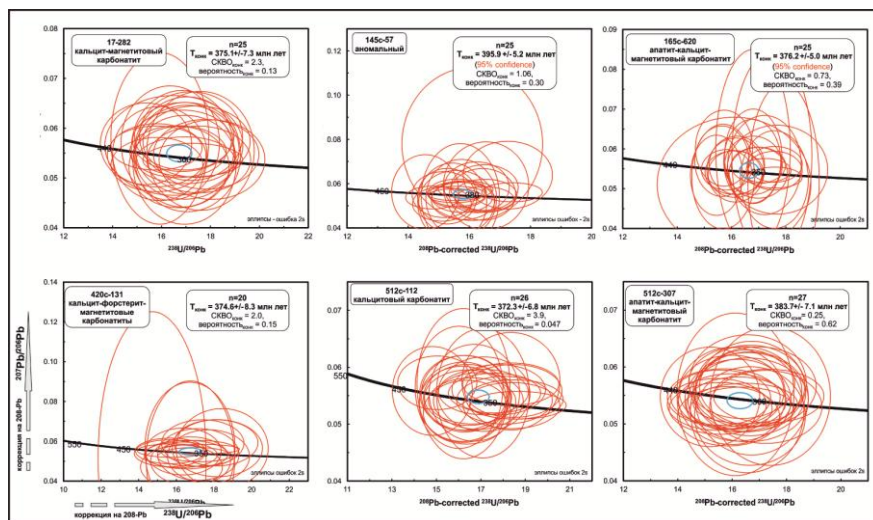


Рис. 1. Результаты U-Pb SHRIMP-II датирования бадделеита из карбонатов различного минералогического состава массива Ковдор (6 образцов)

Однако, анализ изотопного состава гафния разновидностей бадделеита (100 анализов) из пород щелочно-ультраосновного комплекса Ковдор, выполненный методом лазерной абляции с ИСП-МС, несмотря на синхронность их образования, свидетельствует о наличии определенной гетерогенности состава бадделеита как среди зерен одной пробы, так и между пробами (Рис.2). Эта гетерогенность не может определяться только неполной коррекцией изобарных наложений иттербия, присутствующего в значительных количествах в бадделеите массива Ковдор.

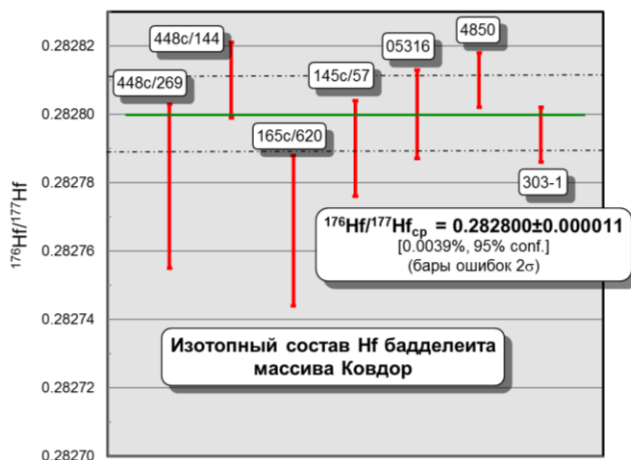


Рис. 2. Изотопный состав гафния в бадделейтах из разных по минеральному составу карбонатов массива Ковдор (фоскорит, редкоземельный и доломит-кальцитовый карбонатит)

U-Pb LA ICP-MS систематика циркона из керна песчаника параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади, интервал глубин 2226.5 - 2239.1 м

Ронкин Ю.Л.¹, Беляева Г.Л.², Гердес А.³

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ²АО "КамНИИКИГС", г. Пермь;

³Университет имени Гёте, г. Франкфурт на Майне

Нижне-Чонская параметрическая скважина 252 расположена в Дальневосточном Федеральном округе, в Мирнинском районе Республики Саха, в бассейне реки Нижние Юктали. В тектоническом плане скважина заложена на западном моноклинальном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы в контуре Нижнечонской предполагаемой дизъюнктивно ограниченной ловушки, приуроченной к рифогенной постройке кембрия. Целевым назначением работ по изучению вещественного состава скважины являлась оценка перспектив нефтегазоносности западного продолжения Талакан-Ботуобинской карбонатной платформы (осинского горизонта кембрия и терригенного венда), локализации зоны нефтегазоаккумуляции и выявления участков, перспективных на поиски углеводородов в

вендском нефтегазоносном комплексе на западном моноклиналином склоне Непско-Ботубинской антеклизы.

В составе лабораторных исследований, выполненных по 5472 образцам керна, шлама и флюидов, что позволило получить литолого-стратиграфическую, геохимическую и петрофизическую характеристики разреза, также было реализовано изучение U-Pb систематики детритного циркона, выделенного из керна песчаника с глубины 2226.5 - 2239.1 м, с целью реконструкцию возраста пород источников сноса.

U-Pb LA ICP-MS датирование обломочного циркона осуществлялось в аналитической лаборатории Франкфуртского Университета имени В. Гете (Германия) с помощью секторного масс-спектрометра Thermo Scientific Element2, интегрированного с лазерной установкой New Wave Research UP-213.

Породы изученного интервала представлены песчаниками алевритистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми на смешенном цементе с прослоями аргиллитов ангидритовых. Песчаники состоят в основном из зерен кварца (65-70%), полевых шпатов (до 5%), микрокварцитов (редкие зерна), биотита (от редких чешуек до 5%) из акцессорных минералов отмечаются циркон, турмалин, лейкоксен, сфен. Цемент песчаника порового типа глинистый (гидрослюдистый, до 5%), окрашенный гидроокислами железа в красновато-коричневый цвет, а так же вторичный пренитовый (до 15%), реже отмечается кварцевый регенерационный.

В свою очередь, циркон, выделенный из образца песчаника, представлен как бипирамидально-призматическими кристаллами, так и в разной степени окатанными разновидностями размером от 60 мкм до 250 мкм. Индивиды, характеризующиеся совершенной окатанностью и овальными и/или шаровидо-округлыми формами, имеют подчиненное распространение.

Положение фигуративных точек циркона, выделенного из песчаника, отражено на графике с конкордией в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Рис. 1А). Диаграмма дает представление о том, что только 60 из 110 фигуративных точек удовлетворяют линии согласованных значений, остальное сообщество характеризуется дискордантностью разной степени.

Гистограмма, построенная по конкордантным значениям U-Pb возраста (Рис. 1В) дает представление о возрастных этапах, унаследованных изученным цирконом. Наиболее значимо представлены два рубежа - 718 и 1854 млн лет. Последний, в пределах полученных погрешностей, практически совпадает с U-Pb возрастом (1842.6 ± 6.7 млн лет, $n=52$; 1851 ± 8.2 млн лет, $n=14$) циркона гранита, отобранного из интервала 2239.1 - 2250 м.

В целом, относительный вклад циркона из песчаника неопротерозойского (541-1000 млн лет), палеопротерозойского (1600-2500 млн лет) и архейского (4000-2500 млн лет) значений U-Pb конкордантного возраста, составляет 41.7%, 53.3%, 5.0% соответственно, при практически полном отсутствии мезопротерозойских возрастов (1000-1600 млн. лет).

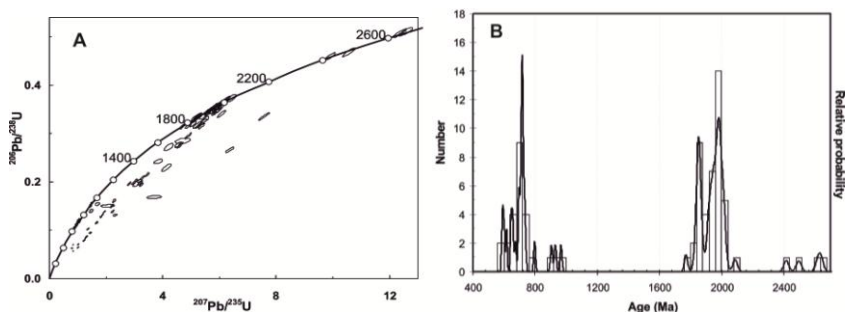


Рис. 1. U-Pb LA ICP-MS данные для циркона из песчаника параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади, интервал глубин 2226.5 - 2239.1 м. А - диаграмма с конкордией. В - Гистограмма конкордантных возрастов

^{147}Sm - ^{143}Nd систематика пород представляющих интервал 6925.2 - 8250 метров Ен-Яхинской сверхглубокой скважины

Ронкин Ю.Л.¹, Карасева Т.В.², Маслов А.В.¹

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ²ПГНИУ, г. Пермь

Ен-Яхинская параметрическая сверхглубокая скважина - одна из самых глубоких буровых скважин в мире. Она расположена между Песцовым и Ен-Яхинским газоконденсатными месторождениями в пределах группы месторождений Большого Уренгоя (Ен-Яхинское поднятие Центрально-Уренгойского вала, Ямало-Ненецкий автономный округ, 150 км к северу от г. Новый Уренгой). Скважина пробурена с целью изучения глубинного геологического строения северной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и оценки перспектив нефтегазоносности триасовых и палеозойских отложений. Бурение Ен-Яхинской скважины производилось предприятием ФГУП НПЦ «Недра», с декабря 2000 г. по октябрь 2006 г. и было закончено на отметке около 8250 м.

По данным [1], начиная с глубины 3597 м разрез скважины представлен отложениями ачимовской (до глубины 3847 м) и подачимовской (3847-3854.4 м) толщ, баженовской (3854.4-3886 м), георгиевской (3886-3891 м), абалакской (3891-3960 м), тюменской (3960-4687 м), котухтинской (4687-5308 м), ягельной (5308-5417 м) и новоуренгойской (5417-5562 м) свит (все имеют юрский возраст), а также породами триаса, относящимися к витютинской (5562- 5776 м), варенгаяхинской (5776-6056 м), пурской (6056-6504 м), трыбьяхской (6504-6655 м), хадуттейской (6655-6921 м), коротчаевской (6921-7414 м) и верхам аймальской свитам. Пермский возраст имеют породы основной части аймальской (7414-8248.13 м) и монгаурибейской (интервал 8248.13-8250.22 м) свит.

В рамках настоящей работы ^{147}Sm - ^{143}Nd изохронным методом были датированы 14 образцов пород в целом, отобранных выборочно из интервалов от 6925.2 до 8250 м, представляющих предположительно триасовую и пермскую системы. Анализируемый материал представлен базальтами (метровые интервалы 6925.2-6937.4; 7064.45-7070.0; 7778.59-7787.57; 8245-8250, туфами (7322.9-7325.8; 7376.48-7382.18; 7415.6-7421.0; 7470.48-7479.88; 8000.0-8017.0), силицитами (7122.99-7132.2; 8245.0-8250.0) и долеритами (7322.9-7325.8; 7664.0-7673.3; 8245.0-8250.0). Определение концентраций Sm, Nd и соответствующих изотопных распространенностей осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления.

^{147}Sm - ^{143}Nd изотопные данные представлены на рисунке 1. Изученные образцы пород в целом характеризуются диапазонами вариаций Sm и Nd в пределах 1.41-12.9 г/т и 5.0-51.8 г/т соответственно. Нанесение аналитических данных на график в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ позволяет вычислить изохронные возрасты для образцов условно относимых к триасовой и пермской системам. Для 3-х образцов параметры эволюционной Sm-Nd диаграммы: возраст 249 млн лет, первичное отношение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51258 \pm 0.00028$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +5.5$, MSWD = 0.017. Крайне малый разброс значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ по оси абсцисс определяет относительно большую погрешность вычисленного возраста, тем не менее, удовлетворяя соответствующим геологическим представлениям.

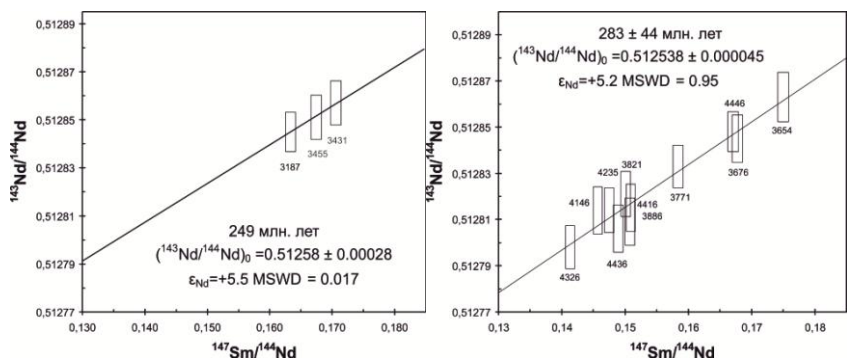


Рис. 1. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ эволюционные диаграммы для пород в целом из интервала 6925.2 - 8250 м., Ен-Яхинской сверхглубокой скважины

Более представительными, в сравнении с триасовой системой, являются ^{147}Sm - ^{143}Nd данные для 11 пород относимых к пермской системе. Здесь наблюдается более широкие вариации отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, в связи с чем, вычисленный возраст 283 характеризуется гораздо меньшей неопределенностью ± 44 млн. лет (95% доверительный уровень), MSWD = 0.95. Первичное отношение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.512538 \pm 0.000045$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +5.2$.

Полученные величины ϵ_{Nd} для образцов представляющих триасовую и пермскую системы (+5.5 и +5.2), в пределах наблюдаемых погрешностей идентичны и соответствуют умеренно деплетированному веществу, показывая что изученные породы произошли из остаточных фаз резервуара после удаления из него магмы в некоторый более ранний момент времени. Иными словами, они демонстрируют «обедненность» литофильными элементами с большим ионным радиусом (LIL), которые в ходе частичного плавления преимущественно переходят в жидкую фазу.

Модельные ^{143}Sm - ^{147}Nd возрасты относительно деплетированного источника (DM) укладываются в диапазон 535-677 млн. лет, и не противоречат гипотезе о том, что субстратом для изученных пород могли быть, как минимум [2], неопротерозойские образования, что подтверждается U-Pb SHRIMP-II данными [3] (1047, 1085, 1375 млн лет и 600, 1504, 1751 и 1816 млн лет) для циркона из базальтов Ен-Яхинской сверхглубокой скважины (интервал 6925-6950 м).

Литература

1. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Санфирова С.С. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 7. С. 16-25.
2. Arndt, N.T., Goldstein, S. L. Geology, 1987, p. 893-895.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Иванов К.С. Горные ведомости, 2013. (12), 6-30.

U-Pb систематика высоко уран-ториевого циркона нефелиновых сиенитов ассоциирующих с гранитами рапакиви

Ронкин Ю.Л.¹, Синдерн С.², Гердес А.³

¹ИГГ УрО РАН, г.Екатеринбург; ²RWTH, г.Ахен; ³Университет им. И.В. Гете, г. Франкфурт на Майне

В соответствие с имеющимися представлениями [1] рапакивигранитсодержащие магматические комплексы могут быть ранжированы на четыре типа: анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитная, анортозит-мангерит-рапакивигранит-щелочногранитная, габбро-рапакивигранит-фойдитовая и рапакивигранит-шошонитовая. Фокусируясь на габбро-рапакивигранит-фойдитовая ассоциации, следует отметить, что единственным ее известным представителем является Бердяушский массив (БМ), локализованный в пределах западного склона Южного Урала и прорывающий осадочные породы саткинской и бакальской свит бурзянской серии в стратотипической местности, одного из крупнейших подразделений Стратиграфической шкалы России - рифея, в свою очередь, соответствующего значительному этапу развития литосферы и биосферы Земли.

История изучения Бердяушского массива методами изотопной геологии насчитывает уже более 60 лет, однако проблема возраста и генетики габбро-рапакивигранит-фойдитовой ассоциации все еще является предметом оживленной дискуссии. Наиболее острая полемика существует относительно возраста нефелиновых сиенитов (НС) ассоциирующих с гранитами рапакиви. В середине 1950-х гг., на основании общегеологических данных время формирования БМ было определено М.И. Гараном как “дозигальгинское” или, в более широком плане, - “доюрматинское”. В конце 1950-х гг. возраст пород БМ был определен K-Ar методом примерно в 1400 млн. лет [2]. “Революционный” пересмотр возрастного положения БМ был осуществлен в работе [3]. По мнению авторов этой работы “определения возраста пород БМ Rb-Sr изохронным методом дали значения 1560-1600 млн лет”, что позволяет сделать заключение о ликвидации “омоложенного” возраста уральских рапакиви и выдвинуть идею о неповторимости формации рапакиви с возрастом 1600-1800 млн. лет в геологической истории развития Земли. Указанное противоречие было разрешено в результате проведения комплекса работ K-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами изотопной геологии, в результате чего, стратотипический статус уральского рифея был восстановлен [4].

Что касается цирконов из НС, то для них, исторически изначально, имелись довольно скудные U-Pb ID-TIMS данные - два возраста 1086 и 1302 млн. лет, полученные по миллиграммовым навескам циркона [4]. Первые результаты U-Pb ID-TIMS датирования единичных зерен циркона, выделенных из НС БМ с применением смешанного спайка $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$, приведены в работе [5] и характеризуются возрастом 1368.4 ± 6.2 млн. лет, что значимо “древнее” ранее опубликованных [4]. Близкое, в пределах полученных погрешностей, значение (1373 ± 21 млн. лет) было получено в результате U-Pb SHRIMP-II датирования 9 кристаллов циркона НС [6]. Позднее, для 10 цирконов НС были опубликованы две U-Pb SHRIMP-II датировки, “мезопротерозойская 1332 ± 37 млн. лет для ранних генераций” и “неопротерозойская 792 ± 70 млн. лет” вследствие “активизации тектонического режима”, в результате чего произошло “локальное плавление этих пород с последующим образованием дайковых серий, в том числе нефелин-сиенитовых” [7]. И если величина 1332 млн лет, в пределах полученной погрешности ± 37 млн лет, соответствует концепции “одновозрастности” рапакиви гранитов и НС, то обоснование неопротерозойской датировки 792 ± 70 млн лет, требует более детального подхода, поскольку циркон с таким возрастом обладает с одной стороны весьма низкой степенью кристалличности, а с другой - обогащен U и Th, суммарная концентрация которых достигает 23×10^3 ppm. Общеизвестно, что кристаллы циркона с высокими концентрациями U и Th обычно более подвержены изменениям, поскольку автооблучение при радиоактивном распаде этих элементов со временем вызывает определенное нарушение кристаллической структуры [8]. Нанесение фигуративных точек на график “Th+U vs U-Pb возраст”, позволяет выявить значимую отрицательную корреляцию ($K_{\text{corr}} = -0.87$), согласно которой, чем больше концентрации тория и урана, тем меньшие значения вычисляемого возраста, при этом, для циркона с содержанием U 1784 ppm и Th 178 ppm, получен U-Pb практически конкордантный [$D = -2\%$] возраст 1348 млн лет, что, с учетом полученной погрешности ± 37 млн лет, практически совпадает с возрастом гранитов рапакиви. Попутно следует отметить очевидные проблемы, связанные с аналитическими процедурами при U-Pb “in situ” датировании циркона с высокими концентрациями U и Th. Поскольку локальное датирование основано на предварительном измерении изотопного состава Pb и U/Pb отношения в стандартном цирконе, используемых в дальнейшем в качестве реперных для вычисления U-Pb возраста анализируемого образца, их характеристики должны быть, в идеале, идентичными, что, в настоящее время, представляется труднодостижимым. Другим препятствием корректной интерпретации U-Pb данных для высоко U-Th содержащего циркона из НС, является

локализация соответствующих фигуративных точек несколько выше нижнего пересечения дискордии с линией согласованных значений, интерпретируемое авторами [7] как время эпизодической потери Pb, вследствие воздействия флюидов. Здесь уместно напомнить о широко известной дискуссии, в свое время, относительно “meaningless” U-Pb возраста, соответствующего нижнему пересечению дискордии с конкордией [9, 10].

Для очередной ревизии сложившейся ситуации, нами была изучена U-Pb систематика циркона из НС, отобранного из того же обнажения что и образец K-633 из [7]. Выделенный из этой пробы циркон, по содержанию урана и тория представлен двумя популяциями, как с высокими концентрациями U, Th REE, так и индивидами, с концентрациями этих элементов более чем на порядок меньшими. U-Pb датирование циркона с учетом его минералогических особенностей, выявило, что наиболее вероятным (probability of fit = 0.81), является возраст, соответствующий верхнему пересечению дискордии с конкордией 1371 ± 21 млн лет, тогда как нижнее пересечение не имеет геологического смысла, в силу метамиктного состояния высоко U-Th циркона.

Литература

1. **Ларин А.М.** Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Наука, 2011. 401 с.
2. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / М.: Наука, 1983. 184 с.
3. Салоп Л.И., Мурина Г.А. // Сов. геология. 1970. № 6. с. 15-28.
4. **Краснобаев А.А.** Циркон как индикатор геол. процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.
5. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У., Маслов А.В., Лепихина О.П. Мат. II Росс. конф. по геохронологии. С.-Петербург. 2003. с. 461-465.
6. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Е.Н. Лепехина, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова. Литосфера. №1. 2005. с. 135-142.
7. **Краснобаев А.А., Попов В.С., Беяцкий Б.В.** *ДАН, 2011, том 436, № 3, с. 377-380.*
8. Ewing R.C., Meldrum A., Wang L., Weber W.J., Corrales L.R. Radiation effects in zircon. In book “Zircon”. Min. Soc. of America Rev. in Min. & Geochem. 2003. Vol. 53. p.387-425.
9. Tilton, G.R. Journal of Geophysical Research. 1960. Vol. 65, p.2933-2945.
10. Wasserburg G.J. // Journal of Geophysical Research, 1963. Vol. 68, p. 4823-4846.

Первые данные по Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd систематике метаморфитов Мурзинско-Адуйского блока (восточный сектор Среднего Урала)

Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В., Захаров А.В., Пономарёв В.С.

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

Мурзинско-Адуйский блок, расположенный в пределах восточного сектора Среднего Урала, представлен разнообразными по составу метаморфическими породами амфиболитовой фации, слагающими западную половину этой структуры, и гранитоидами позднепалеозойского возраста, образующими три крупных массива в его восточной части. Преобладающая часть исследователей в настоящее время рассматривают Мурзинско-Адуйский блок как микроконтинент, возникший в результате раскола континентальной докембрийской коры. С не меньшей степенью вероятности, по мнению других авторов, можно предполагать, что рассматриваемый блок представляет собой выступ кристаллического фундамента подвижного пояса. Наконец, в последние годы, активно, развивается точка зрения, согласно которой метаморфические толщи Мурзинско-Адуйского блока возникли в результате преобразования пород палеозойских островодужных комплексов.

Метаморфогенные толщи Мурзинско-Адуйского блока, длительное время выделявшиеся в качестве единой мурзинской свиты или мурзинского метаморфического комплекса, в последнее время были разделены на раннепротерозойский адуйский комплекс и среднерифейскую алабашскую серию [1]. Адуйский комплекс включает биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, мигматиты, с редкими прослоями и линзами кварцитов и мраморов. В состав алабашской серии отнесены биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые, амфиболовые (часто графитсодержащие, иногда с гранатом) кристаллические плагиосланцы, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые гнейсы, кварциты, слюдисто-кварцевые и графит-кварцевые сланцы, кальцитифиры, мраморы.

Достаточно надёжное обоснование возраста рассматриваемых метаморфических толщ до настоящего времени практически отсутствует. Более того, изотопные данные о возрасте метаморфитов, полученные современными методами, ограничиваются результатами U-Pb датирования цирконов из плагиогнейсов алабашской серии [2]. Полученная в процессе этих работ U-Pb ID-TIMS датировка по

верхнему пересечению дискордии 1639 ± 42 млн лет, интерпретируется авторами как возраст плаггиогнейсов, отвечающий амфиболитовой фации метаморфизма.

В связи с этим нами было выполнено датирование метаморфитов по двум пробам, отобраным в западной части Мурзинско-Адуйского блока, Rb-Sr и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ методом. На современных геологических картах точки отбора проб попадают в поле пород алабашской серии. Образец Мз-370 отобран на правом берегу широтного отрезка реки Нейва. Координаты точки отбора пробы: $57^{\circ} 43,038'$ с.ш. и $060^{\circ} 56,343'$ в.д. Элементы залегания сланцев: азимут падения - 70° , угол падения - 75° . Минеральный состав породы - биотит, гранат, кварц, акцессорные - апатит, магнетит, ильменит. Изучался соответствующий изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd породы в целом, апатита, биотита и граната. Проба Мз-372 отобрана из небольшого коренного выхода крупнозернистых амфиболитов в правом борту долины небольшой речушки (оврага), протекающей через д. Новую, приблизительно в 500-600 м ниже северной окраины этой деревни. Главными породообразующими минералами породы являются плагиоклаз и амфибол, присутствующие в приблизительно одинаковых количествах, в качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, ильменит, биотит и гранат. Rb-Sr и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ методами изотопной геологии были датированы порода в целом, плагиоклаз, амфибол, апатит.

Определение концентраций Rb, Sr, Sm, Nd и изотопных отношений соответствующих изотопов указанных элементов, осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления.

На графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ фигуративные точки кристаллического сланца Мз-370 и выделенных из него минеральных фракций апатита и биотита удовлетворяют линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст 216 млн лет, при ощутимо высоком значении первичного отношения изотопов стронция 0.748. Аппроксимация положения Rb-Sr данных амфиболита, апатита и амфибола образца Мз-372 на графике Николайсена выявляет совпадающий, в пределах полученных погрешностей, эрохронный (MSWD=11.4) возраст 226 млн лет, при сравнительно более низком $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70414 \pm 0.00056$, тогда как изотопный состав Rb-Sr плагиоклаза амфиболита Мз-372 демонстрирует явное нарушение изотопного равновесия, локализуясь на графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ существенно выше соответствующей линии регрессии построенной для амфиболита, апатита и амфибола. Близкие датировки 203 ± 13 млн лет, демонстрирует и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ систематика кристаллического сланца (Мз-370) и выделенного из него граната, тогда как, модельный Nd возраст, вычисленный относительно модельного резервуара с параметрами деплетированной мантии этого же образца, характеризуется значением 3066 млрд лет.

В генетическом плане высокое первичное отношение изотопов стронция и комплементарно низкое $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.511551 \pm 0.000018$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = -16$), свидетельствуют в пользу того, что образец Мз-370 является паропородой, тогда как величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70414 \pm 0.00056$ и $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.6$ для амфиболита Мз-372 подтверждают, с высокой степенью вероятности, его ортогенезис.

В целом, изучение пород и минералов амфиболитовой фации метаморфизма Мурзинско-Адуйского блока (Средний Урал) Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd методами изотопной геологии позволяет сделать следующие выводы: 1) гомогенизация Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопных систем в минералах кристаллических сланцев и амфиболитов (за исключением плагиоклаза и рутила) произошла в процессе метаморфизма амфиболитовой фации, протекавшем около 220 млн лет назад; 2) Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопная систематика в изученных минералах из кристаллических сланцев и амфиболитов позволяют определить специфику поведения минеральных изотопных систем в зависимости от степени их устойчивости к Р-Т условиям; 3) Воздействие метаморфизма на ^{147}Sm - ^{143}Nd систему в изучаемых породах в целом практически не проявлено, что согласуется с представлениями об относительной устойчивости этой изотопной системы на уровне валового состава, обусловленной малой подвижностью редкоземельных элементов в процессе метаморфизма.

Исследования проведены в рамках выполнения госбюджетной темы № 0393-2016-0019.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 - Екатеринбург. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011.
2. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 407-410.

Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb систематика кернa гранодиорита параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади из интервала глубин 2239.1 - 2250 м

Ронкин Ю.Л.¹, Шатагин К.Н.², Беляева Г.Л.³, Гердес А.⁴

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ²ИГЕМ РАН, г. Москва; ³АО "КамНИИКИГС", г. Пермь; ⁴Университет имени Гёте, г. Франкфурт на Майне

Нижне-Чонская параметрическая скважина 252 расположена в Дальневосточном Федеральном округе, в Мирнинском районе Республики Саха, в бассейне реки Нижние Юктали. Скважина пробурена с целью оценки перспектив нефтегазоносности западного продолжения Талакан-Ботуобинской карбонатной платформы (осинского горизонта кембрия и терригенного венда), локализации зоны нефтегазонакопления и выявления участков, перспективных на поиски углеводородов в вендском нефтегазоносном комплексе на западном моноклинальном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы.

Забой скважины находится на глубине 2273.0 м с проходкой до 34 м по кристаллическому фундаменту. Фундамент во вскрытых интервалах 2239.1-2250.0 и 2265-2270 м представлен слабометаморфизованными биотитовыми гранодиоритами и полнокристаллическими розовато-серыми гранит-гранодиоритами.

Rb-Sr, ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd, U-Pb методами изотопной геологии был изучен образец гранодиорита (рис. 1, интервал глубин 2239.1 - 2250 м) и выделенные из него фракции полевого шпата, биотита, а также акцессорного циркона, представленного в свою очередь целыми кристаллами размером до 500 мкм и обломками, в основном субидiomорфной формы.



Рис. 1. Образец гранодиорита (интервал глубин 2239.1 - 2250 м)

U-Pb LA ICP-MS датирование акцессорного циркона было выполнено с помощью секторного масс-спектрометра Thermo Scientific Element2, интегрированного с лазерной установкой New Wave Research UP-213. Результаты U-Pb датирования показаны на рис. 2. Возраст циркона из гранодиорита определяется как верхним пересечением дискордии (построенной по 52-м фигуративным точкам) с конкордией 1842.6±6.7 млн лет (СКВО=4.4), так и конкордантным кластером (n=14)

1851.1 ± 8.2 млн лет $СКВО_{С+Е}=1.4$, что соответствует оросирийскому периоду палеопротерозойской эры протерозоя.

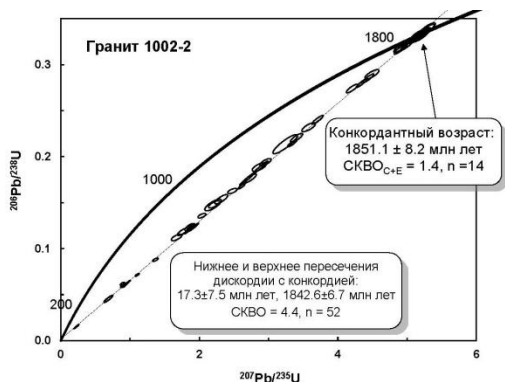


Рис. 2. График с конкордией для циркона из зерна гранодиорита параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади из интервала глубин 2239.1 - 2250 м. С - конкордантность. Е - эквивалентность. Погрешности фигуративных точек соответствуют $\pm 2\sigma$

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные исследования проведены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре Sector 54. Полученные результаты представлены на рисунке 3. Rb-Sr данные для двух полевых шпатов, породы в целом и биотита удовлетворяют линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст 1803 ± 12 млн лет (рис. 3А), что несколько "моложе" U-Pb LA ICP-MS возраста (см выше) циркона выделенного из этого же образца. Вероятно, Rb-Sr изотопная система биотита претерпела нарушение замкнутости вследствие метаморфического преобразования.

Sm-Nd данные для гранодиорита и песчаника, отображены на рис. 3Б. Значения неодимовых модельных возрастов на графике 3Б определяются пересечением соответствующих линий Nd-изотопной эволюции изученных образцов и истощенной мантии DM. В целом, выявленные значения Nd модельных возрастов (2726 и 2784 млн. лет) свидетельствуют о длительном времени пребывания в коре источника изученных пород. Отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(1800)$ и геохимические параметры изученного вещества с большой степенью вероятности свидетельствуют в пользу предположения, что протолитом для изученного гранодиорита было вещество осадочного происхождения.

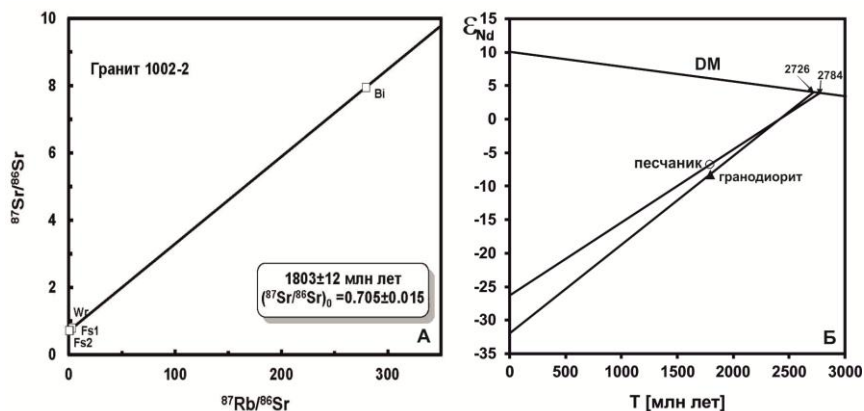


Рис. 3. А - Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd данные для гранодиорита и песчаника параметрической скважины 252 Нижне-Чонской площади, интервал глубин 2239.1 - 2250 м. А - график Николайсена для гранодиорита. Fs1, Fs2, Bi фракции полевых шпатов и биотита соответственно. Б - эволюция изотопов неодима для гранодиорита и песчаника. DM - модельный резервуар представленный деплетированной мантией

U-Pb изотопное датирование ксеногенного циркона из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части озерной зоны западной Монголии

Руднев С.Н.¹, Мальковец В.Г.¹, Белоусова Е.А.², Третьякова И.Г.², Гибшер А.А.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск; ²Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems / GEMOC, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia

Результаты геологических и U-Pb геохронологических исследований интрузивных ассоциаций (плагиогранитоиды и габброиды) южной части островной дуги Озерной зоны позволили выявить, что они формировались в различных геодинамических обстановках в возрастном интервале 531-481 млн. лет [Руднев и др., 2013, 2017]. В этом возрастном диапазоне выделяется два рубежа проявления интрузивного магматизма, отвечающие двум главным этапам развития этой зоны: островодужный - 531-517 млн. лет и аккреционно-коллизийный - 504-481 млн. лет. На островодужном этапе происходило становление плагиогранитоидов Тугрикского (531±4 млн.

лет, ранний ритм), Удзур-Хунгинского (517 ± 4 млн. лет), Хатан-Хунгинского (521 ± 3 млн. лет) и Баясгалантского ($524-522 \pm 2$ млн. лет) массивов. Габброидные ассоциации хиргиснурского комплекса, тесно ассоциирующие с плагиогранитоидами, всегда являются более ранними. На аккреционно-коллизиионном этапе развития региона происходило формирование плагиогранитоидных ассоциаций в составе Тугрикского (504 ± 4 млн. лет, поздний ритм), Мандалт (495 ± 8 млн. лет) и Дутулинского (481 ± 3 млн. лет) массивов.

Вместе с тем были проведены U-Pb изотопные исследования ксеногенного циркона из различных по времени формирования и геодинамических обстановок формирования вышеуказанных плагиогранитоидных ассоциаций. Установлено, что возраст ксеногенного циркона в породах этих массивов варьирует в диапазоне 664-520 млн. лет. Условно выделяется четыре возрастные группы ксеногенного циркона, которые, с некоторой долей вероятности, позволяют определить их природу и возраст источника, а также оценить вклад этих источников при генерации исходных расплавов для плагиогранитоидов.

Первая группа представлена ксеногенным цирконом который имеет магматическую зональность и возраст 664 ± 18 млн. лет. Он наблюдался в плагиогранитах Хатан-Хунгинского массива. Ксеногенный циркон такого возраста, согласно опубликованным геохронологическим данным, сопоставляется с временем кристаллизации циркона в анортозитах (665 ± 15 и 655 ± 4 млн. лет) Баянхонгорского офиолитового пояса [Ковач и др., 2005; Jian et al., 2010] и базальтоидах (659 ± 4 млн. лет) Хантайширского офиолитового пояса Западной Монголии [Bold et al., 2016].

Вторая группа объединяет ксеногенный циркон с возрастом 563 ± 6 млн. лет. Он представляет собой обломок кристалла округлой формы и сохранившейся в нем магматической зональностью. Циркон такого возраста наблюдался только в плагиогранитах позднего ритма Тугрикского массива. Учитывая магматическое происхождение ксеногенного циркона и его возраст, предполагается, что его источником могли быть продукты разрушения и размыва интрузивных и вулканогенных комплексов, образование которых связано с поздневендской ($570-560$ млн. лет) тектономагматической активизацией региона. Среди них можно выделить следующие магматические образования: плагиогранитоиды и габброиды баянурского офиолитового комплекса хр. Дариби ($565-560$ млн. лет), плагиограниты хантайширского ($573-565$ млн. лет) и баянхонгорского ($577-569$ млн. лет) офиолитовых комплексов [Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Терентьева и др., 2010; Jian et al., 2014], а также вулканогенные отложения островодужного и океанического типов (~ 570 млн. лет) [Ярмолук и др., 2011].

Третья группа ксеногенных цирконов (545-531 млн. лет), является наиболее распространенной и объединяет цирконы, характеризующиеся призматической и субидиоморфной формами выделений и магматической зональностью. Ксеногенные цирконы этого возрастного уровня отмечаются в плагиогранитоидах Хатан-Хунгинского и Баясгалантского массива, формировавшиеся на островодужной стадии развития Озерной зоны, а также в плагиогранитах Дутулинского массива, становление которых связано с аккреционно-коллизийным этапом развития региона. Изотопные возрасты, полученные по ксеногенным цирконам этой группы, сопоставляются с временем формирования плагиогранитоидных ассоциаций раннего этапа развития островной дуги Озерной зоны (Бумбат-Хаирханский плутон - 535 ± 6 млн. лет, Харанурский плутон - 529-531 млн лет [Руднев и др., 2009, 2016], Тугрикский массив - 531 ± 4 млн. лет [Руднев и др., 2013, 2017]), а также вулканогенных комплексов островодужного типа (546 ± 3 млн. лет) [Ярмолук и др., 2011] и габброидов (542-538 млн. лет), наблюдаемых в районе хр. Хан-Тайшири [Janoušek et al., 2017]. Такое сходство возрастных дат ксеногенного циркона с породами островодужного типа (вулканы, габброиды и гранитоиды и продукты их размытия), позволяет их рассматривать в качестве дополнительного источника вещества в процессах формирования исходных расплавов для плагиогранитоидов Хатан-Хунгинского, Баясгалантского и Дутулинского массивов.

В четвертую группу объединяются ксеногенные цирконы с возрастом 520-530 млн. лет. Они наблюдаются в породах массива Мандалт и Тугрикский (поздний ритм). Цирконы характеризуются призматической и субидиоморфной формой зерен и наличием магматической зональности. Следует добавить, что ксеногенные цирконы из пород этих массивов имеют относительно близкие возрасты с временем кристаллизации плагиогранитоидов Удзур-Хунгинского, Хатан-Хунгинского и Баясгалантского массивов, а также Бумбат-Хаирханского и Шаратологического плутонов (524 ± 10 и 519 ± 8 млн. лет) северной и центральной части Озерной зоны [Руднев и др., 2009, 2016], габброидов и плагиогранитоидов хребта Хан-Тайшири (524-516 млн. лет [Janoušek et al., 2017]), формировавшиеся на завершающей стадии развития островной дуги Озерной зоны. Полученные геохронологические данные позволяют предположить, что продукты разрушения и размытия пород вышеуказанных массивов на более позднем геодинамическом этапе развития региона (аккреционно-коллизийном) в результате тектонических процессов, могли попадать в область плавления, где совместно с различными по составу и тектонически-перемещенными блоками островодужного типа (преимущественно вулканидами), могли быть источником вещества при

генерации исходных расплавов для плагиогранитоидов Тугрикского и Мандайт массивов.

Таким образом, результаты геохронологических исследований ксеногенного циркона в раннепалеозойских плагиогранитоидах островодужного и аккреционно-коллизийного этапа развития южной части Озерной зоны указывают, что выделенные возрастные группы (~664, 570-560, 545-531 и 530-520 млн лет) отвечают пикам проявления магматизма островодужного (вулканогенные, интрузивные) и офиолитового типов и отражают магнообразующие источники, ответственные при формировании исходных для плагиогранитоидов расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты: 18-05-00105, 15-05-05615) и планов НИР ИГМ СО РАН (проекты: 0330-2016-0003, 0330-2016-0006).

Главные этапы тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные

**Рыцк Е.Ю.¹, Толмачева Е.В.¹, Великославинский С.Д.¹, Андреев А.А.²,
Лепехина Е.Н.³, Лебедева Ю.М.¹, Федосеенко А.М.¹**

¹ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; ² ИГЕМ РАН, г. Москва; ³ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Для выявления главных этапов тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса (БМП) ключевое значение имеют геохронологические исследования высоко метаморфизованных магматических комплексов Кичерской зоны в бассейне рек Слюдянка и Рель. Неопротерозойские оценки возраста метаморфических пород этого района, полученные современными изотопными методами геохронологии [Амелин и др., 1999; Рыцк и др., 2001; и др.], позволили “закрыть” дискуссию о принадлежности нюрндуканского комплекса к раннему докембрию (по [Макрыгина и др., 1989; Скублов, 1994; Конников и др., 1999; и др.]). Вместе с тем, интерпретация имеющихся оценок возраста главных магматических и метаморфических событий в раннем и позднем неопротерозое Кичерской зоны БМП дискуссионна. Согласно [Рыцк и др., 2013; Котов и др., 2013;] высокотемпературный метаморфизм и гранитообразование в БМП были проявлены в конце раннебайкальского цикла тектогенеза (755 - 790 млн лет) и в позднем неопротерозое на рубеже 630 - 640 млн лет. Однако, по результатам

геохронологического исследования циркона из метаморфических пород (LA-ICP MS и SHRIMP-II), в этом районе БМП было выделено только одно метаморфическое событие с возрастом 640 ± 7 млн лет [Федотова и др., 2014; Krener et al, 2015]. Учитывая принципиальное значение этого вопроса для реконструкции геодинамической эволюции БМП, нами изучен и проанализирован (SHRIMP-II) циркон из эндербито-гнейсов одной из тектонических пластин Байкальского массива гнейсо-гранитов с возрастом 755 ± 15 млн лет [Рыцк и др., 2013]. Эндербито-гнейсы представлены не ясно полосчатыми зеленовато-серыми мелкозернистыми породами, сложенными агрегатом измененного плагиоклаза с кварцем и эпидотом, полностью замещающим пироксен (?) и частично плагиоклаз.

Акцессорный циркон (обр. №12-8/16) представлен короткопризматическими идиоморфными и субидиоморфными зернами (150 - 400 мкм) и их обломками, состоящими из желтоватого корродированного ядра с тонкой зональностью и одной или двух бесцветных оболочек. В ядрах находятся первичные расплавные включения, часть из которых раскристаллизована, а также много вторичных флюидных включений. Оболочки содержат только первичные флюидные включения. Таким образом, в изученном цирконе (рис.1.) переработанные магматические ядра обрастают двумя разновозрастными оболочками, образованными в ходе двух наложенных метаморфических событий.

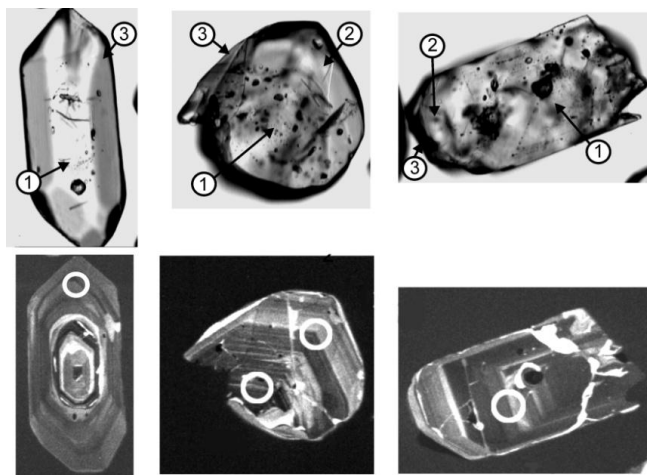


Рис. 1. Микрофотографии циркона, состоящего из магматического ядра (1), и метаморфических оболочек (2, 3) в проходящем свете (верхний ряд) и их катодолуминесцентное изображение (нижний ряд)

Полученные результаты изотопного U-Pb SHRIMP-II изучения ядер и оболочек циркона в целом коррелируют с изотопными данными для эндебито-гнейсов тектонического блока гольца Лударь [Krener et al., 2015]. Магматические ядра изученных нами цирконов характеризуются оценкой возраста 800 ± 17 млн лет, в то время как оценка возраста внешних метаморфических оболочек цирконов по пяти точкам составляет 614 ± 30 млн лет. Ряд промежуточных значений возраста в интервале 620 - 770 млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) являются результатом смешения компонентов ядер и оболочек циркона, из которых оценка 750 ± 4 млн лет только в одном зерне наиболее достоверно отражает возраст внутренней оболочки циркона. В итоге, согласованные между собой результаты изотопного и микроскопического изучения циркона эндебито-гнейсов указывают на проявление раннебайкальского метаморфизма и гранитообразования в БМП, связанных, возможно, с коллизионными процессами на границе Сибирского кратона и Анамакит-Муйского террейна. Кроме этого, следует отметить, что обобщение результатов U-Pb изотопных исследований метаморфического комплекса этого района БМП не исключает вероятности проявления двух метаморфических событий в позднем неопротерозое, на рубежах 630 - 640 и 610 - 620 млн лет. Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2018-0012 и при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724).

Литература

1. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндебитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652-654.
2. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика // М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
3. Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., и др. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса. Тезисы докл. "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса". Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 129-130.
4. Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486-489.
5. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Том 9. № 4. С. 3-15.
6. Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А., академик Ярмолюк В.В., и др. Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе. // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 662-665.
7. Скублов С.Г. Нюрундуканский мафический комплекс северо-западного Прибайкалья: состав, структура, петрогенезис // Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. СПб. 1994. 21 с.
8. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., и др. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса. // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44-66.

Гнейсо-граниты “мамско-оронского” комплекса в Северном Прибайкалье: геологическая позиция и возраст (U-Pb по циркону, TIMS)

**Рыцк Е.Ю.¹, Котов А.Б.¹, Сальникова Е.Б.¹, Великославинский С.Д.¹,
Ковач В.П.¹, Андреев А.А.², Богомолов Е.С.¹, Федосеенко А.М.¹**

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ² ИГЕМ РАН, Москва

В Северном Прибайкалье, в Кичерской зоне Байкало-Муйского пояса (БМП) и Маректинском выступе фундамента кратона, расположенного на границе с БМП, издавна выделялись двуслюдяные гнейсо-граниты и мусковитовые пегматиты, которые рассматривались в составе мамско-оронского комплекса позднерифейского возраста [Салоп, 1964; 1967]. В настоящее время, классические плагиоклазовые и двуполевошпатовые пегматоидные граниты и мусковитовые пегматиты Мамской зоны объединены в мамский комплекс, который на основании геохронологических данных [Неймарк и др., 1990] считается ранне- или позднепалеозойским [Митрофанов, Макарьев, 2007], в то время как гнейсо-граниты Маректинского выступа оказались палеопротерозойскими образованиями с возрастом 1846 ± 8 млн лет (U-Pb по циркону, TIMS) [Рыцк и др., 2006], а двуслюдяные гнейсо-граниты Кичерской зоны БМП вообще “выпали” из тектоно-магматической шкалы региона. Учитывая индикаторное значение подобных гранитоидов для реконструкции условий формирования зональных метаморфических комплексов, нами изучены двуслюдяные гнейсо-граниты Онколнокитского массива в вершине долины реки Нюрундукан, приуроченные к внешнему крылу тектонического шва на границе Маректинского выступа фундамента кратона и Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса.

Гнейсо-граниты имеют четкие гнейсовидные текстуры и обычно включают типичные для автохтонных или незначительно перемещенных синметаморфических образований теновые “прослой” B_i и $Hrb-B_i$ гнейсовидных диоритов и амфиболитов. Гнейсо-граниты представлены двуслюдяными микроклин-плагиоклазовыми разностями, в которых нередко отмечается гранат, а микроклин образует порфириобласты и наложенные агрегаты. Для гнейсо-гранитов большей части массивов характерна бластомилонитизация и

автометасоматические кварц-альбитовые прожилки, а в экзоконтактах массивов обычно проявлена мигматизация, фельдшпатизация и мусковитизация.

По своему химическому составу гнейсо-граниты соответствуют стандартным пералюминиевым гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности с различным соотношением K_2O и Na_2O . В распределении редких и рассеянных элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются отрицательные Nb-Ta и Ti аномалии. Sr-максимум отсутствует. Распределение РЗЭ от слабо- до сильно дифференцированного $(La/Yb)_N=2-20$ за счет легких РЗЭ $(La/Sm)_N=3-6$, в то время как распределение тяжелых РЗЭ «плоское» - для большинства образцов $(Gd/Yb)_N$ близко к 1. Отмечается отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu=0.2-0.5)$.

Из наименее измененных гнейсо-гранитов Онколнокитского массива выделен циркон магматического происхождения. Согласно полученным U-Pb изотопным данным (ID TIMS), гнейсо-граниты характеризуются конкордантной оценкой возраста 615 ± 3 млн лет и, следовательно, не могут сопоставляться с петротипическими для Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса гнейсо-гранитами мамско-оронского (мамского) комплекса. Кроме этого, изотопный состав мамских S-гранитов определяется древнекоровыми источниками, а Nd-изотопные характеристики гнейсо-гранитов Кичерской зоны БМП $(\epsilon Nd(615)=(2.3-1.6) - (5.5))$; $T(DM)=(0.85-1.1)$ млрд лет и $T(DM2st)=(0.9 - 1.2)$ млрд лет) подобны изотопному составу вмещающих метаморфических пород, указывая на единство их позднебайкальского ювенильного источника с небольшой долей материала древней коры.

Полученная оценка возраста гнейсо-гранитов Онколнокитского массива точно соответствует возрасту монацита 612 ± 3 млн лет из палеопротерозойских гранито-гнейсов Маректинского выступа [Рыцк и др., 2006], свидетельствуя о его принадлежности к единой термальной палеоструктуре с Кичерской зоной БМП в конце позднего неопротерозоя. Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2018-0012, при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии.

Литература

1. Митрофанов Г.Л., Макарьев Л.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Издание третье. Лист О-50 (Бодайбо). 2007.
2. Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область). Сб. тезисов докл. // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций». Киев. 1990. с.130-131.
3. Рыцк Е. Ю., Макеев А. Ф., Глебовицкий В. А., Федосеенко А. М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // ДАН. 2006. Т.407. №6. С.819-822.

Возможности методики ступенчатого выщелачивания для изучения первичных изотопных характеристик Pb в базальтах Уджинских даек

Саватенков В.М.^{1,3}, Малышев С.В.^{1,3}, Иванов А.В.², Васильева И.М.³, Шпакович Л.В.^{1,3}

¹Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург; ²ИЗК СО РАН, Иркутск; ³ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Применение изотопной систематики Pb для характеристики источника древних горных пород существенно ограничено, в силу низкой устойчивости U-Pb изотопной системы к наложенным воздействиям. Pb, и, в большей степени, U, являются мобильными элементами. Следствием такой высокой мобильности является изменение исходного U/Pb отношения в породах даже при незначительных изменениях их вещественного состава вследствие гидротермального воздействия или процессов выветривания. В итоге поправка на радиогенный Pb, с учётом имеющегося U/Pb отношения в породах, имеющих значительный возраст, приводит к ошибочным оценкам первичного изотопного состава Pb. Чтобы избежать вышеуказанного эффекта, прибегают к изучению изотопных характеристик Pb в минералах с низким U/Pb отношением (сульфиды, полевые шпаты). Такой подход оправдан при условии, что выбранные минералы являются исходно магматическими и не претерпели перекристаллизации и переуравновешивания Pb-Pb изотопной системы вследствие более поздних процессов. Вместе с тем, существует значительный спектр пород, из которых невозможно механически выделить требуемые для изотопных исследований минералы. К таким породам можно отнести вулканические породы, в том числе базальты. Ранее проводившиеся работы по изучению изотопной систематики Pb в древних офиолитовых и островодужных комплексах, в том числе и в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [напр. Dolgorolova et al., 2013; Lui et al., 2014; Pfander et al., 2002] привели к трудно интерпретируемым результатам, поскольку породы, представляющие рифейские и палеозойские комплексы, подвергались посткристаллизационному воздействию. Вследствие чего в них нарушилось U/Pb соотношение.

Одним из возможных путей решения этой проблемы является метод ступенчатого кислотного выщелачивания, при котором порода подвергается воздействию растворов неорганических или органических кислот различной концентрации и при различных температурах. Результатом такого воздействия является растворение различных минеральных фаз, содержащихся в породе, а также удаление несвязанных химических компонентов (в том числе Pb и U). Соответственно, химическое выщелачивание позволяет удалить легкоподвижные компоненты, присутствие которых в породе отражается на устойчивости U-Pb системы. Традиционно методика выщелачивания при изучении систематики Pb широко используется для обработки минералов - концентраторов обычного Pb (сульфиды, полевые шпаты) для удаления продуктов посткристаллизационного изменения минералов, содержащих мобильный Pb и U. Делались попытки применить аналогичный подход и для обработки валовых проб. Однако, такая методика во многих случаях не оправдала себя. Первичный изотопный состав Pb, рассчитанный на основании U/Pb отношения в остатке после выщелачивания, не соответствовал реальным изотопным параметрам Pb в возможных источниках исследуемых пород.

Вместе с тем, путём ступенчатого растворения можно выделить минералы-концентраторы обычного Pb (сульфиды, окислы) и минералы-концентраторы U, характеризующиеся высоким относительным содержанием радиогенного Pb (монацит, ксенотим, апатит). В настоящей работе рассмотрены возможности метода ступенчатого кислотного выщелачивания для изучения U-Pb изотопной систематики базальтов докембрийского возраста.

Нами был проведён эксперимент ступенчатого выщелачивания этих пород в различных растворах неорганических кислот (HCl, HNO₃) с последующим анализом изотопного состава Pb, концентраций U и Pb, U/Pb отношений в остатках после выщелачивания и выщелоках в базальтах Уджинского дайкового комплекса, прорывающих докембрийские осадочные и осадочно-вулканогенный комплексы в пределах Уджинского палеорифта [Гладкочуб и др., 2009].

На основе проведённого эксперимента по ступенчатому выщелачиванию разработана методика, позволяющая путём последовательной обработки валового образца выделить фазу, характеризующуюся наиболее примитивным изотопным составом Pb, близким к первичным изотопным характеристикам породы. Этой фазой является растворённый сульфид.

Изотопные характеристики Pb в базальтах и продуктах их выщелачивания, а также их U/Pb отношения указывают на мезопротерозойский возраст базальтов Уджинского дайкового комплекса, который согласуется с данными U-Pb изотопного

датирования апатита из базальтов Уджинской дайки ($t = 1386 \pm 30$ млн. лет).

Первичные изотопные характеристики Pb и Nd в базальтах Уджинского дайкового комплекса указывают на их образование при участии древнего (раннеархейского) обогащённого (корового) источника.

Литература

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В. и др. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфия и микростратиграфия // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425, № 5. С. 642-648

Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R.J., Kavalieris I. Sr-Nd-Pb-Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu-Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia) // Lithos, Volumes 164-167, 2013, Pages 47-64

Liu X, Xu J., Castillo P. R., Xiao W., Shi Y., Feng Z., Guo L. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd-Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China. // Lithos 189 (2014) 185-200

Pfander Jo.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154-174.

Изотопная геохронология (U-Pb) и геохимия (Nd, Hf) неоархейских риолитов и гранитов Курского блока, Восточная Сарматия: петрологические реконструкции для внутриплитных кислых магм

Савко К.А.¹, Самсонов А.В.¹, Холина Н.В.¹, Зайцева М.В.³, Ларионов А.Н.⁴

¹ВГУ, Воронеж; ²ИГЕМ РАН, Москва; ³ИГГ УРО РАН, Екатеринбург; (4) ВСЕГЕИ, С.-Петербург

В конце архея завершилась стабилизация архейских кратонов, что нашло отражение в появлении широкого спектра калиевых гранитоидов, в интервале 3,0-2,5 млрд. лет (Laurent et al., 2014). Не является исключением архейский Курский блок (КБ) Восточной Сарматии, где проявлен неоархейский гранитоидный магматизм, представленный калиевыми риолитами и гранитами. По данным минеральной термобарометрии (TiQtz и TiZrn) температуры риолитовых расплавов в очаге магмогенерации на глубинах около 7 км превышали 1000°C (Холина и др. 2016). По геохимическим признакам высококремнистые, калиевые риолиты являются внутриплитными. Данные по элементам - примесям в цирконе дают независимую

информацию риолитовом расплаве, который был сухой, высокотемпературный и малоглубинный.

Для определения возраста кристаллизации и расшифровки коровой предыстории были проанализированы три изотопных системы: U-Pb, Lu-Hf в цирконах и Sm-Nd для валовых проб риолитов и гранитов.

U-Pb система циркона (SIMS ВСЕГЕИ). Для U-Pb изотопного датирования были отобраны призматические цирконы, прозрачные, бесцветные, с ярким стекляннным блеском, размером 100-150 мкм по удлинению. В цирконе из риолита в катодной люминесценции устанавливается осцилляционная концентрическая зональность, ядер не выявлено. U-Pb изотопный возраст циркона из риолитов составляет 2612 ± 10 млн. лет, более древней компоненты не обнаружено. В цирконе из гранитов на фоне осцилляционной зональности в центральных частях кристаллов присутствуют однородные темные в CL округлые домены, которые могут представлять унаследованные от источника расплава ядра. U-Pb изотопное датирование циркона из гранитов выполнено по разным частям зерен, в том числе и по центрам. U-Pb изотопные анализы по циркону из двух образцов гранитов дают возрасты 2612 ± 6 и 2606 ± 7 и млн. лет, которые близки к циркону из риолитов и, указывают на возраст кислого магматизма. Только в одном зерне циркона из гранитов сохранилось унаследованное ядро, возраст которого 3187 млн. лет.

Sm-Nd изотопная система валовых проб (ВСЕГЕИ). Первичный изотопный состав неодима в риолитах ($\epsilon_{Nd(2612)}$) от -6,4 до -6,1) и в гранитах ($\epsilon_{Nd(2612)}$) от -6,7 до -5,4) близкий, что указывает на общность их корового источника. Их Sm-Nd модельные возрасты $T_{Nd(DM)} = 3,4-3,6$ млрд. лет на 0,8-1 млрд. лет древнее, чем U-Pb возрасты цирконов из этих пород и свидетельствуют о длительной коровой предыстории источника кислых магм 2,6 млрд. лет.

Lu-Hf изотопная система циркона (LA-ICP-MS, ИГТ УРО РАН). Измерения изотопного состава Hf в цирконах из риолитов проводились в тех же точках, где определялся U-Pb изотопный возраст. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет постоянный возраст 2612 ± 10 млн. лет, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует широкие вариации изотопного состава гафния на этот возраст ($\epsilon_{Hf(2612)}$) от + 1,1 до -8,9). Модельные возрасты $T_{Hf(DM)}$, рассчитанные по двухстадийной модели варьируют от 3029 до 3649 млн. лет с тремя кластера значений: 3649 - 3441 млн. лет (7 зерен), 3381 - 3271 млн лет (3 зерна) и 3182 - 3029 млн. лет (5 зерен).

Таким образом, три изотопные системы взаимно дополняют друг друга и в целом дают детальную информацию о гетерогенных источниках расплавов внутриплитных магм. U-Pb изотопная система в цирконе из риолитов и гранитов надежно определяет неоархейский возраст кристаллизации кислых магм. Высокие температуры этих магм,

установленные для риолитов, приводят, по-видимому, к полному растворению цирконов протолита, стирая предшествующую коровую историю. Из трех проб (более 100 зерен цирконов) гранитов и риолитов, сохранилось только одно унаследованное более древнее ядро.

Sm-Nd изотопная система в валовых пробах указывает на ведущую роль палеоархейских (3,4-3,6 млрд. лет) коровых пород в источнике кислых магм 2,6 млрд. лет. Этими породами могли служить мезоархейские метаосадки обоянского комплекса, которые имеют палеоархейские модельные возрасты $T_{Nd}(DM) = 3,49-3,64$ млрд. лет (Щипанский и др., 2007) и содержат детритовый циркон с U-Pb возрастами 3,35-3,55 млрд. лет.

Lu-Hf изотопные анализы выявили широкие вариации изотопного состава гафния в отдельных зернах магматического циркона из риолита. Это, возможно, отражает некоторую Lu-Hf гетерогенность среды кристаллизации цирконов унаследованную от (мета)осадочного протолита и позволяет детализировать их коровую предысторию.

Возможное участие разновозрастных/гетерогенных архейских пород в источниках кислых магм, выявленное модельными возрастами циркона $T_{Hf}(DM)$ в интервале 3.03 - 3.65 млрд. лет, согласуется с возрастной гетерогенностью архейской коры Курского блока: в её составе, наряду с обоянскими метаосадками с палеоархейскими детритовыми цирконами, широко представлены мезоархейские кислые вулканиты зеленокаменных поясов с возрастом около 3,13 млрд. лет и тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы с возрастом около 3 млрд. лет (Савко и др., 2018).

Работа по изучению Lu-Hf изотопной системы выполнена в ЦКП УрО РАН "Геоаналитик" при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00618.

Литература

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonic between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 2014, 205, 208-235.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Базиков Н.С. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита// ДАН, 2018, т. 478, № 3, с. 335-341.

Холина Н.В., Савко К.А., Холин В.М. Высокие температуры кристаллизации неархейских риолитов Курского блока Воронежского кристаллического массива: результаты минеральной термометрии// Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2016, № 3, с. 53-60.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43 - 70.

Вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хвойных деревьях разного возраста

Садасюк А.С., Шатагин К.Н.

ИГЕМ РАН, Москва

Обнаруженные в последнее время вариации изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хвое древесных растений могут играть важное значение для анализа процессов, происходящих в окружающей среде. Вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в растениях связаны со смешением различных источников стронция: природных (морские аэрозоли, частицы почвы и горных пород) и антропогенных; региональных и локальных. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может быть использовано для выявления различных источников стронция и оценки их роли в среде обитания растения. Для лучшего понимания локальных и региональных вариаций изотопного состава стронция в хвое до последнего времени не хватало данных, полученных для индивидуальных растений. В представленной работе приведены результаты, полученные для трех хвойных деревьев из Битцевского парка г. Москвы.

Использование хвои в качестве проб для определения изотопного состава стронция при исследовании окружающей среды имеет ряд выгодных моментов. Концентрация стронция в хвое достаточно высока, поэтому для изотопного анализа требуется небольшое количество вещества. Хвойные деревья чрезвычайно широко распространены в разных климатических зонах на разных континентах. Существенна также легкость отбора проб в любое время года с минимальным ущербом для дерева.

К настоящему моменту собрана и проанализирована коллекция из 23-х образцов хвои лиственницы, сосны, ели и можжевельника и 2-х проб грунта (песчаная почва и гранит), которые были отобраны на разных территориях Европейской части России, Крыма и Испании. Отобранные пробы были подготовлены по специально разработанной методике, определение концентраций Sr и Rb проводились относительно массы золы [Садасюк А.С., 2016]. Для анализа подвижной формы стронция, которая доступна растению, проводили почвенную вытяжку в аммонийно-ацетатном буфере с $\text{pH}=4.8$. Для оценки вклада атмосферной пыли в систему растений была осуществлена снеговая съемка. Исследования проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре Sector-54.

В коллекции изученных проб величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется в широких пределах для разных деревьев из разных

географических мест. Для ели обыкновенной значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 0.7095 до 0.7323, для сосны обыкновенной - от 0.7090 до 0.7291.

На этом фоне вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также наблюдаются в хвое отдельных деревьев из лесного массива на юго-западе г. Москвы (зона отдыха "Битца"). Хвоя трех деревьев (молодые сосна и ель высотой 0.5 м, и сосна более старшего возраста высотой 15 м) была разделена по возрасту на молодую (ярко-зеленого цвета) и среднюю хвою (темно-зеленого цвета). Полученные изотопные результаты представлены на рисунке 1.

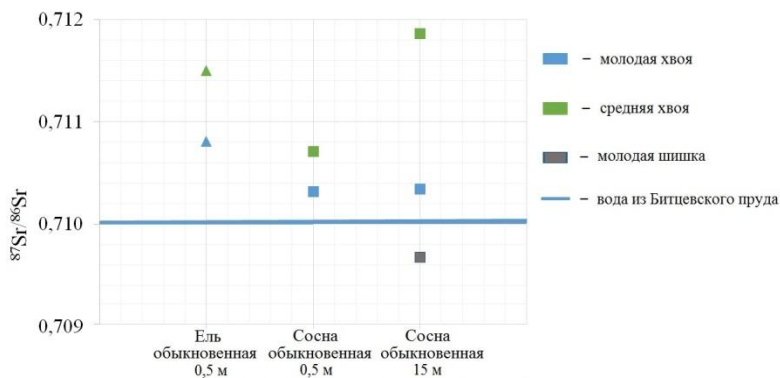


Рис. 1. Изменчивость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в древесных растениях разного возраста

Следует отметить, что хвоя среднего возраста имеет более высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем молодая. С большой вероятностью это означает, что с течением времени хвоя захватывают атмосферную пыль, которая имеет более высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Полученные данные о вариациях величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хвое можно объяснить смешением стронция из двух источников в разных пропорциях. Изотопный состав стронция молодой хвои близок к значению для воды из Битцевского пруда, а для средней хвои он более радиогенный. По соотношениям изотопов стронция биомасса молодой хвои формируется за счет корневого питания. Со временем в хвою проникает стронций листового питания (из воздушной пыли), имеющий более высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Полученные результаты определения изотопного состава стронция в различных по возрасту хвойных деревьях отражают неоднородность окружающей среды в отношении значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Вариации значения этого отношения в отдельном хвойном дереве составляют несколько десятых процента. Таким образом, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может выполнять функцию индикатора изменения условий, в которых растет и

развивается хвойное дерево. Возможно, с помощью данного значения открывается возможность проследить трансграничный перенос.

Литература

1. Садасюк А.С., Шатагин К.Н. Исследование изотопов стронция в хвое хвойных деревьев. XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (15-17 ноября 2016 г.) Тезисы докладов/ ГЕОХИ РАН- М: Акварель, 2016. - с. 210.

Применение высокотемпературного отжига для U-Pb геохронологических исследований цирконов из щелочных пород

**Сальникова Е.Б.¹, Анисимова И.В.¹, Котов А.Б.¹, Козловский А.М.²,
Плоткина Ю.В.¹, Федосеенко А.М.¹, Стифеева М.В.¹**

¹ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург; ² ИГЕМ РАН, г. Москва

Главными причинами дискордантности U-Pb возрастов циркона, как известно, являются частичная потеря радиогенного свинца и присутствие более древней унаследованной компоненты свинца. Для уменьшения дискордантности, связанной с частичной потерей радиогенного свинца, используются методики предварительной аэроабразивной [Krogh, 1982] и кислотной [Макеев, 1984; Mattinson, 1994] обработки циркона, а также широко применяется методика химической абразии циркона, включающая предварительный высокотемпературный отжиг и последовательное химическое выщелачивание [Mattinson, 2005; 2011]. В результате химической абразии восстанавливается кристалличность цирконов с низкой и средней степенью радиационных повреждений и удаляются «участки» циркона с поврежденной решеткой.

При проведении U-Pb геохронологических исследований щелочных гранитоидов [Сальникова и др., 2014] мы столкнулись с тем, что акцессорный циркон в этих породах обладает целым рядом особенностей, которые в некоторых случаях значительно затрудняют его датирование. К числу таких особенностей относится высокая доля нерадиогенного свинца, обусловленная микровключениями минералов-концентраторов этого элемента, которые обычно демонстрируют высокую способность к селективному растворению в ходе предварительной кислотной обработки. Однако в ряде случаев не удается получить конкордантные оценки возраста циркона из щелочных гранитоидов, даже в результате предварительной кислотной обработки с большой экспозицией.

Для того чтобы оценить влияние предварительного высокотемпературного отжига на поведение U-Pb системы в цирконе без признаков существенных радиационных повреждений, но содержащих большое количество обыкновенного свинца, проведена серия экспериментов. Цирконы из палеозойских щелочных гранитоидов Центральной Монголии были подвергнуты высокотемпературного отжигу в муфельной печи «SNOL E5CC» в керамических тиглях при температуре 850°C в течение 48 часов. Отожженный циркон в дальнейшем был подвергнут аэроабразивной или кислотной обработке и проанализирован по стандартной методике [Krogh, 1973]. Кроме того анализировались и «необработанные» единичные кристаллы отожженного циркона.

Полученные результаты свидетельствуют, что использование предварительного отжига цирконов в независимости от последующей обработки приводит к значительному уменьшению доли обыкновенного свинца. Последующая кислотная обработка отожженных кристаллов циркона во всех случаях позволила получить для них субконкордантные и конкордантные оценки U-Pb возраста.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00361, 17-05-00912).

Литература

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1982. V. 46. P. 637-649.

Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов. Л. Наука, 1981. 64 с.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994. V. 116. P. 117-129.

Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages // *Chemical Geology*, 2005. V. 220. P. 47-66.

Mattinson, J.M., 2011. Extending the Krogh legacy: Development of the CA-TIMS method for zircon U-Pb geochronology. *Can. J. Earth Sci.* 48 (2). 95-105.

Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеенко А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // *Петрология*, 2014. Т. 22. № 5. С. 1-14.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et cosmochim. acta.*, 1973. V. 37. P. 485-494.

U-Pb изотопная систематика кальциевых гранатов как источник геохронологической информации

Сальникова Е.Б.¹, Стифеева М.В.¹, Котов А.Б.¹, Анисимова И.В.¹,
Шахмурадян А.Р.², Гриценко Ю.Д.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²Университет Манитобы, Канада;
³Геологический факультет МГУ, Москва

До недавнего времени кальциевые гранаты не рассматривались как надежные U-Pb минералы-геохронометры в связи с отсутствием данных об особенностях поведении их U-Pb изотопной системы в ходе кристаллизации и последующих преобразований. Вместе с тем достаточно давно установлено, что содержание U в таких гранатах достигает 200 мкг/г [DeWolf et al., 1996; Scheibner et al., 2007; Seman, Stockl, McLean, 2017], а его присутствие в большинстве случаев обусловлено изоморфным замещением Ca [Barrie, 1990; DeWolf et al., 1996; Rak et al., 2011] и не связано с включениями минералов-концентраторов U, Pb и Th (циркон, монацит и др.), как в гранатах метаморфических пород. Кальциевые гранаты являются типичными первичными минералами пород щелочных, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магматических комплексов, а также скарнов различного состава. Они представляют собой сложные серии твердых растворов с различной долей андрадитового (Adr, $\text{Ca}_3\text{Fe}_3+2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), моримотоитового (Mrt, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2+\text{TiSi}_3\text{O}_{12}$) и шорломитового (Sch, $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiFe}_3+2\text{O}_{12}$) минералов. Проведенные за последние два года несколькими научными коллективами исследования [Chakhmouradian A.R. et al., 2015; Salnikova et al., 2017; Seaman, 2017; Deng et al., 2017; Сальникова и др., 2018а, б; Yang et al., 2018; Zhang et al., 2018] продемонстрировали, что кальциевые гранаты являются перспективными U-Pb минералами-геохронометрами.

Нами выполнены U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования 40 образцов кальциевых гранатов различного происхождения (из магматических и гидротермально-метасоматических пород) и возраста (от позднеархейского до эоценового). Объектами U-Pb геохронологических исследований послужил целый ряд реперных щелочно-ультраосновных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Белозиминский, Чикский, Лугингол, Бурульзайский, Мухальский), Сибирского кратона (Мурунский, Ничатка), кратона Сьюпериор (Cinder Lake, Eden Lake complexes), Воронежского кристаллического массива (Дубравинский массив), Кольской щелочной провинции (Африканда, Ковдор, Африканда, Вуориярви, Салланлатва), Маймеча-Котуйской магматической

провинции (Гули, Одихинча), а также массивов Магнет-Коув (Арканзас, США) и Тамазерт (Марокко). Кроме того были выполнены U-Pb геохронологические исследования кальциевых гранатов из скарнов месторождений Дашкесан (Малый Кавказ), Таежное (Алданский щит), Тырныауз (Северный Кавказ), Малый Куйбас (Южный Урал).

Гранаты из пород щелочно-ультраосновных комплексов в целом отличаются высокими содержаниями урана (10–40 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ($Pb_{\text{св}}/Pb_{\text{т}} = <0.1$). В большинстве случаев для них получены конкордантные и субконкордантные оценки возраста, которые хорошо согласуются с оценками возраста, полученными другими методами (U-Pb по циркону, U-Th-Pb по перовскиту, Sm-Nd по апатиту и гранату, и ^{40}Ar - ^{39}Ar по слюдам). Тем не менее, существует целый ряд гранатов, U-Pb геохронологические исследования которых вызывают определенные методические трудности (массивы Лугингол, Магнет-Коув) из-за включений сульфидов и соответственно существенного вклада обыкновенного свинца.

Кальциевые гранаты из скарнов резко различаются по содержанию урана (0.2 - 58 мкг/г) и обычно имеют гетерогенный состав в отношении как петрогенных, так и малых элементов. Конкордантные оценки возраста получены для андрадита из скарнов месторождения Дашкесан (147 ± 2 млн лет) и Таежное (1900 ± 2 млн лет).

Полученные данные демонстрируют принципиальную возможность использования кальциевых гранатов в качестве надежных минералов-геохронометров для геохронологических U-Pb-исследований карбонатитов, сиенитов, фойдолитов, фойдитов, мелилитолитов, мелилититов, лампрофиров, слюдистых кимберлитов и скарнов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00912).

Литература

- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В. Шахмурадян А.Р. Глебовицкий В.А. Регир Е.П. U-Pb систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда (Кольский полуостров) // Доклады Академии наук. 2018. Т.478. № 4. С.443-443
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В. Никифоров А.В. Ярмолюк В.В. Котов А.Б. Анисимова И.В. Сугоракова А.М. Врублевский В.В. Гранаты ряда андрадит-моримотоит - потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb датирования ультраосновных щелочных пород // Доклады Академии наук. 2018, в печати
- Barrie C.T. U-Pb garnet and titanite age for the Bristol Town-ship lamprophyre suite, western Abitibi Subprovince, Canada // Can J Earth Sci. 1990. 27:1451-1456
- Chakhmouradian A.R., Salnikova E.B., Yakovleva S.Z., Kressall R.D., Bohm C.O., Stifeeva M.V., Plotkina Yu. V. Timing of carbonatite emplacement at the Cinder Lake alkaline intrusive complex: U-Pb ID-TIMS data from andradite // «Изотопное датирование ...Санкт-Петербург». 2015. С. 350-351.
- Deng X.-D., Li J.-W., Wen G. U-Pb geochronology of hydrothermal zircons from the Early Cretaceous iron skarn deposits in the Handan-Xingtai District, North China Craton // Econ Geol. 2015. 110:2159-2180

DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N., Mezger K., Essene E.J. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // *Geochim Cosmochim Acta*. 1996.60:121-134

Heng Y.Y., Wu F.-Y., Yang J.-H., Mitchell R., Zhao Z.-F., Xie L.-W., Huang Ch., Yang M., Zhao H. U-Pb Age Determination of Schorlomite Garnet by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2018: 1-22

Rák Z., Ewing R.C., Becker U. Role of iron in the incorporation of uranium in ferric garnet matrices. // *Phys Rev*. 2011. B 84:155-128

Salnikova E., Chakhmouradian A., Stiffeeve M., Reguir E., Nikiforov A. Calcic Garnets as a Promising U-Pb Geochronometers // *Goldschmidt2017 Abstract*. <https://goldschmidtabstracts.info/2017/3479.pdf>.

Scheibner B., Wörner G., Civetta L., Stosch H.-G., Simon K., Kronz A. Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets // *Contrib Miner Petrol*. 2007.154:55-74

Seman S., Stockli D.F., McLean N.M. U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet // *Chem Geol*. 2017.460:106-116

U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопные системы в минералах палеопротерозойского долеритового силла Мурманской провинции как основа для ключевого палеомагнитного полюса ~1.86 млрд. лет

Самсонов А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹, Сальникова Е.Б.², Травин А.В.³, Степанова А.В.⁴, Веселовский Р.В.^{5,6}, Арзамасцев А.А.², Егорова С.В.⁴, Ерофеева К.Г.¹, Стифеева М.В.²

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ИГМ СО РАН, Новосибирск; ⁴ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ⁵Геологический ф-т МГУ, Москва; ⁶ИФЗ РАН, Москва

Базитовые дайки и силлы являются главным объектом при проведении палеомагнитных исследований в раннем докембрии (Ernst, 2014). Основными требованиями при этих исследованиях являются надежное определение возраста интрузива и обоснование одинакового (или максимально близкого) возраста характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности к магматическому этапу с исключением возможного вмешательства более поздних метаморфических процессов, приводящих к полному или частичному перемагничиванию пород.

Надежное датирование маломощных базитовых интрузивов в настоящее время обеспечивается U-Pb (ID-TIMS) изотопным датированием единичных зерен и микронавесок бадделеита, для выделения которого применяется специальная «водная» методика (Söderlund, Johansson, 2002). Для обоснования сохранности палеомагнитных характеристик пород привлекаются различные

подходы, среди которых важное место занимают изотопные исследования минералов разными методами, которые могут зафиксировать время и скорость закрытия изотопных систем в минералах и тем самым обозначить степень достоверности отнесения палеомагнитных данных к магматическому или более позднему эпизоду ее эволюции. В докладе будут представлены результаты изучения нескольких изотопных систем в минералах палеопротерозойских долеритовых силлов с возрастом 1860 млн лет на территории Мурманского блока, по которым проводятся палеомагнитные исследования.

Мурманский блок располагается на севере Фенноскандинавского щита, сложен тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и гранитоидами с возрастaми от 2.84 до 2.73 млрд лет. С конца архея (2.66 млрд лет) и на протяжении всего палеопротерозоя в пределах Мурманского блока выделяется несколько этапов базитового магматизма (Степанова и др., 2018, этот сборник). Наиболее поздний из этих этапов, около 1.86 млрд лет, представлен силлами долеритов, которые широко распространены на территории Мурманского блока, но не известны за его пределами в других архейских блоках Фенноскандии. Силлы долеритов мощностью до 100 метров имеют простое внутреннее строение. Маломощные тела и подошвы мощных силлов сложены мелкозерными долеритами. Основной объем тел составляют пойкилоофитовые долериты, в которых многочисленные крупные (до 1 см) ойкокрсталлы клинопироксена придают породам характерную текстуру «в горошек», хорошо узнаваемую на выветрелых поверхностях. В мощных (> 20 м) силлах пойкилоофитовых долеритов встречаются линзы крупнозернистых габбро-пегматитов. По минеральному составу долериты в разных телах близки: клинопироксен + плагиоклаз±оливин±биотит + титаномагнетит. Преобразования минерального состава долеритов, выраженные в амфиболизации клинопироксена и серицитизации плагиоклаза, проявлены локально.

Комплексные исследования, включая U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные методы, были проведены для мощного (около 30 м) силла пойкилоофитовых долеритов на окраине поселка Дальние Зеленцы. Изотопные исследования выполнены по трем образцам, отобраным в разных частях силла: мелкозернистый долерит вблизи подошвы; среднезернистый пойкилоофитовый долерит из средней части; крупнозернистый габбро-пегматит из шпир в верхней части силла.

U-Pb конкордантный возраст 1860 ± 4 млн лет, полученный методом ID-TIMS по бадделеиту из габбро-пегматита верхней части силла наиболее точно фиксирует возраст кристаллизации этого интрузива.

Sm-Nd минеральная изохрона с возрастом 1886 ± 58 млн лет, $\text{CKBO}=1.9$, рассчитанная по клинопироксену, плагиоклазу, биотиту и

валовой навеске образца мелкозернистого долерита, сопоставима с U-Pb возрастом габбро-пегматита по бадделеиту. Валовые пробы из разных частей силла имеют близкий первичный изотопный состав неодаима ($\varepsilon\text{Nd}_{1860}$ от -2.8 до -3.1), который, возможно, отражает вклад процесса контаминации базитовых магм вмещающими архейскими гранитоидами.

Rb-Sr модельные возрасты биотита $T_{\text{UR}} = 1849 - 1859$ млн лет из двух образцов долеритов близки к U-Pb возрасту бадделеита. Клинопироксен, плагиоклаз и валовая проба образца мелкозернистого долерита на Rb-Sr изохронной диаграмме демонстрируют сильный разброс и не дают изохроны. При этом наиболее радиогенный изотопный состав стронция, пересчитанный на возраст 1860 млн лет, имеют плагиоклаз и авгит, что может указывать на присутствие в этих кальциевых минералах радиогенного стронция, захваченного при контаминации вмещающих архейских гранитоидов и не уравновешенного с валом долерита. Этот вывод подтверждается находкой в основном плагиоклазе долерита альбит-КПШ включений, вероятно, представляющих фрагменты вмещающих гранитоидов. Закономерный рост первичного изотопного состава стронция $\text{Sr}_{1860} = 0.7046 - 0.7062 - 0.7073$ в образцах долеритов от подошвы к кровле силла может указывать на добавку коровой контаминанты при обрушении пород кровли силла.

$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возрасты биотита 1857 ± 20 и 1865 ± 8 млн лет из долеритов нижней и средней части силла имеют близкие величины и неотличимы от U-Pb возраста бадделеита из габбро-пегматита верхней части силла. Полученный для одной из навесок биотита $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст 1772 ± 11 млн лет, обусловлен, по-видимому, локальной термальной активностью, связанной со становлением гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса в интервале времени 1.77-1.75 млрд лет назад (Ветрин, 2014).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о близком времени закрытия четырех изотопных систем в разных магматических минералах палеопротерозойских (1860 млн лет) долеритовых силлов в Мурманском блоке. Хорошая сохранность Ar-Ar системы биотита, температура закрытия которой не превышает 350°C (Reiners et al., 2005), указывает на отсутствие значительных региональных термальных событий в последующей истории СВ части Фенноскандинавского щита. Это дает основание рассматривать изученные базитовые интрузии как перспективные объекты для получения надежного ключевого палеомагнитного полюса Фенноскандии для временного рубежа ~ 1.86 млрд. лет.

Исследование поддержано Российским Научным Фондом, грант 16-17-10260.

Литература

- Ветрин В.Р. Длительность формирования и источники вещества гранитоидов Лицко-Арагубского комплекса, Кольский полуостров // Геохимия. 2014. № 1. С. 38-51
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge University Press. 2014. 666 p.
- Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, Present, and Future of Thermochronology // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2005. V. 58. P. 1-18.
- Söderlund, U., Johansson, L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2) // Geochem. Geophys. 2002. V. 3

Проблемы ЛА-ИСП-МС датирования нижнекоровых коллизионных гранитоидов (на примере Матутского гранитоидного массива, Западный Сангилен)

Семенова Д.В.¹, Владимиров В.Г.^{1,2}

¹ ИГМ СО РАН, Новосибирск; ² НГУ, Новосибирск

Изучение сохранности включений и детритовых ядер циркона, подвижности U, Pb, Th и других элементов в кристаллической структуре минерала при воздействии различных геологических факторов (наложенных высокотемпературных деформаций, полистадийных термальных событий и т.д.) является актуальной задачей геохронологии и термохронологии [1]. Вовлечение в метаморфические преобразования зерен циркона и всей породы в целом может привести к значительным изменениям морфологии, внутренней структуры и состава отдельных зерен циркона [2, 3], что делает неоднозначным интерпретацию геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

Решением проблемы могут служить комплексные исследования цирконов в связке с анализом всего минерального агрегата, состояние которого отражает геологическую историю, условия и механизмы преобразования породы, в том числе циркона [1]. Кроме того, для однозначной интерпретации геологических событий необходимо изначально иметь информацию о возрастной последовательности термальных событий, магматизме и метаморфизме региона, тектонических и геодинамических обстановках.

С этих позиций интерес для оценки воздействия наложенных высокотемпературных деформаций и полистадийных термальных событий на сохранность циркона представляет Матутский фрагмент Эрзинской сдвиговой зоны, расположенной на северо-восточной границе Тувино-Монгольского массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс). Данный регион (Западный Сангилен, Юго-Восточная

Тува) известен и детально представлен в работах многочисленных исследователей (обзор публикаций приведен в [4]. Эрзинская сдвиговая зона представляет собой проникающий глубинный разлом (shear zone), заложение которого связано с пиком коллизионных событий в регионе на рубеже 515-520 млн. лет [4]. В последующие периоды Эрзинская зона (shear zone) претерпела до трех этапов реактивации (495, 485, 465 млн. лет), отражающих изменение кинематики тектонических движений в регионе и сопровождаемые фрагментацией тектонической зоны на отдельные блоки, трассируемые интрузивными телами кислого и основного состава. В пределах Матутского фрагмента заключен одноименный гранитоидный массив. По своей морфологии Матутский гранитный массив представляет собой гарполит, эндоконтактовая область которого имеет признаки магматического течения. Пространственное положение тектонического блока идентифицируется по многочисленным композитным габбро-гранитным дайкам, расположенных по его контуру, а также гранитоидам предположительно ухадагского комплекса. Последние слагают собой тело линейной формы, ориентированное перпендикулярно простираению Эрзинской зоны и пассивно заполняющее область ее растяжения.

Для ЛА-ИСП-МС U/Pb-датирования цирконов выбраны четыре участка: 1) центральная область Матутского гранитного массива без признаков магматического течения; 2) эндоконтактовая область гранитного массива с признаками течения; 3) габбро-гранитные композитные дайки и 4) гранитоиды линейного тела ухадагского комплекса. U/Pb-датирование цирконов проводилось методом ЛА-ИСП-МС с использованием твердотельного Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм и магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR (Thermo Scientific) на базе АЦ ИГМ СО РАН.

Результаты исследований с учетом опубликованных данных по объекту отвечают полистадийным тектоно-магматическим событиям от 485 до 520 млн. лет.

Наиболее поздние гранитоиды ухадагского комплекса, представляющие собой тела гранитов, «запечатывающих» области растяжения Эрзинской сдвиговой зоны, отвечают рубежу 485 млн. лет [4].

Специфической чертой композитных даек является наличие признаков течения (минглинг структуры), формирование которых возможно лишь при сосуществовании кислого и основного расплава/магм. Иными словами, габброиды и граниты изначально должны быть одновозрастны. По цирконам как габброидов, так и гранитов комбинированной дайки методом ЛА-ИСП-МС получен возраст 495 млн. лет [4, 5].

Возраст гранитоидов из эндоконтактной зоны Матутского массива, претерпевших вязко-пластическое течение и расположенных в непосредственной близости от датированной ранее комбинированной дайки, составил 510 млн. лет. В тоже время возраст гранитоидов из центральной части этого же массива, незатронутых вязко-пластическими деформациями, существенно древнее - 519 млн. лет.

Полученный диапазон определений возраста цирконов от 485 до 510 млн. лет отвечает возрасту термальных событий, наложенных на тело нижнекоровых коллизионных гранитоидов Матутского массива с возрастом 519 млн. лет. Практически все наложенные термальные события имеют четкую геологическую привязку к интрузивным телам и тектоническим событиям в регионе. Однако определение 510 млн. лет для гранитов Матутского массива из эндоконтактной зоны явно указывает на «омоложение» результатов относительно пробы из этого же массива с возрастом 519 млн. лет. Данный вывод не противоречит геологическим данным - геохронологическая проба взята из непосредственной близости от базитовой интрузии более молодого возраста, где анализируемые граниты несут признаки высокотемпературного вязко-пластического течения. Граниты же из центральной части массива не несут признаков течения и имеют более древний возраст 519 млн. лет.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 18-35-00484, 16-05-01011, планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Kohn M. et al. Petrochronology: methods and applications, v. 83. Rev. Min. Geochem., 2017
2. Аранович Л.Я. и др. Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны срединно-атлантического хребта (6°-13° С.Ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований, т. 25, № 4. Петрология, 2017
3. Костицын Ю.А. и др. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах, №9. Геохимия, 2015
4. Владимиров В.Г. и др. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива, т. 2, № 2. Геодинамика и тектонофизика, 2017
5. Цыганков А.А. и др. Состав и U- Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст комбинированных даек западного Сангилена (Тувино-Монгольский массив, ЦАСТ) // Геология и геофизика, 2018, в печати

Дунит-гарцбургит-пироксенитовый массив Падос-Тундра: палеопротерозойский возраст пород ритмично- расслоенной серии по Sm-Nd данным

**Серов П.А., Баянова Т.Б., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко
Е.С., Екимова Н.А.**

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Массив Падос-Тундра располагается в западной части Кольского полуострова и является частью Нотозерского гипербазитового комплекса [2, 3]. На уровне современного эрозионного среза интрузия представлена телом площадью около 13 км², вытянутым в северо-восточном направлении. Вмещающие породы сложены архейскими гранито- и гранодиорито-гнейсами. В строении массива выделяют три основных зоны (от южного к северному контакту): эндоконтактовая зона (тонкорассланцованные амфиболовые породы), ритмично-расслоенная серия (7 ритмов, каждый из которых начинается дунитами и завершается ортопироксенитами) и предполагаемая верхняя зона, в настоящее время практически не обнажающаяся на поверхности вследствие надвига. В массиве установлены 4 вкрапленных хромитовых горизонта пластового типа, а также ряд линзовидных и столбообразных тел [5]. Согласно ранее проведенным исследованиям, считалось, что формирование массива происходило на рубеже 2.5-2.4 млрд. лет, а сам массив близок по строению, составу и условиям формирования к расслоенным интрузивным комплексам палеопротерозоя [5, 8]. Однако геохронологическое изучение показало более молодой возраст - 2.10-2.15 млрд. лет [9]. Определение возраста базировалось в основном на Sm-Nd изохронных определениях с использованием не только породообразующих, но и метаморфогенных минералов (амфибол, рутил). Однако, последующий анализ полученных данных и модельных возрастов дают основания предполагать более древний возраст массива, а полученные ранее Sm-Nd датировки требуют пересмотра и дополнительных изотопных исследований. В связи с этим одной из главных целей настоящей работы было исследование качественного геохронологического материала, отобранного в ходе полевых работ 2016 г. Для изотопных исследований были отобраны пробы оливиновых пироксенитов, гарцбургитов и дунитов из центральной, наиболее сохранившейся, части массива (в основном 5-й и 6-й ритмы). Аналитические процедуры и химическая подготовка проб для изотопного анализа проводились по методике, подробно описанной в [7, 10]. По 11 образцам породы в целом была построена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 2485±77

млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +2.0 \pm 0.6$ (рис. 2). Средний модельный возраст T_{DM} составляет 2.7 млрд. лет и близок к модельным возрастам для пород расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита [1, 6, 10].

Минеральная изохрона, построенная по ранее полученным данным, отражает возраст 1872 ± 230 млн. лет (рис. 1), что, в пределах ошибки, может соответствовать эпизоду метаморфического события на рубеже 1.9 млрд. лет и указывать на перестройку Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов. Близкий Sm-Nd возраст по породе и метаморфическим рутилам - 1872 ± 76 млн. лет [9] - был получен для амфиболизированных габброноритов Малого Падоса (сателлит массива). Полученный возраст интерпретируется как временной рубеж пост-метаморфического остывания пород до температуры $650^\circ\text{--}600^\circ\text{C}$. Эта температура соответствует температуре закрытия изотопной Sm-Nd системы в гранатах из глиноземистых гнейсов района Явр-Падос-Нота, возраст которых около 1.89 млрд. лет [4].

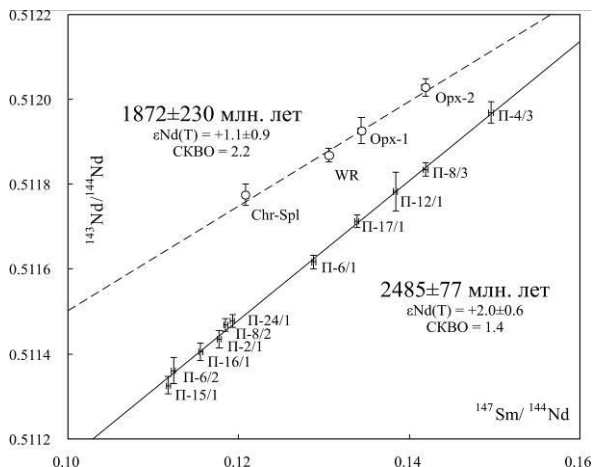


Рис. 1. Sm-Nd изохороны для пород и минералов ритмично-расслоенной серии массива

Полученные изотопно-геохронологические данные, в совокупности с результатами предыдущих исследований по геохимии, геофизике, петрологии и минералогии массива [5, 8, 9], позволяют относить массив к обширной палеопротерозойской изверженной провинции, богатой на месторождения стратегических видов минерального сырья - Cr, Cu-Ni-Co, ЭПГ, Ti-Fe-V.

Таким образом, новые Sm-Nd геохронологические данные указывают на более древний возраст пород массива и его ритмично-расслоенной серии, который близок к возрасту палеопротерозойской

рудномагматической системы Фенноскандинавского щита, длительно развивавшейся на рубеже 2.53-2.40 млрд. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 16-05-00305, 18-35-00246 мол_а) и Программы Президиума РАН №48. Тема госзадания № 0231-2015-0005.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Виноградов Л.А. / Проблемы магматизма Балтийского щита. - Л.: Наука, 1971. С.147-153.
3. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1980.
4. Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.А. / Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С.34-53.
5. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. // Отечественная геология, 2005. № 6. С.52-60.
6. Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Воронеж. 2008. 24 с.
7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.
8. Тюрменов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. // Российский геофизический журнал, 2002. № 25-26. С.65-67.
9. Шапкин С.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. / Геология и геоэкология: исследования молодых; мат. XIX молодежной конф. посв. памяти К.О. Кратца, Апатиты, 2008. С. 63-66.
10. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield - Isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology - Methods and Case Studies / INTECH. 2014. P. 143-193.

Pb-Pb возраст известняков и доломитов араошейской свиты Восточного Саяна

Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Древние осадочные карбонатные породы используются для решения геохронологических задач, поскольку могут быть датированы U-Pb (Pb-Pb) методом. Полученные изотопно-геохронологические данные и Sr-изотопные характеристики пригодны как для определения возраста немых толщ, так и приведения региональной корреляции. В настоящей работе проведено изотопно-геохронологическое исследование известняков и доломитов араошейской свиты,

представляющей собой один из наиболее интересных карбонатных комплексов на территории юго-восточной части Восточного Саяна.

Породы араошейской свиты распространены в бассейне р. Ара-Ошей, где имеют мощность около 2000 м. Разрез свиты делится на две части, нижняя представлена доломитовыми и кальцит доломитовыми породами, преимущественно светло-серых тонов, обычно интенсивно окремнённых. Часто встречаются линзовидные прослои и стяжения кремней. Верхняя часть свиты сложена известняками светло- и темно-серой окраски, иногда пятнистыми с горизонтами кальцит-доломитовых пород. Особенность отложений араошейской свиты заключается в том, что они обособлены в индивидуальный тектонический блок, поэтому нормальные стратиграфические контакты свиты нигде не обнаружены. На основе литолого-стратиграфических исследований и по спорным находкам органических остатков возраст араошейской свиты определяется в интервале от венд-кембрия [1] до ордовик-силлура [2].

При изучении Rb-Sr и U-Pb систем карбонатных пород проводилось предварительное петрографическое, минералогическое и геохимическое исследование что позволило выявить образцы наиболее пригодные для получения возраста. Такие образцы обнаружены в нижней части свиты и представляют собой углеродистые известняки и доломиты с небольшой долей (>1%) силикатной примеси, представленной слюдой и кварцем. В нескольких образцах известняков и доломитов обнаружены зерна амфибола, что может являться следствием метаморфического преобразования пород. В ходе геохимического исследования было выявлено, что известняки араошейской свиты содержат мало Mg (0.1-1.4%) и небольшое количество терригенной примеси (1.5-5%). Содержание Mn, Fe, Sr в образцах 13-278, 127-536 и 970-2647 мкг/г соответственно. Доломиты также содержат мало терригенной примеси (1-2%), а содержание Mn, Fe и Sr в них 14-26, 259-571, 88-157 мкг/г соответственно.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках, удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности изотопных систем карбонатов ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5$) [3], составило 0.7085-0.7086. В доломитах этой же свиты отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равнялось 0.7084-0.7086.

Для изучения U-Pb систем были выбраны те же образцы, удовлетворяющие упомянутым выше геохимическим критериям. В ходе пробоподготовки образцы обрабатывались 1N раствором HCl при комнатной температуре до полного растворения карбонатной составляющей навески. Содержание Pb в образцах варьирует от 0.1 до 1.1 мкг/г. Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в известняках и доломитах находится в пределах 19.238 до 92.675. Шесть образцов известняков были дополнительно подвергнуты трехступенчатому растворению в 1N HCl, отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в первой полученной фракции изменяется 23.462 - 31.050, во второй 23.256 - 29.347, в третьей 25.266 - 33.745. Кроме

того, был изучено два образца амфибола, отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в них составило 32.746-34.572.

Возраст доломитов и амфиболов араошейской свиты, вычисленный в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по всем точкам валовых карбонатных фракций равен 440 ± 35 млн. лет, СКВО=5.8. Этот возраст совпадает со временем ордовикского орогенеза [3] и, вероятно, отражает время метаморфизма, поскольку тектонические и метасоматические события, сопряженные с ним, могли привести к перекристаллизации осадочных карбонатных пород и "перезапуску" U-Pb систем. При использовании в расчетах точек валовой карбонатной составляющей образцов и фракций ступенчатого растворения только известняков возраст составляет 520 ± 40 млн. лет, СКВО=1.2. Этот возраст соответствует раннему кембрию, что хорошо согласуется с Sr-хемотратиграфическими данными, поскольку полученное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках (0.7085-0.7086) было характерно для раннекембрийского океана [4]. Раннекембрийский возраст карбонатов араошейской свиты подтверждает концепцию о принадлежности пород этой свиты к венд-кембрийскому осадочному чехлу Тувино-Монгольского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01090).

Литература

1. Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 192-204.
2. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. 1991. 144 с.
3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
4. Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25.

Первые данные о возрасте и геохимии циркона из рибекитовых гранитов редкоземельного месторождения Верхнее Эспе, Казахстан

Скублов С.Г.^{1,2}, Левашова Е.В.¹, Ойцева Т.А.³, Дьячков Б.А.³, Шатова
Н.В.⁴, Шатов В.В.⁴

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПГУ, Санкт-Петербург; ³ВКГТУ, Усть-
Каменогорск; ⁴ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Zr-REE-Nb-Ta месторождение Верхнее Эспе расположено в северо-западных отрогах Тарбагатайского хребта в восточной части Центрального Казахстана. Месторождение пространственно и генетически связано с щелочными гранитами, которые локализованы в центральной части Тлеумбет-Саурского пояса щелочных гранитов. Рудная минерализация представлена мелкой вкрапленностью циркона, пироклора, торита, эльпидита, гагаринита (основного концентратора REE, впервые открытого в Верхнем Эспе) и других редких минералов (Belov, Ermolov, 1996). Геохронологические данные по возрасту Верхнего Эспе крайне лимитированы. Исходя из общих геологических представлений о возрасте рудной минерализации около 250 млн. лет, для рибекитовых гранитов были определены варьирующие значения Nd-модельного возраста - 243, 286 и 391 млн. лет (Heinhorst et al., 2000). Нами проведено изотопно-геохимическое (SHRIMP-II, SIMS) исследование циркона из мелкозернистых рибекитовых гранитов (обр. 11VE), отобранных в эндоконтактной зоне Малого Купола. Мелкозернистые рибекитовые граниты относятся ко второй интрузивной фазе керегетас-эспинского комплекса или являются дополнительной фазой этого комплекса, породы практически не подвержены метасоматическим преобразованиям. Циркон представлен эвгедральными зернами, достигающими 100-200 мкм в поперечнике. Установлены микровключения альбита и калишпата. В BSE-изображении прослеживается гетерогенность строения циркона: центральная часть содержит участки или зоны по периметру центральной части, подвергшиеся перекристаллизации и отличающиеся темным оттенком в BSE. Краевая зона зерен относительно чистая, но пронизана трещинами. По семи точкам, поставленным в наименее измененные участки циркона, был определен конкордантный (СКВО = 0.50) возраст 283 ± 3 млн. лет (рис.), который совпадает с датировкой 284 ± 4 млн. лет гранитов Керегетаса, входящих с гранитами Верхнего Эспе в единый комплекс (Rb-Sr, Бекжанов, 1996). Содержание REE и других неформульных элементов значительно увеличивается в доменах измененного циркона (Σ REE

возрастает до 43600 ppm, Y - до 22500 ppm, Nb - до 9400 ppm). Характерна отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* в среднем 0.04). Скорее всего, обогащение циркона несовместимыми элементами является следствием воздействия флюидонасыщенных остаточных гранитных расплавов. U-Pb возраст циркона около 283 млн. лет возможно рассматривать как время образования месторождения Верхнее Эспе. Установлено, что циркон является заметным концентратором REE, Y, Nb.

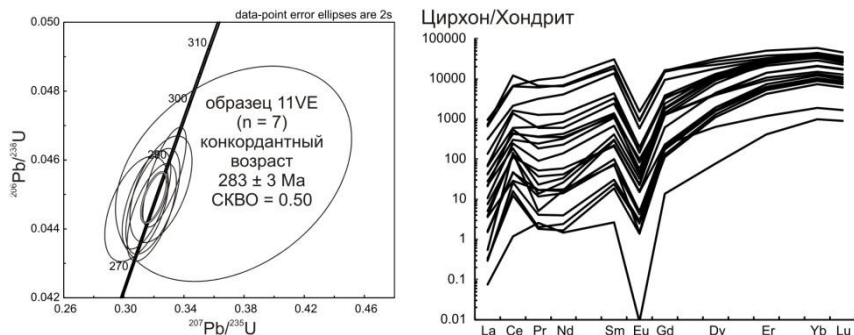


Рисунок. График с конкордией и спектры распределения REE в цирконе из рибекитовых гранитов месторождения Верхнее Эспе

Работы выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00125).

Литература

- Бекжанов М.Г. Петрология и рудоносность щелочных гранитов Казахстана. Автореф. дис. ... канд. Алматы, 1996. 30 с.
- Belov V.A., Ermolov P.V. The Verkhnee Espe rare metal deposit in east Kazakhstan // Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. Glagol, St. Petersburg. 1996. P. 219-228.
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 69-87.

Новые данные о возрасте циркона, рутила и монацита из рудопрооявления Ичетью, Средний Тиман

Скублов С.Г.^{1,2}, Макеев А.Б.³, Красоткина А.О.², Ризванова Н.Г.¹,
Койман Э.⁴, Томсен Т.Б.⁵, Серре С.Х.⁵

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПГУ, Санкт-Петербург; ³ИГЕМ РАН, Москва; ⁴SMNH, Стокгольм; ⁵GEUS, Копенгаген

Пижемское месторождение титана и полиминеральное рудопрооявление Ичетью, расположенные на Среднем Тимане, в перспективе могут быть крайне востребованными как в отношении гигантских ресурсов титана, так и в плане редких металлов (Y, Zr, Nb, REE), алмазов и пр. [Макеев, Скублов, 2016]. Полиминеральное рудопрооявление Ичетью представляет собой горизонт конглобрекчиевых пород со сложной пятнисто-струйчато-линзовидной морфологией тел и выдержанной мощностью от 0.2 до 1.5 м. Породы рудопрооявления представлены светло-серыми кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конглобрекчиями, залегающими между двумя мощными толщами в основании пижемских мономинеральных кварцевых песчаников и выше ильменит-лейкоксен-кварцевой малоручейской титаноносной толщи Пижемского месторождения.

Несмотря на значительное количество работ, посвященных минеральному составу рудопрооявления Ичетью, проблема его генезиса, источников рудного вещества и возраста остается открытой. До сих пор ряд исследователей придерживается точки зрения, что рудопрооявление Ичетью, как и Пижемское месторождение, является россыпью или корой выветривания девонского возраста по подстилающим сланцам. Авторы настоящего сообщения придерживаются точки зрения о гидротермальном генезисе этих месторождений и в качестве источника титановой руды привлекают лампрофиры, широко распространенные на Среднем Тимане. Нами проведено комплексное изотопно-геохимическое исследование циркона, рутила и монацита (TIMS, SIMS и LA-ICP-MS методы), сопровождаемое изучением геохимии минералов-геохронометров.

Установлен редчайший случай преобразования каймы циркона из рудопрооявления Ичетью в микроагрегаты бадделеита, рутила и флоренсита [Скублов и др., 2018]. Смесь новообразованных минералов отличается резко повышенным содержанием LREE, Y, Nb, Ca, Ti. Обзор экспериментальных исследований по реакционным взаимоотношениям циркона и бадделеита и единичных природных аналогов позволяет сделать заключение, что наиболее вероятным

механизмом преобразования циркона в бадделеит было воздействие на циркон высокотемпературных (не менее 500-600°C) щелочных флюидов, транспортирующих HFSE. Косвенно это подтверждается находками циркона с аномально высоким содержанием Y и REE до 100000 и 70000 ppm соответственно [Макеев, Скублов, 2016].

Среди циркона рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения присутствует большая доля циркона с возрастом в интервале 572-1000 млн. лет, которые не могли быть принесены из других провинций и отсутствуют в подстилающих сланцах. Геохимия редких элементов в цирконе из сланцев резко отличается от таковой в цирконе из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения. В сланцах отсутствует аномально богатый Y, P и HREE циркон, характерный для двух обсуждаемых выше тиманских месторождений. Таким образом, подстилающие неопротерозойские глинистые сланцы не могли быть коренным источником ни циркона, ни титана для формирования рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения.

Впервые проведенное изотопно-геохимическое исследование рутила из рудопроявления Ичетью показало, что поступивший из разных источников разновозрастный (предположительно с возрастом около 1000, 1660, 1860 и 1980 млн. лет) рутил претерпел общее для всех его разновидностей термальное воздействие в результате процесса с возрастом около 580 млн. лет. Результаты геохронологического исследования рутила согласуются с проведенным ранее U-Pb датированием циркона из рудопроявления Ичетью и Пижемского месторождения [Макеев и др., 2016, 2017]. Согласно современным представлениям температура закрытия U-Pb системы в рутиле составляет не менее 500°C, что предполагает достаточно высокотемпературные условия гидротермальной переработки рутила при формировании рассматриваемых месторождений в рифейское время. Очевидно, что поддерживаемая рядом исследователей россыпная гипотеза образования титановых месторождений Среднего Тимана не объясняет таких температурных режимов преобразования рутила.

Изотопно-геохимическое исследование монацита из рудопроявления Ичетью также проведено впервые. Обе присутствующие в породах разновидности монацита - куларит и «обычный» монацит желтого оттенка по крайне низкому содержанию Th, а также другим геохимическим признакам - пониженному содержанию ряда редких элементов, отсутствию отрицательной Eu-аномалии относятся к гидротермальному типу монацита [Schandl et al., 2004]. Локальное датирование монацита дало два пика значения ^{206}Pb - ^{238}U возраста - главный пик с возрастом 1000-1060 млн. лет и подчиненный с максимумом около 570 млн. лет. ^{208}Pb - ^{232}Th возраст, определенный в тех же точках, что и ^{206}Pb - ^{238}U возраст, дал только

значения в широком интервале 500-700 млн. лет. Столь значительное, на сотни млн. лет, расхождение ^{206}Pb - ^{238}U и ^{208}Pb - ^{232}Th возраста для монацита является крайне редким феноменом, недавно выявленным при гидротермальной перекристаллизации монацита [Seydoux-Guillaume et al., 2012].

Таким образом, все три изученных минерала-геохронометра из рудопроявления Ичетью изотопными системами и составом по редким элементам фиксируют интенсивное гидротермальное событие с возрастом около 600 млн. лет. Это событие не проявлено в подстилающих титановые месторождения породах и может рассматриваться как возраст образования титановых месторождений Среднего Тимана.

Литература

Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г. Геохимия и U-Pb возраст циркона Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 5. С. 38-52.

Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г. Новые данные об U-Pb возрасте и составе циркона (SHRIMP-II, SIMS) из полиминерального рудопроявления Ичетью (Средний Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 11. С. 28-42.

Макеев А.Б., Скублов С.Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828.

Скублов С.Г., Красоткина А.О., Макеев А.Б., Галанкина О.Л., Мельник А.Е. Уникальная находка преобразования циркона в бадделлит (рудопроявления Ичетью, Средний Тиман) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 27-35.

Schandl E.S., Gorton M.P. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits // Economic Geology. 2004. V. 99 P. 1027-1035.

Seydoux-Guillaume A.M., Montel J.M., Bingen B., Bosse V., De Parseval P., Paquette J.L., Janots E., Wirth R. Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution-precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U-Pb and Th-Pb chronometers // Chemical Geology. 2012. V. 330. P. 140-158.

О возрасте ондокской свиты Северного Прибайкалья и единой неопротерозой раннепалеозойской эволюции рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона

Скузоватов С.Ю.^{1,2}, Будяк А.Е.¹, Тарасова Ю.И.¹, Ванг К.-Л.², Горячев Н.А.^{1,3}

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия; ²IES AS, Taipei, Taiwan; ³СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия

В пределах южного обрамления Сибирского кратона наиболее значимыми рудными регионами являются Ленский золоторудный район Бодайбинского синклинория (ЛЗР) и сопряженный с ним Олоkitский полиметаллический (Ba-Pb-Zn) район (ОПР). Дискуссионным является вопрос возрастной принадлежности рудоносных горизонтов, корреляция источников полезного компонента и палеогеодинамических событий, способствовавших их формированию. В разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ ЛЗР наиболее значимым является дальнетайгинский-жуинский горизонт, вмещающий целый ряд месторождений Au (Угаханское, Сухой Лог, и др.) [1-2]. Возраст отложений горизонта оценивается в ~610-635 млн. лет [3-4]. В сравнении с подстилающими и перекрывающими толщами, отложения этого интервала обладают сидерофильной специализацией и надкларковыми содержаниями Au, Ag, Pb, Zn, Ba, P, Mn [2, 5-6]. В пределах ОПР все месторождения и рудопроявления (Pb-Zn, Ba-Pb-Zn) также приурочены к единому горизонту, представленному итыкитской и ондокской свитами.

Нами проведено определение U-Pb возраста детритовых цирконов из образца углеродсодержащего глинистого сланца ондокской свиты. Даты зерен с дискордантностью менее 10% преимущественно сгруппированы в кластеры с палеопротерозой-архейскими (2786-1771 млн. лет) и неопротерозойскими значениями (980-597 млн. лет) (рис. 1а), указывая на вендский возраст осадконакопления ондокской свиты (~600 млн. лет) и значительный вклад «несибирского» источника, представленного породами Байкало-Муйского террейна. Особенности U-Pb системы ряда как дискордантных, так и некоторых конкордантных зерен, предполагают существенное влияние более позднего (не древнее 569 млн. лет) метаморфического события. Изотопный состав свинца толщ, вмещающих Ba-полиметаллическое месторождение Йоко-Рыбачье (итыкитская свита) и Pb-Zn Холоднинское месторождение (ондокская свита) указывают на единый источник

рудного свинца на всем этапе седиментации дальнотайгинского горизонта при различии модельного возраста в 10-20 млн. лет [7], что схоже с предполагаемой разницей между отложениями бужуихтинской и хомолхинской свит в разрезе БПН [3-4]. Увеличенные в 3-5 раз значения эксгалтивного модуля ($Mn \cdot Zn \cdot Pb / Ti$) в отложениях ондокской и хомолхинской свит относительно подстилающих отложений балаганахского горизонта предполагают существование единой обстановки подводных эксгалтиций при формировании рудовмещающих толщ в условиях спрединга задугового бассейна. Геохимическая специализация итыкитской свиты (ОПР) на элементы литофильного уклона резко отличается от отложений ондокской свиты, которая характеризуется повышенной халькосидерофильной специализацией, однако схожа с таковой для бужуихтинской свиты (ЛЗР), для которой маркирующим является высокое содержание бария (до 0.2 %) и отрицательные экскурсы сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Mn). С учетом полученных возрастных данных, можно констатировать факт синхронного накопления бужуихтинской и хомолхинской свит ЛЗР с итыкитской и ондокской свитами ОПР и их общего отнесения к дальнотайгинскому горизонту (рис. 1б).

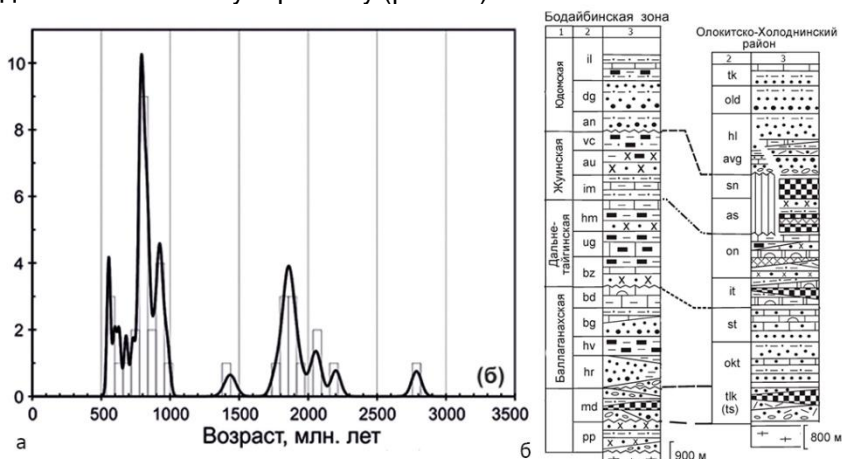


Рис. 1. (а) Распределение возрастов цирконов ондокской свиты с дискордантностью менее 10% и (б) корреляция отложений позднего протерозоя Байкало-Патомского региона

Условия формирования дальнотайгинского горизонта в истории южной окраины Сибирского континента характеризовались специфическим сочетанием геодинамических и палеогеографических обстановок седиментогенеза, определивших металлогенический потенциал отложений [5]. Руды гидротермально-стратиформного полиметаллического месторождений Йоко-Рыбачье и Холодинское

(ОПР) формировались непосредственно вблизи зоны спрединга задугового бассейна в пределах связанного с ним гидротермального поля синхронно с осадконакоплением, тогда как те же процессы могли оказывать влияние на геохимические особенности амагматичных отложений Бодайбинской, Приленской и Прибайкальской зон. Седиментогенное накопление продуктов гидротермальной деятельности являлось первым этапом формирования месторождений и рудопроявлений в Байкало-Патомском задуговом палеобассейне [5]. Образование промышленно значимых месторождений золота происходило при дальнейшей эволюции специализированных углеродистых осадков с их постседиментационным перераспределением и накоплением рудных компонентов вплоть до рудных концентраций в условиях каледонского орогенеза.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-05-00081).

Литература

1. Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Новосибирск, Академ. Изд-во «Гео». 2006. 204 с.
2. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729-747.
3. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. // Precambrian Res. 2015. V. 267. № 1. P. 39-71.
4. Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115-119.
5. Будяк А.Е., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. // Доклады академии наук. 2016. Т. 470. № 5. С. 562-565.
6. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2017. № 1. С. 17-25.
7. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 33-49.

U-Pb геохронология цирконов из полосчатых железистых кварцитов Бунделкхандского кратона (Индия): ограничения времени формирования

Слабунов А.И.¹, Сингх В.²

¹ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ²Бунделкхандский университет, Джанси, Индия

Полосчатые железистые кварциты (BIF - banded iron formation) являются визитной карточкой докембрия и широко развиты в составе зеленокаменных и сланцевых комплексов. Это в полной мере

относится и к супракрустальным образованиям Бунделкханского кратона Индийского щита.

Бунделкхандский кратон состоит, главным образом, из неoarхейских (2.51-2.53 млрд лет - Ga) микроклиновых гранитов. Вместе с тем, здесь установлены палео- и неoarхейские (3.6-3.2 и 2.67 Ga) гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиторитовой (ТТГ) ассоциации, неoarхейские (2.54-2.52 Ga) санукитоиды, а также зеленокаменные комплексы. В составе мезо- и неoarхейских Центрально- и Южно-Бунделкхандского зеленокаменных комплексы [Слабунов и др., 2018; Singh, Slabunov, 2015 и ссылки там] известны BIF.

Центрально-Бунделкхандский зеленокаменный комплекс (ЦБЗК) слагает ряд поясов, которые простираются с запада на восток приметно на 150 км и пересекают кратон на два террейна. Южно-Бунделкхальский зеленокаменный комплекс (ЮБЗК) находится в составе южного террейна, где он формирует Гирарский пояс [Singh, Slabunov, 2015; Slabunov et al, 2017].

Супракрустальные образования ЦБЗК состоят из двух стратотектонических ассоциаций: ранней, представленной тремя толщами 1) метабазальт-ультрабазитовой, 2) метариолит-дацитовой и 3) BIF и поздней, сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями обычно тектонические, хотя некая фаза поздних кислых вулканитов имеет нормальные интрузивные контакты [Singh, Slabunov, 2015]. Возраст кислых вулканитов ранней ассоциации - 2810 ± 13 млн лет (Ma), а поздней - 2557 ± 33 Ma. Тектонические контакты часто сопровождаются неoarхейскими (2687 ± 11 Ma) метасоматами. Следует также отметить, что в южном борту этого пояса описаны проявления архейского эклогитового метаморфизма.

ЮБЗК состоит из двух толщ: кварцитов (часто с фукситом) и BIF, между которыми отмечена небольшая линза доломитов. В кварцитах установлены две разновозрастные группы детритовых цирконов: 3.34 и 3.2 Ga. Возраст ЮБЗК оценивается только на основании его геологической позиции: древнее палеопротерозойского (1.8-1.7 Ga) осадочного комплекса Биджавар, но моложе детритовых цирконов в кварцитах [Ramakrishnan, Vaidyanadhan, 2010; Slabunov et al., 2017].

Архейские комплексы кратона секутся роем палеопротерозойских (около 2.0 млрд лет) даек габбро северо-западного простирания, а также многочисленными гигантскими кварцевыми жилами с возрастом 1.9-1.8 Ga [Слабунов и др., 2017].

Из BIF ЦБЗК и ЮБЗК были выделены цирконы и проведено их изотопное датирование на приборе SHRIMP-II (BCEГЕИ, Санкт-Петербург).

Выборка цирконов из BIF ЦБЗК представлена 4 зернами, три из которых коротко-призматические с КУ 1:2, одно - удлинненно-

призматическое с КУ 1:3, все они высокоурановые, темные в катодной люминесценции (CL), с грубой или конволютной зональностью. По особенностям морфологии все цирконы относятся к метаморфогенным. Возраст ранней генерации цирконов оценивается в 2713 ± 26 Ma (по верхнему пересечению), второй - в 2573 ± 33 Ma (по верхнему пересечению), ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст зерна с конволютной зональностью варьирует от 2070 ± 29 до 1934 ± 39 Ma (Рис. 1 А). Полученные возрасты цирконов хорошо согласуются с установленными в данном зеленокаменном поясе эпизодами его формирования: первый из них сопоставим в пределах ошибки с возрастом метасоматитов (2687 ± 11 Ma), второй - с возрастом поздней ассоциации кислых вулканитов и широко развитых гранитов. Эти данные являются аргументом в пользу того, что рассматриваемая толща BIF относится к ранней мезоархейской зеленокаменной ассоциации.

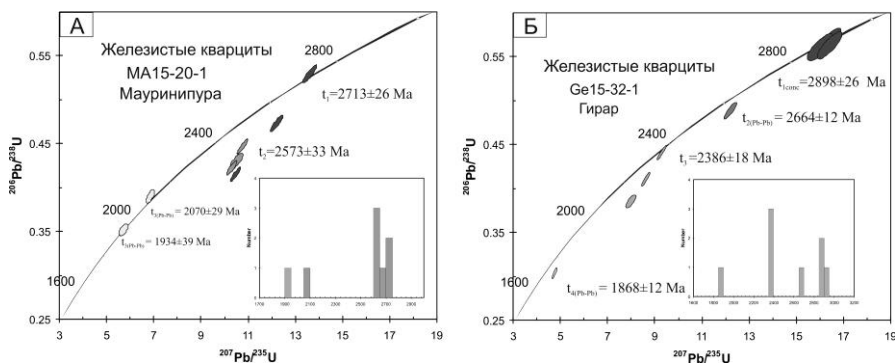


Рис. 1. Диаграммы с конкордией (t_{con} - конкордантный возраст; t_1 - изохронный возраст; $t_{\text{Pb-Pb}}$ - ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст), (на врезках) гистограммы ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастов для цирконов из полосчатых железистых кварцитов (А) ЦБЗК (пояс Мауринипурский) и (Б) ЮБЗК (пояс Гирарский)

Цирконы в BIF ЮБЗК также малочисленны, выбока состоит из 3 зерен: одно - окатанный обломок кристалла с тонкой осциляторной зональностью, светлое в CL, остальные - коротко-призматические, с грубой и конволютной зональностью, темные в CL, высокоурановые. Конкордантный возраст округлого фрагмента зерна - 2898 ± 26 Ma, возраст (^{207}Pb - ^{206}Pb) ядра другого зерна - 2664 ± 12 Ma, а его каймы - 2386 ± 18 Ma (Рис. 1Б). Кроме того, ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст каймы другого зерна - 1868 ± 12 Ma.

Окатанное мезоархейское зерно циркона в BIF указывает на то, что эти осадки формировались не только как хемогенные, но и с привносом в бассейн обломочной составляющей, а возраст осадконакопления не древнее 2.9 Ga. Метаморфогенные цирконы в BIF ЮБЗК с неархейским возрастом могут быть отражением аккреционных

процессов в кратоне, раннепалеопротерозойские - близки по возрасту самым поздним (2358 ± 46 Ma) гранодиоритам кратона, а самые поздние - сопоставимы с возрастом (1.9-1.8 Ga) становления гигантских кварцевых жил.

Проведенное датирование цирконов из BIF, несмотря на свою слабую статистическую значимость, демонстрирует хорошее сходство значений полученных возрастов с главными эпизодами становления земной коры Бунделкхандского кратона и позволяет оценить временные рамки формирования этих осадочных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (17-55-45005 ИНД-а).

Литература

Слабунов А.И., Синг В.К., Светов С.А. ...Проблемы тектоники и геодинамики Мат. Л. Тектон. сов., т. II. 2018. С. 193-196.

Слабунов А.И., Синг В.К., Щипцов В.В., Лепехина Е.Н., Кевлич В.В... Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Мат. конф..... Петрозаводск, 2017. С. 239-241

Ramakrishnan M., Vaidyanadhan R. Geology of India, vol. 1: Geol. Soc. of India, 2010. 556

Singh V.K., Slabunov A....International Geology Review. 2015. V. 57(11-12). P. 1349-1364

Slabunov A., Singh V.K., Joshi K.B., and Li X. ..Current Science, 2017, v. 112, p.794-801.

Габбро-диорит-тоналитовая ассоциация Рефтинского массива (восточная окраина Среднего Урала): Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd и Lu-Hf, U-Pb изотопные ограничения

Смирнов В.Н.¹, Ронкин Ю.Л.¹, Иванов К.С.¹, Gerdes A.², Серов П.А.³

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург; ²Университет имени Гёте, г. Франкфурт на Майне; ³ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты

Рефтинский плутонический комплекс представлен одной из наиболее характерных для Урала ассоциаций магматических горных пород, включающей амфиболовые габбро, диориты, кварцевые диориты и тоналиты с незначительным количеством плагиогранитов. В ранних работах отечественной петрографии эти породы были классифицированы как габбро-плагиогранитная формация, однако в соответствии с рекомендуемой в настоящее время терминологией (Петрографический Кодекс России, 2008) их следует выделять в качестве габбро-диорит-тоналитовых комплексов, формирование которых было связано с ранними этапами развития подвижного пояса, о чём свидетельствует пространственная связь слагаемых ими тел с вулканогенными толщами близкого состава, залегающими в основании геологического разреза. Образование ассоциаций рассматриваемого

типа, также, как и других габбро-гранитоидных комплексов, традиционно трактуется уральскими геологами как результат кристаллизационной дифференциации расплавов базальтового состава, однако выполненные нами исследования методами изотопной геологии позволяют существенно пересмотреть имеющиеся представления как о петрогенезисе этих образований, так и о некоторых основополагающих особенностях геологического строения региона.

Определение параметров Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопных систем образцов, отобранных в разных частях массива из всех главных петрографических разновидностей изучаемого комплекса проводилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS). U-Pb изотопные данные для цирконов выделенных из соответствующих пород были выполнены как ID-TIMS, так локальным SHRIMP-II методами. Lu-Hf изотопная систематика циркона была получена в Университете Гете, с помощью секторного мультиколлекторного масс-спектрометра Thermo Scientific Neptune MC SF ICP-MS интегрированного с лазерной установкой New Wave Research UP-213.

Вариации содержаний Rb в породах рефтинского комплекса охватывают интервал от 1.4 до 17.0 г/т, Sr от 76 до 402 г/т. Величины изотопных отношений достаточно широко варьируют: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0120 \div 0.1938$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70365 \div 0.70663$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70348 \div 0.70567$ ($\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ от -7.2 до +33.4).

Содержания Sm в изученных образцах изменяются от 0.29 до 3.06 г/т, а Nd от 1.94 до 13.0 г/т. Измеренные отношения изотопов $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ находятся в диапазоне $0.0914 \div 0.1837$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512732 \div 0.513075$. По величинам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и Nd модельного возраста (T_{DM}) породы изученного комплекса распадаются на две отчетливо обособляющиеся группы. К первой относятся габбро и диориты, слагающие два изолированных друг от друга тела в восточной части массива, а также плагиоклазовые гранитоиды из секущих их маломощных даек и жил. По величинам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, находящимся в диапазоне $0.512518 \div 0.512573$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +8.6 \div +9.7$), все эти породы практически аналогичны веществу деплетированной мантии. Вычисленные на основе полученных данных Nd модельные возрасты пород этой группы варьируют достаточно широко, от 371 до 500 млн лет. Вторая группа, представленная тоналитами и кварцевыми диоритами, слагающими крупное тело в западной половине массива, характеризуется более низкими значениями отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, равными $0.512265 \div 0.512388$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.7 \div +6.0$). Величины T_{DM} для пород второй группы, рассчитанные по одностадийной модели, значительно (в 2-3 раза) превышают возраст их кристаллизации, что предполагает достаточно продолжительное время нахождения вещества источника гранитоидных расплавов в составе коры.

Изотопный состав Lu и Hf в цирконах из пород рефтинского комплекса подтверждает наличие двух выделенных на основе Sm-Nd систематики групп пород. Первая представлена в изученной выборке образцами габбро и плагиогранита из дайки, секущей габброиды. Цирконы из пород этой группы характеризуются изотопным составом Hf, близким к таковому деплетированной мантии. Измеренные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ имеют величины 0.282966-0.282989, первичные отношения ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$) 0.282961 ÷ 0.282980, $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ +15.4 ÷ +16.2 в габбро и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$ 0.283008 ÷ 0.283033, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ - 0.282993-0.283019, $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ +17.0 ÷ +17.8 в плагиограните. Вычисленные по этим данным Lu-Hf модельные возрасты (416-443 млн лет для габбро и 368-398 млн лет для плагиогранита) близки времени кристаллизации пород. Гранитоиды из крупного тела в западной половине массива, представленные образцами кварцевого диорита и тоналита, имеют пониженные значения этих величин: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$ = 0.282845-0.282874, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ = 0.282835 ÷ 0.282861 и $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ = +11.4 ÷ +12.3 в кварцевом диорите и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$ = 0.282847 ÷ 0.282897, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ = 0.282826 ÷ 0.282870, $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ = +11.1 ÷ +12.7 в тоналите. Наконец, вычисленные значения Lu-Hf модельных возрастов гранитоидов (588-624 млн лет для кварцевого диорита и 578-644 млн лет для тоналита) значимо выше величин T_{DM} пород первой изотопной группы и времени их кристаллизации.

Результаты изучения Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd и Lu-Hf изотопных систем в породах рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса не подтверждают достаточно широко распространённую точку зрения о ведущей роли процессов кристаллизационной дифференциации базитовой магмы при формировании ассоциаций габбро-гранитоидного типа. Согласно полученным методами изотопной геологии данным, габброиды и преобладающая часть гранитоидов изученного комплекса существенно отличаются по изотопному составу Nd и Hf, что свидетельствует о разных источниках исходных для них магматических расплавов.

В целом, изучение габбро-диорит-тоналитовой ассоциации Рефтинского массива современными методами изотопной геологии позволяют сделать следующие выводы:

1. Формирование рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса является результатом сближенных по времени и в пространстве процессов магмообразования в коре и мантии при незначительной роли дифференциации базитовой магмы. Источником для габбро, диоритов и плагиоклазовых гранитоидов из секущих их маломощных даек и жил, характеризующихся величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ = +8.6 ÷ +9.7 и $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ = +15.9 ÷ +17.9, служило вещество деплетированной мантии. Кварцевые диориты и тоналиты с более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ = +3.7 ÷ +6.0 и $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ = +11.1 ÷ +12.7, слагающими крупное тело,

кристаллизовались из расплавов, возникших в результате плавления пород коры.

2. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ в породах обеих групп достаточно широко варьирует (0.70348-0.70495), что, по-видимому, объясняется неравномерным насыщением расплавов флюидом, обогащённым радиогенным Sr, источником которого могла служить морская вода, захороненная в зоне субдукции с океаническими осадками и в дальнейшем освобождавшаяся в процессе дегидратации слэба.

3. Участие корового вещества в процессе генерации магматических расплавов, исходных для пород рефтинского комплекса, свидетельствует о наличии в пределах Восточной зоны Среднего Урала коры с возрастом не моложе неопротерозойского.

Исследования проведены в рамках выполнения госбюджетной темы № 0393-2016-0019.

Детритовые цирконы из базальных терригенных толщ неоархейской и палеопротерозойских структур восточной части Фенноскандинавского щита

Смолькин В.Ф.¹, Межеловская С.В.², Межеловский А.Д.³

¹ ГГМ РАН, г. Москва, v.smolkin@sgm.ru; ² МГРИ-РГГРУ, г. Москва;
³ ФГБУ ИМГРЭ, г. Москва

Были изучены цирконы из терригенных пород, залегающих в основании разрезов Урагубско-Титовского неоархейского зеленокаменного пояса, Печенгской зоны, являющейся частью Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы, и Ветреного пояса палеопротерозойского возраста. Ранее были исследованы цирконы из красноцветных гравелитов лучломпольской свиты из средней части разреза Печенгской зоны [2]. Предварительное изучение циркона осуществлялось в лабораториях ВСЕГЕИ, ИГГД РАН и ИГ КарНЦ РАН.

Все изотопные исследования были выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. U-Pb изотопный анализ циркона выполнялся на SHRIMP-II и методом лазерной абляции DUV-193 (NewWaveResearch) на основе 193 нм ArF эксимерного лазера COMPEX-102 (LambdaPhysik) в сочетании с масс-спектрометрическими измерениями с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (LA-ICP-MS) на приборе ThermoFinnigan Neptune. Размер лазерного кратера составлял 50 мкм при глубине порядка 30-50 мкм, т.е. существенно больше, чем при U-Pb анализе на SHRIMP-II. Это обстоятельство определяет определенную сложность в

сопоставлении U-Pb данных, полученных разными методами, для многофазных кристаллов цирконов.

Проба УГ72 отобрана в среднем течении р. Ура, на 8 км автодороги на пос. Видяево. Материал пробы представляет собой мелкозернистый граувакковый цемент рассланцованных конгломератов с уплощенной галькой гранитов, гнейсов и кварца. Циркон образует прозрачные и полупрозрачные, а также окрашенные в различные тона субидiomорфные и идиоморфные призматические кристаллы, слабоокатанные зерна и их обломки длиной 152-400 мкм. Большинство аналитических точек на изохронной диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ располагаются на конкордантной кривой. Основной кластер имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале от 2670 до 2960 млн лет с двумя четко выраженными пиками 2762 и 2939-2952 млн лет (Рис.). Пересечения дискордии с конкордией дают возраст 2763 ± 8 и 2948 ± 10 млн лет. Отдельные зерна, точки которых располагаются выше кривой, характеризуются повышенным содержанием U (597-678 ppm). Для трех зерен установлены пониженные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста - 2547, 2504 и 2141 млн лет с большими ошибками определений (99-166). Эти данные и аномально высокие содержания U (1268-1712 ppm) или Th (1000 ppm) свидетельствуют о нарушении изотопной системы в результате привноса U или Th.

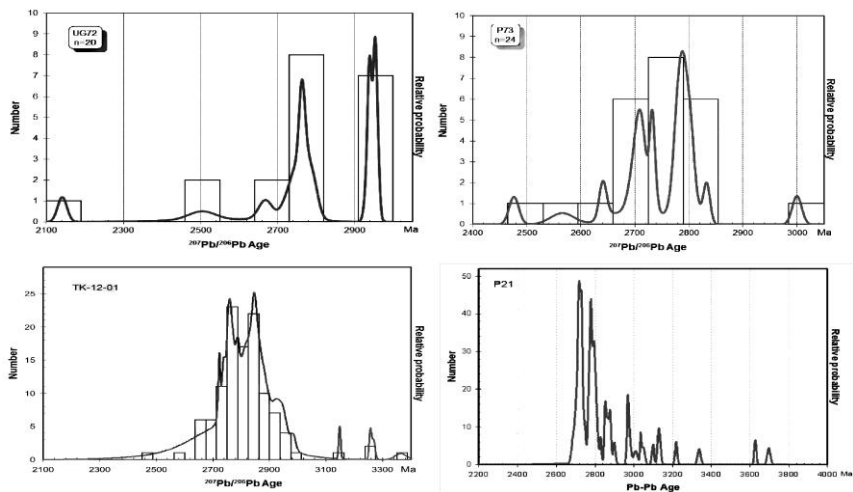


Рис. Мультимодальное распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастов на PD-диаграмме из проб УГ72, P73, TK-12-01 и P21

Проба P73 отобрана вблизи г. Заполярный Печенгского района (оз. Питьево) из слабо отсортированных крупногалечных конгломератов телевинской свиты, залегающих на тоналитовых гнейсах фундамента с

U-Pb возрастом циркона 2752 ± 12 млн лет [1]. В пробе присутствуют прозрачные и полупрозрачные, коричневые, желтые и желто-серые субидиоморфные призматические кристаллы и их обломки иногда с тонкой или секториальной зональностью. Размер по длине составляет 150-509 мкм. Основная часть зерен циркона из пробы П73 имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале от 2700-2830 млн лет с пиками 2707, 2731 и 2785 млн лет (Рис.). Пересечения дискордии с конкордией дают возраст 2724 ± 9 и 2792 ± 7 млн лет. Слабо выраженный пик имеет значение 2831 млн лет. В пробе обнаружено зерно с возрастом 3009 ± 9 млн лет, а также зерна с пониженными возрастными данными - 2640, 2566 и 2476 млн лет с большой дискордией (22-64%). Зерно с возрастом 2476 млн лет имеет высокое содержание U (1000 ppm) и аномально низкое отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.02$, что свидетельствует о метасоматическом преобразовании.

Ранее изученная Проба П21 [2] характеризует красноцветные аркозовые гравелиты, залегающие на коре выветривания субщелочных вулканитов (2.3 млрд лет) в среднем течении руч. Лучломполо. Все точки U-Pb анализа располагаются на конкордантной кривой. Основная часть зерен циркона имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале от 2700-2820 млн лет с пиками 2715 и 2790 млн лет, в подчиненном количестве встречаются зерна с возрастом в пределах 2840-3000 млн лет. Наиболее древнее зерно с возрастом 3698 ± 8 млн лет содержит ядро и широкою кайму с нечеткой зональностью.

Проба ТК-12-01 характеризует светлые кварциты токсинской свиты на территории Водлоозерского национального парка (г. Двойная). Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами с хорошо выраженной зональностью, округлыми окатанными зернами и их обломками. Их размер по длине в пределах 50-200 мкм. Из 120 зерен проанализировано 114, для 90 зерен получен конкордантный возраст. Основная часть зерен циркона (80%) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2720-2885 млн лет с двумя четко выраженными пиками - 2758 и 2845 млн лет (Рис.). Для цирконов более древнего пика конкордантный возраст равен 2885 ± 67 млн лет. Менее 20% цирконов имеют датировки в интервале 2010-2985 млн лет с пиковым значением 2920. Единичные цирконы имеют более древние возраста 3148, 3257, 3357 млн лет с ошибкой определения 1-5%. Были встречены также единичные цирконы с пониженными возрастами в интервале 2654-2463 млн лет. Они имеют большую ошибку определения и большую степень дискордантности.

Полученные результаты свидетельствуют, что основной вклад в континентальную кору дали гнейсы и гранитоиды с возрастом циркона 2.72-2.70, 2.79-2.76, 2.85-2.83, а также 2.95-2.90 млрд лет.

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ «Детритовые цирконы терригенных толщ Ветреного Пояса - как индикаторы условий

формирования рифтогенных структур восточной части Фенноскандинавского щита в палеопротерозое"» № 17-05-00592 А.

Литература

1. Ветрин В.Р. Протерозойские процессы магматизма и метасоматоза в архейских ородах Печенгского палеорифта // Вестник МГТУ, том 10, №1, 2007. С. 116-129.
2. Смолькин В.Ф., Кожевников В.Н., Капитонов И.Н. Первые результаты локального U-Pb датирования циркона (SHRIMP-II) из метаосадков и турбидитов Печенгской структуры и геодинамические реконструкции // Труды VIII Всероссийской ФНС. Апатиты: изд-во K& M. 2011. С. 208-213.

U-Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый «штрих-код» как основа палеоконтинентальных реконструкций

**Степанова А.В.¹, Сальникова Е.Б.², Самсонов А.В.³, Ларионова Ю.О.³,
Арзамасцев А.А.², Ларионов А.Н.⁴**

*¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ² ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ ИГЕМ
РАН, Москва; ⁴ ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*

Один из ключевых подходов при палеоконтинентальных реконструкциях в раннем докембрии - это корреляция эндогенных событий. Рои мафических даек, которые фиксируют историю внутриплитной активности в пределах древних континентальных блоков, традиционно используются для проведения корреляций, а анализ шкалы эндогенных событий (дайковых «штрих-кодов») позволяет оценить принадлежность отдельных блоков к единому континенту (Ernst, 2014). Правильность корреляций в этом случае обеспечивается надежностью и точностью изотопных возрастов базитов, главным образом, U-Pb датированием бадделеита.

Восточная Фенноскандия включает архейские Кольско-Мурманскую (КМП) и Карельскую провинции (КП), разделенные палеопротерозойским (1.98-1.85 млрд лет) Лапландско-Кольским коллизионным орогеном (Daly et al., 2006). Новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные, полученные нами при изучении роев мафических даек в КМП, позволили существенно детализировать историю развития этой провинции в палеопротерозое и выявить ряд неизвестных ранее событий. Объекты исследования расположены на побережье Баренцева моря от Варангер-фьорда на западе до п. Островной на востоке, включают силлы и дайки базитов, широко варьирующие по составу, степени сохранности и размерам тел.

Выделение бадделеита и циркона проводилось на концентрационном столе по модифицированной «водной» методике (Söderlund, Johanson, 2002) с последующей отборкой наиболее сохранных зерен под бинокуляром. Возраст базитов, сохранивших первичную минералогию, был определен по результатам U-Pb геохронологических исследований (ID TIMS) единичных зерен и микронавесок бадделеита. Возраст метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации базитов был определен по результатам датирования цирконов на ион-ионном микрозонде SHRIMP II. На основании результатов проведенных исследований выделено шесть событий базитового магматизма:

Событие 2650 млн лет датировано по бадделеиту из дайки P1 порфиритов в районе п. Дальние Зеленцы (2648 ± 5 млн лет). Эта дайка принадлежит крупному рою СЗ простираения, прослеженному на расстоянии около 200 км в восточной части КМП. Близкие по возрасту базиты (2670 млн лет) установлены в Кейвской структуре (Баянова, 2004), но не известны в других провинциях Восточной Фенноскандии.

Событие 2505 млн лет хорошо известно в КМП и надежно датировано по бадделеиту и циркону из расслоенных интрузий (Баянова, 2004). Датирование бадделеита из мафических даек показало, что событие 2505 млн лет проявлено на всей территории КМП и включает меридиональный рой даек умеренно-магнезиальных оливиновых габброноритов - кварцевых долеритов, охватывающий все побережье Баренцева моря и датированный по бадделеиту в районе Лиинахамари (2508 ± 6 млн лет), Кольском заливе (2523 ± 48 млн лет) и районе г. Варзина (2505 ± 6 млн лет). В Карельской провинции магматизм этого этапа представлен дайками габброноритов.

Событие 2400 млн лет, выделенное по результатам датирования бадделеита из даек долеритов (2401 ± 5 млн лет) и силлов пикродолеритов (2399 ± 2 млн лет) в северо-западной части КМП, ранее здесь не было известно. Возрастные аналоги этого этапа магматизма в Карельской провинции представлены дайками долеритов.

Событие 2060 млн лет впервые выявлено в северо-западной части КМП на основании возраста цирконов 2060 ± 7 и 2063 ± 6 млн лет из роя даек метадолеритов СЗ простираения. Это событие хорошо коррелируется с масштабным проявлением основного магматизма в северо-западной и западной частях Карельской провинции (Vuollo, Huhma, 2005).

Событие 1980-1940 млн лет, широко проявленное в Карельской и Кольско-Мурманской провинциях, детально изучено и датировано в пределах Печенгской структуры. Новые данные показывают, что дайки ферропикритов распространены вдоль всего побережья Баренцева моря. Возрастом 1983 ± 5 млн лет в районе Кольского залива датированы дайки габброноритов с плюмовыми характеристиками,

также являющиеся компонентом этого события и представителем дайковой фации датированных в Печенгской структуре габбро-верлитовых интрузий (Скуфьин, Баянова, 2006).

Событие 1860 млн лет выделяется по результатам датирования силлов пойкило-офитовых долеритов, широко распространенных в восточной части КМП и датированных возрастом 1860 ± 4 млн лет по бадделейту. Возрастные аналоги этого события в других провинциях Восточной Фенноскандии не известны.

Полученные геохронологические данные являются основой для составления дайкового «штрих-кода» для КМП в интервале 2650-1860 млн лет. Сопоставление шкалы эндогенных событий Карельской и Кольско-Мурманской провинций Фенноскандии показывает существенные различия между ними в интервале времени 2.4-2.06 млрд лет. Для Карельской провинции это время активного проявления ятулийского (2.31, 2.22, 2.1 млрд лет) магматизма и формирования континентальных платобазальтов. Надежных датировок базитов в этом интервале возрастов в КМП к настоящему времени нет. Выявленные различия могут отражать пространственную разобщенность литосферных блоков КП и КМП в период времени 2.40 - 2.06 млрд лет, вероятно, связанную с существованием Лапландско-Кольского океана.

Полученные данные подтверждают реконструкции для интервала 2500-2450 млн лет, имеющиеся для суперкратона Сьюпериа (Ernst, 2014) и дают дополнительную основу для продолженной ранее (Pisarevsky et al., 2014) корреляции Восточной Фенноскандии с кратонами Сьюпириор, Йилгарн и Зимбабве.

Исследование поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10260.

Литература

- Ernst R.E. Large Igneous Provinces // Cambridge University Press. 2014. 666 p.
- Vuollo, J., Huhma, H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Precambrian Geology of Finland, 2005. P. 195-236.
- Daly, J. S. et al. The Lapland-Kola orogen:... // Geol.Soc., Memoir. 32. 2006. P. 579-598.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. 2004. 172 с.
- Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре ... // Петрология. 2006. № 6. С. 649-669.
- Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2) // Geochem. Geophys. Geosys. 2002. v.3. P.1014.
- Pisarevsky S.A. et al. Paleomagnetism and U-Pb age of the 2.4 Ga Erayinia mafic dykes in the south-western Yilgarn, Western Australia: Paleogeographic and geodynamic implications // Prec.Res. 2015. T. 259. P. 222-231.

Кальциевые гранаты как источник геохронологической информации о возрасте щелочных комплексов крупных магматических провинций

Стифеева М.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Арзамасцев А.А.¹,
Шахмурадян А.Р.², Гриценко Ю.В.³, Анисимова И.В.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²Университет Манитоба, Канада;

³Геологический факультет МГУ, Москва

Использование традиционных минералов-геохронометров для получения информации о возрасте щелочно-ультраосновных массивов ограничено либо их отсутствием, либо наложенными на них поздними изменениями. В тоже время характерными минералами щелочных пород являются обогащенные титаном кальциевые гранаты, которые до недавнего времени не рассматривались в качестве U-Pb минералов-геохронометров. Нами были проведены U-Pb геохронологические исследования гранатов из массивов двух крупнейших щелочных магматических провинций - Кольской и Маймеча-Котуйской.

Кольская щелочная провинция расположена в северо-восточной части Балтийского щита. В ее пределах выделяют два типа многофазных щелочных массивов: массивы агапитовых нефелиновых сиенитов (Хибины и Ловозеро) и многофазные массивы щелочно-ультраосновного состава с карбонатами (Ковдор, Африканда, Вуориярви, Салланлатва и др.) Нами были изучены гранаты из массивов Африканда, Салмагора, Салланлатва и Вуориярви. Их состав отвечает следующим миналам: Африканда (Mor35.16 Sch29.63 And28.31 Kim3.88), Вуориярви (Mor36.18 Sch33.20 And25.66 Kim2.59 Kald0.47), Салланлатва (Mor38.62 Sch31.88 And24.24 Kim2.67 Kald0.55), Салмагора (Mor40.65 Sch31.88 And24.87 Kim0.21 Gold0.14). Содержание урана в них изменяется от 8 до 15 ppm. Полученные для указанных массивов оценки возраста (Африканда - 377 ± 3 млн лет, Салмагора - 377 ± 2 млн лет, Салланлатва - 378 ± 3 млн лет, Вуориярви - 373 ± 5 млн лет) совпадают в пределах аналитических погрешностей и согласуются с существующими оценками продолжительности главного периода палеозойской магматической активности (380-360 млн лет) [Kramm et al., 1993; Арзамасцев, Бу, 2014] Балтийского щита.

Маймеча-Котуйская магматическая провинция находится на северо-западе Сибирской платформы [Егоров, 1991; Когарко, Зартман, 2011]. Она объединяет более 30 ультраосновных-щелочных интрузий, и в том числе крупнейший в мире щелочно-ультраосновной массив Гули, площадь которого составляет около 2000 км². Изучены гранаты из двух массивов этой провинции - Гулинского и Одихинча.

Гранат из метасоматизированного мелилитолита массива Гули представлен андрадитом (Adr74Mrt12Sch10Gold0.2). Содержание урана в нем изменяется от 8 до 15 мкг/г. Средняя величина возраста этого граната ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) составляет 246 ± 6 млн лет (СКВО=1.3).

Гранат из щелочных пегматоидных пород массива Одихинча по химическому составу отвечает андрадиту (Adr57-73Sch12-18Mrt10-18) с содержанием урана около 8 мкг/г. Конкордантный возраст граната составляет 250 ± 1 млн лет (СКВО=0.77).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00912).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. Петрология, 2014, том 22, № 5, с. 496-515.
2. Егоров Л.С. Йолит-карбонатитовый плутонизм. Ленинград: Недра. 1991, 260 с.
3. Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462-472
4. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993 V. 30 P. 33-44.

U-Pb возраст андрадита из щелочных пород Мурунского массива (Алданский щит)

**Стифеева М.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Владыкин Н.В.²,
Горовой В.А.²**

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ИЗК СО РАН, Иркутск

Мурунский массив, расположенный в северо-западной части Алданского щита, известен благодаря связанному с ним уникальному месторождению чароита. Он представляет собой многофазную интрузию [Владыкин, 2000, 2009]. Последовательность формирования слагающих массив пород [Владыкин, 2009] можно представить следующим образом: 1) калиевые ультраосновные щелочные породы (ранняя фаза); 2) сиениты, кварцевые сиениты, щелочные граниты и сиенит-пегматиты (главная фаза); 3) лейцитовые фonoлиты, лейцититы, лейцитовые лампроиты, лейцитовые тингуаиты, эвдиалитовые луавриты (вулканическая фаза); 4) калиевые силикатно-карбонатные породы и карбонатиты (поздняя фаза).

Практически во всех разновидностях пород Мурунского массива в качестве породообразующего минерала присутствует кальциевый

гранат [Шахмурадян, Евдокимов, 1997; Владыкин, 2009]. Нами изучен гранат из калиевых ийолитов ранней фазы и сиенит-пегматитов главной фазы. По химическому составу он соответствует андрадиту. Содержание оксида титана в андрадите из калиевых ийолитов изменяется в пределах 3.16 - 11.11 вес. % (в среднем - 8.78 вес. %), а из сиенит-пегматитов - 1.23 - 8.52 вес. % (в среднем - 5.17 вес. %). В гранате присутствуют включения сульфидов, апатита и карбоната.

Для U-Pb изотопных исследований использованы наиболее однородные по окраске фрагменты кристаллов андрадита из калиевого ийолита и сиенит-пегматита. Изученный андрадит характеризуется высокими для гранатов содержаниями урана - 40-20 мкг/г. Среднее значение возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) андрадита из калиевого ийолита составляет 131 ± 2 млн. лет (СКВО=1.6), а конкордантный возраст андрадита из сиенит-пегматита соответствует 131 ± 1 млн. лет (СКВО=1.7). Полученные оценки возраста согласуются с оценками возраста ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) тококита, тинаксита, франкаменита и микроклина из чароитсодержащих пород Мурунского массива (136 млн лет) [Иванов и др., 2018].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № № 17-05-00912, 17-45-388067).

Литература

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009, т. 50, № 12, с. 1443–1455

Шахмурадян А.Р., Евдокимов М.Д. Титановые и циркониевые минералы щелочно-сиенитовых пегматитов Маломурунского массива, Якутия // Записки Минералогического общества. 1997, №3, с.32-42

Иванов А.В., Горовой В.А., Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С., Владыкин Н.В. Первые прецизионные данные о возрасте чароитовой минерализации (Восточная Сибирь) // Доклады Академии наук. 2018. Т.478, № 6, с.657-661

U-Pb геохронологические исследования андрадита из щелочных пироксенитов Дубравинского массива (Воронежский кристаллический массив)

Стифеева М.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Котов А.Б.¹, Савко К.А.², Толмачева Е.В.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²ВГУ, Воронеж

Дубравинский щелочно-ультрамафит-карбонатитовый массив расположен в юго-восточной части Курского блока Воронежского кристаллического массива (Старооскольский рудный район) в зоне

северо-западного замыкания палеопротерозойской Волотовской синклинальной структуры. Вмещающими его породами являются кристаллические сланцы и гранито-гнейсы архейского возраста [Бочаров, 2015], метаморфизованные в палеопротерозойское время в условиях амфиболитовой фации [Савко и др., 2017]. Ранняя фаза массива представлена преимущественно щелочными пироксенитами. Ко второй фазе массива отнесены кальцитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты, а также силикокарбонатиты, а к третьей фазе - дайки граносиенитов, щелочных гранитов и сиенитов. Возраст силикокарбонатитов Дубравинского массива составляет 2080 ± 13 млн лет (U-Pb метод (ID TIMS) по сфену, [Альбеков и др., 2017].

Щелочные пироксениты первой фазы сложены натриевым авгитом, эгирин-авгитом, субкальциевым диопсидом, ферроавгитом, титанистым биотитом, высокожелезистыми тетраферрибиотитом и тетраферрифлогопитом. Второстепенные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом и гранатом. Обычно гранат наблюдается в виде скоплений зерен неправильной формы. Реже он образует идиоморфные зёрна темно-коричневого цвета. Состав граната соответствует андрадиту (And 85.09%, *Mor* 8.12%, *Sch* 1.89%, *Gold* 0.52%, *Gross* 0.38%, *Pyr* 0.21%).

Для U-Pb геохронологических исследований использованы наиболее однородные по окраске фрагменты кристаллов гранатов, которые были проанализированы в соответствии с модифицированными методиками Т. Кроу и Е. Хорвитца с соавторами [Horwitz E.P. et al., 1992; Krogh T.E. et al., 1973] и С. ДеВольфа с соавторами [DeWolf C.P. et al., 1996]. Среднее значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) изученного андрадита составляет 2075 ± 3 млн лет (*СКВО*=3.2) и совпадает в пределах погрешности с U-Pb возрастом сфена из силикокарбонатитов.

Температура закрытия U-Pb изотопной системы кальциевого граната оценивается в $750\text{--}800^\circ\text{C}$ [Yang et al., 2018] и сопоставима с температурой закрытия U-Pb изотопной системы сфена $650\text{--}700^\circ\text{C}$. P-T параметры регионального метаморфизма, проявленного в пределах юго-восточной части Курского блока, составляют 639°C при *P*_{общ.} = 4-5 кбар [Савко, Кальмуцкая, 2002]. Это дает основание полагать, что U-Pb возраст андрадита из щелочные пироксенитов Дубравинского массива отвечает возрасту кристаллизации родоначальных для них расплавов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00912).

Литература

1. Альбеков А.Ю., член-корреспондент РАН Чернышев Н.М., Рыборак М.В., Кузнецов В.С., Сальникова Е.Б., Холин В.М. Изотопный U-Pb-возраст апатитоносных карбонатитов Курского блока Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 320-321

2. Бочаров В.Л. Радиоактивные элементы в щелочно-карбонатитовом комплексе Курская Магнитная Аномалия (Центральная Россия)// Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 3. С. 30-34
3. Савко К.А., Самсонов А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кориш Е.Х., Базилов Н.С. Палеопротерозойский метаморфизм в восточной Сарматии: Р-Т параметры, возраст, причины и следствия. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. 2017
4. Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Петрология недосыщенных калием метapelитов Воронежского кристаллического массива с рассмотрением парагенезиса оливин-жедрит-ортопироксен-гранат-магнетит // Петрологи. 2002. Т. 10. № 3. С. 283
5. DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N., Mezger K., Essene E.J. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission tracks analysis // Geochim Cosmochim Acta. 1996. Vol. 60. P. 121-134.
6. Horwitz E.P., Dietz M.L., Chiarizia R., Diamond H., Essling A.M., Graczyk D. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // Analytica Chimica Acta. 1992. V.266. P.25-37.
7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim et Cosmochimica Acta. 1973. V.37. P.485-494
8. Yang Yue-Heng, Fu-Yuan Wu, Jin-Hui Yang, Roger H. Mitchell, Zi-Fu Zhao, Lie-Wen Xie, Chao Huang, Qian Ma, Ming Yang, Han Zhao U-Pb Age Determination of Schorlomite Garnet by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry // Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2018

О тектоно-магматической активности в южной краевой части Балтийского щита в раннем рифее

Терехов Е.Н.¹, Макеев А.Б.², Баянова Т.Б.³, Серов П.А.³, Лебедев В.А.²

¹ГИН РАН, Москва; ²ИГЕМ РАН, Москва; ³ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Вопрос о наличии раннерифейских супракрустальных образований в обрамлении Балтийского щита до сих пор остается весьма дискуссионным. В этой связи мы представляем работу по изучению вторичных кварцитов, которые на наш взгляд могут свидетельствовать о существовании эндогенных процессов, контролирующих формирование раннерифейских образований в этом регионе. В центре Финского залива на острове Большой Тютерс выявлено и детально изучено крупное проявление вторичных кварцитов [Терехов и др., 2017]. При этом трудами отечественных геологов разработана модель образования вторичных кварцитов [Наковник, 1964]. Ведущая роль в их формировании придаётся экзгаляционной деятельности вулканов. Исходя из этой модели, по аналогии, можно предположить, что и в момент образования вторичных кварцитов на о. Б.Тютерс в этом районе существовали вулканические центры. На большое количество вулканов, предшествующих формированию гранитов рапакиви,

указывают и некоторые исследователи [Laitakari, 1996]. В данном сообщении мы обсуждаем результаты комплексных радиологических исследований этого проявления.

Большая часть коренных пород о. Б.Тютерс представлена массивными, не полосчатыми кварцитами. Они имеют различную окраску от бесцветной к серой и бурой с постепенными переходами. Обычно это крупнозернистые, массивные, часто «сливные», но местами пористые разности, которые секутся многочисленными вертикальными и реже наклонными жилами, также кварцевого состава, мощностью 10-20 см, меридионального простирания. В кварцитах на старом сколе часто видны теневые структуры в виде разноцветной полосчатости, иногда типа мигматитовой с характерными складками. Но на свежем сколе никаких различий не видно и все породы одинаково представлены кварцитами, причем кварциты в основной массе и в кварцевых жилах в шлифах одинаковы, хотя в поле последние кажутся более светлыми и сливными. В целом кварциты не образуют пластов, складок, не выявлено осадочной полосчатости. Они занимают всю обнаженную часть острова и развиты как в урезе воды, так и в водораздельной части острова, при этом принципиальной вертикальной и горизонтальной зональности не отмечено. Среди кварцитов выделяются линейные зоны трещиноватости, наложенные на кварциты, центральные части которых часто сложены массивными железо-глиноземистыми метасоматитами, имеющими ярко бурую окраску. Мощность этих зон до первых метров и прослежены они на сотни метров. Важное значение для понимания возраста вторичных кварцитов имеют дайки кислого состава, которые их прорывают и содержат ксенолиты, представленные кварцитами. По составу и ориентировке в пределах острова Б. Тютерс выделено два типа даек. Первый тип это дайки субширотного простирания, то есть параллельные Балтийско-Мезенской тектонической зоне (флексуры Полканова). Их мощность от 50 см до 20 м. В мелких дайках отчетливо видна флюидальность параллельная контактам, что указывает на выжимание расплава вдоль направления развития будущей дайки. Ксенолиты кварцитов также вытянуты по простиранию этих даек. На удалении от берега вверх по склону (на расстоянии приблизительно в 150 м и в высоту 10-15м) флюидальность в дайках пропадает и её породы становится массивными и появляется пологая отдельность. Дайки второго типа сложены массивными гигантозернистыми гранитами, мощностью от 1 до 15 м, они имеют субмеридиональное простирание. В одной из даек встречен крупный ксенолит не окварцованных пород - сланцев с горизонтом амфиболитов и редкими жилками неосомы. Подобные породы весьма близки по облику и составу к супракrustальным породам свекофеннского комплекса. Вероятно, что подобные породы подстилают на глубине вторичные

кварциты, и именно по ним они и могли формироваться. Секущее положение даек меридионального простираения менее отчетливое, чем даек первой группы, так как они наследуют трещины той же ориентировки, что и большое количество развитых здесь кварцевых жил.

В лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН проведены определения K-Ar возраста гранитных даек. С некоторой долей условности можно говорить, что дайки широтного направления более древние, чем меридиональные (1680 ± 30 и 1660 ± 30 млн лет соответственно). По этому возрасту они близки гранитам рапакиви Выборгского массива, которые по данным многочисленных исследований имеют возраст около 1650 млн лет. Причем очевидно, что гранитные дайки рвут уже сформировавшиеся вторичные кварциты.

Комплексные изотопные исследования гранитов и вторичных кварцитов проводились и в Геологическом институте Кольского научного центра. Для единичных зерен циркона из гранита меридиональной дайки получен более молодой конкордантный возраст (1560 ± 10 млн лет), который соответствует возрасту формирования уже другого массива гранитов рапакиви - Салминского. Таким образом, можно утверждать, что формирование вторичных кварцитов предшествовало образованию массивов рапакиви южной части Балтийского щита. Исследования также показали, что изотопная Sm-Nd система гранитов из даек о. Б.Тютерс была нарушена, вероятно, под воздействием флюидов и метасоматических процессов. Процессы эксгальационной деятельности, тектонической активности, метасоматической переработки, развитие многочисленных зон трещиноватости, по-видимому, обеспечили условия для нарушения изотопной Sm-Nd системы на уровне пород в целом. Это привело к тому, что были получены нереальные плюсовые значения эpsilon неодима, например, для пробы БТ-40 (с возрастом 1650 млн лет) $\epsilon Nd = +8.0$, и разброс в модельных возрастах от архейского до мезопротерозойского. Двухточечные "изохроны" по породе и ильмениту во вторичных кварцитах дают сильно омоложенные возрасты (около 1.0 млрд лет и 460 млн лет.), возможно связанные с поздними эпизодами флюидно-метасоматической переработки, которые совпадают с периодами тектонической активизации краевой части Балтийского щита.

Таким образом гранитные жилы, секущие вторичные кварциты, имеют возраст 1.65-1.5(?) млрд лет, что указывает на более древний (раннерифейский) возраст проявлений кислого вулканизма в этом районе, следы которого почти не сохранились и под влиянием которого образовались вторичные кварциты. Это в свою очередь свидетельствует о наличии признаков тектоно-магматической

активности в зоне южного обрамления Балтийского щита в раннерифейское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00485 и Программы Президиума РАН № 19.

Литература

Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра». 1968. 335 с.

Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Прокофьев В.Ю., и др. Природа вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 97-115.

Laitakari I., Ramo T., Suominen V., Stepanov K and Amantov A. Subjotnian: rapakivi granites and related rocks of the gulf of Finland // Geol. Survey of Finland, special Paper. 1996. 21. P. 59-97

Геохронология интрузивных пород дукукского комплекса (Западная Камчатка)

Тихомирова Я.С., Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М.

ГЕОХИ РАН. Москва. y.s.tikhomirova@gmail.com

На северном и южном обрамлении Срединно-Камчатского массива расположены габбро-норит-кортландитовые интрузивы дукукского комплекса с сульфидной медно-никелевой минерализацией и платиноидами. В северной части находится месторождение Шануч, в южной – месторождение Кувалорог (приуроченное к одноименному интрузивному массиву).

Начальные изотопные отношения стронция и неодима для габброидов дукукского комплекса аномальны относительно мантийных значений, а разброс значений их возраста по разным методам составляет более 10 млн. лет. В частности, наблюдаются различия в возрасте пород дукукского комплекса на северном и южном флангах Срединного массива Камчатки. Наша задача состояла в том, чтобы уточнить возраст с использованием U-Pb изотопной системы, а также определить характер источника материнских расплавов по данным Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем.

Породы дукукского комплекса внедрены в сильнометаморфизованные толщи фундамента и обрамляющие их раннемеловые метатерригенные сланцевые толщи чехла. В строении интрузивных тел комплекса участвуют коротландиты, нориты, габбро-нориты, габбро, диориты и кварцевые диориты. Специфика состава всех разновидностей пород дукукского комплекса заключается том, что

в них неизменно присутствуют гидроксилсодержащие минералы: амфибол (паргасит) и биотит, а в ультрамафических разновидностях – флогопит.

Rb-Sr минеральная изохрона по трем фракциям флогопита из габброидов дукусского комплекса (Трухин и др., 2009) массива Кувалорог отвечает значению возраста 55.2 ± 2.2 млн.лет. Isoхрона по 5 фракциям пород в целом (амфиболовые диориты, меланодиориты, пегматоидные габбро-диориты и пегматоидные диориты) на месторождении Шануч (Степанов, Трухин, 2007) определяет возраст, равный 49.2 ± 2.7 млн.лет (СКВО=33). Анализ пяти проб показал наличие изотопной гетерогенности, поэтому эти авторы попытались построили изохрону по трём точкам, отбраковав две из пяти. Полученные таким образом результаты определения возраста габброидов на месторождениях Кувалорог и Шануч различаются за пределами погрешностей, и разница между полученными значениями составляет около 5 млн.лет. Эти результаты вызывали сомнения и, на наш взгляд, требовали подтверждения.

Ar-Ar датирование пород пород дукусского комплекса на месторождении Кувалорог по двум минералам, биотиту и амфиболу, показало значение возраста 57.2 ± 1.4 млн. лет (Konnikov et al, 2006), что противоречило результатам U-Pb датирования по циркону: по 9 зернам циркона из пород этого с месторождения был получен возраст 50.8 ± 1.4 млн. лет (Konnikov et al, 2006).

В ГЕОХИ РАН на одноколлекторном LA-ICP-MS масс-спектрометре Element-XR мы провели U-Pb исследования циркона из габброидов массива Шануч. Значения возраста составили 50.1 ± 0.2 млн.лет (диорит, 54 зерна циркона, СКВО=1.4) и 51.0 ± 0.2 млн лет (габбро-диорит, 35 зерен циркона, СКВО=1.6).

Также мы провели исследования Rb-Sr системы минералов биотитового габбро с месторождения Кувалорог. Были выделены минералы из наименее измененного образца керна Bt-габбро с массива Кувалорог, отобранного во время полевых работ на юге Срединного массива в 2015 году. В результате по четырём фракциям биотита получена Rb-Sr минеральная изохрона, отвечающая возрасту 54.4 ± 0.9 млн.лет (СКВО=0.9), что в пределах погрешности согласуется с Rb-Sr данными коллег (Трухин и др., 2009; Степанов, Трухин, 2007). При этом на изохронной диаграмме точки, отвечающие плагиоклазу, клинопироксену, а также породе в целом, не легли на изохрону по фракциям биотита, т.е. изотопная гетерогенность стронция наблюдается на минеральном уровне даже в масштабе штучной пробы.

Принципиально возможны два варианта объяснения этого явления: гетерогенный источник расплава, или контаминация расплава вмещающими породами в камере кристаллизации.

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем 14 образцов пород дукусского комплекса показали, что начальные изотопные отношения неодима и стронция сдвинуты относительно типично мантийных изотопных значений: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7043\text{--}0.7050$, ϵ_{Nd} от -0.03 до $+2.2$. На Rb-Sr изохронной диаграмме точки, отвечающие породам разных фаз внедрения массива Кувалорог не лежат на одной линии, а образуют облако точек, что скорее всего указывает на изотопную гетерогенность магматического источника пород дукусского комплекса. В то же время и в пределах одного штуфа наблюдается изотопная гетерогенность на уровне минеральных фракций, т.е. скорее всего изотопный состав стронция изменялся в расплаве прямо в ходе его фракционной кристаллизации, весьма вероятно, что в результате ассимиляции вмещающих метасадочных пород. При этом корреляция между кремнекислотностью пород и изотопными отношениями стронция и неодима в них не наблюдается. Следовательно, процесс был более сложный, чем простое двухкомпонентное смешение мантийного и корового материалов.

Поскольку по двум изотопным системам (Rb-Sr биотита и U-Pb циркона), сильно различающимся по устойчивости к наложенным процессам, были получены сходящиеся значения возраста, скорее всего наложенные процессы не были значительно оторваны во времени от момента закрытия изотопных систем магматических пород, т.е. от магматического этапа. Полученные нами U-Pb данные по циркону не подтвердили различия в возрасте пород дукусского комплекса на месторождениях Кувалорог и Шануч в 5 млн.лет.

Литература

1. Степанов В. А., Трухин Ю. П. О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения Камчатки // Доклады Академии наук. - 2007. - Т. 417 -- №. 1 - С. 86-88
2. Трухин Ю. П. и др. Строение и никеленосность Кувалорогского базит-ультрабазитового массива // ИЗВЕСТИЯ ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЙ. ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА. - 2009. - №6. -- С. 43-49
3. Konnikov E. G. et al. Formation time of the Ni-bearing norite-cortlandite association of East Asia // Geochemistry International. - 2006. - Т. 44. - №. 5. - С. 516-521

Процессы, материалы и временные шкалы поздней аккреции, - согласно данным о содержаниях летучих, литофильных и сидерофильных элементов в «наблюдаемых» резервуарах Земли

Толстихин И.Н.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

В соответствии со стандартным сценарием формирования Земли, поздняя аккреция - это процессы, имевшие место после последнего столкновения Земли с массивной протопланетой, сегрегацией ядра, (частичного) затвердевания океана магмы и формирования массивной сравнительно долгоживущей коры [Johnson et. all., 2014]. На поверхность этой коры были привнесены обломки (частицы, пыль) тел, падавших на Землю в ходе поздней аккреции (ниже будет использован термин «земного реголит»). Следы этих процессов были сохранены в элементных и изотопных соотношениях в мантии Земли. Три группы химических элементов, характеризующихся разными химическими свойствами, позволяют восстановить раннюю историю Земли.

(1) Одна из них - элементы платиновой группы, благородные металлы (БМ), и ^{190}Pt - ^{187}Re - $^{186,187}\text{Os}$ и ^{182}Hf - ^{182}W изотопные системы [Walker, 2016]. Рассмотрим вначале ^{182}Hf - ^{182}W изотопную систему, которая позволяет оценить время действия интересующих нас процессов ($\lambda_{182} = 77.016$ млрд. лет). Предположим, что ядро Земли было сформировано в результате последнего соударения во время $t_{\text{ядр}}$ (отсчитываемого от времени формирования Солнца), причем сегрегация проходила при равновесном распределении элементов между металлическими и силикатными материалами. В ходе сегрегации ядра преимущественное распределение сидерофильного W в металлические фазы привело к увеличению отношения $^{180}\text{Hf} / ^{184}\text{W}$ в силикатной Земле от 1.325 (значения в Солнечной системе, СОС, известного из исследований метеоритов) до 17.28 (наблюдаемого в мантии Земли, МАЗ). Эти значения и начальные отношения $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{СОС}} = 0.86448$ и $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{СОС}} = 1.01 \times 10^{-4}$ определяют $t_{\text{ядр}}$ из уравнения,

$$\begin{aligned} (^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{МАЗ}} = & (^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{СОС}} \\ & + (^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{СОС}} \times (^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W})_{\text{СОС}} \{1 - \exp(-\lambda_{182} t_{\text{ядр}})\} \\ & + (^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{СОС}} \times (^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W})_{\text{МАЗ}} \times \exp(-\lambda_{182} t_{\text{ядр}}) \end{aligned}$$

Подставляя приведенные выше значения и решая уравнение относительно $t_{\text{ядр}}$ получим 29 млн. лет, - время начала рассматриваемых процессов.

Ни суб-хондритовые относительные концентрации БМ, ни соотношения изотопов ^{190}Pt - ^{187}Re - $^{186,187}\text{Os}$ системы, ни абсолютные содержания БМ, наблюдаемые в мантии Земли, не могли быть обеспечены процессом сегрегации ядра. Все эти наблюдения объясняются вкладом хондритового вещества в ходе поздней аккреции.

(2) Вторая группа, - нелетучие литофильные несовместимы элементы, - несут информацию о дифференциации силикатной Земли. Среди этих элементов обычно рассматривался ^{146}Sm - ^{142}Nd и ^{147}Sm - ^{143}Nd дуэт, включавший короткоживущий и долгоживущий родительские изотопы [Boyet and Carlson, 2006; Caro, 2011]. Однако впоследствии было показано [Burkhardt, et al., 2016], что избыток ^{142}Nd в земном веществе имеет ядерно - синтетическую природу, а не является продуктом распада ^{146}Sm и не свидетельствует о ранней дифференциации Земли. Интерпретация баланса $^{143}\text{Nd}^*$ в земных резервуарах не изменилась со времени работы Allegre [1997]. В рамках хондритовой модели Земли данные этой системы свидетельствуют о сравнительно ранней изоляции силикатного резервуара, не принимавшего впоследствии участия в мантийной конвекции. Таким резервуаром могла бы быть погружившаяся в мантию древняя кора [Tolstikhin and Hofmann, 2005].

(3) Третья группа - наиболее летучие элементы, к которым относятся благородные газы (БГ). Недавние высокоточные изотопные анализы Хе из мантийного плюма, Эйфель, Германия [Caracausi et al., 2016] показали, что в мантии находится «планетарный» Хе (Q-Хе), обнаруженный ранее только в углистых хондритах. Эти данные свидетельствуют о вкладе богатого летучими компонентами вещества углистых хондритов мантию Земли на поздних этапах аккреции. Caracausi et al. [2016] идентифицировали делительные компоненты Хе, $^{136}\text{Xe}(\text{Pu})$ и $^{136}\text{Xe}(\text{U})$, определили отношение продуктов распада короткоживущих ^{129}I и ^{244}Pu , $^{129}\text{Xe}(\text{I}) / ^{136}\text{Xe}(\text{Pu}) = 3$, интерпретировали это отношения в рамках двухстадийной модели дегазации, и получили время прекращения дегазации («закрытия») содержащего Хе резервуара между 75 и 120 млн. лет (после формирования Солнца). Tolstikhin [2018] показал, что такая хронологическая интерпретация внутренне противоречива, и что данные о соотношении радиогенных изотопов Хе следует объяснять процессами смешения разных материалов: древней коматиитовой коры, в которой (после распада родительских изотопов) отношение $^{129}\text{Xe}(\text{I}) / ^{136}\text{Xe}(\text{Pu})$ не превышало 1, и хондритового «реголита», в котором это отношение могло достигать 10000.

Из ранних исследований известно [Mamyurin and Tolstikhin, 1984] что изотопные составы Не, Ne и их соотношение в мантии Земли близки к таковым в солнечных газах, имплантированных в твердое вещество.

Таким образом, еще одним компонентом «земного реголита» были богатые солнечными газами метеориты. Как и в случае с Хе (см. выше) изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гипотетическом земном реголите, 4.5×10^{-4} , в 10000 раз превышает таковое в радиогенном гелии земных пород, 2×10^{-8} .

Три особенности поздней аккреции и последующей эволюции Земли требуются для объяснения всех рассмотренных выше наблюдений. (1) Взаимодействие тел, участвующих в поздней аккреции, с Землей не должно приводить к дегазации БГ и фракционированию БМ. Это требование соблюдается при условии малых размеров падающих тел [Schlichting et al., 2012; Rivera-Valentin and Barr, 2014]. Будущее моделирование должно показать будет ли поток таких «мелких» обломков достаточно интенсивным для обеспечения баланса БМ и БГ в мантии Земли. (2) Погружение древней земной коры в мантию так же не должно сопровождаться процессами дегазации и фракционирования. Удовлетворительных моделей такого процесса тоже пока нет. Наиболее простое объяснение, выдвинутое Tolstikhin and Hofmann [2005], основано на предположении об отсутствии воды на поверхности Земли: погружение «сухой» плотной (вследствие метаморфических процессов) относительно холодной коры не должно приводить к ее плавлению. (3) Часть погрузившейся в мантию коры и реголита были (почти полностью) изолированы от мантийной конвекции и смешения с веществом мантии.

Литература

- Allegre, C. J. (1997) Earth Planet. Sci. Lett. 150, 1-6. Boyet, M. and Carlson, R. W. (2006) Earth Planet. Sci. Lett. 250, 254-268.
Burkhardt, C. et al. (2016) Nature 537, 194-198
Caracausi A., et al. (2016) Nature 533, 82-85.
Caro, G. (2011) Annu. Rev. Earth Planet. Sci. . 39, 31-58.
Johnson, T. E., et al. (2014) Nature Geoscience, 7, 47-52.
Mamyrin, B. A. and Tolstikhin, I. N. (1984) Helium isotopes in nature. Developments in Geochemistry. Elsevier Sci. Pub., Amsterdam.
Rivera-Valentin, E. G., Barr A. C. (2014) The Astrophys. J. Lett. p. 1-6
AAS DSP Meeting, U.S.A. Schlichting, H. E. et al. (2012) Astrophys. J., 752, <https://doi.org/10.1088/0004-637X/752/1/8>
Tolstikhin, I. N. (2018) Russian Journal of Earth Sciences 18, DOI: 10.2205/2018ES000614.
Tolstikhin, I. and Hofmann A. (2005) Phys. Earth Planet. Inter., 148, 109-130.
Walker, R. J. (2016) Geochemical Perspectives, 5, 1-145.

Термохронология гранитоидных батолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса

Травин А.В.^{1,2}, Владимиров А.Г.^{1,2}, Цыганков А.А.³, Анникова И.Ю.¹,
Мурзинцев Н.Г.¹, Михеев Е.И.¹, Хубанов В.Б.³

¹ ИГМ СО РАН, Новосибирск; ² НГУ, Новосибирск; ³ ГИН СО РАН, Улан-Удэ

Формирование гранитоидных батолитов в пределах орогенных поясов происходит за счет плавления большого объема исходных коровых пород при $T \geq 750-800^{\circ}\text{C}$, что при градиенте $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ соответствует $H \geq 20$ км (средняя-нижняя кора). Плавление происходит на границах минеральных зерен во время метаморфизма, продолжительность которого может составлять до нескольких десятков млн лет [Brown, 2010; Hermann, Rubatto, 2003; Kylander-Clark et al., 2007]. Транспорт гранитного расплава от мест генерации, подъем на верхние уровни земной коры, замедляющийся в пределах зоны перехода от пластических к хрупким деформациям, формирование из многочисленных источников (мigmatиты, тектонически ослабленные каналы) гранитных батолитов (десятки-сотни тысяч км^3) происходит в течении нескольких млн лет [Brown, 2001; Coleman et al., 2004; Matzel et al., 2006; Miller 2008]. Таким образом, общая продолжительность формирования составляет 10-20 млн лет. Вместе с тем, термохронологические оценки свидетельствуют, что длительность существования гранитных магм на глубинных уровнях земной коры может достигать 50-150 млн лет. Рассмотрим геологические примеры.

Ольхонский метаморфический террейн (абиссальная фация глубинности) отвечает раннекаледонской коллизионной системе [Владимиров и др., 2011; Травин, 2016]. Массовое гранитообразование в регионе проявилось 460-475 млн лет назад, через 20-30 млн лет после кульминации коллизионных событий. Этому времени соответствует формирование Шаранурского гранитогнейсового купола (остров Ольхон), дифференцированной серии гранитоидов Крестовского массива [Макрыгина и др., 2014; Антипин и др., 2018], а также Аинского массива редкометальных гранитов [Владимиров и др., 2008]. Изотопными системами гранитоидов фиксируются датировки, синхронные с этапами эволюции Ольхонского террейна с возрастом 430-440, 390-415 млн лет ($\Delta t_{\text{zr-bt}} = 30-80$ млн лет). В это время в связи со скоплением Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона, породы региона испытывали наложенный прогрев, пластические и хрупкопластические деформации, а также эксгумацию пластин из глубины коры.

Ангаро-Витимский гранитоидный батолит, АВБ (мезоабиссальная фация глубинности) [Литвиновский и др., 1993] сформировался на средних-нижних уровнях земной коры и связан с постколлизией геодинамической обстановкой (C_3-P_1). Сравнительный анализ новых и опубликованных датировок U/Pb (320-280 млн лет, циркон) [Цыганков и др., 2007], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (250-140 млн лет, амфибол, биотит, полевые шпаты) гранитоидов АВБ показывает для одних и тех же образцов разрыв между временем закрытия изотопной системы U/Pb в цирконе и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в биотите $\Delta t_{\text{zr-bt}} = 37-112$ млн лет. Математическое моделирование динамики остывания гранитного слоя в земной коре, сопоставимого по масштабам с Ангаро-Витимским батолитом, позволяет согласовать наблюдаемые значения $\Delta t_{\text{zr-bt}}$ с постколлизией растяжением континентальной литосферы и, как следствие, - тектоническим экспонированием «полузамерзшего» гранитного слоя на верхние уровни земной коры с одновременной эрозией кровли. Калгутинский гранитный батолит (мезоабиссальная/гипабиссальная фация глубинности) (C_3-J_2). Этот батолит связан с формированием одноименной Mo-W рудно-магматической системы [Анникова и др., 2018]. Батолит прорван Восточно-Калгутинским поясом редкометальных онгонит-эльвановых даек, которые сопряжены с одноименным кварцево-жильно-грейзеновым Mo-W месторождением. Термохронологическое исследование позволило реконструировать историю формирования Калгутинской РМС из 5 этапов, начиная от времени формирования гранитов главной интрузивной фазы и богатого молибденового оруденения, представленного рудным телом, именуемым «Молибденовый штокверк» (215 ± 1 млн лет), до формирования штоков лейкогранитов и внутригранитных пегматитов в гранитах главной интрузивной фазы (206 ± 1 млн лет), формирования большинства даек, слагающих дайковый пояс (202 ± 1 млн лет), заканчивая формированием ультраредкометалльных даек онгонитов и эльванов, локализованных в центральной части дайкового пояса (195 ± 1 млн лет) и маломощными дайками онгонитов и эльванов на периферии дайкового пояса (181 ± 1 млн лет). Для одних и тех же образцов разрыв между временем закрытия изотопной системы U/Pb в цирконе и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в биотите составил $\Delta t_{\text{zr-bt}} = 16$ млн лет. Математическое моделирование формирования Калгутинской РМС на основе модели кристаллизационной дифференциации и динамики тепломассообмена показало, что согласование с фиксируемыми изотопными системами возрастными рубежами и общая продолжительность рудно-магматических процессов могут быть обеспечены только в варианте двухэтапной рудно-магматической системы, в которой существует «верхний» гранитный батолит на глубине 8-15 км и «нижний» гранитный очаг на глубине 20-25 км.

Таким образом, на основе термохронологических исследований значительный временной разрыв закрытия изотопных систем гранитоидов может быть связан с чрезвычайно длительным временем существования гранитной магмы (≥ 50 -150 млн лет) и, как следствие, ее глубинной дифференциации с формированием остаточных редкометальных гранитных расплавов и связанных с ними рудных Li-Rb-Cs, Be-Nb-Ta, Mo-W-Sn месторождений.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проекты № 0330-2016-0003, № 0330-2016-0013), при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012; 14.Y26.31.0018), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 16-05-00128а, 17-05-00936а, 17-55-540001, 17-05-00275).

Литература

- Brown M. // Phil. Trans. R. Soc. 2010. V. 368. P. 11-51.
Brown M. // Phys. Chem. Earth. 2001. V. 26. P. 201-212.
Coleman D.S. et al. // Geology. 2004. V. 32. P. 433-436.
Hermann J., Rubatto D. // Journ. Metam. Geol. 2003. V. 21. P. 833-852.
Kylander-Clark A.R.C. et al. // Chem. Geol. 2007. V. 242. P. 137-154.
Matzel J.E.P. et al. // Geol. Soc. Amer. Bull. 2006. V. 118. P. 1412-1430.
Miller J.S. // Geology. 2008. V. 36. P. 511-512.
Анникова И.Ю. и др. // Геология и геофизика. 2018. В печати.
Антипин и др. // Геология и геофизика. 2018. в печати.
Владимиров А.Г. и др. // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 651-655.
Литвиновский Б.А. и др. Новосибирск. ОИГГМ СО РАН. 1993. 141 с.
Макрыгина В.А. и др. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 41-55.
Цыганков и др. // Геология и геофизика. 2007. Т.

Возраст рудовмещающих пород меднопорфирового месторождения Большой Кальмакыр (Алмалыкское рудное поле) по данным изотопных соотношений U-Pb и Lu-Hf в цирконах

Турисбеков А.Х., Рафиков Я.М., Нуртаев Б.С.

ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева, г. Ташкент

Месторождение Большой Кальмакыр расположено в пределах Алмалыкского рудного поля, включает участки Малый и Большой Кальмакыр, Акчеку, Дальнее, Карабулак, Балыкты и Джаныбек и относится к Кураминскому хребту Срединного Тянь-Шаня. В геологическом строении месторождения участвует сложный комплекс интрузивных и осадочных образований, представленный

Катрангинским комплексом (базальт, андезит, липарит) D₁. Далее формируется квазиplatformенный этап представленный доломитами, известняками, ангидритами (D₂-C₁). Вышеперечисленные отложения прерываются Келемчикским комплексом (габбро, диориты, сиенитодиориты) C₂ и Кызылсуйским комплексом (гранодиориты, адамеллиты) C₃. Основными (до 95%) рудовмещающими породами являются сиениты, сиенито-диориты, диориты, габбро-диорит, габбро. К гранодиоритам приурочено до 5% оруденения.

По данным минералогических исследований в основных рудовмещающих породах (сиенито-диориты, диориты) содержание акцессорного циркона составляет 900г/т. Пробы рудовмещающих пород (сиенито-диориты и гранодиориты) были отобраны для изотопных анализов на флангах вне рудных зон, молибдениты из рудных зон медно-порфирового месторождения Большой Кальмакыр.

Изотопные анализы цирконов U-Pb, Lu-Hf и молибденитов Re-Os методами выполнены в аналитической лаборатории Пекинского Университета (Китай).

Опыт применения уран-свинцового метода показал, что полученные возрастные отношения имеют разную сходимость. Достоверность получаемых величин возраста проверяется тем, что возрастные значения по разным изотопным соотношениям совпадают. Небольшими расхождениями в пределах 2-5% можно пренебречь, при учете, что они вполне допустимы при степени сохранности минерала. В результате применения уран-свинцового метода по цирконам рудовмещающих пород (сиенито-диоритов и грано-диорит-порфиров) было установлено, что возрастные значения по разным изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{U}$ имеют разную сходимость.

По расчетным данным было установлено, что достоверными величинами является возраст по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ соотношениям. Соотношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ неприемлемо для определения возраста, так как в нем наблюдается значительное расхождение, связанное с миграцией радиоактивных изотопов и продуктов их распада за время существования циркона.

В результате изучения цирконов рудовмещающих пород (сиенито-диоритов и гранодиоритов) различными изотопными методами U-Pb и Lu-Hf был установлен возраст сиенито- диоритов - 337 млн.лет, гранодиоритов -313 млн.лет.

Результаты по возрасту молибденитов меднопорфирового месторождения Большой Кальмакыр по Re-Os методу составил 309 ± 4 млн.лет.

Нами сделаны анализы U-Pb методом по циркону в лаборатории ВСЕГИИ:

диориты Келенчического комплекса датируются 327 ± 3 млн.лет (2 определения), а гранодиориты Кызылсуйского комплекса 307 млн.лет, что совпадает с результатами вышеперечисленных исследований.

Анализ новых материалов по изотопам Re-Os в молибденитах меднопорфирового месторождения Большой Кальмакыр показал, что возраст молибденита составил 309,8 млн.лет.

Новые определения циркона U-Pb методом LA-ICP-MS по месторождению Большой Кальмакыр показали возраст сиенито-диорита (27 проб), гранодиорита (30

проб) – $326,1 \pm 3,4$ и $315,2 \pm 2,8$ млн.лет соответственно. Они вместе с предыдущими определениями возраста ограничивают возраст многофазных интрузий от 337 до 306 млн. лет для рудовмещающих пород Большого Кальмакыра.

Результаты показывают, что медно-порфировое месторождение Большой Кальмакыр было образовано в условиях связанных с субдукцией во время закрытия Туркестанского палеоокеана. По сравнению с некоторыми гигантскими меднопорфировыми месторождениями Тихоокеанского региона рудоносные породы Большого Кальмакыра являются субщелочными породами калиевой серии.

Изотопные и геохронометрические системы в гранитоидах Николайшорского массива (Приполярный Урал): новые данные

Удоротина О.В.¹, Капитанова В.А.¹, Кобл М.А.²

*¹ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ² Стэнфордский Университет,
Стенфорд*

Автохтонные массивы гранитоидов развиты в ядерной части Хобеизской антиклинальной структуры на Приполярном Урале. Граниты Николайшорского массива наблюдаются в ореоле мигматитов, амфиболитов и составляют наряду с последними, а также кварцитами и мраморами объем нижнепротерозойского няртинского комплекса. Возраст гранитоидов Николайшорского массива, установленный U-Pb (SIMS) методом, составляет 640 ± 6.7 млн лет [Соболева и др., 2005] и 606 ± 3 млн лет [Пыстин, Пыстина, 2011] и коррелируется с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса (V- ϵ_1), развитыми в обрамлении няртинского блока.

Нами при изучении щелочных процессов, проявленных в породах Николайшорского массива, были отобраны пробы для изотопных и геохронологических исследований. Проведены определения возраста цирконов U-Pb (SIMS, Стэнфордский Университет, США), изотопного состава кислорода (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) и гафния (Институт геологии и минеральных ресурсов, г. Тяньцзинь, Китай).

В левом борту р. Кожим-Вож, в месте впадения в р. Николай-Шор наблюдается чередование различной мощности кристаллических сланцев с гранитами. Породы светлого цвета, структура среднезернистая, текстура гнейсовидная, минералогический состав: кварц, полевой шпат, мусковит, акцессорные циркон, рудные магнетит. В шлифах наблюдаются лепидогранобластовые микроструктуры, проявлена альбитизация. Породы натриевого типа щелочности. Содержание кремнезема (мас. %) составляет 77, глинозема 13.2, оксида натрия 4.72, оксида калия 1.44. Индекс агапитности (0.71), индекс глиноземистости ASI (1.29) и положение на диаграмме указывают на принадлежность к пералюминевым породам. По петро-геохимическим характеристиками породы относятся к S типу гранитов. Содержание РЗЭ высокое при преобладании легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ 9.45 и четко проявленным небольшим Eu минимумом $(Eu/Eu^*-1.75)$. На мультэлементных диаграммах наблюдается преобладание крупно катионных элементов над высокозарядными, с небольшими минимумами Ta и P. На диаграммах для реконструкции геодинамических условий образования точка состава, тем не менее, попадает в поле внутриплитных образований.

Выделенные для исследований цирконы мелкие, светло-желтые, прозрачные, насыщены включениями. Наблюдаются (1) широкопризматические (таблитчатые) с хорошо развитой призмой и неразвитыми пирамидами кристаллы (150-100 мкм, Ку 1:2), а также (2) длиннопризматические с хорошо выраженными головками (100 мкм, Ку 1:3). В катодолюминесцентных изображениях первых наблюдается широкая черная центральная зона (нередко трещиноватая) и узкая кайма с ростовой зональностью (рис.1), кристаллы второй группы характеризуются более светлыми, серыми тонами центральных частей и белыми краевыми зонами. В отраженном свете поверхность кристаллов гладкая.

U-Pb возраст цирконов определен в 11 точках. Получены две возрастные группы, из расчета убраны возрасты точек 1.1, 2.1, 3.1, 7.1. Диапазон возрастов составляет 1) 644-618 млн лет (4.1, 5.1, 6.1, 9.1, 12.1, конкордантный возраст **619±5.4 млн лет**, СКВО 1.4) и 2) 521-517 млн лет (11.1, 8.1 - **517.6±10.2 млн лет**, СКВО 0.05) млн лет. Содержания (г/г) U варьируют от 210 до 320, Th от 100 до 190 в первой группе и от 35 до 235 и 25 до 160 соответственно во второй. Содержания элементов-примесей в цирконах разных возрастных групп

различаются, что подтверждает предположение о цирконах разных генераций. Модельная температура кристаллизации, рассчитанная по содержанию титана, варьирует в интервале 702-684°C для первой группы и в интервале 795-737°C для второй более молодой.

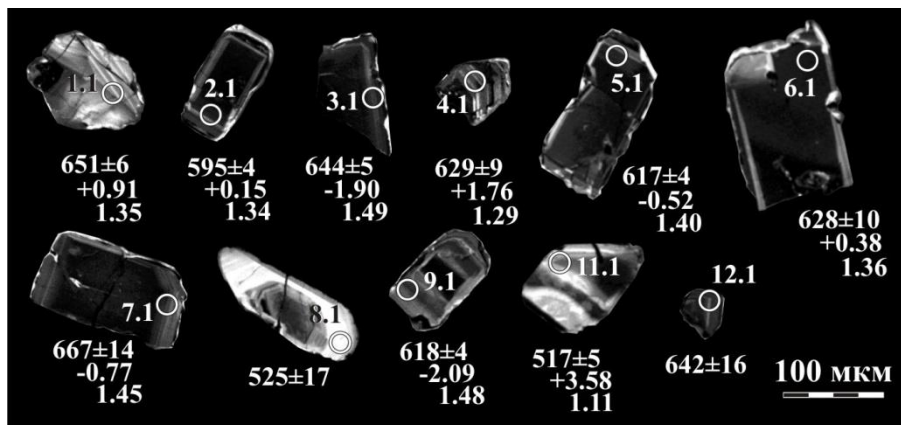


Рис. 1. Катодолуминесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом, данными по изотопному составу гафния и модельного возраста протолита

Изотопный состав гафния в цирконах первой возрастной группы варьирует от -2.09 до +6.67 и указывает на корово-мантийный источник, модельный возраст протолита T_{DM2} 1.48-1.02 млрд лет. Изотопный состав гафния в цирконах второй возрастной группы составляет +3.58, модельный возраст протолита T_{DM2} 1.11 млрд лет.

Изотопный состав кислорода цирконов из гранитов Николайшорского массива имеет положительные (+7.31‰) коровые значения.

Таким образом, полученные новые данные подтверждают формирование гранитов в интервале 640-520 млн лет [Соболева и др., 2005, Андреичев, 2010]. Свидетельства разных возрастных этапов обнаружены в одной выборке цирконов Николайшорского массива (не новообразованные краевые зоны, а кристаллы с разными возрастами). Установленные температурные интервалы формирования цирконов указывают, что их кристаллизация (620 млн лет) происходила при температуре более низкой, чем цирконов с возрастными 520 млн лет. Изотопный состав кислорода цирконов свидетельствует о коровом источнике, изотопный состав гафния о корово-мантийном, модельные возраста протолита составляют 1.48-1.02 и 1.11 млрд лет. Граниты с петро-геохимическими характеристиками S гранитов, смещение точки на геодинамических диаграммах, связано с совмещением

характеристик (реликтовых и новообразованных) при процессах гранитогенеза в разное время - 620 и 520 млн лет назад.

Работа выполнена в рамках проекта № 18-5-5-46 «Эволюция орогена Протоуралид-Тиманид по геологическим, петролого-геохимическим и изотопным данным».

Литература

1. Андреев В.Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2010, №11. С. 7-12.

2. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Полярный Урал) / А.А. Соболева, Н.А. Кузнецов, О.В. Удоратина и др. // Происхождение магматических пород: Мат-лы межд. (X Всерос.) петрограф. совещ. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. С. 236-238.

3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми научного центра УрО РАН. Выпуск 4(8). Сыктывкар, 2011. С. 73-78.

Редкометалльные породы месторождения Усть-Мраморное (Полярный Урал): U-Pb ID TIMS данные

Удоратина О.В.¹, Кудряшов Н.М.²

¹ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²ГИ КолНЦ РАН, Апатиты

Усть-Мраморное месторождение с комплексной Ta-Nb-REE минерализацией

располагается, в среднем течении р.Немур-Юган (против устья р. Мраморный), в пределах доуралид Тайкеуского блока Харбей-Марункеуского антиклинория Центрально-Уральской зоны Полярного Урала. Рудная минерализация локализована в блоке пород ограниченном Лонготьюганским и Немурьюганским разломами и приурочена к грейзеноподобным редкометалльным метасоматитам. Вмещающие породы - метасоматизированные метаморфиты няровейской и частично немурьюганской свит (R₂₋₃). Зона измененных пород 150-250м×до 600м. Предполагается, что рудные породы развиваются по гранитам.

Метасоматитические породы представлены средне-мелкозернистыми «грейзенизированными гранитами», имеющими массивную или полосчатую текстуру. характерен лейкократовый облик, окраска варьирует от светло-зеленой в интенсивно ослюденелых образцах до фиолетовой во флюоритизированных.

Породы сложены агрегатом зерен кварца (об.%) (от 20 до 40), микроклина - (20-30), альбита (10-20), слюдой (селадонитом и

ферроселадонитом) - (5-10 до 40), акцессорные минералы представлены цирконом и группой тантало-ниобатов, флюоритом, вторичные минералы - хлоритом, карбонатами. Содержание слюды и флюорита нередко достигает 50% породы. Отмечается более позднее наложение минеральной ассоциации слюды и нередко флюорита по плоскостям метаморфической сегрегации. Породы интенсивно катаклазированы. Микроструктуры метасоматитов варьируют от грано- и гетеробластовых в относительно безслюдистых до лепидогранобластовых в ослюденелых.

Метасоматиты характеризуются типичным для гранитоидов содержанием кремнезема (на уровне 72 мас. %) и калиевой спецификой ($K_2O/Na_2O=1.5$). В них от слабоизмененных пород к сильно измененным понижается содержание кремнезема, при этом остается на уровне общее содержание щелочей с сохранением преобладания калия над натрием, наблюдается повышение содержания кальция, что связано с интенсивной флюоритизацией и карбонатизацией пород.

Геохимия редких и редкоземельных элементов повторяет поведение породообразующих окислов. При изменении гранитных пород при воздействии кремне-щелочных и далее фтор-карбонатных процессов увеличивается содержание Sr, Ba, Se, As, Zn, Th, U, Hf, Ta, Zr, F, Ga, Sb, инертно ведут себя Rb, Cs, Cr, Co, Ni, V, Cu, Y, Be. Все породы характеризуются высоким содержанием РЗЭ, при преобладании тяжелых РЗЭ по отношению к легким, а также четко проявленный европиевый минимум для всех пород.

Минералогия редкометалльных пород сложна, характерно крайне невыдержанное и рассеянное распределение редкометалльных минералов представленных группой иттриевых, тантал-ниобиевых минералов. Взаимоотношения с дорудными и послерудными минералами наблюдаются в шлифах и при исследовании зерен редкометалльных минералов. Последние образуются на всем протяжении метасоматического процесса в них наблюдаются в виде включений зерна породообразующих минералов - альбит и мусковит, акцессорных - циркон и вторичных - кальцит. Минералы представлены самородным оловом золотом, сульфидами - сфалеритом, галенитом, оксидами - пирохлором и плюмбопирохлором, фергусонитом, колумбитом и манганколумбитом, силикатами - альбитом, микроклином, гентгельвином, группой циркона-торита,

В последние годы, в результате проведения ряда геолого-съемочных работ были отобраны пробы для определения возраста пород [Геологическая..., 2014, Основные..., 2010]. На основании полученных данных U-Pb (SIMS) выделяются два возрастных интервала 1) 536-516 млн лет и 2) 326-322 млн лет. Проведенные нами ранее исследования Sm-Nd методом рудных минералов пирохлора и фергусонит месторождения Усть-Мраморное, а также Sm-Nd

датирование валовых проб пород, объединенных в лонготьюганский комплекс, из месторождений Тайкеу, Лонготьюганское и Неудачное, дало изохронный возраст 477 ± 12 млн лет.

Для установления времени образования пород месторождения Усть-Мраморное, был проведен изотопный анализ циркона (U-Pb ID TIMS) выделенного из рудной пробы. Циркон (обр. 453-1) представлен непрозрачными кристаллами медово-коричневого цвета с многочисленными включениями, с неразвитыми гранями призмы и хорошо развитыми гранями пирамиды, в катодолюминесцентных лучах черные, характеризуются высокими содержаниями урана. Для проведения U-Pb изотопных исследований (результаты приведены на рис. 1), были использованы три навески циркона отобранные из прозрачных, без видимых включений обломков зерен разного размера. Аналитические точки изотопного состава циркона трех фракций располагаются на конкордии и вблизи нее, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 472.4 до 475.1 млн. лет. Вычисленная величина возраста трех конкордантных фракций составила 474 ± 11 млн. лет, СКВО=0.16, вероятность конкордантности 0.69.

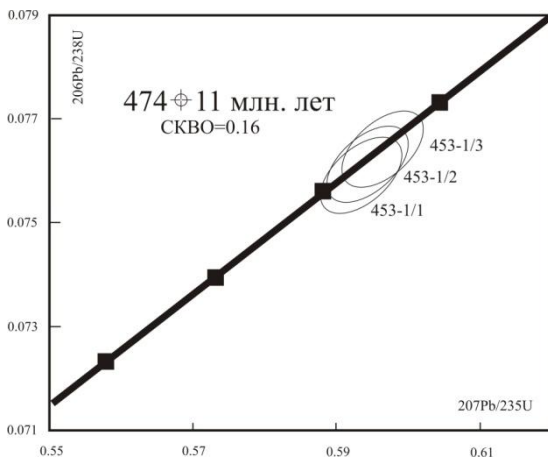


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из рудных пород месторождения Усть-Мраморное

Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия - Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 315с.

Геохимические особенности и геохронология палеопротерозойских андезитовых порфиров Курского блока Восточной Сарматии

Цыбуляев С.В., Савко К.А.

ВГУ, Воронеж

Палеопротерозойские вулканы являются индикаторами геодинамических режимов континентальной коры Курского блока Восточной Сарматии. Одним из таких проявлений являются андезиты глазуновской свиты в северной части Орловско-Тимской синформы. Вулканы представлены пирокластическими туфами и субвулканическими андезитовыми порфирами. Первые и вторые имеют сходные петрохимические характеристики [1]. При этом туфы характеризуются большими вариациями химического состава, чем андезитовые порфиры, что связано с примесью осадочного материала, поэтому мы рассматриваем только субвулканические образования. U-Pb изотопный возраст, которых по трем монофракциям цирконов оценивался как 2115 ± 79 млн. лет [2].

Андезитовые порфиры характеризуются содержанием $\text{SiO}_2 = 54-60$ мас.% и повышенной магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 0,45-0,62$). Они относятся к высокоглиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14-17$ мас.%) породам калиево-натровой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,1-3,2$). Распределение REE в андезитовых порфирах сильно фракционированное - $(\text{La}/\text{Yb})_n = 33-46$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 3,0-4,4$, при аномально низком уровне содержания HREE. Андезитовые порфиры отличаются высокими содержаниями Sr (660-820 ppm), Ba (990-1260 ppm), умеренными Zr (120-210 ppm) и пониженными Cr, Ni, V, Y, отсутствием аномалий Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,89-0,99$) и отрицательными Nb и Ti аномалиями.

Нами были выполнены определения возраста цирконов на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) (скв. 2926, гл. 449,6 м). Цирконы из андезитовых порфиров представлены субидiomорфными, редко идиоморфными короткопризматическими кристаллами и их обломками размером до 200-400 мкм. Цирконы прозрачные и полупрозрачные, а в зонах, содержащих включения других минеральных фаз и трещины, приобретают светло-коричневую от слабой до насыщенной окраску. В катодной люминесценции в цирконах отмечается осцилляционная

концентрическая зональность, что предполагает их исходную магматическую природу. Возраст андезитовых порфиров по верхнему пересечению с конкордией оценивается как 2074 ± 12 млн. лет ($N = 15$) (рис. 1), что в пределах погрешности сопоставимо со средневзвешенным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом - 2067 ± 5 млн лет.

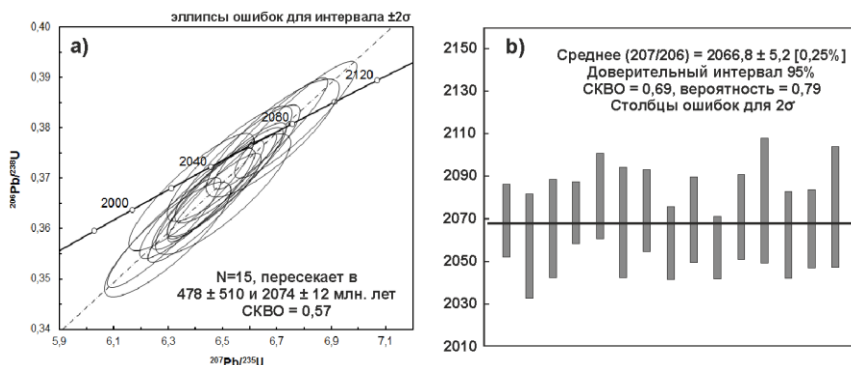


Рис. 1. Результаты изотопного датирования цирконов из андезитовых порфиров глазуновской свиты

Результаты проведенных Sm-Nd исследований показали, что андезитовые порфиры характеризуются отрицательными величинами $\epsilon\text{Nd}(2067) = -4,7$ и модельным возрастом (по модели De Paolo [3]) - 2613 млн. лет.

Определение геотектонической обстановки формирования андезитов [4] предполагает их образование в постколлизийных условиях. Это подтверждает и возраст вулканитов (2067 млн. лет.), который «моложе» коллизийного события зафиксированного в восточной части Курского блока и маркируемого региональным метаморфизмом с возрастом 2072 ± 7 млн. лет [5].

Андезитовые порфиры имеют типичные геохимические признаки адакитов, образованных за счет плавления слэба в зонах субдукции: $\text{SiO}_2 > 56$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14$ мас.%, высокие Sr/Y и (La/Yb)_n отношения, низкие концентрации Y (≤ 16 ppm) и HREE ($\text{Yb} \leq 1.9$ ppm) и высокие содержания Sr (> 400 ppm) и Ba (> 900 ppm) [6]. Однако относительно низкие значения $\epsilon\text{Nd}(t) = -4,7$, определения возраста и геодинамическая обстановка формирования расплавов не согласуются с таким типом источника. Альтернативным вариантом формирования андезитовых магм с «адакитовыми» характеристиками является частичное плавление нижней континентальной коры, утолщенной и расслоенной в процессе коллизии [7], что хорошо «коррелируется» с имеющимися данными по вулканитам глазуновской свиты Курского блока Восточной Сарматии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-35-00058.

Литература

1. Холин В.М., Стрик Ю.Н. О соотношении базальтового и андезитового вулканизма глазуновской свиты КМА // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2000. – Вып. 5(10). – С. 115-120.
2. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 129-142.
3. DePaolo D. J. et al. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the cordilleran South-western United States // J. Geophys., 1991. – Res. 96. – P. 2071-2088.
4. Verma S.P., Verma S.K. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes // Turkish Journal of Earth Sciences. 2013. – V. 22. – № 6. – P. 931-995
5. Савко К.А., и др. Палеопротерозойский метаморфизм в Восточной Сарматии: Р-Т параметры, возраст, причины и следствия // Мат. V Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 2017.
6. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990. – V.347. – № 4. – P. 662-665.
7. Shen L. et al. Cenozoic high Sr/Y volcanic rocks in the Qiangtang terrane, northern Tibet: geochemical and isotopic evidence for the origin of delaminated lower continental melts // Geol. Mag. 145 (4), 2008, – P. 463-474.

Геохронология раннеюрского вулканизма Тальминской вулканоструктуры, Юго-Западное Приморье

Чащин С.А., Попов В.К., Чащин А.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
vladpov@mail.ru*

Тальминская вулканоструктура расположена на юге (юго-западе) Приморья в пределах Хасанской впадины. Постройку палеовулкана слагают кластолавы и туфы андезитов, дацитов, а также потоки игнимбритов дацитов и туфы риолитов. Лавы базальтов и андезитобазальтов развиты незначительно. В основании разреза отмечаются выходы туфоконгломератов, туффитов и туфоалевролитов. Породы лавокластической толщи прорваны экструзивными и дайковыми телами андезитов и риолитов. Фундамент вулканической постройки сложен метаморфическими, осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями позднепалеозойского Лаоелин-Гродековского террейна [4].

В результате неотектонической активности вулканическая постройка была разбита на тектонические блоки с большой амплитудой перемещений сбросо-сдвигового характера. Погруженные блоки перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями чехла впадины. Сохранившиеся и приподнятые блоки в виде крутых скалистых горстов и останцов возвышаются от 30 до 285 м над уровнем моря. Горстовые выступы Тальминской вулканоструктуры протягиваются в меридиональном направлении на расстояние до 30 км (при ширине до 5 км в центральной части) от г. Голубиный Утес до г. Чертова горка [4]. Несмотря на тектоническую раздробленность и блоковое строение вулканической постройки, установленные особенности её строения, состава и фациальных типов эффузивных пород позволяют классифицировать палеовулкан как сложную (полигенную) постройку, близкими аналогами которой по составу и строению являются современные вулканы-гиганты Камчатки - Ичинский и Шивелуч.

По результатам первых геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на территории Хасанского района данные образования впервые были выделены как "толща сенонских порфиров и их туфов" [1]. В настоящее время возраст пород тальминской толщи принят с определенной долей условности как поздне триасовый на основании сопоставления с подобными образованиями на территории КНР (район г. Лаохейшань), в которых ископаемая флора датируется норийским-рэтским веками [2]. Позднее, в результате геолого-съёмочных работ (ГДП-200) в пределах листов L-52-XXX, XXXVI [3] тальминская толща, была также выделена в северной части Лаоелин-Гродековского террейна (Пограничный район) в бассейне рек Комиссаровка, Молоканка, Мраморная и др., где она сложена эффузивами среднего и кислого состава. Поздне триасовый возраст пород толщи принят здесь на основании находок ископаемой флоры у с. Рубиновка [3].

Для определения возраста эффузивных пород тальминской толщи в 2015-2016 гг. нами было проведено изотопно-геохронологическое изучение образцов типовых вулканитов, слагающих постройку одноименного палеовулкана, впервые позволившее установить их возраст как раннеюрский [5]. В 2017 г. был изучен наиболее полный разрез эффузивной толщи в районе хребта Приозерного, обрамляющего с запада оз. Птичье (Тальми); к северу от него - массива г. Чертова Горка и к востоку - хр. Мраморного. Для изотопно-геохимического изучения были отобраны андезиты из основания и верхней части постройки, а также завершающие разрез игнимбриты дацитов и экстразивно-дайковые тела риолитов. Аналитические исследования проводились В.А. Лебедевым в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по валовым пробам пород. Содержание радиогенного ^{40}Ar в образцах определялось на масс-

спектрометре МИ-1201 ИГ (СЭЛМИ, Украина) методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трассера; определение калия - методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы международные значения констант распада и распространенности изотопов калия. Значения возрастов приведены с погрешностью $\pm 2\sigma$.

Полученные результаты калий-аргонового датирования (по валу пород) свидетельствуют, что излияния умереннокалиевых известково-щелочных андезитов хребта Приозерного происходили 194 ± 5 - 190 ± 4 млн. л.н. и завершились 188 ± 4 млн. л.н. внедрением протяженных экструзивно-дайковых тел калиевых риолитов. В следующий, возможно новый, этап вулканизма (182 ± 6 млн. л.н.) на восточном фланге палеовулкана в пределах хр. Мраморного произошло извержение высокомагнезиальных базальтов и низкокалиевых андезитов. В северной части постройки (г. Чертова Горка) в этот период (181 ± 4 млн. л.н.) продолжались излияния умереннокалиевых известково-щелочных андезитов, завершившиеся здесь внедрением покровных игнимбритов дацитового состава, возраст которых составляет 178 ± 4 млн. лет.

Таким образом, полученные к настоящему времени результаты датирования вулканических пород тальминской толщи свидетельствуют о том, что их образование произошло в тоарское и плинсбахское время ранней юры (194–178 млн. л.н.).

Выделяется три этапа вулканизма, сформировавшие постройку Тальминского палеовулкана.

В первый этап (194–188 млн. л.н.) происходили излияния андезитов, слагающих основание палеовулкана, завершившиеся внедрением риолитов.

Во второй этап (182–180 млн. л.н.) в восточной части вулканоструктуры произошли извержения лав высокомагнезиальных базальтов и низкокалиевых андезитов; в северной части - умереннокалиевых андезитов известково-щелочного ряда.

В третий (заключительный) этап (178 млн. л.н.) развития вулкана произошли эксплозивные извержения кислых магм, завершившиеся формированием мощного (до 100 м.) покрова игнимбритов.

Литература

1. Васильев Б.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХVII. Объяснительная записка. М., 1960.
2. Коваленко С.В. Континентальные поздне триасовые вулканы Южного Приморья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Тез. докл. стратиграф. совещ. Дальневосточн. РМСК. - Чита, 2000. - С. 71-73.
3. Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Комиссаровка, Мельгуновка и Раздольная. Отчёт о результатах работ по объекту "ГДП-200 листов L-52-XXX, L-52-XXXVI (Гродековский объект)" за 2007-2010 г.г.

4. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХІ, ХVІІ. Объяснительная записка. – СПб. 2000. – 140 с.

5. Чашин С.А., Попов В.К., Чашин А.А. Первые изотопно-геохронологические данные о проявлении юрского вулканизма в Южном Приморье и его основные геохимические характеристики // Мат. Всерос. конф. с межд. участием «Современные направления развития геохимии» 18-23 сентября 2017 г. Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017, с.73.

Позднедевонская эпоха золоторудной металлогении в Восточном Саяне: результаты Rb-Sr и ^{39}Ar - ^{40}Ar датирования орогенного месторождения Зун-Холбинское

Чугаев А.В.¹, Бондарь Д.Б.², Бортников Н.С.¹, Травин А.В.³, Аристов В.В.¹, Кшановский В.С.⁴, Аникина Е.Ю.¹, Гольцман Ю.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²Байройтский Университет, Байройт, Германия;

³ИГМ СО РАН, Новосибирск, ⁴ПАО «Бурятзолото», Улан-Удэ

В современных исследованиях геохронологические данные играют ключевую роль при расшифровке истории развития металлогенических провинций и выявлении временных корреляций между рудообразующими процессами, с одной стороны, и магматизмом и метаморфизмом, с другой. Саяно-Енисейская золоторудная провинция является одной из крупнейших в России. Значительная доля ее ресурсного потенциала связана с месторождениями, расположенными на территории Восточного Саяна. Несмотря на продолжающиеся более полувека исследования геологического строения территории, а также рудных объектов, ключевым и, по-прежнему, дискуссионным остается вопрос о возрасте золоторудной минерализации. Большинство исследователей предполагают раннепалеозойский возраст золоторудных месторождений Восточного Саяна [Бражник, 1995; Неймарк и др., 1995; Гордиенко и др., 2016 и др.]. Однако эти представления основываются, главным образом, на геологических данных и на единичных K-Ar датировках. Как следствие, приводятся разные возрастные оценки, охватывающие относительно широкий временной интервал от 450 до 350 млн лет.

В докладе представлены результаты первого комплексного геохронологического изучения крупного (>100 т, Au) месторождения золота в Восточном Саяне – Зун-Холбинское. Исследование выполнено ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr методами, что позволило при интерпретации данных применить один из главных критериев достоверности получаемых возрастных оценок – согласованность результатов изучения независимых изотопных систем.

Месторождение Зун-Холбинское расположено в западной части хребта Китайские Гольцы (рес. Бурятия). В геолого-структурном отношении оно приурочено к Холбинской шовной зоне, которая разделяет неоархейские (~2.7 млрд лет) гранитоиды и гнейсы (гарганский комплекс) фундамента Гарганской глыбы и неопротерозойские (~0.8 млрд лет) гранитоиды сумсунурского комплекса, слагающие в районе месторождения крупный (около 300 км²) Амбартагольский массив [Кузьмичев, 2004; Гордиенко и др., 2016]. В пределах шовной зоны распространены неопротерозойские вулканогенно-осадочные породы ильчирской свиты, относимые к образованиям островодужной формации, а также терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты, слагающие чехол фундамента Гарганской глыбы [Кузьмичев, 2004, Гордиенко и др., 2016]. Присутствующие на месторождении околорудные метасоматиты отличаются как по составу породообразующих минералов, так и по типу протолита. Среди них преобладают метасоматиты березитовой формации. Рудные тела на месторождении представлены минерализованными и жильными зонами, локализованными, главным образом, среди метаосадочных пород и гранитоидов сумсунурского комплекса. Пирит является основным рудным минералом (вплоть до 95%). Присутствуют также сфалерит, пирротин, галенит минералы группы блеклых руд, минералы серебра, самородное золото [Бражник, 1995].

Объектом геохронологического изучения являлись околорудные метасоматиты, представленные кварц-серицитовыми и кварц-карбонат-серицитовыми породами. Исходными протолитами для них служили гранитоиды гарганского и сумсунурского комплексов. ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастные спектры получены по 5 фракциям серицита. Для большинства изученных проб ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастные спектры имеют вид «лестница вверх». Для двух образцов, представляющих метасоматиты по гранодиоритам сумсунурского комплекса, наблюдаются возрастные плато, удовлетворяющие внутренним критериям достоверности (более 50% выделенного ³⁹Ar). Рассчитанные для них ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки равны 370±6 (2σ), 367±7 млн лет. Для одной пробы серицита, отобранной из того же типа метасоматитов, в высокотемпературной части спектра наблюдается относительно короткое (40% от выделенного ³⁹Ar) возрастное плато, отвечающее возрасту 363±7 млн лет. Полученные по этим метасоматитам датировки хорошо согласуются между собой. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастные спектры серицита из метасоматитов, развитых по неоархейским гранитоидам гарганского комплекса, не имеют протяженных сегментов. При этом для высокотемпературных фракций полученные датировки оказываются систематически более древними (вплоть до 450 млн лет). По-видимому, это связано с присутствием в данном типе метасоматитов

унаследованного мусковита из позднеархейских пород. Возрастные спектры типа «лестница вверх», полученные для большей части образцов серицита, указывают на нарушение замкнутости K-Ar изотопной системы и на частичную потерю радиогенного ^{40}Ar уже после кристаллизации минерала. Для тех же самых проб метасоматитов были получены и Rb-Sr данные. При этом изучались валовые пробы, серицит, фракции породообразующих минералов, разделенные по удельной плотности, а также кислотные вытяжки и реститы. Анализ данных с помощью метода изохронных построений показал, что только для двух проб из пяти получены изохроны со следующими параметрами: $T = 363 \pm 6$ млн лет, $\text{CKBO} = 6$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7133 \pm 9$ (2σ); $T = 377 \pm 4$ млн лет, $\text{CKBO} = 5$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7126 \pm 3$. Видно, что Rb-Sr изохронные возрасты близки между собой и совпадают с приведенными выше ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками. Результаты изучения K-Ar и Rb-Sr изотопных систем свидетельствуют, что околорудные метасоматиты были подвергнуты наложенным гидротермальным процессам, в результате которых произошла частичная потеря (менее 5%) радиогенного ^{40}Ar , а также перераспределение Sr в объеме отдельных образцов. Данный факт позволяет сделать вывод об многоэтапном характере развития гидротермальной системы на месторождении Зун-Холбинское. Этот вывод не противоречит существующим представлениям о полихронном образовании золоторудной минерализации на месторождении [Гордиенко и др., 2016].

Согласованность датировок, полученных разными геохронологическими методами, дает основание сделать вывод о позднедевонском возрасте месторождения Зун-Холбинское. С учетом имеющихся геохронологических данных, развитие рудообразующих процессов на месторождении, вероятней всего, происходило в интервале времени 380-360 млн лет. Приводимый возрастной интервал частично перекрывается с периодом развития в регионе палеозойского коллизионного магматизма, один из пиков которого приходился на время 400-370 млн лет назад [Филлипова и др., 2001; Воронцов, Сандимиров, 2010; Рассказов и др., 2012].

Исследования выполнены в рамках НИР по договору № Д/БЗ-15-0000191 между ИГЕМ РАН и ПАО «Бурятзолото» и при частичной поддержке гранта РФФИ 17-05-00936.

Литература

- Бражник А.В. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1995.
Гордиенко И.В. и др. Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405-429.
Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1073-1087.
Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ, 2004.

Неопротерозойский возраст гранитоидов Кедровского массива (Байкало-Муйский пояс): новые U-Pb геохронологические данные

Чугаев А.В.¹, Сальникова Е.Б.², Рыцк Е.Ю.², Котов А.Б.², Федосеенко А.М.²

¹ ИГЕМ РАН, Москва, ² ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Байкало-Муйский пояс вытянут вдоль южного края Сибирского кратона от побережья северного Байкала до бассейна Витима. Восточный сегмент Байкало-Муйского пояса представляет собой сложное сочетание структурно-вещественных комплексов различного возраста и дискуссионной геодинамической природы. Для реконструкции палеогеодинамики и идентификации источников золоторудной минерализации ключевое значение этого региона ключевое значение имеют изотопные и геохронологические исследования магматических пород Анамакит-Муйского террейна, включающего Муйскую «глыбу».

Объектом геохронологических исследований являлся Кедровский массив диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов (площадь ~10 км²), который вместе с одноименным более крупным габбро-анортозитовым плутоном (кедровский комплекс) приурочен к долгоживущей зоне региональных сдвиговых структур, контролирующей промышленные золоторудные объекты восточной окраины Южно-Муйской «глыбы». Диориты и гранодиориты Кедровского массива прорывают габброиды кедровского комплекса и метаосадочную кедровскую толщу неопротерозойского возраста [Рыцк и др., 2001]. В свою очередь, породы Кедровского массива пересечены небольшими интрузиями гранитоидов и дайками долеритов и лампрофиров позднепалеозойского возраста. Вместе с тем, возраст этого массива остается не определенным [Цыганков и др., 1998; Чугаев и др., 2017; Попов и др., 2017].

U-Pb геохронологические исследования (ID TIMS) выполнены для четырех микронавесок циркона из гранодиоритов Кедровского массива. Циркон представлен прозрачными, призматическими и длиннопризматическими зернами с высоким двупреломлением и зональным строением, указывающими на его магматическое

происхождение. В некоторых зернах циркона встречаются ядра неправильной формы. На диаграмме с конкордией три точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 783 ± 9 млн. лет (СКВО=0.60). При этом одна из них характеризуется конкордантным значением возраста 780 ± 3 млн лет (СКВО=0.85, вероятность=0.36).

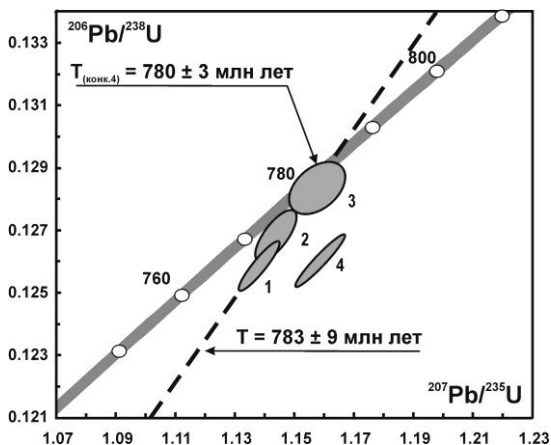


Рис. Диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов Кедровского массива (Северное Забайкалье)

Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют об его кристаллизации из расплава. Другими словами, есть все основания рассматривать полученную для него конкордантную оценку возраста (780 ± 3 млн лет) как возраст становления Кедровского массива.

Эта оценка возраста совпадает с возрастом протолитов гнейсо-гранитов илеирского комплекса (784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет [Рыцк и др., 2011]), широко распространенных в пределах Муйской глыбы и Анамакит-Муйского террейна в целом. Кроме того, в пределах аналитических погрешностей она близка к оценке возраста габброидов кедровского комплекса, полученной Sm-Nd методом по породообразующим минералам - 735 ± 26 млн лет [Рыцк и др., 2001]. Принимая во внимание раннепермский возраст золоторудной минерализации Анамакит-Муйского террейна [Чугаев и др., 2017], новые геохронологические данные позволяют исключить гранитоиды Кедровского массива, а также магматические породы кедровского габбро-анортозитового комплекса из числа потенциальных рудогенерирующих магматических ассоциаций рассматриваемого золоторудного района.

Работа выполнена в рамках Государственного задания НИР (проект № 0136-2014-0006).

Литература

- Попов Г.Г. и др. Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 27-32.
Рыцк Е.Ю. и др. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.
Рыцк Е.Ю. др. Геотектоника. 2011. № 5. С. 17-51.
Цыганков А.А. и др. Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 361-374.
Цыганков А.А. и др. Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249-1276.
Чугаев и др. Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 281-297.

Вариации изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в неопротерозойских метаосадочных породах (на примере Байкало-Патомского бассейна)

Чугаев А.В.¹, Чернышев И.В.¹, Будяк А.Е.², Манджиева Г.В.¹, Садасюк А.С.¹, Гареев Б.И.¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва; ² ИГХ СО РАН, Иркутск; ³ ИГиНГТ КФУ, Казань

Изучение природных вариаций изотопного состава U, а именно отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, относится к числу новых направлений в изотопной геохимии, развитие которого началось благодаря появлению метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Как показали результаты многолетних исследований отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в природе варьирует от 137.26 до 137.92, то есть диапазон вариаций составляет почти 0.5% [Stirling et al., 2007; Weyer et al., 2008; Чернышев и др., 2014 и др.]. В настоящее время основной интерес сместился на выявление вариаций в отдельных геологических объектах - например, урановых месторождениях [Чернышев и др., 2014] и осадочных породах палеобассейнов [Kendall et al., 2013]. Этот интерес во многом обусловлен тем, что отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ является чувствительным геохимическим индикатором, позволяющим реконструировать окислительно-восстановительные условия протекания различных геологических процессов.

В настоящей работе рассматриваются результаты изучения изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в неопротерозойских метаосадочных породах Байкало-Патомского складчатого пояса (БПП) (Сев. Забайкалье). Формирование этих пород происходило на протяжении более 200 млн лет в обстановке морского палеобассейна, заложенного на окраине Сибирского кратона около 750 млн лет назад [Немеров и др., 2010; Powerman et al., 2015].

Изотопный состав U проанализирован в 15 валовых пробах пород, представленных преимущественно терригенными разностями (метапесчаниками, метагравелитами, алевролитами и филлитами). Ключевыми элементами примененной методики изучения изотопного состава U являлись: 1) использование двойного ^{233}U - ^{236}U изотопного трасера для учета фракционирования изотопов урана в процедурах химической пробоподготовки и масс-спектрометрического анализа; 2) трехступенчатая ионообменная хроматография для получения чистых препаратов урана; 3) высокоточное измерение отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ методом MC-ICP-MS [Чернышев и др., 2014; Манджиева и др., 2018]. Точность метода, оцененная по результатам параллельных анализов международного стандарта урана IRMM-3184, а также образцов горных пород GSP-1 и RMG-1, составляет $\pm 0.008\%$ (2SD).

Обнаруженные вариации измеренных значений отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ (или $\delta^{238}\text{U} = -0.37 - -0.11\%$) в три раза превышают погрешность анализа и, таким образом, являются геохимически значимыми. Полученные величины $\delta^{238}\text{U}$ не выходят за пределы диапазона ($-0.39 - +0.15\%$), характерного для древних метаосадочных терригенных пород, формирование которых происходило в морских палеобассейнах [Kendall et al., 2013; Phan et al., 2018]. Прослеживается изменение величины $\delta^{238}\text{U}$ в стратиграфическом разрезе терригенно-карбонатных толщ БПП. Породы верхних стратиграфических интервалов (жуинская и юдомская серии) характеризуются систематически более тяжелым изотопным составом урана, что интерпретируется как присутствие в них аутигенного урана, образованного за счет частичной редукции урана морской воды. Эти отличия указывают на изменение около 580 млн лет назад окислительно-восстановительных условий в палеобассейне и на возникновение анаэробной обстановки в зонах осадконакопления. Согласно геотектоническим реконструкциям к этому времени сформировался изолированный бассейн с застойными условиями и анаэробной обстановкой в зонах осадконакопления [Немеров и др., 2010; Чугаев и др., 2018]. По возрасту это событие близко к одному из важных этапов докембрийской эволюции Земли - «Neoproterozoic Oxidation Event», с которым связывают резкое повышение концентрации химически не связанного кислорода в земной атмосфере и в водах Мирового Океана [Lyons et al., 2014]. Данный фактор мог оказать существенное влияние на скорость процессов поверхностного выветривания пород и, соответственно, на объем поступления в Океан со стоком речных вод урана и других металлов. Как следствие повышения содержания урана в морской воде следует ожидать и увеличение доли аутигенного урана в формирующихся осадках.

Работа выполнена в рамках плана исследований по гранту Российского научного фонда (РНФ) №16-17-10221.

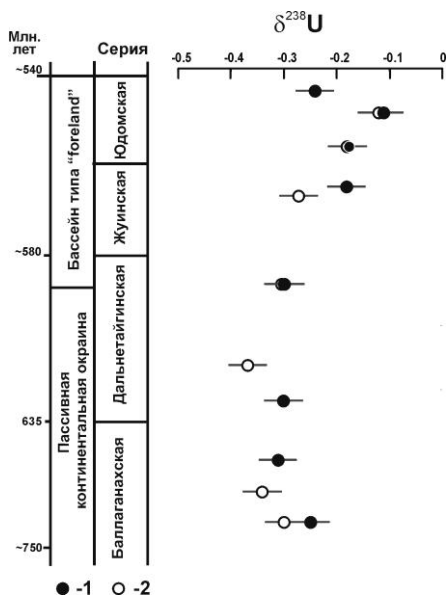


Рис. Изменение величины $\delta^{238}\text{U}$ в стратиграфическом разрезе неопротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Сев. Забайкалье). Структурно-фациальные зоны: 1 - Бодайбинская; 2 - Патомская. На рисунке серыми линиями указана погрешность измерения величины $\delta^{238}\text{U}$, отвечающая $\pm 1\text{SD}$

Литература

- Манджиева Г.В., Садасюк А.С., Чернышев И.В. и др. // Масс-спектрометрия. 2018. Т. 15. № 1, в печати.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729-747.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Баранова А.Н. // Геохимия. 2014. № 12. С. 1059-1078.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. // Петрология. 2018. Т. 26. № 3, в печати.
- Kendall B., Brennecke G.A., Weyer S., Anbar A.D. // Chem. Geol. 2013. V. 362. P. 105-114.
- Lyons T. W., Reinhard C. T. and Planavsky N. J. // Nature. 2014. V. 506. № 7488. P. 307-315.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. // Precambrian Res. 2015. V. 267. № 1. P. 39-71.
- Stirling C.H., Anderson M.B., Potter E.K. et al. // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 264, N 1-2. P. 208-225.
- Weyer S., Anbar A.D., Gerdes A. et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 345-359.

Возраст плутонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников

Шабыкова В.В., Аносова М.О., Силантьев С.А., Костицын Ю.А.

ГЕОХИ РАН, г. Москва

Хотя явление спрединга давно не вызывает сомнений у большинства геологов, многие тонкие особенности этого явления и сопутствующих ему магматизма и вторичных преобразований ещё подлежат исследованию. Насколько далеко распространяется (гидро)термальное воздействие на вновь сформированные породы в стороны от оси рифтовой долины срединно-океанического хребта, особенно в активной зоне трансформного разлома? В какой мере может быть гетерогенным эволюционирующий во времени магматический источник в данной точке? На эти и другие вопросы мы даём ответ в настоящем исследовании на примере коллекции пород из южного борта трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика), поднятых драгированием в 19-ом и 22-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов» на разных расстояниях от оси рифтовой долины срединно-океанического хребта.

Коллекция включала в себя свежие и метаморфизованные габброиды, долериты, а также серпентиниты и метапироксениты. Из трёх образцов габбро, поднятых на трёх разных станциях драгирования, удалось выделить циркон, который был продатирован локальным U-Pb методом (LA-ICP-MS). Полученные значения возраста демонстрируют строгую линейную связь с расстоянием от оси срединно-атлантического хребта, что позволяет определить скорость спрединга в этой части Атлантики - по крайней мере в последние 15 млн лет она была постоянной и составляла 16.2 ± 0.8 мм/год (рис. 1). Полученная линейная зависимость между возрастом и географическим положением станций опробования может быть использована для оценки модельного возраста остальных образцов нашей коллекции, не датированных непосредственно U-Pb изотопным методом, но имеющих точные координаты станции драгирования.

Согласованность U-Pb геохронологических данных по циркону и ^{39}Ar - ^{40}Ar по амфиболу [Cipriani et al., 2009] для исследованного профиля предполагает неразрывность во времени магматических событий, сформировавших исходные габброидные породы, и последовавших метаморфических преобразований. Все эти процессы протекали только в пределах оси спрединга и не распространялись за её пределы. Тектонические процессы в активной зоне трансформного

разлома Вима также не повлияли на замкнутость K-Ar системы амфибола и U-Pb системы циркона.

Практически на всех станциях драгирования присутствуют плутонические породы, несущие следы тектонических деформаций, и их брекчии. Геодинамический режим, определяющий стиль тектонических процессов в зоне спрединга, способствует деструкции и катаклазу не только мантийных перидотитов, но и новообразованных габброидов.

Rb-Sr изотопные данные показали, что в интервале между 14.7 и 9 млн лет в пределах оси спрединга имела место активизация гидротермальной деятельности с участием морской воды.

Вариации изотопного состава неодима во временной последовательности магматизма указывают на высокую степень химической и изотопной гетерогенности поднимающегося мантийного вещества, попадающего в область плавления в зоне спрединга. Выплавки из источников, отвечающих примитивной мантии с $\epsilon_{Nd} \sim +8...+9$ перемежаются с обогащёнными источниками в интервале от ~ 17 до 14.7 млн лет и около 8 млн лет назад. Обогащённое вещество в источнике могло быть представлено древним базитовым материалом.

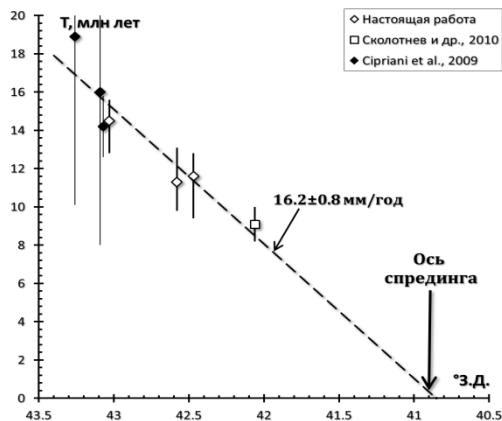


Рис. 1. Вариации U-Pb возраста пород по циркону и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста вдоль простирания активной части трансформного разлома Вима. Показан единый линейный тренд с учётом нынешнего положения оси САЗ, наклон которого может отражать скорость спрединга в этой части Атлантики

Литература

Cipriani A. et al. A 19 to 17 Ma amagmatic extension event at the Mid-Atlantic Ridge: Ultramafic mylonites from the Vema Lithospheric Section // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G³, 2009, 10 (10). Q10011.

Сколотнев С.Г., Бельтенов В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24-59.

U-Pb возраст и Lu-Hf систематика цирконов Уйского гранитного массива (Южный Урал)

Шагалов Е.С., Зайцева М.В., Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН г. Екатеринбург

Кацбахский комплекс - гранит-лейкогранитовый, слагает Вандышевский, Уйский и Косогорский массивы, находящиеся в Уйско-Новооренбургской зоне смятия (УНЗ). К ним некоторые исследователи относят также Степнинский и Бирюковский массивы, которые расположены в соседней Сухтелинско-Арамилской зоне (Орогенные..., 1994, Шиянова, 2006 и др.). Уйский и Вандышевский массивы находятся в узле пересечения Степнинского разлома со структурами УНЗ. Границы массивов кацбахского комплекса пересекают тектонические контакты линейных блоков сайтовской ($R_2?$ st), булатовской (S_1 -D₁ bl), копаловской (D₂₋₃ kp) и сосновской толщ (C₁ ss), Вандышевский массив срезает северное окончание Аминевского серпентинитового массива. Вдоль восточных контактов массивов наблюдаются узкие линзовидные тела серпентинитов, с запада массивы контактируют с вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами позднего ордовика - девона. В Уйском массиве известны ксенолиты ороговикованных вулканических пород и серпентинитов.

Возраст гранитоидов кацбахского комплекса принят раннепермским согласно серийной легенде 1999 года. Уйский и Вандышевский массивы резко дискордантно наложены на линейную структуру Уйско-Новооренбургской зоны смятия, в которой самыми молодыми образованиями являются известняки каморзинской толщи C_1 , то есть, нижний возрастной предел становления массивов не древнее серпуховия. Ясная посттектоническая природа гранитоидов комплекса, «сшивающих» линейные структуры зоны смятия, видимо, знаменует отмирание этой подвижной зоны.

Определения изотопного возраста пород кацбахского комплекса K-Ar методом указывает на их верхнепалеозойский возраст (Уйский массив: 252 ± 6 , 204 ± 13 млн лет, Вандышевский массив: 261 ± 19 , 243 ± 15 , 241 ± 11 млн лет).

Уйский массив общей площадью около 50 км^2 имеет зональное строение: центральная часть сложена лейкократовыми равномернозернистыми гранитами второй фазы, а периферическая - крупнозернистыми порфировидными гранитами первой фазы. Жильные породы - гранит-порфиры, лейкократовые породы, аплиты. Петрографически и петрохимически породы Уйского массива

тождественны гранитоидам второй и третьей фазы Вандышевского массива. Массивы крайне плохо обнажены.

Цирконы выделены из пробы порфировидного розового гранита, взятого из карьера в 1 км северо-восточнее села Уйское. Кристаллы коричневатого цвета, интенсивно зональные и секториальные, содержат редкие включения апатита.

Аналитические данные по изотопному составу U-Pb и Lu-Hf-систем получены в ЦКП «Геоаналитик» при ИГГ УрО РАН, Екатеринбург. U-Pb датирование выполнено на квадрупольном ИСП-МС NexION 300S, анализ Lu-Hf-изотопной системы выполнен на мультиколлекторном ИСП-МС Neptune Plus с использованием приставки для лазерной абляции NWR 213 при диаметре кратера 50 мкм, в обоих случаях; использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Процедура измерения изотопных отношений и алгоритмы расчета возраста, значений $\varepsilon(\text{Hf})$ и модельного возраста изложены в [Зайцева и др., 2016, Зайцева, Вотяков, 2017, Giovanardi, Lugli, 2017].

Все цирконы содержат повышенные доли общего свинца до 7%, в единичных случаях достигающие 29%. На графике $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ / $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией анализы образуют три кластера (см. Рис.).

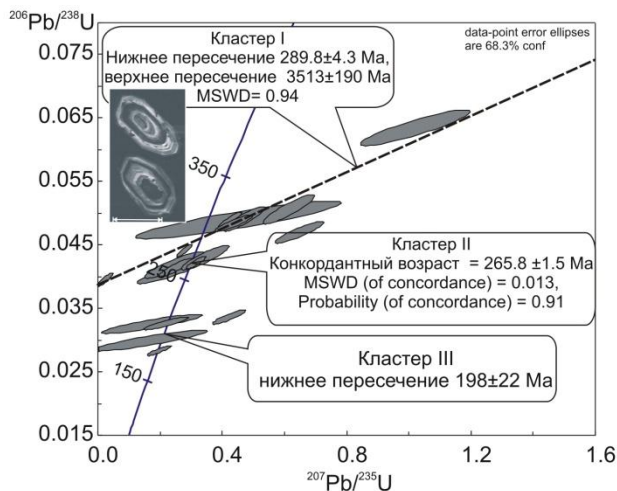


Рис. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ / $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с конкордией для цирконов из гранита Уйского массива. На врезке пример зональности в цирконах, масштабная линейка 250 мкм (изображение катодолюминесценции получено на микроанализаторе Cameca SX100, ИГГ УрО РАН)

Первый образует дискордию (по 8 точкам) с нижним пересечением 289.8 ± 4.3 млн лет и верхним пересечением 3513 ± 190 млн лет (СКВО = 0.94). Нижнее пересечение не имеет аналога в K-Ar системе, но близко

возрасту Степнинского массива ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст циркона из всех разновидностей пород массива - 283 ± 3 млн лет [Bea et al., 2005]). Второй кластер образуют несколько зёрен с конкордантным возрастом 265.8 ± 1.5 млн лет ($\text{СКВО} = 0.013$, конкордантность = 0.91). Это в пределах погрешности соответствует K-Ar-возрасту массива. Самый молодой кластер с возрастом 198 ± 22 млн лет. Это соответствует событию, запечатлённому в K-Ar системе и датируемому 202 ± 13 млн лет и, вероятно, связано с некоторой тектоно-термальной активизацией структуры, в которой расположены массивы.

Цирконам Уйского массива свойственны широкие вариации начального изотопного состава гафния. $\varepsilon\text{Hf}_{(266)}$ изменяется от -10,5 до 1,1. Модельный возраст, рассчитанный по одностадийной модели варьирует от 859 ± 47 до 1367 ± 29 млн лет, что соответствует времени жизни Машакской рифтовой структуры. Модельный возраст источника по двухстадийной модели, основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, несколько древнее - 1233 ± 77 - 2057 ± 47 млн лет.

Таким образом, вероятно, Уйский массив (и кацбахский комплекс в целом) является продолжением развития степнинского комплекса, расположенного восточнее и образовавшегося при взаимодействии мантийного магматического источника с древней корой.

Литература

1. Зайцева М.В., Вотяков С.Л. // Ежегодник-2016, Тр. ИГГ УрО РАН. 2017. Вып. 164. С. 284-289.
2. Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотяков С.Л. // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20, № 4. С. 294-306 DOI: 10.15826/analitika.2016.20.4.006
3. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.
4. Шиянова А. А. Металлогения древних и современных океанов-2006. Миасс: ИМин УрО РАН. 2006. С. 268-270.
5. Giovanardi T., Lugli F. // Earth Science Informatics. 2017. P. 1-7.
6. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. // Lithos, 2005. V. 81. P. 209-233.

Гранитоиды центральной части Гердизского массива (Полярный Урал): U-Pb (SIMS) данные

Шуйский А.С.¹, Удоратина О.В.¹, Кобл М.А.²

¹ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ² Стэнфордский Университет, Стенфорд

Гранитоиды Гердизского массива располагаются в верховьях р. Щучья на Полярном Урале. Структурно массив локализован в северной

части Марункеуского блока в поле высокометаморфизованных пород ханмейхойской свиты (PR_1hn).

Массив вытянут в северо-восточном направлении (15х6 км), согласно общему простираию складчатых структур. Гердизский массив согласно последним исследованиям [Геологическая..., 2014] слагают породы отнесенные к сядатаяхинскому гранитовому ($\gamma V-E_1s$) комплексу. Ранее выделялись породы двух магматических комплексов: евъяганского мигматит-плагиогранитового ($mp\gamma PR_1e$) и сядатаяхинского гранитового ($\gamma V-E_1s$) [Геологическая..., 2009]. В.Н. Охотниковым [1985] Гердизский массив рассматривался как автохтонный мигматит-плутон и относился к гердизскому комплексу полярно-уральского ряда раннеордовикского возраста. Л. В. Махлаевым рассматривались как рассланцованная и диафторированная малоглубинная интрузия [Махлаев, 1996], I типа гранитов.

В последние годы нами получены новые геохимические и геохронологические (U-Pb, SIMS) данные по северо-восточной [Шуйский и др., 2017] части массива. Согласно им развитие здесь гранитоиды отнесены по петро-геохимическим данным к А-типу гранитов с мантийными изотопными (O, Nd, Hf) характеристиками, возраст которых составляет 496.2 ± 7.1 и формирование их происходило в рифтогенных условиях.

Каменный материал по южной части массива, положенный в основу исследований взят из коллекции В. Н. Охотникова (архив музея ИГ Коми НЦ УрО РАН).

Порода темно-серые средне-мелкозернистые с массивной текстурой. Микроструктуры гранобластовые и лепидогранобластовые. Порода сложена (об. %) кварц (25-30), плагиоклаз (30-35) и КПШ (10-15), мусковит (10-15). В качестве второстепенных минералов в породах встречается амфибол (1-2). Акцессорные минералы представлены, цирконом, апатитом, гранатом, титанитом, алланитом, рудные магнетитом, вторичные эпидотом, хлоритом. Породы относятся к семейству гранитов нормального, умеренно-щелочного ряда. Содержание SiO_2 от 71.22, до 75.8 мас.%, (Na_2O+K_2O) от 6.24 до 9.49 мас.%, породы калиевые и натровые, крайне и весьма низкотитанистыми. Индекс ASI 0.97-1.51, породы пералюминиевые. По субстратной классификации гранитоиды относятся к I-типу гранитов. Породы характеризуются не высоким содержанием редкоземельных элементов, V - образным видом спектра РЗЭ и преобладанием легких над тяжелыми, проявленным Eu-минимумом. На спайдер-диаграммах гранитоиды обогащены крупно-ионными элементами по сравнению с высокочargedными. Точки составов на палеогеодинамических диаграммах попадают в поле островодужных образований.

Цирконы из гранитов (проба 178) мелкие серого цвета, прозрачные различные (рис. 1):

1. длиннопризматические, со сглаженными головками кристаллы и обломки 300-100 мкм, Ку 1:3, катодolumинесцентные изображения светло серые, зональные.

2. короткопризматические с разнопроявленной пирамидой головки 5-150 мкм, Ку 1:2 катодolumинесцентные изображения со светлыми центральными частями с проявленной в них или не проявленной зональностью. Каймы черные.

Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, был определен в 12 точках. Получился диапазон возрастов от 511 до 1620 млн лет. Средневзвешенный возраст по 7 корректным определениям (4.1, 5.1, 6.1, 7.1, 8.1-8.3) составляет 573.0 ± 10.2 млн лет (2σ , СКВО=4.25). Содержания урана (г/т) в цирконах одной возрастной группы варьирует от 31 до 527, тория в пределах 22-134. Содержания в остальных измеренных точках различные: урана и тория соответственно 453, 162 (1.1), 233, 270 (2.1), 192, 52 (2.2), 510, 64 (3.1), 81, 50 (9.1). Содержания элементов-примесей (573.0 ± 10.2 млн лет) близки, что свидетельствует о том, что анализировались цирконы одной генерации и отличаются от цирконов с разными более древними (рис. 1) возрастами.

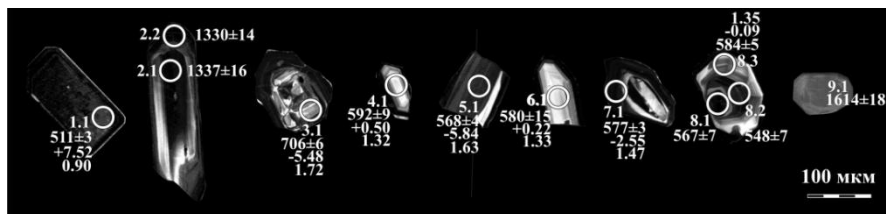


Рис. 1. Катодolumинесцентные изображения цирконов с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами, возрастом, данными по изотопному составу гафния и модельного возраста протолита

Температура формирования цирконов, оцененная по содержанию Ti в цирконе, варьирует в пределах 875 до 798°C (с единичным значением 653°C (7.1)). Температуры кристаллизации других не вошедших в единую геохронологическую группу цирконов, различная 662°C (1.1), 752°C (2.1), 796°C (2.2), 717°C (3.1), 828°C (9.1).

Изотопный состав гафния в цирконе по семи корректным определениям возраста варьирует от -5.84 до +0.50 и указывает на коровую природу, модельный возраст протолита T_{DM2} 1.63-1.32 млрд лет. Полученный геохронологический возраст соответствует позднему венду.

Таким образом, согласно новым полученным изотопно-геохронологическим данным гранитоиды центральной части

Гердизского массива имеют характеристики I гранитов, формирование гранитов данных происходило в поздевендское время.

Работа выполнена в рамках проекта № 18-5-5-46 «Эволюция орогена Протоуралид-Тиманид по геологическим, петролого-геохимическим и изотопным данным».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000: Серия Полярно-Уральская: Лист Q-42-I, II (Лаборовая): Объяснительная записка /Ред. А.П. Казак. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия - Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. - СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2014. 315с.
3. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера ЦентральноУральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 148 с.
4. Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
5. Шуйский А.С., Удуратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М.. Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): Новые данные // Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа: материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (28 февраля - 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электронный ресурс] / Минприроды России, Роснедра, ВСЕГЕИ. - Электрон. Данные. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 499-502.

Изотопная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ систематика флогопитов из кимберлитов Якутии в связи с проблемой тектоно-магматической эволюции Сибирского кратона

Юдин Д.С.¹, Алифирова Т.А.¹, Мурзинцев Н.Г.¹, Специус З.В.², Агашев А.М.¹, Похиленко Л.Н.¹, Травин А.В.¹, Михеев Е.И.¹

¹Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, yudin@igm.nsc.ru; ²Мирный, АК "АЛРОСА", spetsiuszv@alrosa.ru

На основе изотопно-геохронологических исследований ксенолитов из кимберлитовых трубок Сибирского кратона [Vries et al., 2013; Pernet-Fisher, Howarth, Pearson et al., 2015; Ionov, Carlson, Doucet et al., 2015; Doucet, Ionov, Golovin, 2015; Paquette, Ionov, Agashev et al., 2017; Moyen, Paquette, Ionov et al., 2017] выделяются три основных этапа формирования и преобразования континентальной коры и литосферной мантии (U/Pb метод по цирконам, Lu/Hf, Re/Os методы): 3.1 - 3.4 млрд. лет - формирование ювенильной коры; 2.6 - 2.7 млрд. лет - рост ювенильной неогархейской коры, рециклинг самой ранней коры и

метаморфические события; 1.8 - 2.0 млрд. лет - крупномасштабное длительное событие или серия мелкомасштабных последовательных эпизодов рециклинга коры с образованием гранулитов и гранитов без добавления ювенильной коры (по изотопным данным Hf). Формирование современной структуры Сибирского кратона в результате палеопротерозойской амальгамации отдельных архейских террейнов.

Помимо основных трех этапов в ксенолитах литосферной мантии фиксируется еще несколько термальных событий, связанных с метасоматическими преобразованиями мантийных пород.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом были исследованы флогопиты из мантийных и коровых ксенолитов кимберлитовых трубок Сибирской платформы.

Анализируя $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические данные по флогопитам, можно выделить 4 основные рубежа: 1 - около 365 млн. лет (время внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, фиксируется также U/Pb методом по перовскиту [Юдин и др., 2014]), 2 - 400 - 700 млн. лет (растянутый во времени рубеж, согласующийся с Sm/Nd данными [Paquette, Ionov, Agashev et al., 2017]), 3 - 1.5 - 1.8 млрд. лет и 4 - 2.1 - 2.6 млрд. лет.

В результате анализа устойчивости K/Ar изотопной системы флогопита в глубинных условиях и в результате численного моделирования установлено, что во время нахождения ксенолита с флогопитом в кимберлитовом расплаве при подъёме к поверхности происходит частичная потеря радиогенного аргона. Например, за 40 минут при температуре 1100°C исходный возраст снизится на ~12% (длительность нахождения ксенолита в кимберлитовом расплаве зависит от глубины, с которой захвачена порода). При этом на глубине (в условиях высоких температур и давлений) происходит эффективное накопление радиогенного ^{40}Ar [Юдин и др., 2017]. Данные, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по флогопитам, с учетом поправки на частичную потерю радиогенного ^{40}Ar хорошо согласуются с таковыми по U/Pb по цирконам, а также с Lu/Hf и Re/Os данными. Сопоставление изотопно-геохронологических сведений на основе U/Pb, Lu/Hf и Re/Os изотопных систем дает основание использовать $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод в исследованиях геохронологии мантийных событий.

На основании анализа данных химического состава исследованных флогопитов (кимберлитовые трубки Мир и Удачная-Восточная) можно сделать следующие выводы:

1. Флогопиты с низкими содержаниями алюминия, железа (<4 мас.%), титана (<1.5 мас.%), хрома (Cr_2O_3 <1 мас.%) и натрия, химически и структурно отвечающих мантийным слюдам первично метасоматического происхождения, подходят для датирования древних метасоматических событий в литосферной мантии кратонов.

2. Флогопиты с высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO , TiO_2 и Na_2O наряду с крайне низкими концентрациями Cr_2O_3 ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.5$ мас.%), близкими по составу флогопитам из основной массы кимберлита, потенциально наиболее пригодны для датирования кимберлитов, поскольку их происхождение тесно связано с эволюцией кимберлитового расплава. Вторично метасоматические флогопиты с высокими содержаниями Cr_2O_3 (> 1 мас.%), сформировавшиеся в мантийных породах на поздних метасоматических этапах, также могут быть использованы для датирования кимберлита. Они имеют малый размер и, соответственно, при температурном воздействии их K/Ar изотопная система часто претерпевает переуравновешивание, следствием чего является «омоложение» исходного возраста вплоть до кимберлитового.

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту № 0330-2016-0013 и проекта РФФИ № 18-05-00211.

Литература

Юдин Д.С., Мурзинцев Н.Г., Новикова С.А., Травин А.В., Жимулев Е.И. Эволюция K/Ar изотопной системы флогопита из глубинного ксенолита кимберлита: эксперимент, численное моделирование // Материалы совещания "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)". 17-20 октября 2017 г. Иркутск. Институт земной коры СО РАН. Выпуск 15. С.302-303.

Doucet L. S., Ionov D. A., Golovin A. V. Paleoproterozoic formation age for the Siberian cratonic mantle: Hf and Nd isotope data on refractory peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // *Chemical Geology*. 2015. V. 391. P. 42-55.

Ionov D. A., Richard W. Carlson, Luc S. Doucet, Alexander V. Golovin, Oleg B. Oleinikov The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton : Re - Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 428. P. 108-119.

Moyen J., Paquette J., Ionov D. A., Gannoun A., Korsakov A. V., Golovin A. V., Moine B. N. Paleoproterozoic rejuvenation and replacement of Archaean lithosphere : Evidence from zircon U - Pb dating and Hf isotopes in crustal xenoliths at Udachnaya, Siberian craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 457. P. 149-159.

Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Research*. 2017. V. 301. P. 134-144.

Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G., Woodland S., Barry P.H., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Agashev A.M., Taylor L.A., 2015. Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics. *Lithos* 218-219, 141-154.

Wiggers de Vries D. F., Pearson D. G., Bulanova G. P., Smelov A. P., Pavlushin A. D. and Davies G. R. Re-Os dating of sulphide inclusions zonally distributed in single Yakutian diamonds: evidence for multiple episodes of Proterozoic formation and protracted timescales of diamond growth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 120. P. 363-394.

Перспективы U-Th-He датирования сульфидов

Якубович О.В.^{1,2}, Викентьев И.В.³, Гороховский Б.М.¹, Котов А.Б.¹

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ²СПбГУ, Санкт-Петербург; ³ИГЕМ РАН, Москва

Изотопные системы, основанные на радиогенном гелии до недавнего времени считались неприменимыми для решения задач геохронологии. Это связано с тем, что гелий очень легко мигрирует из кристаллической решетки большинства минералов. Однако недавние исследования Ю.А. Шуколюкова показали, что в самородных металлах удержание гелия в течение геологического времени возможно [Шуколюков и др., 2012]. В дальнейшем высокая сохранность гелия была показана для сперрилита, являющегося арсенидом платины [Якубович и др., 2015]. Это позволяет предположить, что схожие химически и кристаллографически сульфиды также могут сохранять радиогенный гелий в течение геологического времени.

Сульфиды и их аналоги (в которых анионы представлены As, Sb, Se, Te, Bi или их комбинацией с серой) широко распространены в природе. Они встречаются почти во всех известных типах эндогенных месторождений и являются главным источником многих полезных компонентов, таких как Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Ag, Mo, Bi, Sb, Hg, Re, Cd, In, Ti, Ge, Ga, Se, Te и др. Исследование процессов, приводящих к образованию таких месторождений, невозможно без детальных изотопно-геохимических и геохронологических данных. Поэтому вовлечение еще одной изотопной системы, в дополнение к применяемым с различной долей успеха Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar системам, является актуальной задачей, решение которой позволит получить дополнительную информацию о температурно-временной истории исследуемых пород и руд.

В сульфиды из срединно-океанических хребтов содержание урана составляет 2-11 мкг/г [Melekestseva et al, 2014]. Это относительно высокие концентрации, достаточные для генерации измеряемого количества радиогенного гелия за первые миллионы. Таким образом, существует возможность определения возраста сульфидов U-Th-He методом, в случае если будет доказана высокая сохранность гелия в них.

Целью этой работы было систематическое исследование сохранности гелия в некоторых сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит) и сульфосолях (борнит, теннантит), а также определение U-Th-He возраста пирита, халькопирита и пирротина из колчеданных месторождения Южного Урала (Узельга, Гай). Возраст

этих месторождений надежно установлен независимыми методами [Chernyshev et al, 2007].

Миграционные параметры гелия определялись методом ступенчатого отжига на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН). Обработка данных велась исходя из представлений односкачковой модели миграции [Shukolyukov et al, 2009]. В общей сложности была изучена кинетика выделения радиогенного гелия и рассчитаны миграционные параметры для 39 образцов сульфидов и сульфосолей из 15 месторождений. Концентрация гелия в изученных образцах варьирует от 2×10^{-7} - 1×10^{-4} см³/г. Обычно гидротермальные сульфиды содержат порядка 10^{-8} - 10^{-10} см³/г захваченного ⁴He [Zeng et al, 2015]. Таким образом, концентрации гелия в сульфидах и сульфосолях из гидротермальных месторождений, как правило, на несколько порядков превышают концентрации, типичные для захваченного гелия. Следовательно, преобладающая часть гелия является радиогенной. Эксперименты по ступенчатому отжигу пирита, халькопирита и пирротина позволяют прогнозировать высокую сохранность радиогенного гелия в крупнокристаллическом пирите (энергия активации > 80 ккал/моль) и низкую сохранность гелия в пирротине и халькопирите (~20-40 ккал/моль).

Для определения U-Th-He возраста образцы сульфидов из месторождений Гай и Узельга перед измерением гелия запаивались в кварцевую ампулу, чтобы исключить потери урана во время выделения гелия. Концентрации урана, тория в сульфидах и сульфосолях измерялись методом изотопного разбавления на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR (ИГГД РАН). Полученные данные были использованы для построения U-Th-He изохроны (рис.1) по методу [Vermeesch, 2008].

Возраст определяется, как

$$t = \frac{[He]}{P}, \text{ где } P = \left(8 \frac{137.88}{139.88} \lambda_{238} + 7 \frac{1}{139.88} \lambda_{235} \right) [U] + 6 \lambda_{232} [Th].$$

Возраст, определенный по тангенсу угла наклона U-Th-He изохроны для пирита из месторождения Узельга составляет 424 ± 31 млн лет, что находится в хорошем соответствии с имеющимися геологическими данными (385-397 млн лет). Возраст определенный по халькопириту и пирротину сильно занижен, что согласуется с полученными данными о низкой сохранности гелия в этих минералах.

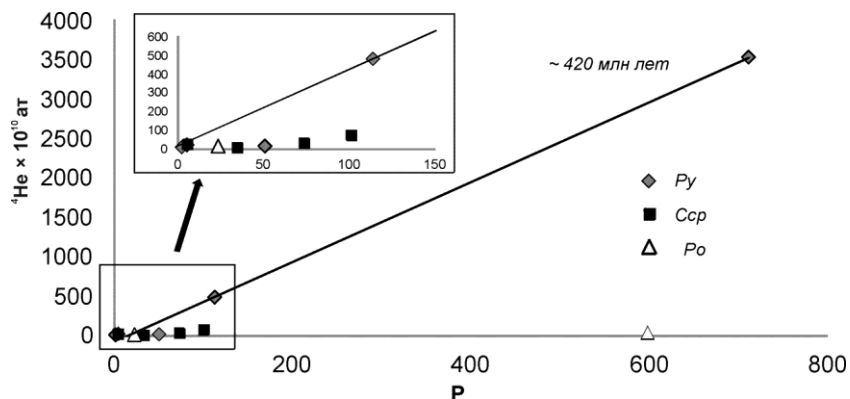


Рис. 1. U-Th-He изохрона по сульфидам. *Py*- пирит из месторождения Узельга (D_2); *Po* - пирротин из месторождения Узельга (D_2); *Ccp* - халькопирит из месторождения Гай (D_{1-2}). Для всех образцов концентрации гелия существенно выше фона масс-спектрометра

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о перспективах использования пирита как U-Th-He геохронометра.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-05-01010.

Литература

- Шуколюков Ю.А. и др. Петрология, 2012, Т. 20. № 1. С. 1-20.
 Якубович О.В. и др. ДАН, 2015. Т. 462. № 1. С. 472-474.
 Chernyshev I.V. et al. Dokl. Earth Sci. 2007. V. 418. № 4. P. 530-535.
 Melekestseva I.Y. et al. Mar. Geol. 2014. Т. 349. С. 37-54.
 Shukolyukov Y.A. Petrology. 2009. V. 17. № 1. P. 1-24.
 Vermeesch P. Chem. Geol. 2008. V. 249. № 3-4. P. 339-347.
 Zeng Z. et al. Chem. Geol. 2015. V. 409. № 8. P. 1-11.

Длительность формирования и изотопные (Nd, Pb) характеристики гигантских батолитов Центральной Азии (по данным геохронологических и изотопно-геохимических исследований Хангайского батолита)

Ярмолюк В.В.¹, Козловский А.М.¹, Саватенков В.М.², Травин А.В.³,
Сальникова Е.Б.², Кирнозова Т.И.⁴

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГГД РАН, Санкт-Петербург; ³ИГМ СО РАН,
Новосибирск; ⁴ГЕОХИ РАН, Москва

В позднем палеозое и раннем мезозое в Центральной Азии возникли три крупнейших батолита мира - Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтейский, индивидуальные объемы которых оцениваются до 1 млн км³. На примере Хангайского батолита рассмотрен вопрос о том, как, когда и почему происходило столь масштабное гранитообразование.

Хангайский батолит является крупнейшим (> 150 тыс. км²) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми - раннем триасе в интервале времени 270-240 млн лет назад. Батолит образует ядро более крупной Хангайской зонально построенной магматической области, которая включает также обрамляющие батолит рифтовые зоны с характерным для них бимодальным базальт-трахириолитовым и щелочно-гранитным магматизмом. Батолит сложен гранитами нормального ряда щелочности, субщелочными гранитами, более редкими щелочными гранитами. В строении батолита участвуют также мафические породы, преимущественно представленные синплутоническими телами, нередко с минглинговыми границами. Батолит возник в пределах Хангайской группы докембрийских террейнов, включающей блоки раннедокембрийской коры (Дзабханский и Тарбагатайский), а также ранне- и поздненеопротерозойские комплексы Сонгинского блока. Осевая зона этой группы террейнов осложнена Хангайским прогибом. Различия в составе коры Хангайской группы террейнов отражены в различиях изотопного состава их пород.

Nd изотопная систематика. Изотопные составы Nd пород рифтовых зон и синплутонических базитов батолита тяготеют к диапазону $\epsilon_{Nd}(260) = -1...+3$. Высоко-Ti базальты группируются вблизи величины $\epsilon_{Nd}(260) = +1...+2$, отражающей состав мантийного источника магматизма. Параметры коры, вмещающей граниты, определяются значениями $\epsilon_{Nd}(260) = -3...-20$ и варьируют в зависимости от ее принадлежности тому или иному блоку Хангайской группы террейнов.

Таким образом, гранитоидов батолита характеризуется изотопными ставами Nd, свидетельствующими об их образовании в результате взаимодействия мантийных и коровых источников.

Pb изотопная систематика. Pb изотопные составы гранитов Хангайского батолита варьируют в зависимости от локализации массив в пределах того или иного блока Хангайской группы террейнов. На изотопных диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки образуют тренды, свидетельствующие об участии в их образовании коровых источников с разной геологической историей и единого мантийного источника. Корреляция изотопных составов Pb и Nd показывает, что коровые источники гранитов Дзабханского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb, а ювенильный более радиогенным. При этом параметры коровых источников согласуются с изотопной эволюцией нижней континентальной коры с различным временем ее образования. Так, в образовании гранитоидов Тарбагатайского блока участвовала нижняя кора с изотопными характеристиками, соответствующими ее возрасту 2.5 млрд лет. Источником гранитоидов Сонгинского блока стала нижняя кора, образовавшаяся 800 млн лет назад. Pb изотопная система нижней коры Дзабханского микроконтинента была изменена корообразующими процессами 2.5, 1.9, 0.7 и 0.5 млрд лет назад. В гранитоидах Хангайского прогиба ювенильный (по Nd) источник менее радиогенный (по Pb), чем коровый. Это позволило говорить, что кора Хангайского прогиба к моменту формирования батолита близка к недифференцированной ювенильной.

Определены параметры общего мантийного источника для всех гранитоидов Хангайского батолита. Он выделяется благодаря пересечению трендов вариаций изотопных составов гранитов из разных участков Хангайской группы террейнов на графиках типа $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \epsilon_{\text{Nd}}(260)$. Его изотопные параметры: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.5$ и $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +2$ соответствуют обогащённой мантии, обладающей более высоким отношением U/Pb и более низким отношением Sm/Nd по сравнению с деплетированной мантией.

Длительность формирования батолита. На основе 25 авторских определений возраста пород батолита U-Pb и Ar-Ar методами датирования и опубликованных данные и установлено, что в пределах батолита выделяется три возрастные группы пород. Корреляция этих групп с геологическими событиями, происходившими в регионе, показала, что ранняя группа включает гранитоиды, которые возникли в интервале между 302-283 млн лет назад. Они тяготеют к западному и южному обрамлению батолита и отвечают фрагментам двух магматических поясов, которые пересекли территорию будущего батолита, уходя далеко за его пределы. Наиболее молодая группа

магматических пород (230-200 млн лет) развита по восточной периферии батолита и отвечает краевой части крупной раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области, которая расположена существенно восточнее. Собственно батолиту отвечают магматические комплексы, возникшие в интервале 273- 238 млн лет. Они сосредоточены в пределах компактной области 350х400 км² и представлены породами двух ассоциаций: гранит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой.

Образование гигантских батолитов. Сопоставление Хангайского батолита с другими батолитами-гигантами Ангаро-Витимским и Хэнтэйским выявило их сходство по особенностям строения и развития. Все они сложены близкими ассоциациями пород, сопоставимы по размерам и возрастным интервалам формирования. Так, Ангаро-Витимский батолит в основном развивался в интервале 305-275 млн лет, а Хэнтэйский - в интервале 229-195 млн лет. Полученные оценки продолжительности их формирования ~ 30 млн лет, по-видимому, следует рассматривать как время, необходимое для остывания таких гигантских объемов магм (~1 млн. км³) в глубинах Земли.

Формирование батолитов-гигантов связывается с воздействием мантийных плюмов на литосферу молодой складчатой области, возникшей в результате аккреционно-колизийных событий в краевой части Сибирского палеоконтинента. Предполагается, что мантийные плюмы служили источником для пород щелочно-базитовых и щелочно-салических ассоциаций в различных участках краевой части континента. В участках, подверженных стрессовым воздействиям, которые типичны для активных окраин, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловой вклад вызывал анатексис коры, а взаимодействие мантийных и коровых магм определяло конечный состав расплавов, участвовавших в образовании батолитов и несущих метки как мантийных так и коровых своих источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10186).

К проблеме датирования методами изотопной геологии пород и минералов Кочкарского рудного поля

Ронкин Ю.Л.¹, Гердес А.²

¹ИГГ УрО РАН, г.Екатеринбург; ²Университет им. И.В. Гете, г.
Франкфурт на Майне

В соответствии с имеющимися представлениями, Кочкарское месторождение золота плутоногенно золотокварцевое формации, открыто в 1868 году, после находки коренных золотоносных жил в плотике отработанной россыпи. Является одним из крупнейших мировых золоторудных объектов. На 01.01.2014 года балансовые запасы золота по месторождению составляли: разведанные (категорий А+В+С1) - 9.6 т, при среднем содержании золота в рудах 11.6 г/т, предварительно оценённые (С2) - 9.7 т. В 2013 году ОАО «Южуралзолото Группа компаний» и ОАО «Восточная» добыли на месторождении в сумме 0.6 т золота.

В геологическом плане Кочкарское месторождение золота сопряжено с дайкообразным Пластовским интрузивом, длиной около 30 км. Интрузив пересечен многочисленными дайками гранитоид-порфиоров, микродиоритов и спессартитов, а золотоносные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и штокверки прожилков того же состава сопровождаются ореолами березитизированных-лиственитизированных пород. Юго-западный блок месторождения включает два участка, западный и восточный, вскрытые шахтами Трифоновская (жила Трифоновская и др.) и Партизан (жила Андреевская, Успенская и др.), соответственно. Руды юго-западного блока обычно умеренно сульфидные (3-8 %), арсенопирит в них преобладает над пиритом, они относительно бедны шеелитом и галенитом и обогащены сфалеритом. На месторождении известны более тысячи золотоносных кварцевых и карбонат-кварцевых жил. Кроме того, в пределах Кочкарского месторождения золота широко распространены своеобразные меланократовые породы - "табашки", сложенные агрегатами биотита, амфиболов и эпидота и получившими такое своеобразное название за агрегатное состояние, напоминающее табак.

Сообразно с масштабом Кочкарского месторождения золота и достаточно длительным временем изучения, на месторождении проведен огромный объем разнопланово ориентированных исследований. Тем не менее, целый ряд вопросов, касающихся региональной позиции, структуры месторождения, генетических проблем оруденения и т. д., до сих пор, остается дискуссионным.

Не менее острая полемика существует и относительно времени формирования месторождения, в том числе, возрастных соотношений «табашек» и рудных жил. К настоящему времени, для «табашек» получены следующие K-Ar и Rb-Sr датировки: 340 млн. лет [1], 320 млн. лет [2], 298 ± 8 млн. лет [3] и 265 ± 3 млн. лет [4]. Rb-Sr (271 ± 2 млн лет, 265 ± 3 млн лет, для минералов из гранита) и U-Pb ID-TIMS (358 ± 23 млн лет, циркон из гранитоида) Пластовского и Борисовского массивов соответственно [5]. Не менее спорная картина, сложилась с изотопно-геохронологической фактурой изложенной в [6], где авторы, основываясь, на наш взгляд, на невалидной аналитике [7], публикуют "Rb-Sr возраст (354.9 ± 4.5 млн лет) гнейсов, образующих купольные структуры и вмещающих позднепалеозойские граниты в Кочкарском антиклинории". Аналогичная ситуация образовалась и с аналитическими U-Pb LA ICP-MS данными для циркона выделенного из гранодиорита (k178) и табашки (k1852) Пластовского массива [8]. На графике с конкордией в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, фигуративные точки, характеризуемые значительными погрешностями (до 20% отн.), локализованы значимо "выше" кривой согласованных значений, в связи с чем, наблюдаемая дискордантность достигает величин "—425.3", а соответствующий возраст, по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, соответствует отрицательным величинам, к примеру "—204.3 млн лет". В первом приближении, наблюдаемая картина наводит на мысль о вероятных проблемах, связанных с некорректным введением поправок для свинца, о чем, кстати, опубликована обширная литература [9] и др.

Изложенные аргументы стимулировали настоящую работу, в которой изучалась U-Pb LA ICP-MS изотопная систематика циркона, выделенного из гнейсовидного меланократового плагиогранита (табашки) Пластовского массива. Место отбора - отвал шахты "Центральная", координаты - $54^{\circ}22'49.83''\text{N}$; $60^{\circ}48'36''\text{E}$.

Изученный циркон представлен индивидами, содержания урана и тория в которых варьирует от первых десятков (42) до сотен (798) ppm, а отношения урана к торию, в подавляющем большинстве, более 0.5. Коэффициент, соответствующий отношению длины кристалла к его ширине, ранжируется диапазоном от ~1 до 2.6. Наблюдается наличие реликтовых ядер и более поздних обрастаний в виде сложно устроенных кайм.

Полученные U-Pb LA ICP-MS данные для циркона, выделенного из табашки, образуют на графике Аренса-Везерилла, ряд, статистически по разному представленных, кластеров, локализованных вдоль линии согласованных значений в диапазоне возрастов (вычисленных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), от 212 млн лет до 540 млн лет, что связано, вероятно, с полигенной историей формирования циркона «табашек». Наиболее представительным ($n=8$), в том числе и на основании

изучения минералогических особенностей изученного циркона, является кластер ответственный за возраст 332 млн лет, интерпретация которого, вызывает неоднозначные решения.

Тем не менее, в целом, наблюдаемая картина, согласуется с представлением некоторых исследователей, и в частности [10], что рудный этап на Кочкарском рудном поле отделен от фазы становления Пластовского массива относительно длительным периодом времени, в течение которого произошло внедрение серии мультиплетных даек, подвергшихся в дальнейшем в условиях зеленосланцевого метаморфизма ранней «табашкизации» и пластическим деформациям.

Выявленные, наиболее древние значения вычисленного возраста соответствуют унаследованным ядрам, ясно диагностируемым по катодолюминесцентным изображениям и параметрам U-Pb изотопной систематики.

Литература

1. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
2. Лозовая Л.С., Меньшикова Р.Т. // Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 190-192.
3. Сазонов В.Н., Мурзин В.В. // Ежегодник-1993 / ИГиГ УрО РАН. Свердловск, 1994. С. 97-99.
4. Meyer F.M., Kisters A.F.M., Znamensky et al. // INTAS, Europrobe Timpebar – Uralides workshop. St. Petersburg, 2000. P. 22-23.
5. Kolb J., Sindern S., Kisters A. F. M et al. // Mineralium Deposita. 2005. 40. p. 473-491.
6. Ферштатер Г.Б., Н.С. Бородина, Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. // Литосфера, 2015, № 3, с. 5-16
7. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. // УГЖ. 2015. № 1(103). с. 37-51.
8. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С. 65-84.
9. Frei D., Gerdes A. // Chemical Geology, 2009, vol. 261, pp. 261-270.
10. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 30-38.

Результаты U/Pb SIMS датирования цирконов и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст плагиоклаза из пород собского комплекса (Петропавловское золоторудное месторождение, Полярный Урал)

Соболев И.Д.^{1,2}, Викентьев И.В.¹, Соболева А.А.³, Травин А.В.⁴

¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ГИН РАН, Москва; ³ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ⁴ИГМ СО РАН, Новосибирск

В Новогодненском рудном поле, на севере Войкарской зоны Полярного Урала, близко расположены месторождения - крупное Au-порфировое Петропавловское (~26 т Au) и среднее Au-Fe-скарновое Новогоднее-Монто, связываемые с магматическими телами собского и конгорского комплексов, соответственно [Soloviev et al., 2013; Викентьев и др, 2017]. Район отвечает Малоуральской палеозойской островной дуге [Язева, Бочкарев, 1984] и представляет собой крупную вулcano-тектоническую депрессию, сложенную вулканогенно-осадочными породами и локализованную в кровле среднепалеозойского Собского полифазного батолита [Мансуров, 2009]. Авторами уточнен возраст золотоносных плагиогранитоидов поздней фазы и диоритов главной фазы собского комплекса: проведено U/Pb изотопное датирование цирконов из дайки плагиогранитов и определен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст плагиоклаза из диоритов.

U/Pb (SIMS) датирование и анализ элементов-примесей в индивидуальных кристаллах циркона проводились на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому университету и Геологической службе США, по методике, описанной в [Barth et al, 2017]. Концентрации Ti, Fe, Y и редкоземельных (РЗЭ) элементов были рассчитаны относительно состава гомогенного циркона Мадагаскар Грин (MAD) [Barth, Wooden, 2010]. Для интерпретации использовались изотопные отношения и возрасты, скорректированные по измеренному ^{207}Pb . Цирконы были отобраны из порфировидных плагиогранитов (обр. S69-15, расчистка 309, м-ние Петропавловское, N66°48'44.9'', E66°27'37.0''), слагающих дайку мощностью 0.3 м, относящуюся к поздней интрузивной фазе собского комплекса. Дайка имеет субмеридиональное простирание и прорывает диориты главной фазы собского комплекса. Продатировано 10

индивидуальных кристаллов циркона. В тех же зёрнах определены содержания элементов-примесей.

В проходящем свете цирконы представлены идиоморфными бипирамидально-призматическими ($K_{удл} - 2.5-8$) прозрачными бесцветными, реже светло-жёлтыми зёрнами размером 40-110 мкм. Внутри зёрен встречаются небольшие чёрные включения, а также более мелкие (до 20 мкм) идиоморфные кристаллики циркона. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 1, А) цирконы характеризуются умеренным, реже слабым свечением, преимущественно со слабо- и умеренно-контрастной осцилляционной (часто размытой) зональностью, которая в некоторых зёрнах сочетается с секториальной зональностью. В единичных слабо светящихся зёрнах зональность почти не видна.

Большая часть исследованных цирконов характеризуются умеренными концентрациями U и Th - 82-729 и 25-216 г/т, соответственно, при достаточно выдержанных значениях $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} - 0.25-0.38$. Суммарные концентрации РЗЭ в этих цирконах в целом близки - 423-882 г/т, а для хондрит-нормированных спектров (рис. 1, А) характерна хорошо выраженная дифференциация с сильным обогащением тяжёлыми РЗЭ относительно лёгких ($\text{Yb}_N/\text{La}_N - 6270-125473$). Отмечается значительная по величине положительная Селаномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* - 15-90$) и небольшая отрицательная Еу-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.21-0.39$). По содержанию Ti в цирконе [Watson et al, 2006] оценена модельная температура кристаллизации, которая варьирует от 608 до 816°C (при $a_{\text{SiO}_2}=1$ и $a_{\text{TiO}_2}=0.7$). Два циркона (6.1 и 8.1) имеют существенные отличия по сравнению с остальными изученными зернами. Для зерна 6.1 характерны существенно большая суммарная концентрация РЗЭ (2135 г/т), более сильно проявленная цериевая аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* - 113$) и меньший дефицит европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.13$) (рис. 1, А). Основными отличиями зерна 8.1 являются более высокие значения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} - 0.77$, существенно меньшие - $\text{Yb}_N/\text{La}_N - 961$ (рис. 1, А) и $\text{Ce}/\text{Ce}^* - 4$. Только в этом зерне отмечается высокое содержание Fe - 102 г/т. Эти два зерна принципиально не отличаются по морфологии и катодолюминесцентным свойствам от других цирконов из данного образца, но, учитывая существенные отличия их состава, можно предположить, что в цирконах 6.1 и 8.1 U-Pb изотопная система могла быть нарушена в результате метамиктизации и/или более поздних термальных событий.

Для 10 зерен циркона получен диапазон $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов - 385-412 млн лет. Наиболее молодой циркон (зерно 6.1) имеет возраст 385 ± 5 млн лет, для оставшихся 9 зерен, включая зерно 8.1, получен возрастной интервал - 388-412 млн лет со средневзвешенным значением - 403 ± 4 млн лет (95%, СКВО=1.55), которое мы

интерпретируем как время формирования поздней (дайковой) фазы собского комплекса.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнено методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009].

Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования из диоритов главной фазы собского комплекса была получена монофракция плагиоклаза (обр. 309-15, расчистка 309, м-ние Петропавловское, N66°48'42.4", E66°27'35.3"). В возрастном спектре (рис. 1, Б) выделяется плато с возрастом 414 ± 30 млн лет, характеризующееся 49% выделенного ^{39}Ar . Несмотря на большую ошибку определения возраста плагиоклаза, полученная датировка хорошо согласуется с лоховско-пражским возрастом (410 ± 2 млн лет) цирконов из диоритов главной фазы собского комплекса, установленным также в пределах Петропавловского месторождения [Викентьев и др., 2017].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №55 и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 17-05-00936а).

Авторы благодарят М.А. Кобла, выполнившего U-Pb SIMS датирование цирконов и анализ в них элементов-примесей.

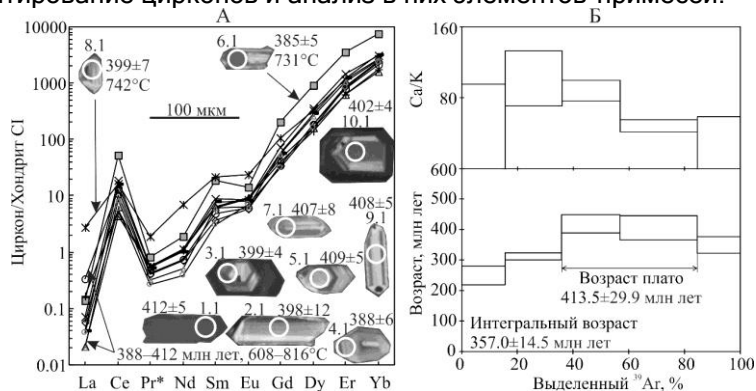


Рис. 1. Результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований минералов собского комплекса. А - катодолуминесцентные изображения с расположением и номерами аналитических кратеров и графики распределения РЗЭ для цирконов из дайки плагиогранитов поздней интрузивной фазы собского комплекса. Нормировано к хондриту CI, по [Sun, McDonough, 1989]; Б - результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования плагиоклаза из диоритов главной фазы собского комплекса.

Литература

- Викентьев И.В. и др. // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501-541.
 Мансуров Р.Х. // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70-74.
 Травин А.В. и др. // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
 Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс. Свердловск, 1984.
 Barth A.P., Wooden J.L. // Chemical Geology. 2010. V. 277. P. 149-159.

Barth A. P. et al. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18, P. 3576-3591.
Black L.P. et al. // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115-140.
Soloviev S.G. et al. // *Mineral. Dep.* 2013. V. 48. P. 603-625.
Sun S.S., McDonough W.F. // *Geol. Soc. Spec. Publ. London*. 1989. V. 42. P. 313-345.
Watson E.B. et al. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413-433.

Авторский именной указатель

G

Gerdes A., 334

H

Hopp J., 150, 153

A

Аберштайнер А., 214
 Аведисян А.А., 130
 Агашев А.М., 386
 Акинин В.В., 16
 Алексеев Д.В., 18
 Алифирова Т.А., 386
 Альшевский А.В., 16
 Амелин С.А., 105
 Андреев А.А., 297, 300
 Андреичев В.Л., 20, 22
 Аникина Е.Ю., 371
 Анисимова И.В., 25, 144, 309, 311, 343
 Анникова И.Ю., 356
 Аносова М.О., 77, 350, 379
 Антонов А.В., 44, 54, 279
 Арапов В.Н., 105
 Арестова Н.А., 27
 Арзамасцев А.А., 66, 313, 340, 343
 Аристов В.В., 371
 Артеменко Г.В., 30, 33
 Асавин А.М., 74
 Астафьев Б.Ю., 35, 38
 Ащепков И.В., 40

B

Бабанский А.Д., 80, 249
 Багирбекова О.Д., 42
 Баданина И.Ю., 44, 208
 Балувев А.С., 47
 Бараш И.Г., 25
 Баянова Т.Б., 49, 52, 319, 347
 Белоусова Е.А., 208, 294
 Бельков Д.А., 110
 Беляева Г.Л., 281, 292
 Беляцкий Б.В., 54, 230, 279
 Бережная Н.Г., 54, 279
 Берзина А.Н., 56
 Берзина А.П., 56
 Берминхам К.Р., 44

Бибикина Е.В., 144
 Богданова М.И., 136
 Богданова С.В., 238
 Богомолов Е.С., 59, 172, 230, 300
 Бондарь Д.Б., 371
 Борисенко Е.С., 52, 319
 Борняков С.А., 273
 Бортников Н.С., 371
 Боцун С.Б., 66
 Бубнов С.Н., 61
 Будяк А.Е., 329, 376
 Буйкин А.И., 150, 153
 Бушарина С.В., 268
 Буякайте М.И., 259
 Бычкова Я.В., 175

B

Ван Ранст Г., 71
 Ванг К.-Л., 329
 Васильева И.М., 63, 302
 Великославинский С.Д., 25, 142, 180, 297, 300
 Веселовский Р.В., 66, 313
 Ветрин В.Р., 69
 Ветров Е.В., 71
 Викентьев И.В., 389, 398
 Вишневская И.А., 74, 77
 Владимиров А.Г., 224, 356
 Владимиров В.Г., 316
 Владыкин Н.В., 344
 Возняк А.А., 238
 Воинова О.А., 35, 38
 Воынец А.О., 80, 249
 Воронцов А.А., 82, 206
 Восель С.В., 85
 Восель Ю.С., 85
 Врублевский В.В., 88

G

Гагиева А.М., 158
 Ганнибал М.А., 91
 Гареев Б.И., 216, 376
 Гердес А., 219, 281, 286, 292, 395
 Гибшер А.А., 294
 Гимон В.О., 56
 Гладкочуб Д.П., 142, 214
 Говердовский В.А., 183

Гоголев К.И., 33
 Голубев В.Н., 93
 Гольцман Ю.В., 61, 371
 Горовой В.А., 344
 Горохов И.М., 96
 Гороховский Б.М., 25, 142, 389
 Горячев Н.А., 329
 Готтман И.А., 270
 Григорьев В.А., 251
 Григорьев Д.А., 110
 Гриценко Ю.В., 343
 Гриценко Ю.Д., 311
 Гудков А.В., 99
 Гурьянов В.А., 102, 105
 Гусев Е.В., 167

Д

Де Граве Й., 71
 Демонтерова Е.И., 128
 Джафарова Р.С., 42
 Добкин С.Н., 102, 105
 Довбуш Т.И., 33
 Докукина К.А., 108
 Докучаев А.Я., 61
 Дорошкевич А.Г., 265
 Дриль С.И., 82, 110, 170
 Дрогобужская С.В., 49
 Дронов А.В., 259
 Дружинина Ж.Ю., 113
 Дубинин А.В., 115
 Дубинина Е.О., 96
 Дьячков Б.А., 324
 Дэйл К., 44

Е

Егорова С.В., 313
 Егорова Ю.С., 27
 Екимова Н.А., 319
 Ерофеева К.Г., 313
 Ерохин Ю.В., 219

Ж

Жимулев Ф.И., 71
 Житникова И.А., 227
 Жуланова И.Л., 158

З

Загорная Н.Ю., 142
 Заика В.А., 118, 120
 Зайцев А.В., 259
 Зайцева М.В., 139, 304, 381
 Зарецкая Н.Е., 122
 Захаров А.В., 289
 Зинчук Н.Н., 125

И

Иванов А.В., 77, 128, 214, 302
 Иванов К.С., 219, 289, 334
 Ильченко В.Л., 130
 Ильясова А.М., 273

К

Калинин А.А., 38
 Каменецкий В.С., 128
 Каменский И., 99
 Капитанова В.А., 360
 Капитонов И.Н., 44
 Карасева Т.В., 283
 Каргин А.В., 186
 Каримов Т.Д., 251
 Карпова С.В., 139
 Каулина Т.В., 130, 201
 Кириллук В.П., 133, 136
 Кириозова Т.И., 144, 392
 Киселева Д.В., 139
 Кобл М.А., 161
 Кобл М.А., 360, 383
 Ковач В.П., 25, 118, 120, 142, 144, 240, 242, 300
 Козаков И.К., 144
 Козловский А.М., 147, 164, 232, 309, 392
 Койман Э., 326
 Колобов В., 99
 Колодяжный С.Ю., 47
 Кононкова Н.Н., 150, 153
 Константинова Г.В., 96
 Копытченко Л.А., 59
 Коровко А.В., 289
 Корочанцев А.В., 153
 Корочанцева Е.В., 150, 153
 Корфу Ф., 128
 Костицын Ю.А., 74, 156, 350, 379
 Котляр И.Н., 158
 Котов А.Б., 25, 93, 118, 120, 142, 180, 240, 242, 300, 309, 311, 343, 344, 345, 374, 389
 Красоткина А.О., 326
 Крымский Р.Ш., 16, 54, 230
 Кудряшов Н.М., 161, 363
 Кудряшова Е.А., 164
 Кузнецов А.Б., 63, 96, 115, 167, 321
 Кузнецова Л.Г., 170
 Кузьмин В.К., 59, 172
 Кузьмина Т.Г., 150, 153
 Куликов В.С., 175, 177
 Куликова В.В., 175, 177
 Кунаккузин Е.Л., 49, 52, 319
 Кучеровский Г.А., 27
 Куцева Ю.В., 249

Кшановский В.С., 371

Л

Ларин А.М., 142, 180
Ларионов А.Н., 52, 238, 304, 340
Ларионова Ю.О., 186, 313, 340
Лебедев В.А., 47, 61, 80, 164, 246, 347
Лебедев В.И., 183
Лебедева Н.М., 186
Лебедева Ю.М., 297
Левашова Е.В., 324
Левицкий В.И., 25, 128
Левицкий И.В., 25, 128
Левский Л.К., 59, 188
Лепехина Е.Н., 54, 172, 279, 297
Леснов Ф.П., 191, 196
Летникова Е.Ф., 74, 77
Липенков Г.В., 96
Лобач-Жученко С.Б., 199, 201
Лоренц К.А., 150, 153
Лыхин Д.А., 203, 206
Львов П.А., 227
Лялина Л.М., 130

М

Макарова И.В., 85
Макеев А.Б., 326, 347
Максимов Ф.Е., 251
Максимова А.А., 77
Малич К.Н., 44, 208
Малов А.И., 211
Малов В.И., 74
Малышев С.В., 214, 302
Мальковец В.Г., 294
Манджиева Г.В., 216, 376
Маслов А.В., 219, 283
Межеловская С.В., 337
Межеловский А.Д., 337
Мельгунов М.С., 85
Меркле Р.К.В., 44
Меффра С., 214
Милькевич Р.И., 227
Мирзоева Д.Р., 42
Михайлик П.Е., 74
Михеев Е.И., 356, 386
Мочалов А.Г., 220
Муравьев М.В., 223
Мурзинцев Н.Г., 224, 235, 356, 386
Мыскова Т.А., 227

Н

Начтергали С., 71
Нерадовский Ю.Н., 49
Нечушкин Р.И., 122, 251
Нигай Е.В., 102, 105

Никитина Л.П., 230
Никифоров А.В., 232
Новикова С.А., 18, 235
Носкова Ю.В., 110
Носова А.А., 186, 238
Нуртаев Б.С., 358

О

Овчинников Р.О., 118, 240, 242
Овчинникова Г.В., 63
Ойцева Т.А., 324
Округин А.В., 113
Олейникова Т.И., 61

П

Павлова Л.А., 128
Панин А.В., 122
Парфенов А.В., 244, 246
Пасенко А.М., 214
Певзнер М.М., 80, 249, 251
Пейдж Л., 238
Петров А.Ю., 251
Петров Г.А., 254, 257
Петров О.Л., 259
Пинхейро М.А.П., 196
Плоткина Ю.В., 142, 144, 309
Подковыров В.Н., 142
Покровский Б.Г., 259
Ползуnenков Г.О., 16
Полин В.Ф., 262
Поляк Л.В., 167
Пономарёв В.С., 289
Пономарчук А.В., 265
Попов В.К., 368
Похиленко Л.Н., 386
Притчин М.Е., 268
Прокопьев И.Р., 265
Прошенкин А.И., 77
Пухтель И.С., 44
Пушкарев Е.В., 270

Р

Рассказов С.В., 273
Рафиков Я.М., 358
Ревяко Н.М., 350
Резницкий Л.З., 25, 128
Ризванова Н.Г., 276, 326
Римская-Корсакова М.Н., 115
Родионов Н.В., 54, 279
Романов А.П., 208
Ронкин Ю.Л., 219, 254, 257, 268, 281, 283, 286, 289, 292, 334, 395
Руднев С.Н., 294
Рыбалка А.В., 257
Рыцк Е.Ю., 297, 300, 374

С

Саватенков В.М., 59, 128, 147, 164, 214, 302, 392
Савко К.А., 238, 304, 345, 366
Садасюк А.С., 216, 307, 309, 376, 378
Сальникова Е.Б., 25, 66, 93, 142, 144, 180, 242, 300, 309, 311, 313, 340, 343, 344, 345, 374, 392
Самборская И.А., 33
Самсонов А.В., 66, 304, 313, 340
Сафин Т.Х., 115
Семенова Д.В., 316
Сергеев С.А., 16
Сергеев С.А., 54, 201, 279
Середа Е.Е., 54
Серов П.А., 47, 49, 52, 319, 334, 347
Серре С.Х., 326
Сидоров В.А., 16
Силантьев С.А., 379
Сингх В., 331
Синдерн С., 286
Ситкина Д.Р., 321
Скляров Е.В., 142
Скублов С.Г., 324, 326
Скузоватов С.Ю., 110, 329
Слабунов А.И., 331
Служеникин С.Ф., 208
Смирнов В.Н., 289, 334
Смирнова З.Б., 63
Смирнова Ю.Н., 120
Смолькин В.Ф., 337
Соболев И.Д., 22, 398
Соболева А.А., 20, 22, 398
Солошенко Н.Г., 77
Сорока Е.И., 268
Сорокин А.А., 118, 120, 180, 240, 242
Специус З.В., 386
Степанова А.В., 66, 313, 340
Тешенко Е.Н., 49, 52, 161, 319
Стифеева М.В., 309, 311, 313, 343, 344, 345
Стрелецкая М.В., 139
Субботин В.В., 49

Т

Табатчикова К.С., 18
Талденкова Е.Е., 167
Тараканов С., 99
Тарасова Ю.И., 329
Терехов Е.Н., 47, 347
Тихомиров П.Л., 262
Тихомирова Я.С., 186, 350
Толмачева Е.В., 25, 142, 297, 345
Толстихин И.Н., 91, 99, 353

Толстых М.Л., 80, 249
Томсен Т.Б., 326
Томсон С., 66
Травин А.В., 18, 40, 66, 206, 224, 238, 262, 270, 313, 356, 371, 386, 392, 398
Третьякова И.Г., 183, 294
Троицкий В.А., 16
Турибеков А.Х., 358
Туркина О.М., 52

У

Удоротина О.В., 20, 161, 360, 363, 383

Ф

Федосеенко А.М., 142, 297, 300, 309, 374
Фугзан М.М., 144

Х

Хертек А.К., 232
Хиллер В.В., 44, 108
Холина Н.В., 304
Холоднов В.В., 381
Хубанов В.Б., 22, 356

Ц

Цыбуляев С.В., 366
Цыганков А.А., 224, 356

Ч

Чашин А.А., 368
Чашин С.А., 368
Чебыкин Е.П., 273
Чекулаев В.П., 27
Чернышев И.В., 216, 376
Чувашова И.С., 273
Чугаев А.В., 216, 371, 374, 376

Ш

Шабалин С.И., 183
Шабыкова В.В., 379
Шагалов Е.С., 139, 381
Шатагин К.Н., 93, 216, 292, 307
Шатов В.В., 324
Шатова Н.В., 324
Шахмурадян А.Р., 311, 343
Швайка И.А., 33
Шпакович Л.В., 302
Шуйский А.С., 383

Э

Эрнст Р., 113

Ю

Юдин Д.С., 40, 66, 270, 386

Юрченко А.В., 201
Юрченко Ю.Ю., 102, 105

Я

Якубович О.В., 113, 220, 389
Ярмолюк В.В., 147, 164, 392

Научное издание

**VII Российская конференция по изотопной
геохронологии**

5-7 июня 2018 года.

www.geochron2018.myl.ru

Методы и геологические результаты изучения изотопных
геохронометрических систем минералов и пород.
VII Российская конференция по изотопной геохронологии,
Москва, 5-7 июня 2018 года
Материалы конференции

Подписано в печать 23.05.2018. Формат А5. Тираж 160 экз.
Заказ № 188391

Компьютерная верстка: Кривов Д.Н.

ISBN 978-5-88918-052-4



Отпечатано по заказу ИП Дубасова Юлия Геннадьевна
в ООО «Типография «ПринтФормула»»
121351, г.Москва, ул. Боженко, д.10, к.2
www.print-formula.ru

НАШИ КОНТАКТЫ:

Москва ул. Косыгина, дом 13 корпус 1

+7 495 995 88 90

e-mail: moscow@textronica.com

www.textronica.com

МС-аналитика

ХРОМАТОГРАФИЯ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ

Thermo
SCIENTIFIC

A Thermo Fisher Scientific Brand

Лучшее решение для геохронологии



© 2013 Thermo Fisher Scientific Inc. All rights reserved. All trademarks are the property of their respective owners and its subsidiaries.



Thermal Ionization MS
Thermo Scientific[®] Triton Plus[™]
Multicollector ICP-MS
Thermo Scientific[®] Neptune Plus[™]



Noble Gas MS
Argus VI, Helix MC Plus and Helix SFT