Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук
(ИГХ СО РАН)

# КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ, МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

**Материалы научной международной конференции**
**Иркутск – Листвянка, 1 – 8 сентября 2015 г.**

ИРКУТСК
2015

УДК 552.3
ББК Д342.56
К84

**Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли** (Материалы конференции). – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – 109 с.

Сборник содержит тезисы международной конференции “Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли” (Иркутск – Листвянка, 1–8 сентября 2015 г.). Организатор конференции – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук.

Материалы конференции будут интересны для геологов, занимающихся основными/кислыми магматическими комплексами и связанной с ними металлогенией.

Составители сборника:
Академик РАН М.И. Кузьмин
к.г.-м.н. В.А. Беляев
к.г.-м.н. Ю.И. Тарасова

Тезисы печатаются в авторской редакции

*Международная конференция “Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли” и публикация данного сборника поддержана Российским Фондом фундаментальных исследований (Грант № 15-05-20655).*

© Авторы, 2015
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук

ISBN 978-5-94797-251-1

# СОДЕРЖАНИЕ

Антипин В.С., Гэрэл О., Перепелов А.Б., Одгэрэл Д.
**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ В СОСТАВЕ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ МАГМ** 7

Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л., Серов П.А.
**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-В)** 10

Веселовский Р.В., Томсон С.Н., Арзамасцев А.А., Захаров В.С.
**ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ В ПОСТ-ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)** 12

Вишневский А.В.
**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ СИБИРЬ): КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА** 13

Владыкин Н.В.
**ПЕТРОЛОГИЯ СУПЕРКРУПНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ПЛЮМОВОГО ГЕНЕЗИСА (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПРИАНАБАРЬЯ)** 14

Воронцов А.А., Комарицына Т.Ю.
**ПЛЮМОВЫЕ (ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ) ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА УДИНСКОГО СЕКТОРА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ** 16

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Краснова Т.С.
**ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ** 18

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Гамильтон М.А.
**ТРИ ЭТАПА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА** 20

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Эрнст Р.Е., Писаревский С.А.
**МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ ПОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТЬЮ СИБИРСКОГО КРАТОНА** 22

Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ковач В.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д.
**ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ СУПЕРПЛЮМА В ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)** 24

Глазунов О.М., Радомская Т.А., Салаев А.В.
**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПЛАТИНОИДОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА (САК)** 26

Гонгальский Б.И., Галямов А.Л., Павлович Г.Д., Петров А.В., Мурашов К.Ю.
**3D МОДЕЛЬ ГОЛОВКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЛЮМА НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА** 28
Горнова М.А., Дриль С.И., Перепелов А.Б., Ванг К.-Л., Беляев В.А.
**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕРЦОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТУМУСУН (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ): ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ ИЛИ РЕФЕРТИЛИЗАЦИЯ?** 30
Горячев Н.А.
**КРУПНЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ГРАНИТОИДОВ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПАЦИФИКА** 33
Гурьянов В.А., Песков А.Ю.
**УЛКАНСКАЯ ПАЛЕОРИФТОВАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ** 35
Гурьянов В.А., Приходько В.С., Песков А.Ю.
**ПРИСТАНОВАЯ ЗОНА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ – НОВАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ МЕДЬ-КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВАЯ ПРОВИНЦИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ** 37
Гусев Н.И., Шокальский С.П.
**РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ, ПРОДУЦИРУЮЩИЙ ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГОРНОМ АЛТАЕ** 40
Дриль С.И., Сасим С.А., Носкова Ю.В.
**SR-O ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА НА ПРИМЕРЕ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ** 42
Жатнуев Н.С.
**ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ ПЛЮМОВ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ ТРАППОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ** 45
Жмодик С., Буслов М., Иванов П., Айриянц Е., Белянин Д., Борисенко А.
**МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП КАРБОНАТИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В АНАБАРСКОМ РАЙОНЕ** 47
Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В.
**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (ЭПГ) В ПЕРМОТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТАХ СИБИРСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ** 49
Кузьмин М.И.
**СМЕНА СТИЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ С ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДО НАСТОЯЩЕГО ВРЕМЕНИ** 51
Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.
**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАТЕРИАЛА МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ** 54
Косяков В.И., Синякова Е.Ф., Борисенко А.С., Шестаков В.А.
**К ПРОБЛЕМЕ АССИМИЛЯЦИИ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ СУЛЬФИДНЫМ РАСПЛАВОМ** 56

Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Навозов О.В., Хубанов В.Б.
**ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ГРАНИТНОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)** 58
Крук Н.Н., Крупчатников В.И., Гусев Н.И., Врублевский В.В.
**РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ: СООТНОШЕНИЕ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ** 60
Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В.
**ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМ КРУПНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ФЕННОСКАНДИИ ОТ АРХЕЯ ДО ПАЛЕОЗОЯ** 62
Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А.
**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ND-SR ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПГ-СОДЕРЖАЩЕГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)** 64
Лаптев Ю.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р.
**ВЛИЯНИЕ $CO_2$ НА УСЛОВИЯ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ СУЛЬФАТНО-ХЛОРИДНО-УГЛЕКИСЛЫХ ФЛЮИДОВ И РАСТВОРИМОСТЬ В НИХ ЗОЛОТА, ПИРИТА, МОЛИБДЕНИТА** 66
Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л.
**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ, РОССИЯ)** 69
Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Борисенко Е.С., Серов П.А., Кунаккузин Е.Л.
**ДАЙКИ ТИТАНИСТЫХ ДОЛЕРИТОВ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА – ВЕЩЕСТВЕННОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЛЮМА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА** 71
Округин А.В.
**ВЫСОКО-TI ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ПОРОДЫ БАССЕЙНА Р. АНАБАР КАК ПРОДОЛЖЕНИЕ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ** 73
Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Тихонова М.С., Щербаков В.Д.
**ЭКСТРЕМАЛЬНО МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ОЛИВИНЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ** 76
Полин В.Ф., Дриль С.И.
**ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СВИНЦА В ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МАГМАТИТАХ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) - СВИДЕТЕЛЬСТВО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЙНЫХ ДИАПИРОВ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ** 78
Прусская С.Н., Васильев Ю.Р.
**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОНЁКСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)** 81

Сафонов Ю.Г.
**РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РУДНЫХ ГИГАНТОВ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПРОВИНЦИЯХ – ОБЛАСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА** 83
Соболев Н.В., Соболев А.В., Кузьмин Д.В., Томиленко А. А., Батанова В.Г., Логвинова А.М. , Толстов А.В., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. 85
**ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ЛИТОСФЕРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИЕЙ**
Томшин М.Д., Травин А.В., Константинов К.М.
**ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НАКЫНСКОМ КИМБЕРЛИТОВОМ ПОЛЕ** 87
Хромых С.В., Соколова Е.Н., Бурмакина Г.Н., П.Д. Котлер
**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАНТИЙНО-КОРОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА – РЕЗУЛЬТАТ АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА** 90
Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепёхина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Удоратина О.В.
**ГРАНИТОИДНЫЕ АРЕАЛЫ – СЛЕДСТВИЕ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ? (НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА)** 92
Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Травин А.В., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Пузанков М.Ю.
**КАЙНОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) – ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ, ИСТОЧНИКИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ, СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ** 94
Чувашова И.С., Рассказов С.В.
**НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА АЗИИ** 97
Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Сорокин
**ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗМЕРЫ АСТЕНОСФЕРНЫХ ЗОН, ГЕНЕРИРУЮЩИХ ВНУТРИПЛИТНЫЕ КРУПНЫЕ ПРОВИНЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД** 99
Шелепов Я.Ю., Шелепаев Р.А
**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ШИБЭЙНГОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ОЗЕРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)** 101
Шкодзинский В.С.
**ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ** 103
Юдин Д.С., Новикова С.А., Травин А.В., Жимулев Е.И., Тычков Н.С., Мурзинцев Н.Г., Мороз Т.Н.
**ПОДВИЖНОСТЬ АРГОНА ВО ФЛОГОПИТЕ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ** 105
Ярмолюк В.В.
**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ОБСТАНОВКЕ КОНВЕРГЕНЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ** 107

# ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ В СОСТАВЕ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ МАГМ

*В.С. Антипин[1], О. Гэрэл[2]., А.Б. Перепелов[1], Д. Одгэрэл[3]*

[1] Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия antipin@igc.irk.ru

[2] Монгольский университет науки и технологии, Улан-Батор, Монголия gerel@must.edu.mn

[3] Институт геологии и палеонтологии Академии наук Монголии, Улан-Батор, Монголия d_odgerel@yahoo.com

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) характеризуется интенсивным развитием фанерозойского гранитоидного магматизма с формированием обширных зональных ареалов, в центральных частях которых расположены крупнейшие в обрамлении Сибирского кратона батолиты: Ангаро-Витимский и Дауро-Хентейский. В периферических зонах этих ареалов в позднепалеозойскую и раннемезозойскую эпохи проявился редкометалльногранитный магматизм, который сопровождался ассоциирующим редкометалльным оруденением (Ярмолюк. Кузьмин, 2012). Проведено сравнительное петролого-геохимическое изучение редкометалльных Li-F гранитов, формирующихся с перерывом возраста около 100 млн. лет в составе разновозрастных крупных изверженных провинций (ареалов) Монголо-Охотского пояса.

Позднепалеозойские редкометалльные граниты образуют серию многофазных массивов (Харагульский - 318±7 млн. лет, Биту-Джидинский - 311±10 млн. лет Уругудеевский - 321±5 млн. лет), которые входят в состав интрузивно-дайковых поясов в западной части хр. Хамар-Дабан. Площади выходов пород интрузий от 8 до 10 км$^2$, и более сложное строение имеют Харагульский и Биту-Джидинский массивы. Породы ранних фаз этих интрузий образованы среднезернистыми, иногда порфировидными биотитовыми гранитами, которые содержат флюорит (до 1,4%) и магнетит (до 1,2%). В Биту-Джидинском массиве вторая фаза образована лейкогранитами, которая сменяется фазой амазонит-альбитовых гранитов. Поздняя фаза Харагульского массива сложена топазсодержащими микроклин- и амазонит-альбитовыми гранитами, слагающими вытянутую интрузию и серию из 10 даек, большинство из которых залегает среди вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Полевые шпаты в поздних гранитах представлены парагенезисом микроклина и альбита, а литиевые слюды - протолитионитом, циннвальдитом, иногда в ассоциации с лепидолитом и литиевым фенгит-мусковитом в апикальной части интрузии. В отличие от гранитов ранних фаз в поздних редкометалльных гранитах присутствуют топаз (до 1.5 %), колумбит-танталит, касситерит, редко монацит и циртолит. С интрузивно-дайковым комплексом хребта Хамар-Дабан в районе развития редкометалльных гранитов, а также Утуликского дайкового пояса, образованного эльванами, онгонитами, топазитами, ассоциирует рудная минерализация Sn и W, представленная зонами штокверкового типа, жильными телами и минерализованными брекчиями. Ранние рудные образования с Sn-W наряду с топазом содержат флюорит и турмалин, а поздним типом минерализации являются кварц-полевошпат-топаз-криолитовые жилы с вкрапленностью касситерита и вольфрамита (Чернов и др., 1988).

В раннемезозойскую эпоху формировался крупнейший зональный ареал магматизма с Дауро-Хентейским батолитом в центральной части (230-190 млн. лет) и рифтогенными зонами по его периферии с массивами редкометалльных гранитов.

В отличие от позднепалеозойского ареала магматизма в раннем мезозое наряду с небольшими интрузиями (Абдарский массив ~ 10 км$^2$, 212-209 млн. лет) редкометалльных Li-F гранитов в составе Абдар-Хошутулинской серии гранитоидов проявлены крупные плутоны редкометалльного магматизма (Жанчивланский ~ 70 км$^2$,

227-195,3 млн. лет; Бага-Газрынский ~ 120 км$^2$, 197,4 млн. лет и др.) (Коваленко и др., 2003). Центральная часть Абдарского массива сложена среднезернистыми лейкогранитами с биотитом и окаймлена зоной амазонит-альбитовых гранитов, которые встречаются также в апикальных частях куполов в виде аплитовидных гранитов с шлирами кварц-микроклиновых пегматитов. Один из наиболее крупных в Монголии Багагазрынский массив сложен лейкогранитами главной фазы и мелкозернистыми, в том числе амазонитовыми лейкогранитами дополнительной фазы. Редкометалльные Li-F граниты Жанчивланского массива образуют небольшие куполовидные интрузии Бурал-Хангай и Урту-Гоцзогор, сложенные микроклин-альбитовыми, амазонит-альбитовыми и альбит-лепидолитовыми гранитами. Полевые шпаты в раннемезозойских редкометалльных гранитах представлены олигоклаз-альбитами, слюды относятся к литий-железистому типу протолитионитов, циннвальдитов и лепидолитов иногда в ассоциации с Li фенгит-мусковитами. Для пород характерны акцессорные минералы: флюорит, топаз, циркон, алланит, апатит, монацит, ильменит, магнетит, колумбит-танталит, касситерит, турмалин. С раннемезозойскими Li-F гранитами Монголии генетически связано Sn-W оруденение в виде рудоносных жил и грейзенов (цвиттеры), а также Sn-Ta-Nb минерализация, ассоциирующая с альбит-лепидолитовыми гранитами и альбититами.

Эволюция разновозрастных редкометалльных гранитов Прибайкалья и Монголии подчеркивает принадлежность их к единому геохимическому типу Li-F гранитов (рис. 1) и выражается ростом концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Pb и уменьшением содержаний Sr, Ba, Zn, Zr, Th и U при формировании многофазных интрузий. Эти геохимические данные подтверждают магматический генезис редкометалльных Li-F гранитов. Однако, процесс фракционной кристаллизации и дифференциации магмы завершается формированием альбититов, микроклинитов, цвиттеров и мусковитовых грейзенов, которые являются метасоматическими образованиями, и с ними часто связана редкометалльная минерализация.

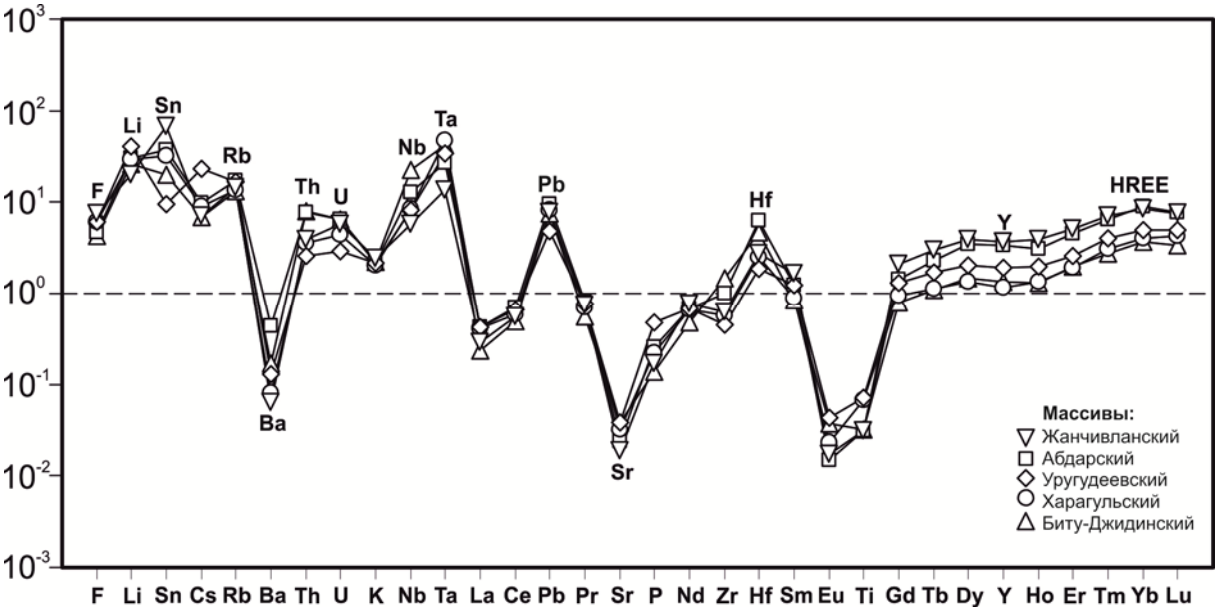



Рис. 1. Распределение магматофильных элементов в редкометалльных Li-F амазонит-альбитовых гранитах Прибайкалья и Монголии. Содержания элементов ppm нормированы на состав континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003).

Изотопные характеристики гранитов Биту-Джидинского массива согласуются с моделью формирования инициальных гранитоидных расплавов на уровне нижних

горизонтов континентальной коры, частичное плавление биотит-содержащих гранулитов которой было обусловлено подъемом астеносферного мантийного диапира (плюма). Состав и изотопно-геохимические особенности предполагаемого магмообразующего субстрата вполне отвечают характеристикам докембрийской коры Прибайкалья с модельным возрастом $T_{DM}$=1260 млн. лет. Редкометалльные Li-F граниты исследуемых провинций являются внутриплитными образованиями и геохимически отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов. Это могло быть обусловлено влиянием глубинного источника на проявление редкометалльногранитного магматизма.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке проектов РНФ № 15-17-10010, РФФИ № 15-05-02772а.*

Литература

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, 54 (5), С. 375-399.

Чернов В.С., Гетманская Т.И., Медников Н.И. О криолит-олово-вольфрам-серебряной минерализации. Геология рудных месторождений, 1988, 1, С. 69-76.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология. Петрология, 2003, 11 (2), С. 164-178.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry, 2003, V. 3, pp.1-64.

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (КОЛЬСКИЙ П-В)

*Е.С. Борисенко[1], Е.Л. Кунаккузин [1,2], П.А. Серов [1]*

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, г. Апатиты, Россия,
elena.s.borisenko@gmail.com, serov@geoksc.apatity.ru

[2]ФГБОУ ВПО Мурманский государственный технический университет, кафедра геологии и полезных ископаемых, г. Мурманск, Россия
kunakkuzin_evgeniy@mail.ru

Массив Мончетундра располагается в центральной части Кольского п-ва и входит в состав Палеопротерозойской Восточно-Скандинавской обширной изверженной провинции с месторождениями Cr, Ni, Cu, Co, Ti, V и платинометальных элементов – Pd, Pt, Rh (+Au) (Митрофанов, 2009). Геология и внутренняя структура массива определяется сочетанием слагающих его разновозрастных базитов и комплекса даек основного состава, образовавшиеся в течение многоактного внедрения.

В южной и юго-западной частях массива локализованы наиболее древние породы – массивные или слабо рассланцованные метагабброиды, U-Pb возраст которых составляет 2521±8 млн. лет (Баянова и др., 2010), 2516±12 млн. лет (Нерович и др., 2014).

В северо-восточной части г. Мончетундра залегают дифференцированные трахитоидные габбронориты с возрастом формирования 2505±6 млн. лет, 2501±8 млн. лет (Расслоенные интрузии…, 2004), 2507.5±7.7 млн. лет, 2504.4±2.7 млн. лет (Борисенко и др., 2013). Породы данной группы представлены преимущественно средне- и крупнозернистым мезократовыми габбронoритами, а также их амфиболизированными разностями. Направление трахитоидности пород совпадает с северо-западной ориентировкой самого массива, угол падения варьирует от 30° до 40°.

Центральная часть Мончетундровского массива сложена породами третьей группы, которые представлены главным образом массивными крупнозернистыми лейкократовыми габбронoритами и габбро и их амфиболизированными аналогами с неявно выраженной расслоенностью. В подчиненном количестве присутствуют более меланократовые и оливин-содержащие разновидности. В основании зоны залегает горизонт чередования троктолитов и лейкогаббронoритов (аз. прост. 320°, угол падения - 30° ЮЗ). U-Pb возраст пород по циркону и бадделеиту составляет 2471±9 млн. лет, 2476±17 млн. лет (Баянова и др., 2010), 2471±2 млн. лет (Борисенко и др., 2013).

Контакт между массивными и трахитоидными разновидностями базитов массива устанавливается по наличию в последних маломощных пластовых и линзовидных тел массивных лейкогаббро более молодого возраста. Формирование таких вещественно-структурных взаимоотношений, по-видимому, связано с внедрением комплекса более молодых пород, которые инъецировали подстилающие трахитоидные габбронориты (Борисенко и др., 2013).

Среди пород третьей группы устанавливаются пегматоидные разновидности габброидов в виде сегрегаций субизометричной формы (2453±4 млн. лет (Митрофанов и др., 1993)), а также секущие жилы габбро-пегматитов (2445.1±1.7 млн. лет (Нерович и др., 2014)).

Дайковый комплекс представлен разновозрастными дайками долеритов с различными геохимическими характеристиками (Нерович и др., 2014), а также телами меланократовых троктолитов – гарризитов.

Все базитовые породы массива Мончетундра относятся к серии нормальной щелочности. Для них характерно высокое содержание глинозема, обусловленное преобладанием плагиоклаза среди породообразующих минералов. Большинство

разновидностей базитов содержат 20-26 мас.% $Al_2O_3$, более низкие значения отмечаются в массивных мезократовых габброноритах (14-18 мас.%) и трахитоидных габброноритах (13-16 мас.%). Количество MgO в большинстве случаев варьирует от 1,0 до 9,9 мас.%; присуще низкие содержания $TiO_2$ (до 0,46 мас.%).

На нормированных по составу примитивной мантии мультиэлементных спектрах пород массива отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по некоторым высокозарядным элементам (Zr, Nb, Hf, Ta) и положительные по крупноионным литофильным элементам (Rb, Ba, Sr). Вся совокупность исследованных разновозрастных пород массива Мончетундра обнаруживает в целом однотипные умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым – $(La/Yb)_n$=2,07-7,52 и отчетливо проявленную положительную европиевую аномалию (Eu/Eu*=1,21-2,26).

Согласно последним Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимическим данным разновозрастные базиты Мончетундры, несмотря на небольшие различия, характеризуются преимущественно отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$, палео-мезоархейскими значениями модельных возрастов и низкими первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями (0.700 – 0.704) (Кунаккузин и др., 2015). Формирование пород массива, наряду с аналогичными базит-гипербазитовыми интрузиями Фенноскандинавского щита, такими как Федорово-Панский, массив горы Генеральская, Мончеплутон, Олангская группа, Портимо-Пеникат-Кеми и др., связано с действием долгоживущего нижнемантийного плюма в интервале 2.52-2.39 млрд. лет (Баянова, Митрофанов, 2012; Митрофанов и др., 2013).

Таким образом, установлено, что главные разновидности базитовых пород массива различаются по возрасту формирования, структурно-текстурным особенностям и имеют близкие геохимические характеристики. Общее сходство спектров распределения РЗЭ всех базитовых пород Мончетундровского массива свидетельствуют о том, что они, по-видимому, имели общий родоначальный источник, а Nd-Sr изотопно-геохимические данные являются характерными для пород, сформированных из обогащенного литофильными элементами мантийного источника. Вариации изотопно-геохимических данных между группами пород, скорее всего, связаны с эволюцией мантийного источника в процессе действия долгоживущего плюма.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 15-35-20501, ОФИ-М 13-05-12055.*

Литература

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – Спб.: Наука, 2004. – 174 с.

Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. // Вестник КНЦ РАН. Апатиты. 2012. №1. С. 22-31.

Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. // ДАН, 2010, т. 431, №2, с. 216-222.

Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. В сб: Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Труды XXIV Молодёжной научной конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7-10 октября 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов. – Апатиты: Изд. K&M, 2013. С. 80-82.

Кунаккузин Е.Л., Т.Б. Баянова, Л.И. Нерович, Е.С. Борисенко и др. // Вестник МГТУ, т. 18, №2, 2015 г.

Митрофанов Ф.П. // Вестник МГТУ, том 12, №4, 2009 г. С.567-570.

Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. // ДАН. 1993, т. 331, №1, с. 95-98.

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н. и др. // Геология рудных месторождений, том 55, №5, 2013, с.357-373.

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. и др. // Геохимия. 2014, №7, с. 605-625.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2х ч. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. – 177 с.

# ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ В ПОСТ-ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Р.В. Веселовский[1,2], С.Н. Томсон[3], А.А. Арзамасцев[4,5], В.С. Захаров[1]*

[1]Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, roman.veselovskiy@ya.ru

[2]Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

[3]Университет Аризоны, Тусон, США, thomson@email.arizona.edu

[4]Институт геологии и геохронологии докембрия, СПб, Россия, arzamas@ipgg.ru

[5]Санкт-Петербургский государственный университет, СПб, Россия

В докладе представлены новые изотопно-геохронологические данные, полученные в ходе датирования шести даек, относящихся к Кольской щелочной магматической провинции и расположенных в северо-восточной части Кольского полуострова (губа Дроздовка, губа Ивановка, пос. Йоканьга). Изотопный возраст даек, полученный Ar/Ar методом по плагиоклазу и полевым шпатам, отражает время их формирования в интервале от 390 до 367 млн. лет назад. Кроме того, мы представляем результаты трекового датирования 11 проб монофракций апатита, выделенных из керна скважин, пробуренных в северной части Хибинского массива. Абсолютные отметки глубин отбора образцов составляют от +520 до -950 м; полученные трековые возрасты расположены в интервале от 290 до 268 млн. лет, средняя ошибка определений составляет ±30 млн. лет. Величина средней длины треков в проанализированных образцах колеблется от 12.5 μm до 14.4 μm. Распределения длин треков в двух наиболее представительных образцах, разнесенных друг от друга по вертикали на расстояние 1200 м, позволили построить термальную модель Хибинского массива для интервала времени 290-0 млн. лет, согласно которой массив испытывал два этапа быстрого остывания (290-250 и 50-0 млн. лет назад), а на протяжении 200 млн. лет (с 250 до 50 млн. лет назад) его температура оставалась практически постоянной. Полученные трековые датировки дали возможность также оценить величину геотермального градиента на территории центральной части Кольского полуострова для последних 250 млн. лет (~20°C/км).

В докладе рассматриваются вопросы тектонической и геологической интерпретации полученных результатов, а также их значимость для палеомагнитных данных, полученных нами ранее по девонским дайкам Кольского полуострова.

*Исследования выполняются при поддержке грантов РФФИ 12-05-00216, 13-05-12030, 15-35-20599 и гранта Правительства Российской Федерации № 14.Z50.31.0017.*

# РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ СИБИРЬ): КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

*А.В. Вишневский*[1,2]

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

[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, vishnevsky@igm.nsc.ru

Кембро-ордовикский ультрамафит-мафитовый магматизм Алтае-Саянского региона проявлен преимущественно в островодужных и аккреционно-коллизионных обстановках. Множество плагиоперидотит-габбронoритовых и перидотит-пироксенит-габбровых интрузий этого возраста известно в Западной Монголии. Также большое количество габброидных и ультрамафит-мафитовых тел располагается на территории России - в Западной Туве, Горной Шории и Кузнецком Алатау. Возраст многих из них точно не установлен, но предположительно он также кембро-ордовикский.

Большинство зерен минералов элементов платиновой группы из золотоносных россыпей Алтае-Саянского складчатого пояса представлено Ru-Ir-Os сплавами и связано с многочисленными фрагментами офиолитов, располагающихся в шовных зонах этого складчатого сооружения. Однако в некоторых россыпях преобладающими среди платиноидов являются Pt-Fe сплавы и изоферроплатина. Эти россыпи образуют пространственно разобщенные зоны, и, очевидно, связаны с соответствующими ультрамафит-мафитовыми телами. В одних случаях такая связь очевидна, в других – весьма дискуссионна. Наиболее хорошо изученным проявлением такой минерализации являются аллювиальные россыпи водотоков, текущих с юга в котловину озеру Урег-Нур в Северо-Западной Монголии. Установлено что источником платиноидов здесь являются породы урегнурской вулкано-плутонической ассоциации, включающие силлы, дайки и пикритовые потоки, оливиновые и диопсидовые базальты, и Нарийнсалинский массив, включающий дуниты, верлиты, роговообманковые клинопироксениты и оливиновые горнблендиты. Ассоциация пород, их «островодужные» геохимические характеристики, высокое K/Na отношение, а также изоферроплатиновая минерализация свидетельствуют о родстве пород урегнурской ассоциации с классическими интрузиями Урало-Аляскинского типа, таким как дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые интрузии ЮВ Аляски, зональные тела уральского платиноносного пояса и интрузии района Файфилд в Австралии. Таким образом, вероятно, что раннепалеозойские ультрамафит-мафитовые интрузии Алтае-Саянской зоны образуют протяженный пояс массивов и связанных с ними россыпей. Кроме того, имеются определенные аналогии между урегнурской вулкано-плутонической ассоциацией, которая включает высококальциевые анкарамитоподобные диопсидовые базальты и ультрамафит-мафитовыми интрузиями барангольского комплекса, комагматичного с кембрийскими островодужными диопсидовыми базальтами усть-семинской свиты Горного Алтая и с интрузиями лысогорского комплекса в Горной Шории, которые рассматриваются некоторыми авторами как комагматичные с кембро-ордовикскими диопсид-авгитовыми базальтами.

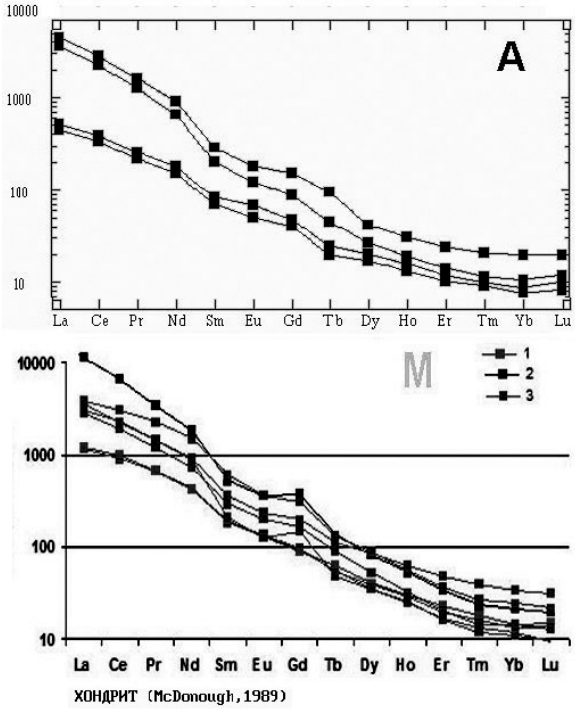
В последнее десятилетие появилось множество работ, особенно китайских авторов, в которых те или иные ультрамафит-мафитовые тела отнесены к урало-аляскинскому типу. Однако, нередко эти массивы имеют другие геохимические характеристики или не содержат ультраосновных пород вовсе, не говоря уже о зональном строении. В этом свете, представляется необходимым более тщательно анализировать соответствие наблюдаемых породных ассоциаций и геохимических характеристик критериям отнесения интрузий к урало-аляскинскому типу и всегда указывать, в таком случае, на их отличия от классических объектов этого типа.

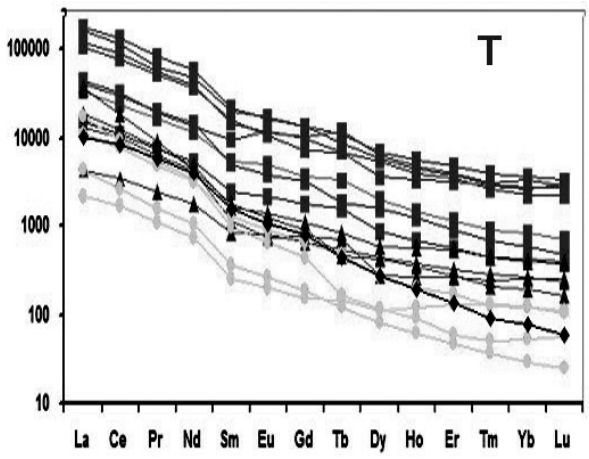
# ПЕТРОЛОГИЯ СУПЕРКРУПНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ПЛЮМОВОГО ГЕНЕЗИСА (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО ПРИАНАБАРЬЯ)

*Н.В. Владыкин*
Институт геохимии СО РАН, Иркутск, E-mail: vlad@igc.irk.ru

В Восточном Прианабарье известно два редкометалльных карбонатитовых объектов - это суперкрупный Томторский массив и Маджальгарский массив. Мальджангарский массив пробурен недавно на глубину 100 метров и сложен кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами. Силикатных пород пока не обнаружено, вероятно, они залегают на больших глубинах. Находится массив на самом юго- востоке Анабарского щита, Форма выхода массива на поверхность эллипсовидная с диаметром в 4,5 км$^2$. Кроме карбонатитов в массиве имеются участки сложенные карбонатитовыми туфами (Владыкин, 2008). Спектра TR в карбонатитах массива приведены на рис. 1.

Массив Томтор расположен к востоку от Анабарского щита на западном склоне Уджинского поднятия. Этот массив, площадь которого составляет около 250 км$^2$, имеет округлую в плане форму и представляет собой кольцевую интрузию центрального типа. Его центральная часть сложена карбонатитами, в том числе рудоносными туфами, а внешняя часть - щелочными и нефелиновыми сиенитами, выходы которых занимают около 70% его площади. С востока и запада карбонатиты окаймлены серповидными в плане телами ийолитов. В пределах массива обнаружены многочисленные дайки, силлы и диатремы К-ультраосновных пород (Поршнев, Степанов, 1980) в том числе и лампроиты (Владыкин и др, 2005). Массив прорывает рифейские карбонатно-терригенные отложения улахан-курунгской свиты и вендские терригенные отложения томторской свиты и перекрыт пермскими преимущественно терригенными и триасовыми вулканогенными породами.




**Спектры TR в карбонатитах: Томтора -Т аномалий Прианабарья -А (кальцитовые) и Мальджангарского-М массива (1-кальцитовые, 2-доломитовые, 3-анкеритовые)**

По данным (Владыкин 2009), в истории формирования Томторского массива можно выделить два главных этапа. С первым из них связано образование следующей последовательности магматических пород: пироксениты и Bt-пироксениты → мелилитовые породы и ийолиты, → нефелиновые и щелочные сиениты, → карбонатиты. В течение второго этапа произошло излияние вулканических пород и внедрение силлов и даек пород пикрит-лампроитовой серии, образование диатрем кимберлитоподобных К-ультраосновных пород и формирование рудоносных фосфат-карбонатных туфов.

Полученные на сегодняшний день K-Ar и Rb-Sr методами оценки возраста различных магматических пород массива Томтор находятся в интервале 800-250 млн. лет (Зайцев и др. 1992). Такой большой разброс связан, вероятно, проявлением наложенных процессов. В связи с этим для решения вопроса о возрасте массива Томтор и его редкометалльного оруденения были выполнены U-Pb геохронологические исследования щелочных сиенитов и рудоносных туфов, а также $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологические исследования слюд из карбонатитов, лампроитов и сиенитов.

Полученные нами геохронологические данные свидетельствуют о двух этапах формирования магматических пород массива Томтор. Их кристаллизация происходила в интервалах 701-675 и 414-387 млн. лет. Выделенные возрастные группы пород не уникальны в истории Сибирского кратона и вполне согласуются с эпохами крупнейших в его пределах проявлений внутриплитного магматизма. Так позднерифейская эпоха представлена большой группой важных в металлогеническом отношении массивов редкометалльных щелочно-ультраосновных пород, которые структурно тяготеют к краевым участкам кратона. Они прослеживаются вдоль юго-западной границы Шарыжалгайского выступа (массивы Белозиминский, Тагнинский, Жидойский) до Алданского щита (массивы Ингили, Арбарастах) на востоке кратона. Указанные массивы сформировались в интервале 700 – 630 млн. лет в зоне краевых разломов Сибирского кратона, возникших при его отделении от Лавразийской части суперконтинента Родиния.

Девонская магматическая эпоха была связана с воздействием Вилюйского плюма на восточный край Сибирского кратона. Это воздействие привело к разрывам литосферы и образованию Вилюйской крупной изверженной провинции с радиальной системой рифтов, разломов и дайковых поясов. Среди последних отметим Сетте-Дабанскую рифтовую ветвь, с которой связана группа массивов щелочно-основных пород с редкометально-редкоземельными карбонатитами, в том числе, Горноозерского, Воина, Гека, Поворотного. Возраст массивов оценивается главным образом интервалом ранний - средний девон (400 – 370 млн. лет). Внедрение кимберлитов так же связано с девонским плюмом.

По нашим данным два этапа становления массива Томтор связаны с цикличностью плюмовой активности в Восточном Прианабарье.

Литература

Владыкин Н.В. Новая провинция рудоносных редкометальных карбонатитов ЮВ части Анабарского щита // Геохимия магматических пород, Санкт-Петербург, 2008, С. 24-27

Владыкин Н.В., Торбеева Т.С Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) //Геология и геофизика, 2005, Т 46, № 10, С. 1038-1049

Владыкин Н.В. Петрология К-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика, 2009, т.50, № 12. С 1443-1455

Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии // Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1992, 248 с.

Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатоносность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1980, С. 84-100.

# ПЛЮМОВЫЕ (ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ) ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО РИФТОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА УДИНСКОГО СЕКТОРА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

*А.А. Воронцов, Т.Ю. Комарицына*
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, voron@igc.irk.ru

В позднем мезозое территория Западного Забайкалья была вовлечена в процессы внутриплитной активности. Здесь возникла Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) (Ярмолюк и др., 1995), состоящая из нескольких секторов (с запада на восток): Джидинского, Тугнуйского, Хилокского, Илькино-Кижингинского и Удинского. Каждый из секторов состоит из систем впадин, развитие которых сопровождалось интенсивной магматической деятельностью. Удинский сектор представлен Удинской, Еравнинской и Зазинской впадинами. В их пределах на основе K-Ar данных и геологических соотношений выделяются следующие этапы магматизма: 1) среднеюрский (174-170 млн. лет), 2) позднеюрский (160-154 млн. лет), 3) начала раннего мела (143-135 млн. лет), 4) середины-конца раннего мела (131-111 млн. лет), 5) начала позднего мела (82-77 млн. лет), 6) конца позднего мела (72-70 млн. лет), 7) эоценовый (53-51 млн. лет).

В строении разновозрастных магматических ассоциаций Удинского сектора участвуют породы широкого спектра составов от основных до кислых. На рубеже около 135 млн. лет происходят наиболее значимые изменения в характере вулканизма: резкое уменьшение объемов вулканических пород, переход от дифференцированных ассоциаций к базальтоидным с исчезновением вулканитов с содержанием $SiO_2$ более 54 мас. %, появление в ассоциациях щелочных вулканитов наряду с умереннощелочными и затем постепенное увеличение их доли на завершающих этапах.

В группу базальтоидов объединены породы с содержанием кремнезема от 41,5 до 54 мас. %. Все они характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов по сравнению с составом щелочных базальтов OIB типа по (Sun, McDonough, 1989). В Удинских вулканитах содержится больше Ba, Sr, P, Zr, а также легких REE. Содержания HREE, Th и U близки к содержаниям этих элементов в OIB. Более низкие содержания отмечаются для Ta, Nb, Ti, однако они существенно выше, чем в эталоне базальтов IAB-типа (Kelemen et al., 2003). Эти элементы на диаграммах нормированного распределения (относительно примитивной мантии) образуют концентрационный минимум, что отражено в высоких отношениях La/Ta (15-45), La/Nb (2-4) и в целом типично для базальтов субдукционных обстановок. В процессе эволюции вулканизма составы базальтоидов испытывали определенные изменения. В первую очередь это относится к росту содержания Ta и Nb в породах вплоть до исчезновения Ta-Nb минимума в породах молодых возрастных групп (83-51 млн. лет). При этом содержания других несовместимых элементов практически не меняются.

Изотопные составы Sr и Nd базальтоидов Удинского сектора соответствуют мантийной последовательности, в том числе, по закономерностям изменения изотопных характеристик во времени. В целом они укладываются в диапазон вариаций величин: εSr(T) от -7,2 до 16,1 и εNd(T) от -1,7 до 3,6. При этом наиболее обогащены радиогенным стронцием вулканические породы начальных (среднеюрских-раннемеловых) этапов, составы которых на графике εSr(T) - εNd(T) смещены в сторону модельного обогащенного мантийного источника EMII. В отличие от них изотопные составы пород позднего мела являются более деплетированными в отношении радиогенного стронция и более обогащенными радиогенным неодимом, что определяет их смещение в поле составов в сторону источника PREMA. Соответствующие закономерности изменения изотопных составов отмечаются также для пород других

сегментов Западно-Забайкальской рифтовой области. Эти вариации отвечают общей для области последовательной смене источника расплавов, позднеюрского-раннемелового, обогащенного радиогенным стронцием ($\varepsilon Sr >> 0$) и обедненного радиогенным Nd ($-2 < \varepsilon Nd < 0$), ранне – позднекайнозойским, характеризующегося более низкими относительными содержаниями радиогенного стронция и более высокими радиогенного неодима ($-1 > \varepsilon Sr > -8$ и $+3 < \varepsilon Nd < +5$).

Особенности составов вулканитов Удинского сектора и закономерности их изменения во времени вполне согласуются с таковым для западных и восточных секторов ЗЗРО, а также для других позднемезозойских-кайнозойских рифтовых областей Центральной Азии. Это позволяет предполагать для них одинаковые геодинамические условия формирования с участием мантийных плюмов.

Магматизм ЗЗРО и закономерности его развития резко отличаются от магматических процессов, протекавших на конвергентных границах Монголо-Охотского морского бассейна и Тихого океана. Продукты последних группируются в магматические пояса, конформные зонам конвергенции, а их состав определяют дифференцированные магматические ассоциации с геохимическими характеристиками, типичными для пород надсубдукционных зон.

Литература

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной-Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41-67

Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust //Treatise on Geochemistry, Executive Editors Holland H. D., Turekian K. K. 2003, Elsevier Ltd., V. 3.18, pp. 594-649.

Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. pp. 313-345.

# ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

*И.Ф. Гертнер, В.В. Врублевский, Т.С. Краснова*
Томский государственный университет, Томск, Россия, labspm@ggf.tsu.ru

Одной из важных особенностей проявления щелочного магматизма в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выступает их повышенная глиноземистость. В отличие от щелочно-ультрабазитовых комплексов центрально типа, развитых в пределах древних кратонов или в консолидированных блоках их обрамления, в составе данных породных ассоциаций постоянно присутствуют петрографические разновидности, обогащенные фельдшпатоидами, в частности, нефелином или лейцитом (бесполевошпатовые ийолиты и уртиты, полевошпатовые ийолиты и уртиты, а также лейкотефриты (берешиты), ювиты и обогащенные лейцитом сиениты). Важным петрохимическим параметром этих пород выступает принадлежность к миаскитовой серии, в составе которой отсутствуют щелочные темноцветные минералы, а также признаки заметной обогащенности наиболее активными летучими компонентами, типа F или Cl, что наблюдается в Хибинском, Ловозерском или Илимуссакском массивах. Как правило, для данных ассоциаций в валовом составе пород фиксируется повышенная роль $CO_2$, определяющая фассаитовый состав клинопироксенов и проявление интерстициального карбоната. Одним из подтверждений подобного вывода выступает присутствие магматических карбонатитов в качестве поздних «ликватов» на завершающих стадиях становления щелочно-габброидных плутонов Кузнецкого Алатау и Западной Тувы.

Временной рубеж формирования щелочных комплексов миаскитовой серии в складчатых структурах, как правило, достаточно продолжителен и допускает многократное воздействие одного или нескольких этапов плюмовой активности на очаги магмогенерации. Данный аспект мы предлагаем рассмотреть на примере щелочно-базитовых комплексов западного сектора ЦАСП (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Тува и Северная Монголия). Нашими изотопными исследованиями щелочных и субщелочных базитов в Кузнецком Алатау и в Горном Алтае установлен полихронный характер проявления близких по петрографическому и геохимическому составу горных пород (Vrublevsy et al., 2003, Krupchatnikov et al., 2012, Vrublevsy et al., 2014). В Кузнецком Алатау и Горном Алтае выявлены комплексы, как минимум, трех возрастных рубежей: 1) поздний кембрий – ордовик (Верхнепетропавловский массив, комплекс «Эдельвейс», кохтагский комплекс); 2) ранний девон (Кия-Шалтырский, Дедовогорский, Белогорский и Кургусульский массивы); 3) поздняя пермь–ранний триас (Горячегорский массив и чуйский лампрофировый комплекс). Для ювитов Северной Монголии (Овермааргольский массив) по результатам изотопного U-Pb анализа циркона метом SHRIMP зафиксирован силурийский возраст 426.5±3.5 Ma (Vrublevsy et al., 2014), а для подобных пород Западной Тувы (Дахунурский, Баянкольский, Харлинский и другие массивы) допускается формирование в верхнем карбоне-ранней перми (330-300 Ma) (Vrublevsy et al., 2014).

Важным элементом формирования высокоглиноземистых пород щелочного ряда выступают процессы фракционной кристаллизации и вероятной аккумуляции ранней субликвидосной фазы фельдшпатоидов, в частности, нефелина. Однако здесь есть определенное ограничение. Реальные составы щелочных магматических расплавов, генерируемых мантийными плюмами, отвечают субсолидусным соотношениям нефелина, пироксена и полевых шпатов. В данной ситуации механизм кристаллизационной дифференциации не позволит аккумулировать раннюю кристаллическую фазу фельдшпатоида, т.к. она не является таковой. Чтобы исходный

магматический расплав «попал» в поле первичной кристаллизации нефелина, необходимы дополнительные реакции, обеспечивающие накопление $Al_2O_3$ в остаточном расплаве. Наиболее вероятным механизмом подобного обогащения выступает взаимодействие силикатного расплава с карбонатным субстратом. Одним из первых сторонников подобной гипотезы выступил Р.А. Дели, обосновав формирование нефелиновых сиенитов на контакте гранитов и известняков. Практическим внедрением этой схемы является технологический процесс спекания нефелинов руд с карбонатом кальция, реализуемый на Ачинском комбинате для получения свободного глинозема. Уже в 60-х годах прошлого столетия, на основании простых термодинамических расчетов, было доказано, что ни «гранитная», ни базальтовая магмы не обладают реальным температурным запасом для ассимиляции соответствующего объема известковистого субстрата для получения высокоглиноземистых магм. Однако, новая концепция активного воздействия мантийных плюмов на литосферу позволяет реанимировать эти идеи. Плюм обладает гораздо большим энергетическим запасом, позволяющим эродировать не только литосферную мантию, но и фрагменты земной коры, включая её карбонатную составляющую.

Если проанализировать латеральную и временную зональность щелочного магматизма Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Тувы и Северной Монголии, можно отметить следующие закономерности. Наиболее западная часть региона, представленная комплексами кембро-ордовикского возраста, характеризуется меланократовым профилем и проявлением признаков метасоматизма. Начиная с силурийских проявлений, четко прослеживается участие высокоглиноземистых разновидностей типа ювитов, полевошпатовых уртитов (Монголия), бесполевошпатовых уртитов и ювитов в девоне (Кузнецкий Алатау, Кия-Шалтырское месторождение и Кургусульский массив), далее в карбоне и перми полевошпатовых ийолит-уртитов и ювитов (Харлинский массив в Туве, Горячегорский массив в Кузнецком Алатау). Учитывая, что наиболее высокоглиноземистые породы локализуются среди карбонатных пород или прорывают карбонатный цоколь кембрийского складчатого субстрата, можно допускать активное взаимодействие первичных силикатных магм с соответствующим коровым компонентом при активном воздействии мантийных плюмов.

*Исследования поддержаны Министерством образования и науки РФ (программа повышения конкурентной способности Томского государственного университета, проект № 8.1.14.2015).*

Литература

Vrublevsy V.V., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z, Makarenro N.A., 2003, The Sm-Nd age and source of comagmatic alkaline mafic rocks and carbonatites of Kuznetsk Alatau, Doklady Earth Sciences, V. 391A, No. 6, pp. 832-836.

Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Izokh A.E., 2012, The alkaline and carbonatitic rocks of Gorny Altai (Edel'veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt, Russian Geology and Geophysics, V. 53, pp. 721–735.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutierrez-Alonso G., Hofmann M., Grinev O.M., Tishin P.A. (a) Isotope (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) geochronology of alkaline basic plutons of the Kuznetsk Alatau, 2014, Russian Geology and Geophysics, Vol. 55, Issue 11, pp. 1264–1277.

Vrublevsy V.V., Gertner I.F., Izokh A.E. (b), 2014, First U-Pb isotope geochronogical data for alkaline rocks of EW Prikhuskub areraa, Mongolia, Geodynamic evolution of lithosphere of Central Asian mobile belt (from ocean to continent), pp. 59-61, (in Russian).

Vrublevsy V.V.,Nikifirov, A.V., Sugorakova A.M., Lykhin D.A. (c), 2014, Isotopic (Nd, Sr, Pb, O) composition of alkaline rocks in Sangilen maintain plateaus, Sangilen, SE Tuva, Geodynamic evolution of lithosphere of Central Asian mobile belt (from ocean to continent), pp. 65-67, (in Russian).

# ТРИ ЭТАПА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

*Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], Р.Е. Эрнст,[2,3], С.А. Писаревский[4], А.М. Мазукабзов[1], М.А. Гамильтон*

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, gladkochub@mail.ru

[2]Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

[3]Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia

[4]Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and The Institute for Geoscience Research (TIGeR), Department of Applied Geology, Curtin University, Perth, Australia, sergei.pisarevsky@uwa.edu.au

[5]Jack Satterly Geochronology Laboratory, Department of Earth Sciences, University of Toronto, Toronto, Canada, mahamilton@es.utoronto.ca

Докембрийские породы юго-восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона (районы Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) и пос. Листвянка) пересекаются многочисленными дайками долеритов. На основании геологических, геохимических и геохронологических исследований выделено три генерации даек, внедрение которых связано с различными этапами эволюции юга Сибири.

Дайки первой группы фиксируются вдоль побережья оз. Байкал в районе пос. Листвянка. Отмечается одна крупная дайка, мощностью около 30 м, и несколько более мелких даек. Дайки имеют северное – северо-восточное простирание (10–20°) и крутые углы падения. Установлено, что возраст долерита, отобранного из крупной дайки (U-Pb метод по бадделеиту), составляет1350 ± 6 млн. лет. По химическому составу долериты дайкового роя Листвянки соответствуют базальтам нормальной щелочности ($Na_2O$ + $K_2O$ = 2.8 – 3.5 мас.%). Породы представляют собой дифференцированные разности (mg = 38 – 54), принадлежат к толеитовой серии (FeO*/MgO = 1.8 – 3.4) и характеризуются повышенными содержаниями$TiO_2$ (1.6 – 3.5мас. %) и $P_2O_5$ (0.2 – 0.4мас. %). На мультиэлементных спектрах отмечается хорошо выраженная положительная аномалия по Nb-Ta, что позволяет сопоставлять долериты с OIB. Индикаторные геохимические отношения несовместимых элементов, такие как Th/Ta, Zr/Nb, Nb/Y, Zr/Y, также указывают на близость составов долеритов базальтам типа OIB и позволяют связывать их формирование с плюмовым источником(Condie 2005). Геохимические характеристики долеритов могут свидетельствовать об их формирование в условиях внутриконтинентального растяжения связанного с активностью мезопротерозойского мантийного плюма. Дайки, вероятно, являются частью мезопротерозойской крупной магматической провинции (LIP) (Ernst 2014).

Дайки второй группы, принадлежащие к нерскинскому комплексу (дайковому рою), пользуются наибольшим распространением в рассматриваемом районе. Эти дайки, сложенные долеритами, имеют субширотное простирание (260–280°) и крутые углы падения. Мощность даек варьируется от одного до пятнадцати метров. Возраст даек принимается как неопротерозойский (~740–720 млн. лет), по аналогии с близкими им по геологической позиции и геохимическим особенностям дайками, прорывающими породы фундамента южного фланга Сибирского кратона(Gladkochub et al., 2010). По составу неопротерозойские долериты в районах КБЖД и пос. Листвянка соответствуют нормально щелочным базальтам толеитовой серии ($Na_2O$ + $K_2O$ = 1.5 – 3.1мас.%; FeO*/MgO = 0.8 – 2.1). Значение mg# варьируется в проанализированных долеритах от 50 до 73. Долериты обнаруживают низкие содержания $TiO_2$ (0.5 – 1.2мас. %) и $P_2O_5$ (0.05 – 0.10мас. %), а также слабофракционированные спектры распределения

редкоземельных элементов ($La/Yb_n$ = 1.4 – 4.5). На мультиэлементных спектрах отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии на Nb-Ta и Ti. Долериты характеризуются высокими значениями геохимического отношения $Th/La_{pm}$= 1.05 – 2.08, близкими породам континентальной коры. Значение $\varepsilon_{Nd}(t)$ в долерите составило -10.1. Совокупность изотопно-геохимических данных указывает на формирование долеритов в результате коровой или литосферной контаминации примитивного мантийного источника. Внедрение рассматриваемых даек второй группы, также как и других неопротерозойских даек юга Сибири, было связано с распадом суперконтинента Родиния (Gladkochub et al., 2010).По-видимому, эти дайки могут быть связаны с внутриплитным магматизмом с возрастом 725–716 млн. лет (FranklinLIP), широко проявленным в северной Лаврентии, располагавшейся в структуре суперконтинента Родиния вблизи южного фланга Сибирского кратона(Ernst et al., 2012).

Дайки третьей группы представлены в районе КБЖД. Эти дайки имеют субширотное простирание, крутые углы падения. Мощность даек изменяется от десятков сантиметров до двух метров. Небольшие дайки сложены мелкозернистыми долеритами. В более мощных дайках центральные части сложены крупнозернистыми, а краевые – мелкозернистыми долеритами. U-Pbметодом по циркону, отобранному из крупнозернистого долерита центральной части дайки, был определен возраст этих долеритов, который составил 275±4 млн. лет, и который хорошо согласуется с палеомагнитными данными(Pisarevsky et al. 2006). Долериты характеризуются высокой суммарной щелочностью($Na_2O+K_2O$ = 4.0–6.0мас.%). Породы имеют высокие содержания $TiO_2$ (1.6–3.9мас. %) и $P_2O_5$ (0.3–0.7мас. %). На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии по Nb-Ta и положительные аномалии по Sr. Индикаторное геохимическое отношение $Th/La_{pm}$ во всех долеритах <1 (0.34 – 0.52). Значения$\varepsilon_{Nd}(t)$ в долеритах составляют +3.4…+7.3 и не коррелируются с содержанием $SiO_2$.Совокупность изотопно-геохимических данных указывает на смешанный мантийный источник, в котором могут присутствовать как рециклированный, так и обогащенный мантийные компоненты (Condie 2005).Формирование этих даек происходило при взаимодействии плюма с материалом субдуцирующего слэба Монголо-Охотского океана (Гладкочуб и др., 2010).

Таким образом, среди изученных в юго-восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона трех этапов внутриконтинентального базитового магматизма, выраженного внедрением даек долеритов, по крайней мере, два в определенной степени были связаны с влияниями мантийных плюмов.

Литература

Гладкочуб, Д.П., Донская, Т.В., Иванов, А.В., Эрнст, Р., Мазукабзов, А.М., Писаревский, С.А., Ухова, Н.А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация, Геология и геофизика51 (9), 2010, С. 1222–1239.

Condie, K.C., 2005, High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?,Lithos79, pp. 491–504.

Ernst, R.E., 2014, Large Igneous Provinces.Cambridge University Press, 653 p.

Ernst, R.E., Hamilton, M.A.,Söderlund, U.,2012, A proposed 725 Ma Dovyren-Kingash LIP of southern Siberia, and possible reconstruction link with the 725-715 Ma Franklin LIP of northern Laurentia,Abstract volume 35, Geological Association of Canada (GAC)– Mineralogical Association of Canada (MAC) Joint Annual Meeting – Geoscience at the Edge, May 27-29, 2012, St. John's, Newfoundland and Labrador, Canada.

Gladkochub, D.P., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Söderlund, U., Mazukabzov, A.M., Sklyarov, E.V., Hamilton, M.A., Hanes, J.A., 2010, Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction, Prec. Res. 183, pp. 660–668.

Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., De Waele, B., Mazukabzov, A.M., 2006,Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton,Geoph. J. Intern. 167 (2), pp. 649–658.Ernst, R.E., 2014, Large Igneous Provinces.Cambridge University Press, 653 p.

# МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ ПОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТЬЮ СИБИРСКОГО КРАТОНА

*Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], А.М. Мазукабзов[1], Р.Е. Эрнст,[2,3], С.А. Писаревский[4]*
[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dima@crust@irk.ru
[2]Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com
[3]Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia
[4]Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and The Institute for Geoscience Research (TIGeR), Department of Applied Geology, Curtin University, Perth, Australia, sergei.pisarevsky@uwa.edu.au

Магматические комплексы мезопротерозоя крайне ограниченно представлены на площади древних кратонов. Один из подобных редких объектов – «Кютингдинский» силл– располагается в пределах Оленекского выступа на севере Сибирского кратона. Этот силл, прослеживающийся в северо-восточном направлении на расстояние более 22 км, имеет мощность, достигающую 70 – 100 м. Возраст долеритов (SHRIMP-II по бадделеиту), слагающих силл, составляет 1473 ± 24 млн. лет (Wingate et al. 2009). Геологическое, петрологическое и геохронологическое изучение долеритов этого силла позволило сделать следующие основные выводы:

1) Изученные долериты отвечают составам типичных OIB, образованных при участии вещества мантийного плюма;

2) Родоначальные расплавы изученных пород были незначительно изменены процессами коровой контаминации, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу Nd ($\varepsilon_{Nd}(t)$ от -0.8 до +0.6), а также присутствие в долеритах захваченных цирконов, при этом геохимические характеристики пород остались практически неизмененными;

3) Анализ геологической ситуации в совокупности с геохимическими характеристиками долеритов свидетельствуют об их формировании в условиях внутриконтинентального растяжения;

4) Раннемезопротерозойские (~1.50 – 1.45 млрд. лет) базиты Оленекского выступа и Анабарского щита Сибирского кратона (Веселовский и др. 2006; Ernst et al., 2000), а также кратоно в Конго, Сан-Франциско (Ernst et al., 2013) и Балтика (Ernst and Buchan 2001; Söderlund et al. 2006) могут быть объединены в единую крупную магматическую провинцию (LIP) (Гладкочуб и др. в печати; Ernst e tal. 2014). Возникновение данной крупной магматической провинции могло быть связано с активностью суперплюма (рис. 1), вызвавшего всплеск магматической активности в пределах этих кратонов, располагавшихся на незначительном удалении друг от друга в структуре суперконтинента Нуна (Коламбия) (Ernst et al. 2013).

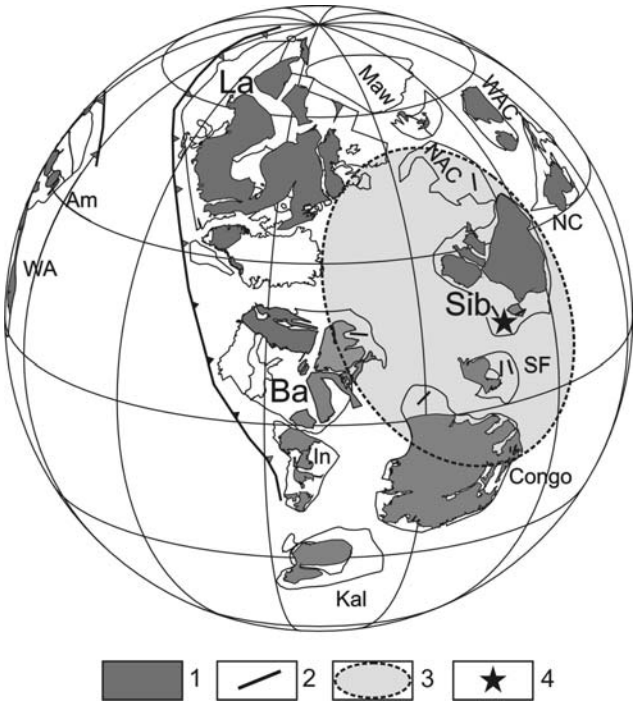



Рис. 1. Реконструкция суперконтинента Нуна (Коламбия) для раннего мезопротерозоя (модифицировано после Pisarevskyetal. 2014). 1 – архейский фундамент на древних кратонах; 2 – дайковые рои и интрузивные комплексы раннего мезопротерозоя (~1.50 – 1.45 млрд. лет); 3 – область влияния мантийного суперплюма; 4 – предполагаемый центр (head) суперплюма. La – Лаврентия; NAC – Северо-Австралийский кратон; WAC – Западно-Австралийский кратон; Maw – Маусонкратон; Sib – Сибирский кратон; SF – кратон Сан-Франциско; Congo – кратонКонго; Kal – Калахари; Am – Амазонийскийкратон; WA – Западно-Африканский кратон; NC – Северо-Китайский кратон; In – Индия.

Литература

Веселовский, Р.В., Петров, П.Ю., Карпенко, С.Ф., Костицын, Ю.А., Павлов В.Э., 2006, Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия, Доклады академии наук, 410 (6), с. 775–779.

Гладкочуб, Д.П., Донская, Т.В., Мазукабзов, А.М., Писаревский, С.А., Станевич, А.М., в печати, Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона, Геология и геофизика.

Ernst, R.E. and Buchan, K.L., 2001, Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads, Ernst R.E. and Buchan K.L. (Eds.) Mantle Plumes: Their Identification Through Time, Geol. Soc. of America, Special Paper, 352, pp. 483–575.

Ernst, R.E., Buchan, K.L., Hamilton, M.A., Okrugin, A.V., Tomshin, M.D., 2000, 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. Geology108, pp. 381–401.

Ernst, R.E., Pereira, E., Hamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodriques, J., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Van-Dunem, V., 2013, Mesoproterozoic intraplate magmatic ‘barcode’ record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions, Precamb. Res. 230, pp. 103–118.

Ernst, R.E., Hamilton, M.A., Kamo, S.L., Okrugin, A.V., Veselovskiy, R.V., Pavlov, V., Söderlund, U., Chamberlain, K.R., 2014, The 1498 – 1503 Ma Kuonamka LIP of northern Siberia: new precise U-Pbbaddeleyite dating?, GAC-MAC annual meeting, May 21-23, Fredericton, New Brunswick.

Pisarevsky, S.A., Elming, S-Å., Pesonen, L.J., Li, Z.X., 2014, Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond, Precam. Res. 244, pp. 207–225.

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Andersson, U.B., 2005, U–Pbbaddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga, Contrib. Mineral. Petrol. 150, pp. 174–194.

Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., Konstantinov, K.M., Mazukabzov, A.M., Stanevich, A.M., 2009, Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography, Precamb. Res. 170, pp. 256–266.

# ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ СУПЕРПЛЮМА В ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

*Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Ларин[2], А.Б. Котов[2], Н.В. Владыкин[3], В.П. Ковач[2], Е.В. Скляров[1, 4], Т.В. Донская[1], С.Д. Великославинский[2]*

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, gladkochub@mail.ru

[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, abkotov-spb@mail.ru

[3]Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, vlad@igc.irk.ru

[4]Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия, skl@crust.irk.ru

Катугинское комплексное редкометалльное (Ta, Nb, Zr, Y, REE) месторождение, располагающееся в юго-западной части Алданского щита, по запасам рудных компонентов относится к числу уникальных месторождений мира. Оно приурочено к двум массивам, сложенным биотитовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-эгириновыми и эгириновыми щелочными гранитами катугинского комплекса, возраст кристаллизации которых составляет 2066 ± 6 млн. лет (U-Pb метод по циркону) (Ларин и др. 2002).

Синтез геологических, геохронологических, минералогических и геохимических данных, полученных в последние годы, свидетельствует в пользу магматического (Ларин и др. 2002; Левашова и др. 2014), а не метасоматического, как это считалось ранее (Архангельская и др. 1993), генезиса Катугинского месторождения.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования месторождения и источниках рудных компонентов проводилась на основе анализа геохимических и изотопных характеристик гранитоидов катугинского комплекса. Установлено, что рассматриваемые гранитоиды обладают высокой щелочностью ($Na_2O$ + $K_20$ до 12.3 мас. %), а также повышенными значениями коэффициента агпаитности (NK/A = 0.96 – 1.71) и высокой железистостью (f = 0.96 – 1.00). Для них характерны крайне высокие содержания Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE и F, при низких концентрациях Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr. При этом, наибольшие концентрации несовместимых элементов наблюдаются в эгириновых гранитоидах, постепенно понижаясь при переходе от них к амфибол-эгириновым и биотит-амфиболовым разностям. Наименьшие содержания этих элементов отмечены в биотитовых гранитоидах. Распределение некогерентных элементов в гранитоидах катугинского комплекса характеризуется отчетливо выраженными отрицательными аномалиями Ba, Sr, Eu и положительными аномалиями Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf.

Согласно классификации Г.Н. Эби (Eby 1992), щелочные гранитоиды катугинского комплекса отвечают гранитам типа $A_1$, происхождение которых связывается с эволюцией расплавов, образованных за счет источника типа OIB.

Рассматриваемые гранитоиды характеризуются отрицательными и близкими к CHUR величинами $\varepsilon_{Nd}(t) = 0.0 \div -1.9$. Оценки Nd модельного возраста, рассчитанные по одностадийной и двухстадийной моделям, практически совпадают ($t_{Nd(DM)}$=2.7-2.6 млрд. лет, $t_{Nd(DM-2st)}$ = 2.7-2.5 млрд. лет). На диаграмме «$\varepsilon_{Nd}(t)$ – возраст» точки изотопного состава щелочных гранитоидов катугинского комплекса занимают промежуточное положение между линией эволюции изотопного состава Nd CHUR и полем эволюции изотопного состава Nd архейской континентальной коры Чара-Олекминского геоблока Алданского щита. В совокупности с геохимическими данными, это свидетельствует в пользу происхождения родоначальных для них расплавов в результате мантийно-корового взаимодействия. При этом, судя по значениям индикаторных геохимических отношений (Коваленко и др. 2009) (Th/Ta = 0.6–1.5; Zr/Nb = 2.5–3.1 и Nb/U до 62), в качестве мантийного компонента может рассматриваться источник типа OIB.

В тектоническом плане важно отметить приуроченность Катугинского месторождения к зоне тройного сочленения палеопротерозойского авлакогена и двух лучей закрывшейся к 1.9 млрд. лет назад океанской структуры. Эта область представляет собой район интенсивного проявления палеопротерозойского внутриплитного магматизма и сосредоточения уникальных по масштабам и разнообразию (Ta, Nb, Zr, Y, REE, Fe, Ti, V, PGE, Cu) эндогенных рудных месторождений, возраст которых изменяется от 2.2 – 1.8 млрд. лет. Отмеченная особенность локализации месторождений, сформировавшихся в относительно короткий интервал времени, в комплексе с геохимическими и изотопными характеристиками гранитоидов катугинского комплекса позволяют связывать их происхождение с активностью палеопротерозойского (2.2 – 2.1 млрд. лет) мантийного суперплюма.

*Геохимические исследования выполнены за счет средств РФФИ (проект № 13-05-12075-офи-м), а Sm-Nd изотопно-геохимические исследования за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-17-00325).*

Литература

Архангельская, В.В., Казанский, В.И., Прохоров, К.В., Собаченко, В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь), Геология рудных месторождений, 1993, 35 (2), С. 115-131.

Коваленко, В.И., Ярмолюк, В.В., Ковач, В.П., Коваленко, Д.В., Козловский, А.М., Андреева, И.А., Котов, А.Б., Сальникова, Е.Б. Вариации изотопного состава неодима и канонических отношений содержаний несовместимых элементов как отражение смешения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия, Петрология, 2009, 17 (3), С. 249-275.

Ларин, А.М., Котов, А.Б., Сальникова, Е.Б., Коваленко, В.И., Ковач, В.П., Яковлева, С.З., Бережная, Н.Г., Иванов, В.Э. О возрасте Катугинского Ta-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи, Доклады академии наук, 2002, 383 (6), С. 807–811.

Левашова, Е.В., Скублов, С.Г., Марин, Ю.Б., Лупашко, Т.Н., Ильченко, Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения, Записки Российского минералогического общества, 2014, 143 (5), С. 17-34.

Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications, Geology 20, pp. 641-644.

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПЛАТИНОИДОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА (САК)

*О.М. Глазунов [1], Т.А. Радомская [1], А.В. Салаев [2]*
[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, glazunov@igc.irk.ru
[2] «Сибнедра», Иркутск, Россия

В Саянской никель-платиноносной провинции ореолы ультрабазитов находятся в трёх крупных докембрийских террейнах: Шарыжалгайском, Бирюсинском, Канском.

Важным представляется сопоставление рудно-магматических систем (РМС) разного возрастного среза.

Несмотря на различия в возрасте, ультрабазиты перидотит-пироксенит-габбрового состава сближает медно-никелевая специализация.

В Шарыжалгайском террейне будинированные тела ультрабазитов в гнейсах архея характеризуются накоплением тяжёлых РЗЭ, положительной Eu аномалией и возрастом 2.5 млрд. лет (Грудинин и др., 1984). ЭПГ рассеяны в дисперсной форме, частично в виде кластеров. В них выдерживается устойчивое отношение Os > Ru при превалирующем положении Pt над Pd, что сопоставимо с хондритовым значением и отвечает закисной среде мантии (Виноградов, 1971). По Pd/Ir и др. платиноидам они близки архейским коматиитам обеднённым ЭПГ (Maier et al., 2003), а также гранатовым перидотитам, эквивалентным региональной мантии (рис. 1).

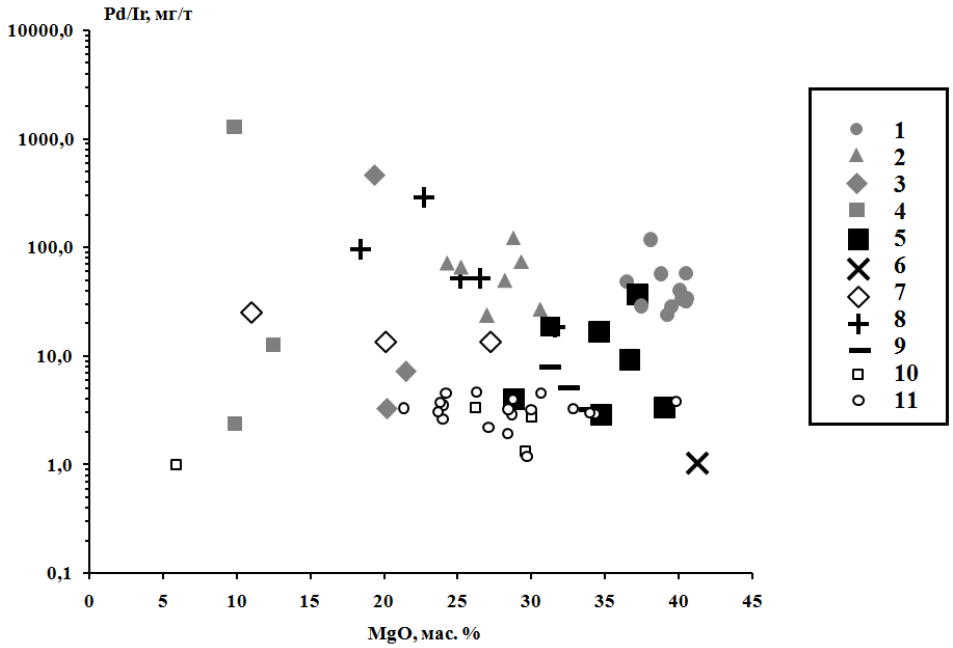



Рис. 1. Отношение Pd/Ir к MgO в породах гипербазит-базитовых массивов Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского докембрийских террейнов. 1-6 – массивы Канского террейна: 1-4 – Кингашский (1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксениты, 4 – метагаббро), 5-6 – Идарское Белогорье (5 – апогарцбургитовые серпентиниты, 6 – гранатовый лерцолит Игильского массива); 7 – Желосский массив Бирюсинского террейна (по А.В. Салаеву); 8-11 – массивы Шарыжалгайского террейна: 8 – перидотиты Крутой Губы в гнейсах архея, Булунский блок, массивы: 9 – Кундуй, 10 – Хогот; 11 – коматииты (Maier et al., 2003).

В пределах Канского террейна преобладают ультрабазиты с наиболее богатым платиноидно-медно-никелевым оруденением, сконцентрированным в Кингашских месторождениях с возрастом 1387 ± 40 млн. лет. Их выделяет петролого-геохимическая зональность с распределением элементов по всему разрезу и высоких

содержаний в ликвационных «горизонтах» придонной части лополита (ЭПГ до 17 г/т). В породах и рудах Pd > Pt. В состав руд входят висмутотеллуриды Pd: соболевскит, котульскит, майченерит и др. Ярко выраженная склонность к выделению самородных ЭПГ проявляется в ассоциации их с высокожелезистым пентландитом и высокосернистым пирротином. Платина как химически активный элемент к кислороду широко рассеивается в зонах серпентинизации. Сорбционное сродство палладия с галогенидами приводит к образованию богатых платиноидных «рифов» аналогичных «рифам» крупных месторождений (Стиллуотер и др.) (Глазунов, Радомская, 2010). Высокий геохимический индекс (Pt+Pd+Rh/Os+Ir+Ru) (до 20) указывает на пикритоидный источник, в отличие от архейских апокоматиитовых перидотитов (с индексом 2-3) (Naldrett, 2014).

Ультрабазиты Бирюсинского террейна отличаются разнообразием форм массивов, гетерогенностью состава пород и руд, обогащением наиболее тугоплавкими элементами. Сульфидные руды кроме никеля имеют повышенные концентрации ЭПГ (>10 г/т) при отношении Ru>Os. Распределение никеля коррелируется с MgO. Основными носителями ЭПГ являются сперрилит, ирарсит, висмутотеллуриды Pd (Mekhonoshin, Kolotilina, 2011). В аллювии нередко встречаются сплавы Os-Ir.

Эволюция РМС региона проходила по пути фракционирования архейской коматиитовой мантии с выделением в протерозое пикритоидного ингредиента, обогащённого Pd-Pt-Bi-Te-Cu-Ni.

Концентрирование и сегрегация ЭПГ в апокоматиитовых ультрабазитах архея допускается при условии подплавления, собирательной перекристаллизации и метасоматоза исходящего расплава. Знакопеременная геодинамика становления ультрабазитов Бирюсинского террейна отражается в следах диапиризма и градиентах состава.

Ультрабазиты Кингашского рудного поля формируются в субконтинентальных условиях раннего рифтинга. Повышенные в них изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7060 - 0,7066 при низких значениях $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,5125 – 0,5130; εNd = 2,6 – 3,8; $\delta S^{34}$ = -1,4 – (+2,0 %) отвечают аномальному мантийному компоненту EM-II.

Масштабное проявление высокоресурсного по Pd-Ni-Cu ультраосновного магматизма в Канском террейне совпадало с этапами аккреции складчатого обрамления к САК. Период 1460 – (1387 ± 40) млн. лет является наиболее рудогенерирующим временем обогащения мантии ЭПГ и халькофилами.

Тепловая предыстория РМС региона с позиции Н.Л. Добрецова (1980) может объясняться активностью интрателлурических потоков и плюма.

## Литература


Виноградов А.П. Высокотемпературные протопланетные процессы// Геохимия, 1971, № 11, С. 1283 - 1296.

Глазунов О.М., Радомская Т.А. Геохимическая модель генезиса Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения // ДАН, 2010, т. 430, № 2,С. 222 - 226.

Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазиты ранних стадий развития земной коры// Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 6, С. 1460 - 1463.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука, 1980. – 200 с.

Maier, W.D., Roelofse, F. and Barnes, S.-J. (2003). The Concentration of the Platinum-Group Elements in south African Komatiites: Implications for Mantle Sources, Melting Regime and PGE Fractionation during Crystallization // Journal of Petrology 44 (10), pp. 1787-1804.

Mekhonoshin, A.S., Kolotilina, T.B., 2011, Ni-Cu-PGE sulfide deposits related with neoproterozoic picritic magmatism (Southern Siberia) // Large Igneous Provinces of Asia: Mantle Plumes and Metallogeny (abstract volume). – Irkutsk: Petrographica, pp. 160 - 161.

Naldrett, A.J., 2014, A Key Question with regard to our understanding of platinum-group element deposits// 12th International Platinum Symposium. Abstracts (Edited by Anikina, E.V. et al.). – Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, pp. 11 - 12.

# 3D МОДЕЛЬ ГОЛОВКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЛЮМА НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

*Б.И. Гонгальский[1], А.Л. Галямов[1], Г.Д. Павлович[2], А.В. Петров[2], К.Ю. Мурашов[1]*
[1] Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, brgon@mail.ru.
[2]Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия, gpavlovich@mail.ru

Северное Забайкалье является одной из крупнейших металлогенических провинций России. Здесь сосредоточены уникальные месторождения меди (Удоканское, более 25 млн. т Cu), ванадия и титана (Чинейское), тантала и ниобия (Катугинское), а также месторождения других полезных ископаемых (платиновых металлов, серебра, золота, урана и др.). Все они были сформированы в палеопротерозое - наиболее продуктивной эпохе концентрирования многих металлов. Поздний палеопротерозой представлен габброидами чинейского комплекса (1811-1880 млн. лет, Гонгальский, 2012) и дайковыми роями на территории Сибирского кратона (Гладкочуб и др. 2012), посторогенными гранитами кодарского комплекса (1876-1873 млн. лет Ларин и др., 2000). Палеопротерозойский магматизм принадлежит к одному из трех крупных максимумов (импульсов) роста континентальной коры (Добрецов, Буслов, 2011). Внедрение базитов происходило на фоне постколлизионного растяжения, сменившего предшествующую коллизионно-аккреционную стадию, ответственную за формирование Сибирского кратона. (Гладкочуб и др., 2012).

В рифтовых структурах в южной части Сибирского кратона в позднем палеопротерозое происходило формирование вулканогенно-осадочных и осадочных отложений Акитканского пояса и Кодаро-Удоканской зоны. Магматические породы палеопротерозоя Удокан-Чинейского района представлены крупными массивами гранитоидов кодарского комплекса (Кодарский, Кеменский и др.), ультрабазит-базитовыми массивами чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский, Верхнесакуканский и др.).

На рис. 1 отчетливо видны антиклинальные и синклинальные структуры. С последними связаны Fe-Ag-Cu месторождения Удокан и Ункур (рис. 1). Месторождения граничат с крупными гравитационными аномалиями, обусловленными Чинейским и Луктурским расслоенными ультрабазит-базитовыми массивами с суперкрупными месторождениями Fe-Ti-V руд. Вторыми по значимости являются сульфидные руды с Cu, Ag, Au, Pt, Pd и другими металлами. Аномальные гравитационные массы прослеживаются на глубину более 20 км, где объединяются, которая может отвечать поверхности плюма.

Крупные массивы гранитоидов в геофизических полях выражены низкими значениями магнитных и гравитационных полей, их обрамляют массивы чинейского комплекса с локальными максимумами $\Delta g$ и $\Delta T$. Сопряженность гранитоидного и базитового магматизма также подтверждается палеомагнитными исследованиями, хотя и немного различаются практически одновременные полюса по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам, перекрываясь овалами доверия (Водовозов и др., 2013).

Гравитационные и магнитные положительные аномалии, полученные в результате 3D-моделирования Удокан-Чинейского района (Петров и др., 2011), отвечают эродированным расслоенным массивам (Чинейский, Луктурский), и невскрытым массивам или перекрытым более молодыми образованиями. Майлавский массив перекрыт палеозойскими гранитоидами и базальтами Удоканского лавового плато. Редкие выходы габброидов отмечаются по периферии гранитного массива. Массивы габброидов по геофизическим данным прослеживаются на глубину более 20 км. Собственно Чинейский массив на диаграмме наблюдается в виде линзы, которая

подстилается более масштабным телом уходящим на глубину более 20 км. Луктурский массив подстилается массивом с зональным строением (рис. 1).

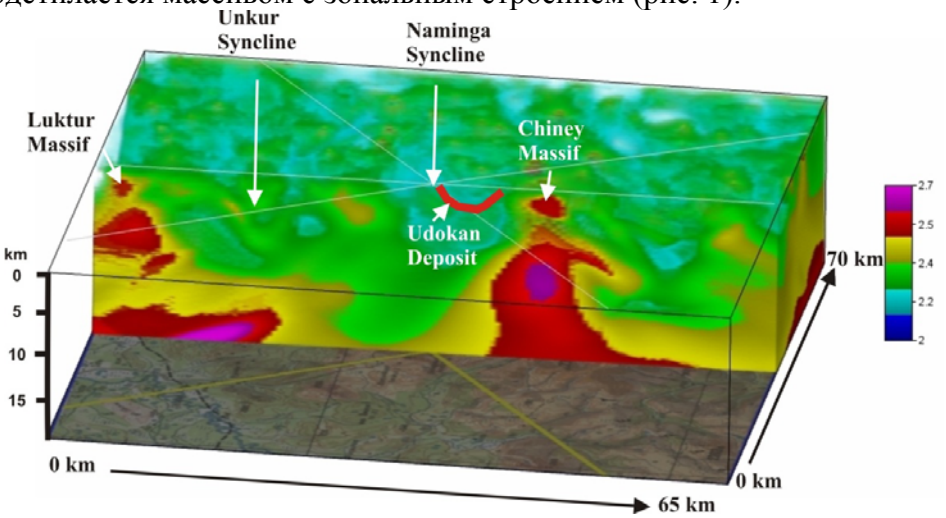



Рис. 1. Разрез распределения гравитационных масс по линии Луктурский – Чинейский массивы, Ункурскую и Намингинскую синклинали с месторождениями (Ункур и Удокан)

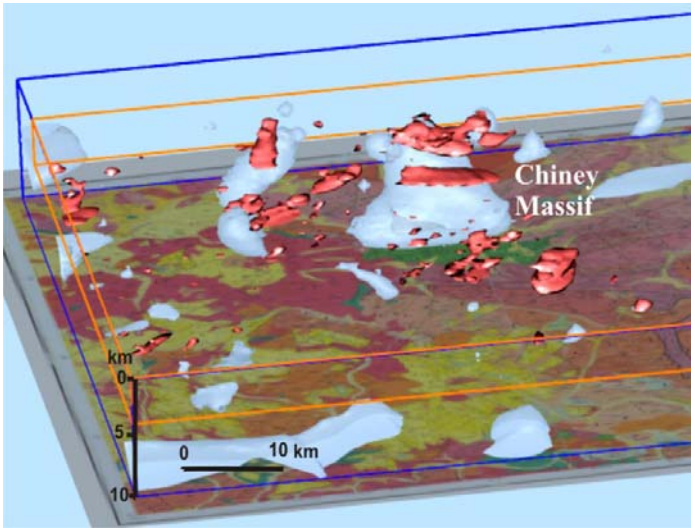



Рис. 2. Аномалии гравитационных (светло-серое) и магнитных (серое) масс Чинейского массива. На подложке геологическая карта района.

Совмещенная диаграмма аномалий гравитационных и магнитных масс под Чинейским массивом показывает расширение гравитационных масс с глубиной (рис. 2) и зональное строение магнитных масс в верхней части массива.

Литература

Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, Р. Эрнст, А. М. Мазукабзов, Е. В. Скляров, С. А. Писаревский, М. Вингейт, У. Седерлунд. 2012. Геотектоника, № 4, с. 28–41

Гонгальский Б.И. Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. докт. диссертации. 2012. М., ИГЕМ РАН. 43 с.

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов. Геология и геофизика, 2011. Т. 52, № 12, с. 1911-1926.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. 2000. Петрология. Т. 8. № 3. С. 267–279.

А.В. Петров, С.В. Зиновкин, Д.Ю. Осипенков, Д.Б. Юдин «Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД 3D - 2011». «Геоинформатика». 2011. №4.

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕРЦОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТУМУСУН (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ): ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ ИЛИ РЕФЕРТИЛИЗАЦИЯ?

*М.А. Горнова[1], С.И. Дриль[1], А.Б. Перепелов[1], К.-Л. Ванг[2], В.А. Беляев[1]*

[1]Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, mgorn@igc.irk.ru

[2] Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

Проведено изучение перидотитовых ксенолитов из базанитов вулкана Тумусун, расположенного на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Проявления кайнозойского базальтоидного вулканизма БРЗ входят в состав Южно-Байкальской вулканической области, развитие которой, возможно, находится в области влияния Центрально-Азиатского мантийного плюма (Ярмолюк и др., 2003). Породы вулкана представлены щелочными оливиновыми базальтами, гавайитами и реже базанитами. Базанитовые магмы проявлены на завершающей стадии развития вулкана и имеют более глубинные условия образования в сравнении с гавайитовыми расплавами. Ксенолиты перидотитов из базанитов имеют размеры по удлинению от первых см до 30 см. В перидотитах особенности микроструктур и состава минералов исследовались на рентгеновском микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (ИГХ СО РАН), содержания REE в пироксенах - методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе IMS-4F (ЦКП «Диагностика микро- и наноструктур», г. Ярославль).

Все ксенолиты представлены шпинелевыми лерцолитами с средне-зернистыми протогранулярными структурами и реакционными зонами минералов. Реакционные зоны ортопироксена состоят из вторичных зерен Ol, Cpx и калинатрового полевого шпата, клинопироксена - из каймы вторичного Cpx с включениями вторичных зерен Ol и Pl, шпинели – из симплектитовых прорастаний вторичной Sp и калинатрового полевого шпата. Ширина реакционных зон ортопироксена уменьшается в направлении от контакта к центру ксенолита, клинопироксена и шпинели максимальна на контакте с реакционными зонами ортопироксена или полевошпатовыми прожилками. Центральные части зерен однородны и имеют одинаковый состав на краю и в центре ксенолита. По сравнению с их составами, вторичные Ol имеют более низкие Mg# и содержание NiO; вторичные Cpx - более низкие содержания $Al_2O_3$, $Na_2O$ и более высокие Mg# и CaO; вторичная шпинель характеризуется более высокой хромистостью. Наблюдаемые соотношения составов первичных и вторичных минералов обычны для лерцолитовых ксенолитов с реакционными зонами минералов, например, из Sal Island, Carp Verde (Shaw and Dingwell, 2006). Особенности развития реакционных зон минералов перидотитов Тумусуна хорошо согласуются с экспериментальными данными по взаимодействию лерцолитов с недосыщенными $SiO_2$ щелочными расплавами при 1 атм (Shaw and Dingwell, 2008). Образование реакционных зон минералов в лерцолитах Тумусуна может быть объяснено двухстадийной моделью Shaw and Dingwell (2008): 1) инконгруэнтное растворение ортопироксена под воздействием вмещающих базанитов с образованием оливина ± клинопироксена и расплава, богатого кремнием и щелочами, 2) инконгруэнтное растворение клинопироксена и шпинели под воздействием этого расплава с кристаллизацией вторичной шпинели и клинопироксена. Эксперименты показывают, что в этом процессе непрореагировавшие центральные части минералов остаются однородными и имеют тот же состав, что исходные первичные минералы.

В лерцолитах магнезиальность первичного Ol варьирует от 89.3 до 91.1 и положительно коррелирует с более высокой магнезиальностью первичных пироксенов. Хромистость первичной Sp изменяется от 8.3 до 17.5. В образцах с наиболее

магнезиальными Ol рост их Mg# не сопровождается ростом Cr# шпинели. В пироксенах с уменьшением содержания $Al_2O_3$ происходит рост - $Cr_2O_3$. Содержание $Al_2O_3$ в Opx соответствует средним степеням плавления, в то время как в Cpx - низким. Оба пироксена обеднены $Cr_2O_3$. Клинопироксены имеют нефракционированное распределение M-HREE. В большей части образцов они обеднены LREE, в остальных – незакономерно обогащены L-MREE, корреляция содержаний La и Yb отсутствует. Клинопироксены обогащены Yb относительно абиссальных перидотитов, корреляция содержаний Yb и Ti отсутствует. В этих двух группах образцов отличий в составе минералов не наблюдается: они показывают сходный диапазон вариаций и на всех графиках точки составов не образуют самостоятельных полей. Также перекрывается диапазон равновесных температур - 1007-1108$^{o}$C и 1007-1074$^{o}$C, соответственно.

Проведенное численное моделирование содержаний Ti и REE в клинопироксенах показывает, что лерцолиты могли образоваться в результате 4-12% немодального фракционного плавления мантийного вещества, которое начиналось в гранатовой и продолжалось в шпинелевой фации. Эта модель объясняет и особенности состава минералов пород по петрогенным элементам. Обогащение клинопироксенов L-MREE может быть обусловлено хромотографическим эффектом, связанным с поровым течением небольшого количества расплава от трещин, по которым поднимались щелочные базальты.

Образование фертильных лерцолитов с деплетированными спектрами REE в клинопироксенах возможно в результате реакции нижней литосферной мантии с большим объемом базальтовых расплавов при ее термо-механической эрозии над мантийным плюмом. В верхних частях разреза при низком отношении расплав/порода должны формироваться сильно обогащенные LREE перидотиты, как это описано для перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов Mega, Восточно-Африканского рифта (Bedini et al., 1997). Особенностями этого процесса является формирование в лерцолитах с деплетированными спектрами REE минералов почти постоянного состава (Le Roux et al., 2007). Рефертилизованные лерцолиты массива Лерц с деплетированным спектром REE в Cpx, по сравнению с лерцолитами Тумусуна, имеют более широкий диапазон вариаций модального состава. При этом они характеризуются более узкими диапазонами вариаций магнезиальности Ol, Opx, Cpx, Cr#Sp и более высокой Mg#Cpx при сопоставимых Mg#Ol и Opx. Минералы лерцолитов массива Лерц имеют особенности, исключающие их образование в результате частичного плавления: отсутствие корреляции Mg# и Cr# в пироксенах, отрицательную корреляцию содержаний $Al_2O_3$ и $Cr_2O_3$ в ортопироксенах, низкие содержания $Al_2O_3$ в Opx, близкие концентрации $Na_2O$, $TiO_2$ в пироксенах и отсутствие положительной корреляции между содержаниями $TiO_2$ в клинопироксене и породе. Таким образом, составы минералов лерцолитов Тумусуна лучше согласуются с моделью образования в результате частичного плавления.

Лерцолиты Тумусуна имеют фертильный состав и этим отличаются как от архейской кратонной, так и раннепалеозойской островодужной литосферных мантий, наличие которых можно предполагать под вулканом Тумусун. Высокие равновесные температуры шпинелевых лерцолитов указывают на малую мощность литосферной мантии, что согласуется с геофизическими данными об астеносферном выступе под Байкальским рифтом (Zorin et al., 1989). Можно предположить, что лерцолиты Тумусуна представляют собой литосферную мантию, которая образовалась из остывшего астеносферного вещества и заместила прежнюю литосферу в процессе неогенового магматизма Байкальской рифтовой области.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ – гранты №№ 13-05-12026-офи_м, 13-05-01055-а.*

Литература

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мании) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3-34.

Bedini R.M., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., Morten L. Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African Rift // Earth and Planetary Science Letters, 1997, v.153, p. 67–83.

Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O., Dautria J.-M., Vauchez A., Riches A.J.V. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle // Earth and Planetary Science Letters, 2007, v. 259, p. 599–612.

Shaw C. S. J., Dingwell F. H. D.B. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for ‘‘metasomatism’’ by the host lava //Contrib Mineral Petrol, 2006, v. 151, p. 681–697.

Shaw C. S. J., Dingwell D.B. Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // Contrib Mineral Petrol, 2008, v. 155, p. 199–214.

Zorin Y.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.K. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics, 1989, v. 168, p. 327–337.

# КРУПНЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ГРАНИТОИДОВ В МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПАЦИФИКА.

*Н.А. Горячев*

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН, г. Магадан, goryachev@neisri.ru

Рассмотрены крупные магматические провинции северного обрамления Пацифика, в которых гранитоиды занимают не менее 15% площади, а золотой потенциал (включая россыпи) пространственно ассоциирующего оруденения составляет сотни и тысячи тонн золота. К таковым относятся (табл. 1): Калифорния (около 800 т), Британская Колумбия (около 200 т), Восточно-Центральная Аляска и Юкон (около 1000 т), Чукотка (около 700 т), Яно-Колыма (более 3000 т), Монголо-Охотский пояс (около 2500 т).

Основой всех рассмотренных провинций являются крупные орогенные пояса позднеюрского-раннемелового возраста аккреционного (Арктический, Калифорния), коллизионного (Оминека, Яна-Колыма) и трансформных границ плит происхождения. И гранитные плутоны, и сопутствующий метаморфизм, и золотое оруденение в них контролируются едиными структурами. Характерен относительно узкий временной интервал формирования гранитного магматизма и сопровождающего его плутонометаморфизма (отклонения в 5-10 млн. лет), при этом метаморфизм как ранний (доплутонический), так и синхронный имеет место быть. Золотое оруденение (орогенного и интрузион-релейтед типов) формировалось близко одновременно хотя и позднее (1-10 млн. лет) плутонов и после метаморфизма. Обычно двухэтапное формирование и гранитоидов и золотого оруденения. Но есть свидетельства, что иногда золотые руды были сформированы ранее, чем основная масса гранитоидов (Калифорния). Кстати, чем знаменита Материнская жила Калифорнии? Уникальными кристаллическими самородками золота, которые возникли в процессе формирования руд под воздействием пика гранитного магматизма. Золотое оруденение очень часто контролируется гранитно-метаморфическими куполами и валами (Аляска, Британская Колумбия, Яно-Колыма). Геологические и геофизические данные показывают, что крупные ареалы золотого оруденения формировались на плечах плутоно-метаморфических поясов (пример Яно-Колымского пояса, Юкон-Танана ареал). Следует отметить близкий к нулевому изотопный состав серы сульфидов в рудах ассоциирующих с крупными гранитно-метаморфическими куполами и относительно легкую серу типичную для золото-кварцевых и золото-висмутовых месторождений связанных с интрузивными гранитами или расположенных в удаленной апикальной зоне гранитно-метаморфических куполов.

Формирование гранитоидов – коровый орогенный процесс, в ходе которого происходит мобилизация золота из терригенных толщ верхней коры и сложного породного комплекса нижней коры, о чем свидетельствуют данные по изотопии Pb, Sr, S. Вместе с тем, определенную роль играют мантийные производные – дайковые пояса и интрузии габброидов нередко предшествующих формированию гранитоидов, особенно в ходе аккреционных и трансформных тектонических процессов.

Такое сочетание гранитоидов, гранитно-метаморфических куполов и орогенного золотого оруденения в крупных ареалах весьма неслучайно, и заставляет предполагать, что при формировании таких крупных магматических и рудных провинций важную роль играют процессы плутонометаморфизма и сопровождающие их флюидные потоки, существовавшие в пределах структурного каркаса орогенных поясов.

Табл. 1. Характеристика крупнейших провинций гранитоидов и золотого оруденения.

| **Регионы** | **Типы гранитоидов, (возраст)** | **Сопутствующий метаморфизм (возраст)** | **Золотое оруденение и его возраст** | **Типы месторождений** |
|---|---|---|---|---|
| Калифорния (США – Калифорния – Сьера Невада и Кламат) | I тип, магнетитовая серия (146-160 и 100-120 млн лет – Tobish et al., 1990; Shweikert et al., 1999) | Линейный, зеленосланцевый (146-137 млн лет– Tobish et al., 1990) | Линейные жильные пояса (140-152 и 104-135 млн лет – Marsh et al., 2008; Bohlke, Kistler, 1986; Elder, Cashman, 1992) | Орогенные золото-кварцевые |
| Оминека (США - Восток Центра Аляски и Канада -Юкон и Британская Колумбия) | I и S типы, магнетитовая и ильменитовая серии (160-120 и 110-89 млн лет - Newberry et al., 1995; McCoy et al., 1997; Goldfarb, 1997; Goldfarb et al., 2008 Emond, 1992; Mair et al., 2006, 2011) | Гранитно-метаморфические ареалы и крупные своды, зеленосланцевый до амфиболитовой (160-110 млн лет и 124-94 - Dusel-Bacon et al., 1995; Rushton et.al., 1993; Mortensen, 1990), | Локальные ареалы и пояса (131-152 и 86-95 млн лет - Mortensen, 1990; Rushton et.al., 1993; Sketchley et al., 1986; Dawson et al., 1989) | Орогенные золото-кварцевые и золото-сульфидные, золото-сульфидно-вкрапленные, и золото-висмутовые |
| Арктический (США - Север Аляски, Россия – Чукотка и Северо-Восток Якутии) | I тип ильменитовая серия (117-89 млн лет - Till, Dumolin, 1994; Amato et al., 1994; Miller et al., 2013; Katkov, 2009; Miller, 1994) | Купольный локальный, гранитно-метаморфические купола (130-105 млн лет – Гельман, 1995; Горячев, 1998 Amato et al., 1994; Moore et al., 1994). | Локальные ареалы (102-130 млн лет – Горячев, 1998; Волков, Сидоров, 2001; Otto et al., 2009) | Орогенные золото-кварцевые (преобладают), золото-сульфидно-вкрапленные и золото-висмутовые |
| Северо-Восток России (Восток Якутии, Магаданская область) | I и S- типы ильменитовая серия (153-140 млн лет – Акинин и др., 2009; Ньберри и др., 2000; Goldfarb et al., 2014) | Метаморфические зоны с гранитными плутонами (160-135 млн лет– Sustavov, 1995; Akinin et al., 2003). | Линейные пояса (148-130 млн лет– Горячев, 1998, 2003; Goldfarb et al., 2014; Goryachev, Pirajno, 2014) | Орогенные золото-кварцевые, золото-сульфидно-вкрапленные и золото-висмутовые |
| Монголо-Охотский ареал (Север Монголии, Россия – Забайкалье и Амурская область) | I -, S- , A типы (200-130 млн лет – Спиридонов и др., 2006; Goldfarb et al., 2014; Goryachev, and Pirajno, 2014) | Гранитно-метаморфические купола и валы зеленосланцевый до амфиболитового (160-140 млн лет). | Линейные пояса и локальные ареалы (190-122 млн лет – Cluer et al., 2005; Сорокин и др., 2013; Goldfarb et al., 2014; Борисенко и др., 2012; Goryachev, and Pirajno, 2014) | Орогенные золото-кварцевые, золото-сульфидно-вкрапленные, золото-турмалин-полисульфидные и золото-висмутовые |

# УЛКАНСКАЯ ПАЛЕОРИФТОВАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*В.А. Гурьянов, А.Ю. Песков*
ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия,
e-mail: guryanov_v@mail.ru

В пределах юго-восточного обрамления Сибирской платформы отчётливо выделяется этап позднепалеопротерозойского внутриплитного магматизма, представленного контрастной серией осадочно-вулканогенных пород, гранитоидами и базитами улканского вулкано-плутонического комплекса (Гурьянов, Песков, 2014; Гурьянов и др., 2013, 2012). Эти породы формировались во внутриплитных условиях в анорогенной связи с деятельностью мантийного плюма – 1.77 – 1.70 млрд. лет. Установлено, что Улканская палеорифтовая структура обладает чертами трёхлучевого строения (рис. 1), которое свидетельствует об активном рифтогенезе в связи с деятельностью горячей точки.

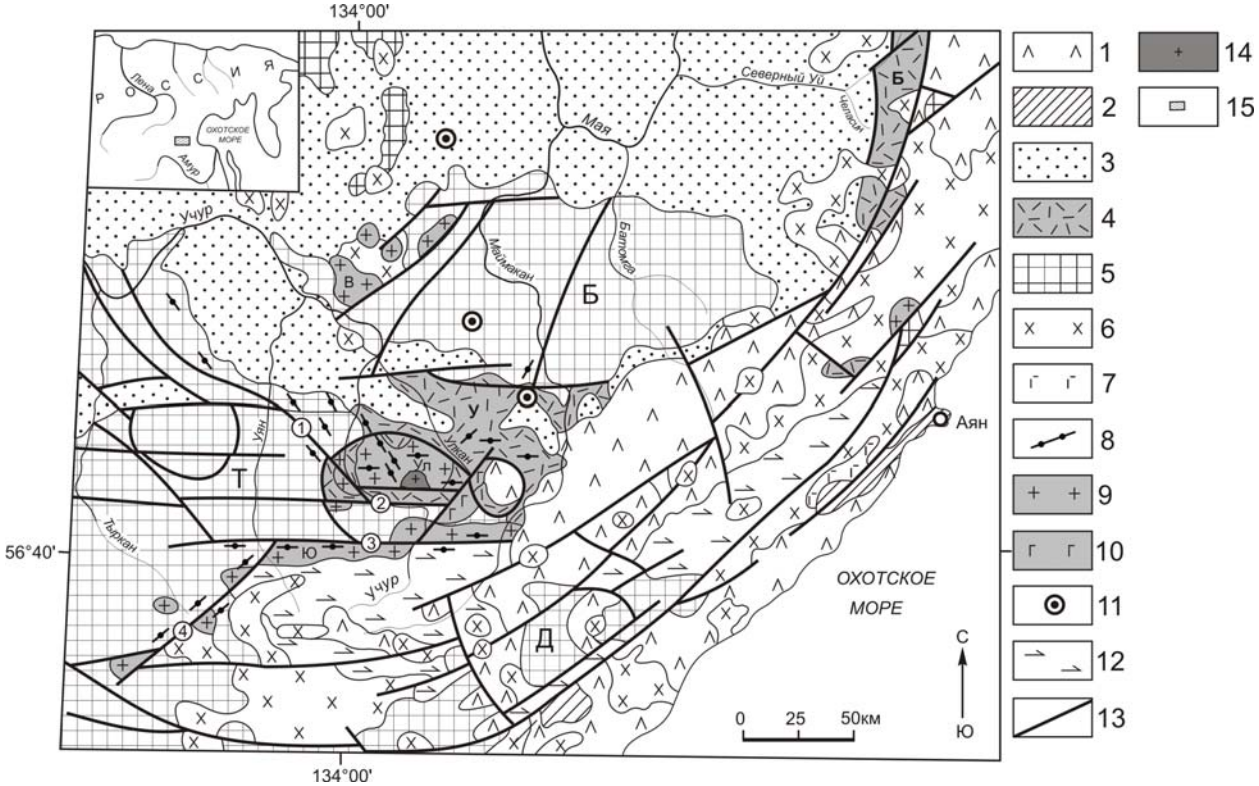



Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-восточной окраины Сибирской платформы. 1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса. 2 – палеозойские терригенно-карбонатные толщи Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. 3 – кембрий-рифейские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения Учуро-Майской плиты. 4 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского (У) и Билякчанского (Б) прогибов. 5 – архейские кристаллические образования фундамента Сибирской платформы: Батомгский (Б), Тырканский (Т), Джугджурский (Д) блоки. 6 – меловые интрузии гранитоидов. 7 – палеозойские габброиды. 8–11 – палеопротерозойские интрузии: 8 – дайки базитов маймаканского комплекса; 9–11 – массивы: гранитоидов улканского (9), габброидов гекунданского (10) и ультрабазитов кондёрского (11) комплексов. 12 – архейские анортозиты древнеджугджурского комплекса. 13 – разрывные нарушения (цифры в кружках: 1 – Учур-Элгэтэйский, 2 – Северо-Учурский, 3 – Южно-Учурский, 4 – Укиканский). 14 – щелочные гранитоиды Ныгваганского массива. 15 – на врезке – расположение района исследований. *Интрузивные массивы*: Ул – Улканский, Ю – Южно-Учурский, В – Верхнеугаянский.

В развитии Улканской системы выделяется три крупных этапа. На начальном этапе процессы растяжения и прогибания в связи с расколами архейского фундамента обусловили заложение и становление субширотного Улканского грабена. На втором этапе геодинамическая обстановка формирования бимодальной дифференцированной серии, связанной с вулканической деятельностью центрального типа, сопровождалась мощным тепловым полем и подъёмом мантийного диапира типа горячей точки, обусловившей формирование сводового поднятия. Внедрение даек базитов маймаканского комплекса фиксируют этап стабилизации, как заключительную фазу развития Улканской палеоструктуры. Формирование гранитоидов и вулканитов улканского комплекса происходило во внутриконтинентальных условиях растяжения, сопровождавшемся поднятием мантийного диапира. Таким диапиром типа горячей точки был Улканский щелочно-лейкогранитовый массив. Область схождения роёв базитовых даек, совпадающая с областью щёлочногранитного магматизма и проявления щелочного метасоматоза (в центре массива), является вероятным эпицентром горячей точки (Гурьянов и др., 2013; Гурьянов, Песков, 2014).

Наиболее сложно и неоднородно в геофизических аномалиях проявлен Улканский рудный район (Малышев и др., 2014), расположенный в центральной части позднепалеопротерозойской (1.77 – 1.70 млрд. лет) одноимённоой палеорифтовой структуры. В его пределах фиксируются геофизические аномалии различной интенсивности и направленности. Площадь рудного района расположена в области влияния субширотного Улканского гравитационного максимума. Следует отметить, что Улканский район один из наиболее перспективных рудных районов Восточной Сибири и Дальнего Востока (Гурьянов, 2007; Гурьянов и др., 2013). В его пределах выявлено более 140 рудопроявлений Be, Nd, Ta, U, Zr, TR, Ti, Li, Au, Ag, Mo, Sn, W, P. Они компактно располагаются внутри и на периферии Улканского щёлочно-лейкогранитного массива. В металлогеническом плане массив представляет собой уникальный рудный район с редкометальной и редкоземельной минерализацией, а также U и Au. Предварительно оценено более 30 рудных объектов, отвечающих крупным, средним и мелким месторождениям. Прогнозные ресурсы района (тыс. т.): U – 534, $Nb_2O_5$ – 710, $Ta_2O_5$ – 37, BeO – 431, $ZrO_2$ – 160, $LiO_2$ – 0.165, TR – 4184, Th -13, Mo -267, Au – 178 т, Ag – 493 т (Малышев и др., 2014).

Литература

Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2012, Т.31, № 2. С. 3-21.

Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улкано-Учурского района (юго-восток Алдано-Станового щита): структурное положение, состав и обстановка формирования // Геотектоника. 2013, № 4. С. 47-60.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. – СПб.: Наука. 2011. 402 с.

Малышев Ю. Ф., Манилов Ю. Ф., Гурьянов В. А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей.// Литосфера, 2014, № 2, с. 144 – 151.

# ПРИСТАНОВАЯ ЗОНА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ – НОВАЯ ПЛАТИНОНОСНАЯ МЕДЬ-КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВАЯ ПРОВИНЦИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*В.А. Гурьянов, В.С. Приходько, А.Ю. Песков*
ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия,
e-mail: guryanov_v@mail.ru

Пристановой коллизионный пояс является зоной сочленения двух крупных тектоническихструктур – Алданской гранулито-гнейсовой и Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной областей. Пояс включает (с запада на восток): Курультинский, Зверевский, Тангракский, Сутамский, Туксанийский, Джанинский и Джугджурский тектонические блоки (рис. 1), сложенные метаморфизованными в гранулитовой фации породами разных толщ гранулито-гнейсового мегакомплекса (Гурьянов и др., 2013, 2014). В целом он представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа, протягивающуюся в субширотном направлении на расстояние около 1300 км. Установлено, что многоярусная локализация мафических интрузий и рудных тел в пределах рудных полей и ареалов их распространения Кун-Маньёнского, Туксанийского, Геранского, Сутамского районов и района Токинского Становика является важным структурным аспектом формирования Cu-Ni с Pt месторождений в пределах Пристанового коллизионного пояса. Так в хорошо изученном Курумканском рудном поле протяжённостью 31 км и шириной от 1 до 3 км выявлено к настоящему времени более 160 пласто- и дайкообразных тел мафит-ультрамафитов и которые прослежены в урезах ручьёв и по скважинам на глубины от 200 до 800 м. При этом около 70% тел сосредоточено в осевой части рудного поля, где тела расположены в несколько ярусов (от 3 до 16) вдоль пологих сдвигов и отслоений.

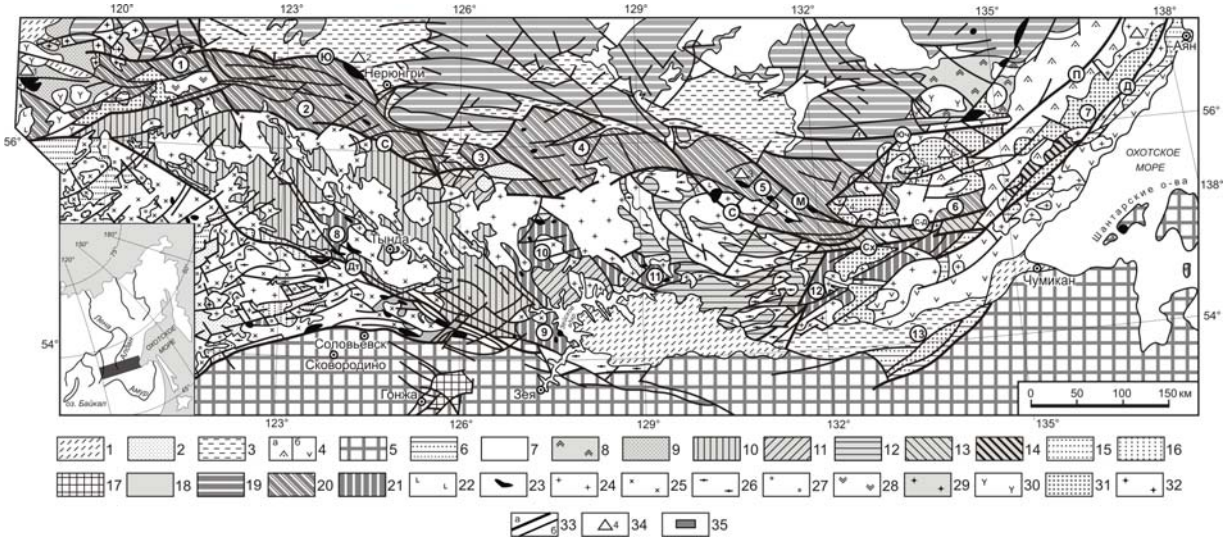



Рис. 1. Схема геологического строения Пристанового пояса и Джугджуро-Становой складчатой области (по В.А. Глебовицкому и др., 2009, с изменениями и дополнениями В. А. Гурьянова, 2013): 1 – неоген-четвертичные впадины; 2-3 – впадины меловые (2) и юрские (3); 4 – вулканические прогибы Охотско-Чукотской зоны: а – Предджугджурский, б – Джелонский; 5 - преимущественно палеозойские нерасчлененные комплексы Монголо-Охотского пояса и Амурского террейна; 6 – палеозойские нерасчлененные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 7 – платформенный чехол (R-V-Є); 8 – улканская серия ($PR_1$); 9 – удоканская серия ($PR_1$); 10-12 – комплексы Джугджуро-Станового террейна ($AR_2$): иликанская серия (10), мульмугинская свита (11), купуринская и зейская серии (12); 13 – удско-майская серия; 14 – кирано-лавлинская серия; 15-16 – комплексы Селенга-Станового террейна ($AR_2$): тунгирская серия (15), усть-гилюйская серия (16); 17 - гонжинская серия ($PR_1$); 18 – джелтулакская серия ($PR_1$); 19 – гранулитовые комплексы Алданского щита нерасчлененные ($AR-PR_1$); 20 – гранулитовые комплексы Пристанового пояса ($AR-PR_1$); 21 – гранулитовые блоки в пределах

Джугджуро-Становой складчатой области ($AR-PR_1$); 22 – щелочные базальты (N-Q); 23 – базит-гипербазитовые интрузии нерасчлененные ($PR_1$-MZ); 24 – гранитоиды тындинско-бакаранского, удско-зейского, ираканского, удского и Джугджурского комплексов ($J_3$-$K_2$); 25 – гранитоиды позднестанового и тукутингрского комплексов ($PR_1$); 26 – гранитоиды токско-алгоминского комплекса и их аналоги; 27 – гранитоиды амананского комплекса (P-T); 28 – интрузии щелочных пород (Тасский массив, $PZ_1$); 29 – гранитоиды балыхтакского комплекса ($AR_2$); 30 – гранитоиды улканского и кодарского комплексов ($PR_1$); 31 – анортозиты ($AR_2$-$PR_1$); 32 – граниты чароудоканского комплекса ($AR_2$); 33 – разломы: а – основные (граничные): С – Становой, Ю – Южноякутский, М – Майский, Юч – Южноучурский, П – Предджугджурский, Д - Джугджурский, С-Д – Салга-Джанинский, Сх – Сехтагский, Дт – Джелтулакский, б – прочие. 34 – месторождения и рудопроявления медно-никелевых с платиноидами руд (1 – Чинейское, 2 – Бурпалинское, 3 – Утук-Макитское, 4 – месторождения Кун-Маньё, Малый Курумкан и Кубук, 5 – Богидэ, 6 – Кэндэкэ, 7 – Няндоми); 35 – на врезке район исследования. Цифрами в кружках обозначены блоки: 1 – Курультинский, 2 – Зверевский, 3 – Тангракский, 4 – Сутамский, 5 – Туксанийский, 6 – Джанинский,7 – Джугджурский, 8 – Ларбинский, 9 – Дамбукинский, 10 –Брянтинский, 11 – Токский, 12 – Чогарский, 13 – Баладекский.

Приуроченность вышеотмеченных структурных элементов к границе Алданского и Станового мегаблоков приводит к выводу об их образовании в обстановке интенсивного сжатия, которое сопровождалось тектоническим внедрением их в верхние этажи земной коры. Установлено, что системы разломов трассирующих Пристановую складчато-надвиговую зону имеют сквозькоровую природу и сопряжены с каналами проникновения мантийного вещества в земную кору. Особенности геологического строения этой структуры указывают на преобразования земной коры в коллизионной обстановке сжатия до уровня её подошвы.

Имеющиеся материалы по никеленосным мафит-ультрамафитам Пристанового коллизионного пояса от р. Олондо на западе до побережья Охотского моря на востоке позволяют существенно расширить границы и перспективы этого региона и рассматривать его в ранге платиноносной медь-кобальт-никелевой Северостановой провинции (рис. 1; Гурьянов и др., 2013; 2014). В неё входят Кун-Маньёнская группа месторождений, месторождения Чинейское и Бурпалинское, рудопроявления каларского, бурпалинского, сутамского и утук-макитского типов на западе, серия платиноидно-кобальт-медно-никелевых объектов с месторождением Няндоми лантарского типа в Джугджурском габбро-анортозитовом батолите на востоке. По материалам геохимических съёмок ареалы малых тел и отдельных массивов мафит-ультрамафитов выделяются в пределах пояса контрастными литохимическими потоками и ореолами Ni, Cu, Co, Cr, V, Mn, Pt, Pd. Всего намечается не менее 20 областей скопления тел мафит-ультрамафитов, которые обособляются в 4 формационных типа: верлит-клинопироксенит-габбровый (бурпалинский), габбронорит-вебстерит-гарцбургитовый (сутамский), пироксенит-габбро-анортозитовый (чинейский, лантарский) и габбронорит- вебстерит-лерцолитовый (кун-маньёнский). Наиболее перспективно на платиноидно-медно-никелевое оруденение – Курумканское рудное поле, где проведены поисково-оценочные работы и утверждены запасы Ni, Cu, Co, Pt, Pd, Au месторождений Кун-Маньёнской группы. Широкомасштабные комплексные исследования Пристановой коллизионной зоны показали, что она может быть отнесена к разряду особо крупных минерально-сырьевых объектов Дальнего Востока и Восточной Сибири.

Литература

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Потоцкий Ю.П., Петухова Л.Л., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук, 2009. Т. 425, № 4, с. 505–508.

Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2012, Т.31, № 2. С. 3–21.

Гурьянов В. А., Приходько В.С., Песков А. Ю., Петухова Л. Л., Пересторонин А. Н., Косынкин А.В. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы)// Отечественная геология, 2014. С.48–55.

# РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ, ПРОДУЦИРУЮЩИЙ ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГОРНОМ АЛТАЕ

*Н.И. Гусев, С.П. Шокальский*
Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия
nikolay_gusev@vsegei.ru, sergey_shokalsky@vsegei.ru

В Юго-Западном Алтае расслоенный Харловский интрузив площадью 10 км$^2$ имеет округлую форму и концентрически-зональное строение спадением слоёв к центру массива. В его составе выделяются 4 интрузивные фазы (Шокальский, 1990): (1) умеренно щелочные габброиды, часто расслоенные до пироксенитов и анортозитов; (2) монцодиориты и диоритовые порфириты; (3) кварцевые монцодиориты; (4) граносиениты. Южная часть массива содержитдайки долеритов,керсантитов и граносиенит-порфиров. Рудные тела представлены 10 залежами оруденелых габбро мощностью от 10 до 140 м, обогащенных магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Запасы семи рудных тел центральной части массива составляют 1,73 млрд. т руды при среднем содержании $Fe_{вал.}$ – 15,3%, $TiO_2$ – 5,92%, $V_2O_5$– 0,086%.Анортозиты указывают на главный тренд ликвации в магматической камере при становлении Харловского массива (Гусев, Гусев, 2013).

Массивные мезо- и лейкогаббро имеют повышенные содержания редких и редкоземельных элементов, аналогичные содержаниям в монцодиоритах и сиенитах (Рис.1). Расслоенные высоко-Ti меланогаббро и анортозиты деплетированы Cs, Rb, Ba, Th, U и REE. Для габброидов характерны положительные аномалии Ti, Ta, Nb, свойственные внутриплитному магматизму. Монцодиориты и сиениты более обогащены редкими и редкоземельными элементами с отрицательными аномалиями Sr и Ti (рис. 1). Породы даек по содержанию редких элементов подобны монцонитоидам.

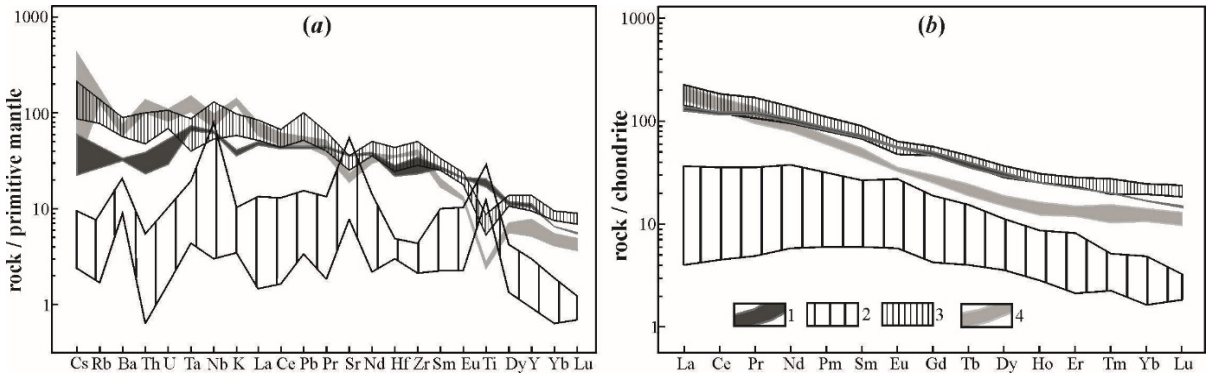



Рис. 1. Диаграммы для пород Харловского интрузива. 1 – массивные мезо- и лейкогаббро ($SiO_2$ 47.6-48.8%;$Al_2O_3$ 15.24-15.39%; $TiO_2$ 3.36–4.07%;$Fe_2O_3$t 12.85%); 2–3 – расслоенная серия: 2 – высокотитанистые меланогаббро ($SiO_2$ 25.7 -28.3%;$TiO_2$ 5.80–6.55%;$Al_2O_3$ 5.27 – 8.43%; Fe2O3t 37.8 – 39.2%) и габброанортозиты ($SiO_2$ 44.1%, $TiO_2$ 2.55%, $Al_2O_3$ 23.5%; $Fe_2O_3$t 9.19%); 3 – монцодиориты, кварцевые монцониты и сиениты второй и третьей фазы; 4 – граносиениты четвертой фазы.

Габброиды и габброанортозиты из расслоенной серии характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}$(T) от +7.9 до +8.5 и отрицательными величинами$\varepsilon_{Sr}$(T) –16.6 и – 16.75, указывающими на мантийный источник типа PREMA.Nd-модельный возраст протолитагабброидов $T_{Nd}DM_{2st}$ = 0.41 – 0.44 млрд. лет. Анортозиты имеют $\varepsilon_{Nd}$(T) = +7.9, $\varepsilon_{Sr}$(T)= –9.1 и $T_{Nd}DM_{2st}$= 0.46. В кварцевых монцодиоритах с возрастом 342+5 млн. лет уменьшается величина $\varepsilon_{Nd}$(T) до +1.9, наблюдается положительная величина$\varepsilon_{Sr}$(T) = +8.3и более древний Nd-модельный возраст протолита$T_{Nd}DM_{2st}$ 0.96 млрд. лет. По изотопному составу Nd и Sr породы

Харловского массива находятся в пределах или близки к мантийной последовательности пород (Mantlearray).

U-Pb методом по циркону (SHRIMPII) для пород Харловского массива получены значения возраста от 344 ± 6 до 325.2 ± 5 млн. лет (Рис. 2), общей продолжительностью более 20 млн. лет. Выделяются два дискретных диапазона возрастов: первый 344-340 млн. лет, связан с временем внедрения основного объема магмы, из которого кристаллизовались массивные габброиды, монцодиориты и граносиениты. В монцодиоритах с Nd-модельным возрастом протолита 0.96 млрд. лет содержится унаследованный циркон с возрастом 544 млн. лет. Второй диапазон возрастов около 332 млн. лет показывают расслоенные рудные габбро с Nd-модельным возрастом протолита 0.41-0.44 млрд. лет, а также кварцевые монцодиориты. Это возраст становления расслоенной серии пород в процессе ликвации и возможного поступления дополнительной порции монцонитоидной магмы. Для даек граносиенит-порфиров получен конкордантный U-Pb возраст по циркону 325.2±5 млн. лет.

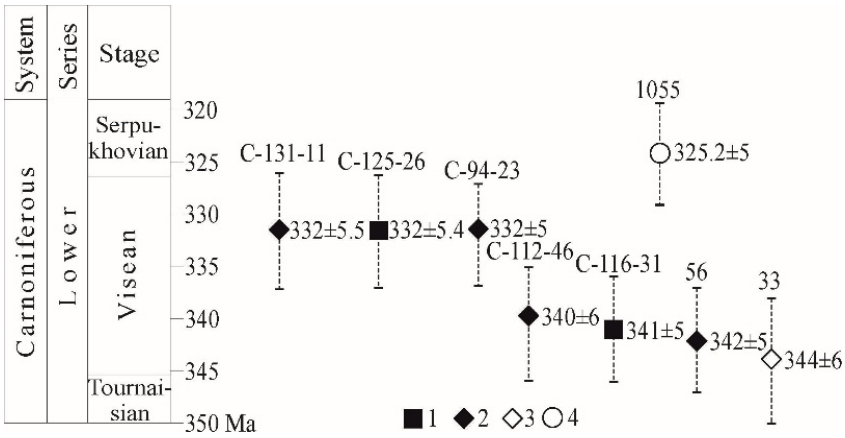



Рис. 2. U-Pb возраст (SHRIMPII) пород Харловскогоинтрузива. 1 – габброиды; 2 – монцонитоиды; 3 – граносиениты; 4 – дайка граносиенит-порфиров. Сверху указан номер пробы, справа – возраст в млн. лет. Пунктирная линия– доверительный интервал.

Модель формирования Харловского массива предполагает активность гетерогенного плюмового источника типа PREMA с раннедевонским Nd-модельным возрастом протолита 0.41 млрд. лет, а также источника, близкого к валовому составу Земли (BSE – BulkSilicateEarth). Последний, видимо, связан с вовлечения в процесс магмообразования нижней части континентальной литосферы с Nd-модельным возрастом протолита 0.96 млрд. лет. Магмы из плюмового источника накапливались в неглубоко залегающей камере, где они разделялись в поле жидкостной несмесимости на два расплава: один–основного состава, обогащенный Fe и Ti, второй–монцонитоидный. Обогащенный Fe-Ti оксидами расплав отделялся от мафитовой магмы и расслаивался на высоко-Ti габброиды и анортозиты с образованием рудных залежей. Повеличине La/Nb (0.71-0.79 – массивныегабброиды; 0.21-0.47 – высоко-Ti габбро; 0.17 – габброанортозиты; 0.4-1.13 – монцодиориты; 0.73-0.81 – граносиениты; 0.74-1.11 – дайки керсантитов и граносиенит-порфиров) родоначальная магма Харловского массива, вероятнее всего, была пикритовой по составу и отделяласьв основномпри плавлении обогащенной астеносферной мантии.

Литература

Гусев А.И., Гусев Н.И. Петрология расслоенного Харловского массива в Горном Алтае // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. №2 (14). С. 70-76.

Шокальский С.П.ПетрохимияХарловского титаноносного интрузива в Горном Алтае // Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, 1990. - № 776. - С.110-118.

# SR-O ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА НА ПРИМЕРЕ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*С.И. Дриль[1], С.А. Сасим[1], Ю.В. Носкова[1]*
[1] Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия
sdril@igc.irk.ru

Все геодинамические модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, включая Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП), исходят из того, что эти складчатые структуры формировались главным образом в результате аккреции (коллизии) к окраине Сибирского палеоконтинента террейнов островных дуг, аккреционных клиньев, турбидитовых террейнов континентальных склонов и т.д. (Парфенов, Попеко, Томуртогоо, 1999). Свидетельством масштабных коллизионных событий, сопровождавших закрытие МОП, является гигантский пояс коллизионных гранитоидов, протягивающийся из Центральной Монголии через Восточное Забайкалье и Верхнее Приамурье в Северо-Восточный Китай. В Восточном Забайкалье эти гранитоиды объединяются в составе ундинского комплекса, а в Верхнем Приамурье – урушинского комплекса.

В Восточном Забайкалье большая часть батолитов и более мелких массивов ундинского пояса располагается на границе Аргунского террейна пассивной континентальной окраины и ононского террейна аккреционного клина МОП (Парфенов и др., 2003). Фундамент первого слагают неопротерозойские гранитоиды дырбылкейского комплекса и метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи неопротерозоя и раннего палеозоя. Второй представлен главным образом среднепалеозойскими метаморфизованными вулканогено-осадочными толщами, в которых присутствуют метаосадки турбидитовой природы и метавулканиты при подчиненном количестве метаморфизованных глубоководных кремнистых пород. Массивы гранитоидов образуют протяженные ареалы, часто располагаясь в пределах обоих террейнов, что дает возможность оценить возможное влияние разных типов субстратов на состав формирующихся гранитоидных магм. Rb-Sr изотопный возраст массивов второй (главной фазы) ундинских гранитов составляет 250+/-4, 265+/-1, 275+/-34 МА (Козлов и др., 2003).

Изотопная Sr-O систематика гранитоидов представлена на рисунке 1. Для оценки соотношения «мантийной» и «коровой» компонент в коровых кислых магмах рассчитаны разные варианты моделей смешения гипотетического мантийного и верхнекорового вещества (модели I - IV). В рамках модели смешения мантийного вещества с материалом «зрелой» верхней коры (модели IV и III) могут быть объяснены особенности составов пород лишь Курюмдиканского массива ундинского комплекса, расположенного в пределах Аргунского террейна с неопротереозойским кристаллическим фундаментом.

Большая же часть составов гранитоидов не может быть описана в рамках этой модели, т.к. образует более крутой тренд по сравнению с линиями смешения моделей IV и III. Это противоречие снимается, если предположить, что коровый компонент будет иметь менее радиогенный состав Sr по сравнению с величиной $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$=0,719, принимаемой для верхней континентальной коры, что иллюстрируется моделями смешения I, I(A) и II, в которых коровый источник характеризуется величинами $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$= 0,708 и 0,712 соответственно.

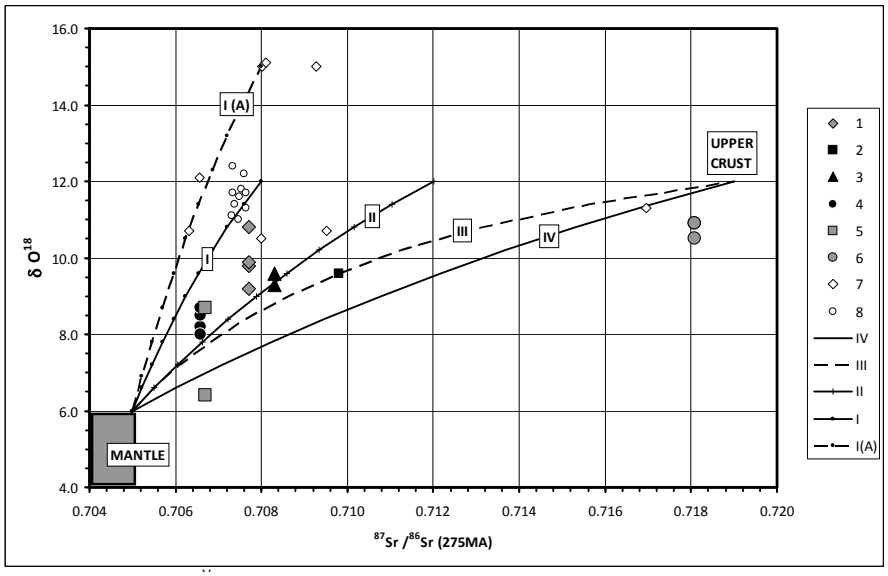



Рис. 1. Диаграмма $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$ - δ $^{18}O$ для гранитоидов ундинского комплекса и метатерригенных пород ононского террейна аккреционной призмы МОП. Массивы гранитоидов ундинского комплекса: (1) Верхнеундинский, (2) Курюмдиканский, (3) Газимурский, (4) Маргуцекский и (5) Усть-Теленгуйский; (6) неопротерозойские граниты дырбылкейского комплекса фундамента Аргунского террейна; (7) – составы метаосадков кулиндинской, джорольской, ононской и чиндантской свит Восточного Забайкалья, пересчитанные на возраст 275МА, как пример метаосадков аккреционного клина Монголо-Охотского пояса; (8) – фигуративные точки составов метапелитов хейванской свиты Камчатки по данным (Григорьев, Лобова, 1993), как пример метаосадков меловой островодужной призмы Камчатки. Модели смешения вещества мантийного и корового источников с параметрами $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$=0,705, Sr=1000ppm, $\delta^{18}O$=6 и $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$=0,719, Sr=350ppm, δ $^{18}O$=12 соответственно (IV); с параметрами $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$=0,705, Sr=500ppm, $\delta^{18}O$=6 и $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$=0,719, Sr=350ppm, $\delta^{18}O$=12 соответственно (III); а также (II), (I) и (I (A), $\delta^{18}O$=15) - модели смешения мантийного компонента (Sr=500ppm) с гипотетическими коровыми резервуарами с $^{87}Sr^{86}Sr_{(0)}$=0,712 и 0,708 соответственно.

Таким образом, вариации изотопного состава стронция и кислорода большинства исследованных гранитоидов могут быть объяснены процессами смешения мантийного вещества с коровым источником, для которого величины $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ лежат в пределах 0,708-0,712 при $\delta^{18}O$=12-15, что соответствует моделям I, I(A) и II. Таким источником могут быть существенно терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные образования палеозойских аккреционных комплексов, погруженных в результате коллизии на такие коровые уровни, где они могли служить протолитом для выплавления гранитоидных магм. Широкие вариации величин отношений Rb/Sr (0,02-3,4) и $^{87}Sr/^{86}Sr_{(275MA)}$(0,706-0,716) в метаосадках могут свидетельствовать о различных типах источника поступления осадочного материала в аккреционные комплексы МОП, включая существенную добавку зрелого корового вещества. Однако, пересчет величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ метаосадков на возраст формирования коллизионных гранитоидов ундинского комплекса – 275 млн. лет, показывает, что для этого времени большинство составов метаосадочных пород в рамках Sr-O изотопной систематики (Рис.1) соответствовало моделям I, I(A) и II.

Таким образом, для исследованных гранитоидных массивов ундинского комплекса Восточного Забайкалья коровым источником расплавов не могла служить зрелая верхняя континентальная кора докембрийского возраста. Ее влияние фиксируется лишь фрагментарно в блоках с неопротерозойским фундаментом (Курюмдиканский массив). Более характерным можно считать коровый источник вещества с невысокими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,712$, Rb/Sr примерно =0,08 и $\delta^{18}O$=12-15. Он может быть сопоставлен с палеозойскими осадочными и вулканогенно-

осадочными комплексами аккреционных клиньев, вовлеченных в процессы магмогенерации в результате коллизионных процессов.

*Исследования поддерживались грантами РФФИ: 15-05-05079, 14-05-00887, 13-05-12026_офи_м.*

Литература

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. // Тихоокеанская геология. 1999. №5. Т.18. С. 24-43.
Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеанская геология. 2003. 6. С. 7-41.
Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., и др. // Геохимия, 2003, №4, С. 408-424.
Григорьев В.С., Лобзова Р.В. // Литология и полезные ископаемые. 1993. №6. С. 127-131.

# ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ ПЛЮМОВ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ ТРАППОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ

*Н.С. Жатнуев*
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
zhatnu@yandex.ru

Происхождение крупных изверженных провинций (LIP) последнее время связывается с воздействием на литосферу мантийных плюмов и суперплюмов. Примером LIP являются трапповые провинции, в которых, за сравнительно короткое время произошло внедрение и излияние огромного количества магмы (Сибирские траппы, Траппы Декана, Эмейшаньские траппы, плато Онтонг-Джава и т.д.).

Коротко рассмотрим саму идею мантийных плюмов. Гипотеза мантийных плюмов (МП) получила начало с работ (Wilson, 1963; Morgan, 1971). Со временем она обрела развитие в виде идеи горячих полей (Зонненшайн, Кузьмин, 1983; 1992). Первоначальная модель плюма (Griffiths, Campbell 1990; Campbell, 2005) предполагала конвективное поднятие вещества из нижней мантии, в результате которого формировалась известная структура, называемая «голова-хвост».

В гипотезах российских исследователей (Летников, 2001; Добрецов, 2008) предполагается, что МП формируются в процессе проплавления непрерывного канала от ядра до основания литосферы. Однако, автором настоящего сообщения показано (Жатнуев, 2010), что в протяженных магматических каналах, возникают большие избыточные давления, много превышающие прочность пород и в этом случае магма должна бы поступать на поверхность катастрофическими прорывами сквозь литосферу, чего на самом деле нет. В случае, описываемом в (Griffiths, Campbell 1990; Campbell, 2005), конвективный процесс подъема медленный, и его скорость должна быть сопоставима со скоростью мантийной конвекции. При реализации такого механизма можно было бы наблюдать отклонение плюма от вертикали на значительный угол (Пучков, 2009).

Таким образом, назрела необходимость новой модели, параметры которой устраняли бы противоречия известных моделей.

Автором этого сообщения была предложена флюидная модель МП (Жатнуев, 2012), суть которой заключается в образовании флюидных линз на границе ядро-мантия (СМВ), поднимающихся в гравитационном поле к основанию прочной литосферы и вызывающих плавление и формирование магматических резервуаров большого объема. Эти резервуары могут служить источником магмы для супервулканов и LIP. Здесь требуют обоснования объемы резервуаров и кратковременность их опорожнения в виде внедрения и излияний трапповых базальтов. Предполагается, что созревание такого резервуара протекает достаточно длительное время под мощной литосферой в виде множества уплощенных линз, составляющих голову плюма, впоследствии сливающихся в единую магматическую камеру. При достижении резервуаром критической высоты происходит массовое внедрение интрузий и силлов, а также прорыв магмы на поверхность в виде трапповых излияний. При этом происходит практически полное опорожнение камеры, возможно, исключающее повторное глобальное излияние.

Литература

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 9, С. 870 – 890.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 7, С. 587 – 604.

Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в области пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, том 404, №3, С. 380-384.

Жатнуев Н. С. Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // Доклады РАН, 2012, том 444, № 1, С. 50–55.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28-45.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика // М.: Наука, 1992, - 192 с.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, том 43, № 4, С. 291-307.

Пучков В. Н."Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, С. 3-22

Campbell I.H. Large Igneous Provinces and the mantle plume hypothesis // Elements, 2005, pp. 265 – 269.

Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure starting plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 99, pp. 66 – 78.

Morgan WJ. Convective plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. pp. 42-43.

Wilson J.T. A possible origin of Hawaian islands // Can. J. Phys. 1963. Vol. 41. pp. 863-866.

# МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП КАРБОНАТИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА В АНАБАРСКОМ РАЙОНЕ

*С. Жмодик [1,2], М. Буслов [1,2], П. Иванов [3], Е. Айриянц [1], Д.Белянин [1,2], А. Борисенко [1,2]*
[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, zhmodik@igm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
[3]ГОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

В Анабарском алмазоносном районе (ААР) открыты, разведаны и успешно разрабатываются богатые четвертичные аллювиальные россыпи алмазов и россыпные месторождения реликтовых плиоценовых эрозионно-карстовых долин. Коренные источники алмазов до настоящего времени достоверно не установлены. Многочисленные выявленные тела кимберлитов верхнетриасового возраста неалмазоносны или убого-алмазоносны. Кроме того, на площади Орто-Ыаргинского поля (ОЫП) ААР выявлены трубочные тела кимберлитов, лампрофиров и кальцит-доломитовых карбонатитов. Методом LA-ICP-MS в Гонконгском университете на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Plasma HR MC-ICP-MS проведено массовое уран-свинцовое датирование цирконов (более 150 зерен и 152 определения возраста) из трубчатых тел карбонатитов, кимберлитов, лампрофиров ОЫП ААР. Полученные данные свидетельствуют о близком возрасте формирования карбонатитовых и кимберлитовых брекчий, а также лампрофиров из трубчатых тел ОЫП. Вероятно, можно говорить о близко одновременном, но несколько более раннем проявлении кимберлитового магматизма относительно карбонатитового, в данном районе. Так средний возраст карбонатитовых брекчий двух трубок (8 и 34) соответственно составляет 152,5±1,3 млн. лет и 151,56±0,44 млн. лет, лампрофиров (трубка 5) – 152,25±1,2 млн. лет, кимберлитовых брекчий (трубка 50) – 153,71±0,73 млн. лет.

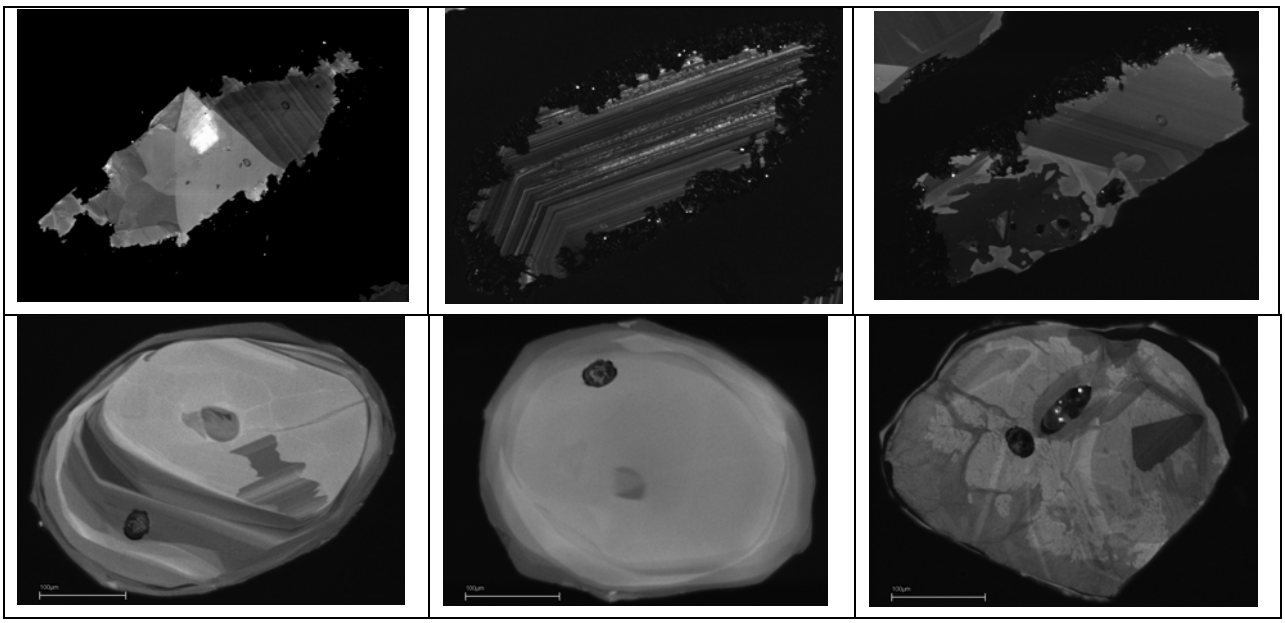


Рис. 1. Выборочные результаты катодолюминесцентного исследования зерен циркона верхнеюрского возраста (верхний ряд) из карбонатитовой брекчии и ксеногенных метаморфогенных зерен цирконов палеопротерозойского возраста (нижний ряд) из кимберлитовой брекчии.

Данные о морфологии, внутреннем строении магматических цирконов (рис.10), наличии бадделеитовой каймы и следов растворения на поверхности зерен циркона, составе примесей в цирконах и апатитах свидетельствуют о существовании

карбонатитовых и кимберлитовых систем с различными физико-химическими параметрами и, вероятно, различной флюидонасыщенностью.

Основная часть ксеногенных цирконов из карбонатитовых и кимберлитовых брекчий отличаются морфологией, внутренним строением (по данным катодолюминесценции), уровнем концентраций, соотношениями элементов примесей и относятся к метаморфогенному типу. 207Pb/206Pb-возраст метаморфических ксеногенных цирконов из кимберлитовых брекчий варьирует от 1605 до 2090 Ма.

Возраст цирконов с секториальной зональностью и высокой дефектностью отчетливо ниже возраста цирконов с тонкополосчатой ростовой зональностью и соответствует 150,06±1,01 млн. лет – 149,12±0,90 млн. лет.

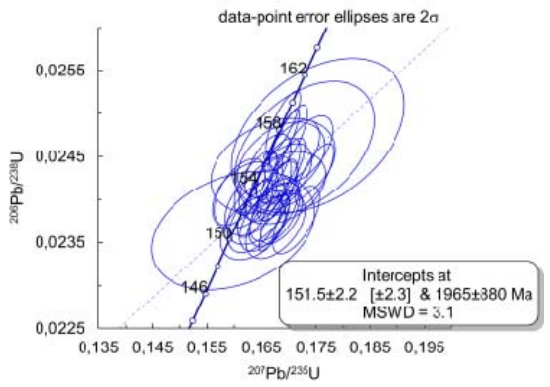



Рис. 2. Диаграмма с конкордией (concordia plot) для цирконов (трубка 50) кимберлитовой брекчии. Средний уран-свинцовый возраст цирконов 153,7±0,7 млн. лет, пересечение дискордии 151,5±2,2 и 1965±880 млн. лет.

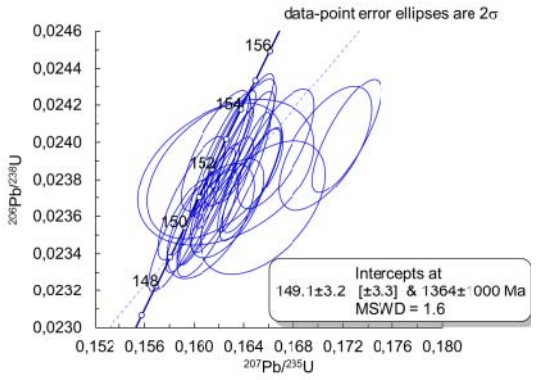



Рис. 3. Диаграмма с конкордией (concordia plot) для цирконов (трубка 34) карбонатитовой брекчии. Средний возраст цирконов 151,56±0,44 млн. лет, пересечение дискордии 149,1±3,2 и 1364±1000 млн. лет.

Таким образом, на площади Орто-Ыаргинского поля Анабарского алмазоносного района распространены трубочные тела кимберлитов, лампрофиров и кальцит-доломитовых карбонатитов верхнеюрского возраста (рис. 2). Средне-юрский возраст источника алмазов (кимберлитов) выделялся ранее на основании изучения цирконов из кимберлитов и россыпей Анабарского района (Зайцев, 2006; Граханов, Смелов, 2011). Их формирование связано с проявлением плюмового магматизма, широко проявленного на территории Сибирской платформы (Kuzmin et al., 2010; 2014)/

**Литература**

Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. №5. С. 56-64.

Зайцев А.И. О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции)// Отечественная геология. 2006. № 5. С. 16-20.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. & Kravchinsky V.A., 2010, Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province, Earth-Science Reviews. 102. pp. 29–59.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., 2014, Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits, Russian Geology and Geophysics. 55. pp. 120–143.

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (ЭПГ) В ПЕРМОТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТАХ СИБИРСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

*А.Э. Изох[1,2], А.Я. Медведев[3], Г.С. Федосеев[1,2], Г.В. Поляков[1]*
[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
izokh@igm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[3]Институт геохимии СО РАН, Иркутск, amedv@igc.irk.ru

Большинство промышленных Cu-Ni-ЭПГ месторождений связано с ультрамафит-мафитовым магматизмом крупных изверженных провинций. К таким примерам относятся Cu-Ni-ЭПГ месторождения Кольско-Карельского региона (Мончегорский, Федорово-Панский, Пеникат, Койлисмаа, Кивакка, Луккулайсваара), которые связаны с двумя LIP – Митасини и Матачиван (Ernst et al., 2013). На юге Сибирского кратона широко проявлены разновозрастные Cu-Ni-ЭПГ месторождения связанные с ультрамафит-мафитовым магматизмом. Чинейское месторождение (1880 млн. лет) параллелизуется с Сьюпериор LIP (Канада). Йоко-Довыренский интрузив и Кингашское Cu-Ni-ЭПГ месторождение отвечают Франклинской LIP (Ernst et al., 2013; Поляков и др., 2013). Уникальные Cu-Ni-ЭПГ месторождения Норильского района

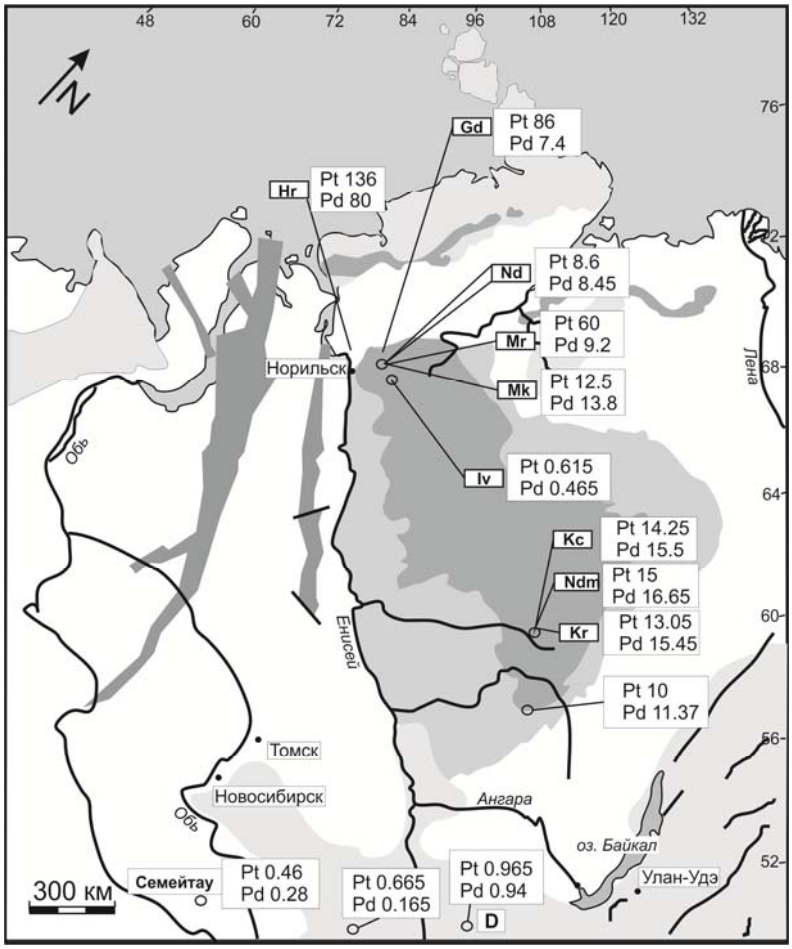



**Рис. 1.** Схема распространения пермотриасового магматизма связанного с Сибирской крупной изверженной провинцией. Кружками обозначены места отбора исследованных образцов и указаны содержания Pt и Pd (в мг/т). Свиты: Iv – ивакинская; Mk – мокулаевская; Mr – моронговская; Nd – надеждинская; Gd – гудчихинская; Hr – хараелахская; Kc – кочечумская; Ndm – нидымская; Kr – корвунчанская.

приурочены в наиболее высокотемпературной области проявления траппов Сибирского кратона (250 млн. лет), которая рассматривается как центральная часть головы глубинного мантийного плюма (Добрецов и др., 2010). Приуроченность платиноносных Cu-Ni месторождений к центральным частям плюмов хорошо проявлена для Эмейшаньского и Таримского плюмов. Такая приуроченность Cu-Ni-ЭПГ месторождений к трапповому ультрамафит-мафитовому магматизму обусловлена с одной стороны высокими степенями плавления мантии, а с другой стороны высокими содержаниями ЭПГ в родоначальном расплаве.

Нами рассмотрены пространственно-временные закономерности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в базальтоидах, связанных с проявлением Сибирского мантийного плюма. В качестве объектов исследования были выбраны базальты рифтовой и покровной фаций Норильского района по скважине СГ-9, покровные базальты центральной части Тунгусской синеклизы (Нижняя Тунгуска), траппы Кузбасса и субщелочной базальт Семейтауской вулкано-плутонической структуры Восточного Казахстана.

На основе полученных геохимических данных по распределению ЭПГ в базальтоидах, связанных с пермотриасовым Сибирским плюмом показано, что для раннего рифтового этапа в центральной части Сибирской LIP характерны крайне низкие содержания ЭПГ, тогда как для пикритов и толеитовых базальтов покровных фаций высокие их концентрации (рис. 1). Для периферийных областей как для рифтовых (Семейтау) так и покровных этапов (траппы Кузбасса) характерны низкие концентрации ЭПГ. Высокими содержаниями платиноидов в магмах в области головы плюма обусловлена высокая продуктивность сопряженного с траппами ультрамафит-мафитового магматизма. Повышенная калиевость магм и высокие концентрации ЭПГ в голове глубинного мантийного плюма, вероятно, обусловлены поступлением глубинного вещества с границы ядро-нижняя мантия, что вытекает из термо-химической модели Сибирского плюма (Добрецов и др., 2010).

Литература

Ernst R.E., Jowitt S.M., 2013, Large Igneous Provinces (LIPs) and Metallogeny // Society of Economic Geologists, Special Publication, v. 17, pp. 17–51

Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии //Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 12, С. 1227-1242

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), С. 1159-1187

# СМЕНА СТИЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ С ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДО НАСТОЯЩЕГО ВРЕМЕНИ

*М.И. Кузьмин*
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия
mikuzmin@igc.irk.ru

Рассматриваются изменения тектонических процессов со времени образования Земли до настоящего времени. Первые 50-100 млн. лет происходило образование Земли, первая дифференциация космического вещества, отвечающего по составу углекислым хондритам, на железное ядро и силикатную мантию заняло около 50 млн. лет. В это же время произошло образование спутника Земли – Луны. Наиболее вероятно, что Луна образовалась после столкновения большого космического тела с Землей, у которой уже была образована большая часть ядра. Луна имеет очень малое железное ядро, а состав, слагающего ее вещества аналогично составу мантии Земли. Геологическая история Земли начинается с Гаденского эона, примерно, с 4,5 млрд. лет тому назад. В этот период образовалась первая континентальная кора, к сожалению, первых пород, кроме обломков цирконов, с возрастом до 4,4 мрд. Лет, на Земле не сохранилось. Детальное изучение этих реликтов континентальной коры, моделирование мантийных процессов того времени, а также возрастные определения Lu-Hf и Re-Os изотопных систем дают основание реставрировать следующую возможную картину геологических процессов того времени. Очевидно, была в условиях повышенных мантийных температур общемантийная конвекция, охватывающая всю мантию от границы ядро-мантия до твердой относительно холодной Земной поверхности (Nebel et al., 2014).

Изотопная и редкоэлементная геохимия цирконов говорит о том, что на поверхности Земли состав атмосферы был близким к современному, а температура кристаллизации цирконов была низкая (порядка 700$^{o}$), что указывает на гранитоидный состав родоначальных магм. Рециклинг цирконов указывает на погружение их вместе с гаденскими континентальными породами в мантии, а дальнейшее появление цирконов вместе с коматиит-базитовыми магмами на поверхность Земли, дифференциация основных магм приводила к появлению малых остаточных резервуаров. Спокойный режим поверхности Земли нарушается астероидно-метеоритными бомбардировками, которые разрушали поверхность Земли, на которой формировалась континентальная, частично гранитоидная кора, а гранитоидные магмы были материнскими для гаденских цирконов. Разрушенная кора вместе с обогащенными радиогенными изотопами и некогерентными редкими элементами, остаточными мантийными резервуарами погружались вглубь мантии. Кроме разрушения коры бомбардировки вызывали появление на поверхности большого количества базальт-коматиитовых магм, что можно рассмотреть в качестве мантийного переворота. В Гаденский эон астероидно-метеоритные атаки носили массированный характер, что определяло полное разрушение первичной коры кроме сохраненных ее реликтов - цирконов. В то время и до 3,4 млрд. лет существовал, очевидно, единый экваториальный суперконтинент, на котором формировалась в начале гаденская континентальная кора, а в последствии сохранившаяся архейская кора. В архее бомбардировки астероидно-метеоритные были менее масштабные, они охватывали ограниченные пространства единого субэкваториального суперконтинента. Эти бомбардировки вызывали сагдукцию архейской базальт-коматиитовой коры, которая погружалась в мантию, превращалась в амфиболит-эклогитовые породы, дающие начало тоналит-трондьемит-гранодиоритовым ассоциациям архейской континентальной коры. Излияния отдельных порций архейских мантийных магм и их эволюция на поверхности Земли

продолжались в течение порядка 300 млн. лет, что определяется единым временем интервалов существования одинаковых ювенильных цирконов в архейских кратонах, расположенных на разных континентах. Они формируют самостоятельные тренды. Возраста таких трендов 4,5; 4,2-4,3; 3,8-3,9 и 3,3-3,4 (Griffin et al., 2014). Они, очевидно, отмечают астероидные атаки в гаден-архейское время.

Субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) начинает формироваться под кратонами примерно 3,3-3,5 млрд. лет и она существенно отличается от перидотитов офиолитовых комплексов. Появление перидотитов отвечающих составу офиолитовых комплексов может указывать на появление процессов, обусловленных и тектоникой плит.

3,4 млрд. лет начало формироваться внутреннее железное ядро Земли, образование которого завершилось в 2,7 млрдю лет. В интервале 3,4-2,7 млрд. лет магмы, связанные с плюмами, имели постоянную температуру, а следовательно и постоянство в содержании MgO (Campbell, Griffiths, 2014). Завершение образования внутреннего железного ядра определило увеличение интенсивности магнитного поля, а соответственно, и его дипольный характер. Именно с 2,7 мрд. лет начинают работать палеомагнитные записи движения континентов, что четко фиксируется образованием суперконтинента Кенорленд (Li, Zhong, 2009) Возможно, двухъярусная конвекция свойственная верхней и нижней мантии, началась раньше, так как должен был разбиться суперплюмом экваториальный суперконтинент и начать формироваться новый суперконтинент Кенорленд, т.е. должны были начаться субдукционные процессы – элементы тектоники плит.

В интервале 2,7-2,0 млрд. лет происходило формирование слоя D”. Именно после 2 млрд. лет мантийные плюмовые магмы стали иметь постоянную температуру, что подтверждается постоянством содержания (~ 21%) MgO. Очевидно, слой D” полностью сформировался по мощности и в слое D” появилась внутренняя конвекция, что по мнению (Campbell, Griffiths, 2014) определяет постоянство температур поднимающихся от слоя D” термохимических плюмов. В это же время в слое D” из перовскита формируется более плотная кристаллическая упаковка – постперовскит. Около 2 млрд. лет в мантии обособляются мантийные провинции EM-1 и EM-2 (Hofmann, 1997), поставляющие некогерентные элементы во внутриплитовые изверженные породы. В интервале 2,0-1,8 млрд. лет формируется деплетированная мантия (астеносфера) – источник базальтов срединно-океанических хребтов.

Именно с этого рубежа начинается современный стиль тектонических движений на Земле. Взаимодействие астеносферы и литосферы определяют крупные поверхностные структуры: горно-складчатые сооружения, океанические пространства, субдукционные зоны, где происходит в последнее время наращивание континентальной коры и т.п. Погружающиеся литосферные плиты (холодное вещество в мантии) и поднимающиеся мантийное вещество в горячих мантийных провинций, или как их еще называют – мантийных провинции с низкоскоростными скоростями сейсмических волн образуют нижнемантийную конвекцию и поступление к поверхности Земли термохимических плюмов, которые поставляют тепло в астеносферный слой, где происходит мелкоячеистая конвекция во многом определяющая движение литосферных плит. Вещество плюмов зарождается в слое D”, чему во многом способствуют погрузившиеся литосферные слэбы, а также поступающие из внешнего жидкого ядра легкие элементы, которые в этом слое окисляются и дают возможность зарождения термохимических плюмов, а восстановленное окисное железо погружается в ядро, наращивая, в первую очередь, внутреннее железное ядро. Таким образом, происходит взаимодействие всех оболочек Земли.

## Литература

Campbell I.A., Griffiths R.W. Did the formation of D” cause the Archean-Proterozoic transition? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2014, v. 388, p. 1-8.

Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // Litos, 2014, v. 189, p. 2-15.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, v. 385, p. 219-229.

Li, Z.X., Zhong, S. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2009, v. 176, p. 143–156.

Nebel O., Rapp R.P, Yaxley G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research // Lithos. 2014, v. 190-191, p. 313-327.

# ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАТЕРИАЛА МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

*И.Д. Рябчиков[1], Л.Н. Когарко[2]*
[1]ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия, e-mail: iryab@igem.ru
[2]ГЕОХИ РАН, г. Москва, Россия,e-mail: kogarko@geokhi.ru

Температура, давление и потенциал кислорода, характерные для вещества мантийных плюмов, могут быть получены путем изучения ультрамафических магм плюмовой обстановки или посредством анализа равновесий с участием минералов, законсервированных в алмазах, транспортируемых из сублитосферных зон.

Экспериментальные данные при сверхвысоких давлениях показывают, что при параметрах сублитосферных зон значительная часть двухвалентного железа в перидотитовом материале диспропорционирует с образованием $Fe_2O_3$ и богатого железом металлического сплава. В этих условиях карбонатные компоненты должны восстанавливаться с образованием алмаза или карбидов. Тем не менее, присутствие в нижней мантии карбонатных расплавов подтверждается изучением минеральных включений в алмазах нижнемантийного источника (Kaminsky et al, 2015). Это показывает, что нижняя мантия гетерогенна в отношении окислительно-восстановительных характеристик.

С целью оценки редокс-потенциала нижнемантийных минералообразующих систем был проведен термодинамический анализ равновесий, с участием породообразующих минералов нижней мантии пиролитового состава и кристаллических соединений углерода (рис. 1). Показано, что диапазон фугитивностей кислорода, при которых может происходить образование алмаза, отделен от области формирования богатого железом металлического сплава полем устойчивости карбидов железа. Отсюда вытекает, что для формирования в нижней мантии алмаза требуются более окислительные условия, чем это предполагается для преобладающей части этой геосферы.

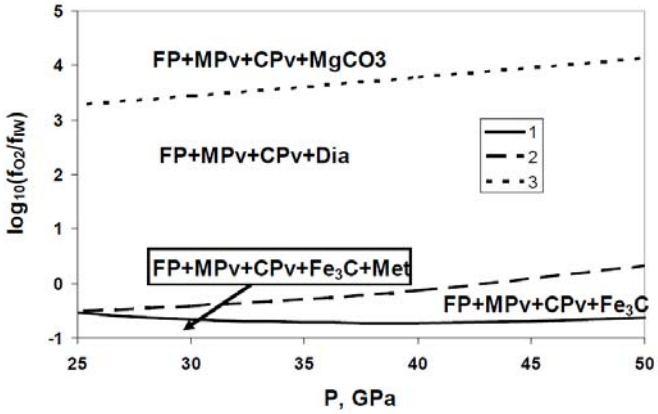



Рис. 1.

Отсутствие металлической фазы среди минералов нижнемантийного алмазсодержащего парагенезиса согласуется с высокими (около 1%) содержаниями Ni в ферропериклазах, включенных в алмазы (рис. 2 - богатый железом металлический сплав будет интенсивно экстрагировать Ni). Повышенный редокс-потенциал подтверждается измерениями состояния окисления железа в ферропериклазах, включенных в нижнемантийные алмазы (Kaminsky et al, 2015).

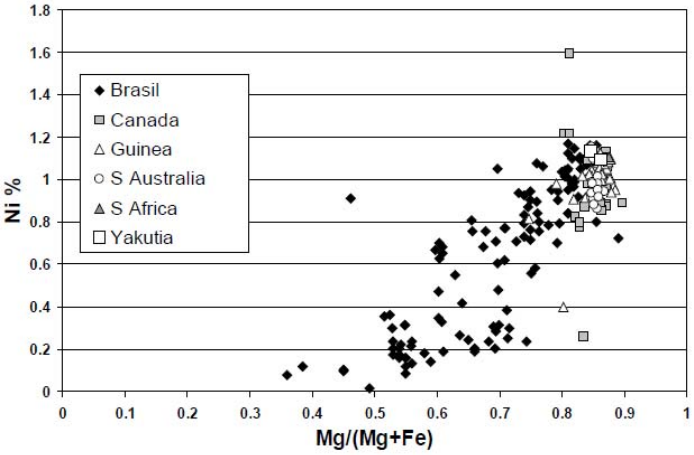



Рис. 2.

В качестве главной причины повышения фугитивности кислорода в отдельных участках нижней мантии представляется смещение окислительно-восстановительных равновесий с ростом температуры в сторону уменьшения количества, а затем исчезновения Fe-Ni сплава.

Важную роль в формировании алмазов может играть зарождение, миграция и взаимодействие с боковыми породами карбонатно-фосфатных и силикатных расплавов, возникающих в высокотемпературных зонах. Связь сублитосферного алмазообразования с высокотемпературными условиями подтверждает приуроченность этих процессов, а также формирование кимберлитовых магм к деятельности мантийных плюмов.

Для характеристики термодинамических параметров мантийного источника ультрабазитовых магм плюмовой обстановки был проведен термодинамический анализ базы экспериментальных данных по равновесиям шпинель - расплав при контролируемых парциальных давлениях кислорода. Было показано, что активность FeO в силикатных расплавах, идентичных по составу природным магмам, может быть описана моделью регулярных растворов, учитывающей взаимодействия всех катионов с кремнием, а также взаимодействие кальция с алюминием. Использование этой модели позволило предложить геооксометр для пары шпинель + магма, приложимый к природным системам, который в отличие от предложенных ранее методов оценки потенциала кислорода, позволяет работать в области, близкой к ликвидусу магматического процесса.

Новый вариант геооксометра применен к оценкам потенциала кислорода для ряда магм плюмовой обстановки, включая сибирские меймечиты, пикриты Гавайских островов, крупной интрузивной провинции (LIP) Эмейшан и Гренландии. Показано, что в большинстве случаев магмы, связанные с деятельностью глубинных мантийных плюмов характеризуются более высоким относительным потенциалом кислорода по сравнению с магматизмом срединных океанических хребтов.

Литература

Kaminsky F.V., Ryabchikov I.D., Wirth R. A primary natrocarbonatitic association in the Deep Earth // Mineralogy and Petrology 2015. V. P. DOI 10.1007/s00710-00015-00368-00714

Kaminsky F.V., Ryabchikov I.D., McCammon C.A., Longo M., Abakumov A.M., Turner S., Heidari H. Oxidation potential in the Earth's lower mantle as recorded by ferropericlase inclusions in diamond // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 417. pp. 49-56.

# К ПРОБЛЕМЕ АССИМИЛЯЦИИ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ СУЛЬФИДНЫМ РАСПЛАВОМ

*В.И. Косяков[1], Е.Ф. Синякова[2], А.С. Борисенко[2], В.А. Шестаков[1]*

[1] Институт неорганической химии им. А. В. Николаева СО РАН, Новосибирск, Россия, kosyakov@niic.nsc.ru

[2] Институт геологии и минералогии им. В. С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, efsin@igm.nsc.ru

Медно-никелевые месторождения в расслоенных базитовых интрузиях являются характерным элементом металлогении крупных магматических провинций (LIP), связанных с мантийными плюмами. Одним из типовых районов развития таких месторождений мирового класса является Норильский рудный район, локализованный в контурах Сибирской крупной магматической провинции. Одной из активно дискуссионных проблем генезиса этих месторождений является проблема источников серы и образование крупных залежей массивных сульфидных руд. Предполагается, что их формирование связано с участием в рудообразовании серы двух источников: магматической и заимствованной из вмещающих рудоносные интрузии эвапоритовых отложений, содержащих пласты гипса и ангидрита, а также пласты каменного угля (Рябов и др., 2000). Участие сульфатной серы эвапоритов в формировании сульфидных руд Cu-Ni месторождений Норильского района подтверждается ее изотопным составом. Так, установлено, что сера медно-никелевых руд обогащена тяжелым изотопом (12-15‰) по сравнению с серой мантийной магмы. Ангидрит часто отмечается в виде ксенолитов в породах рудоносных базитовых интрузий и в виде кристаллов магматического ангидрита в массивных сульфидных рудах Норильского района. Их магматическое происхождение доказывается наличием в них расплавных включений сульфатно-сульфидного состава (Рябов и др., 2000, Li et al., 2009, Рябов, Боровиков, 2011). По мнению некоторых авторов доля серы, заимствованной из сульфатов вмещающих рудоносные интрузии эвапоритов, может составлять до 50% от общего ее содержания в рудах.

Взаимодействие сульфидной магмы с сульфатными породами должно приводить к образованию специфических парагенезисов, которые действительно существуют в природе. Образование подобных парагенезисов связано с физико-химическими процессами, протекающими на непосредственном контакте сульфидных расплавов и сульфатных пород. Однако физико-химические условия их возникновения и особенности механизмов сульфат-сульфидного взаимодействия не известны. Высказывалось предположение о том, что протекание этого процесса возможно только в присутствии восстановительных реагентов, таких как углерод, водород, углеводороды. Однако эта гипотеза требует корректного обоснования экспериментальными исследованиями и термодинамическим моделированием сульфат-сульфидного взаимодействия.

Проверку принципиальной возможности описанного выше механизма обогащения рудных тел тяжелым изотопом серы и оценку условий его реализации можно осуществить с помощью термодинамического моделирования взаимодействия сульфидного расплава с ангидритом в сочетании с проверочными экспериментами.

Сульфидная магма является сложной системой, состоящей из более чем 25 геохимически значимых компонентов. Сульфатные породы также являются полиминеральными. Однако для термодинамического моделирования достаточно ограничиться рассмотрением простейшей системы, образованной из ангидрита $CaSO_4$ и некоторых распространенных минералов, состоящих из основных рудообразующих компонентов. Отметим также, что для получения ориентировочных оценок можно ограничиться определением условий фазовых и химических равновесий в сульфатно-

сульфидной системе, состоящей только из кристаллических фаз. В такой системе будут протекать те же самые химические реакции, что и в высокотемпературной системе с участием сульфидного расплава. Поэтому результаты моделирования несложно экстраполировать в область более высоких температур.

Термодинамические расчеты проводили с использованием информационного фонда и программного обеспечения термодинамического раздела Банка данных о свойствах материалов электронной техники (БнД СМЭТ), созданного в Институте неорганической химии СО РАН. Отсутствующие данные о термодинамических свойствах минералов брали из (Шваров, 2008). Расчеты проводили в интервале 550-1250 К при 1 атм. Наряду с определением количества конденсированных фаз рассчитывали состав равновесной газовой фазы.

Рассмотрим результаты расчетов на примере взаимодействия ангидрита с халькопиритом. Установлено, что нагревание смеси приводит к взаимодействию соединений с образованием CaS, количество которого увеличивается при повышении температуры. Взаимодействие регистрируется в расчетах начиная с 850 К, когда из 1 моля $CaSO_4$ образуется $4.5 \cdot 10^{-6}$ молей CaS. При 1200 К выход CaS составляет 50.0 %. Освободившийся кислород расходуется в основном на образование $Fe_3O_4$, а также газообразных форм $SO_2$, SO и $S_2O$.

Добавка углерода ускоряет разложение ангидрита, при 1200 К разлагается более 80% ангидрита. Однако ниже 850 К выход CaS несколько уменьшается из-за образования $CaCO_3$.

Для проверки адекватности расчетов был проведен эксперимент по исследованию взаимодействия между сульфатом кальция и сульфидным расплавом. После отжига сульфида семейства халькопирита хейкокитового состава $Cu_4Fe_8S_8$ в футерованной ангидритом эвакуированной кварцевой ампуле при температуре 865$^o$C и последующей закалки был получен образец со структурой, похожей на вырожденную эвтектику, в которой по границам неограненных зерен хейкокита расположены округлые микровключения CaS и Sr-$CaSO_4$. Кроме того, вблизи краевой зоны присутствуют небольшие скопления кристаллов $CaSO_4$, а свободная поверхность образца покрыта коркой, состоящей из ангидрита с включениями хейкокита, борнита и халькопирита. Полученные результаты свидетельствуют о химическом взаимодействии Fe-Cu сульфидного расплава с твердым $CaSO_4$. Эти данные согласуются с термодинамическими расчетами.

Отметим, что геохимическая система, описывающая ассимиляцию сульфатной серы в сульфидный медно-никелевый расплав, в соответствии с результатами термодинамического моделирования, должна удовлетворять следующим требованиям. 1) Исходная сульфидная магма должна быть существенно обогащена рудообразующими металлами (Fe, Ni, Cu). 2) В системе должны присутствовать прочные химические соединения, содержащие CaO. 3) Система должна включать подвижные компоненты, обеспечивающие протекание химических реакций в геохимическом масштабе времени.

## Литература

Рябов, В.В., Шевко, А.Я., Гора, М.П., 2000, Магматические образования Норильского района, Новосибирск, Нонпарель, т. 1, 401 с, т. 2, 591с.

Шваров, Ю.В., 2008, HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических процессов, предоставляемых Windows, Геохимия, 8, С. 898-903.

Li, C., Ripley, E.M., and Naldrett, A.J., 2009, A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts, Econ. Geol.104, pp. 201-301.

# ПЕТРОЛОГИЯИИЗОТОПНОЕДАТИРОВАНИЕКАЛБА-НАРЫМСКОГО ГРАНИТНОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*П.Д. Котлер [1,2,3], С.В. Хромых [1,2], А.Г. Владимиров[1,2,3], Н.Н. Крук [2], О.В. Навозов[4], В.Б. Хубанов[5]*

[1]НовосибирскийГосударственныйУниверситет, 630090, Новосибирск, Россия

[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, Россия

[3]Томский Государственный Университет,Томск 634050, Россия

[4] ТОО Геологоразведочная компания“Топаз”, Усть-Каменогорск, 070001, Республика Казахстан

[5]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, 670047, Россия,

pkotler@yandex.ru

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит является важнейшей частью Алтайской коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов (Владимиров и др., 2008). Породы батолита прорывают девон-каменноугольные отложения Калба-Нарымского террейна, который интерпретируется как окраино-континентальный бассейн. С северо-востока Калба-Нарымский батолит отделяется от комплексов активной континентальной окраины Рудного Алтая Иртышской сдвиговой зоной, которая является крупнейшим трансрегиональным разломом в Центральной Азии.

В строении батолита выделено 5 гранитоидных комплексов (Навозов и др.,2011). Наиболее ранние – калгутинскийикунушский, породы которых слагают мелкие единичные гипабиссальные массивы и вулканолпутонические структуры, а также дайковые пояса северо-западного простирания. Они представлены калий-натровыми гранодиоритами и гранитами, дацитами и риодацитами (калгутинский комплекс), биотитовыми плагиогранитами (кунушский комплекс). По данным U-Pb датирования (LA-SF-ICP-MS, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) эти комплексы имеют возраст – 308-304 млн. лет и 303-300 млн. лет соответственно. Значения изотопного состава Nd и Sr для калгутинского комплекса εNd(t)= +3.33-3.44, TDM-2st=795-804 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.7046-0.7047,для кунушского комплекса - εNd(t)= +6.7, TDM-2st=525 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.7028-0.7034. Основной объем (ок. 70 %) Калба-Нарымского батолита слагают породы калбинского комплекса, формирующие крупные пластообразные массивы мощностью до 2-5 км, сложенные биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами.U-Pb возраст пород первой фазы калбинского комплекса – 296-293 млн. лет, второй фазы – 288-285 млн. лет. С гранитами этого комплекса связаны редкометалльные пегматиты, формирующих крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta и Nb с Ar-Ar возрастом 295-285 млн. лет. Изотопный состав пород калбинского комплекса εNd(t)= +0.81-1.94, TDM-2st=906-1000 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7049-0.7059. Наиболее поздними являются породы каиндинского и монастырского комплексов, формирующие цепочку крупных самостоятельных изометричных массивов по юго-западному флангу батолита. Монастырский комплекс представлен двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, каиндинский – порфировидными биотитовыми гранитами. U-Pb возраст пород каиндинского комплекса – 288-287 млн лет, а монастырского – 285-283 млн лет. Значения изотопного состава Nd и Sr для каиндинского комплекса εNd(t)= +1.67, TDM-2st=930 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.704, для монастырского комплекса - εNd(t)= 3.50-4.32, TDM-2st=704-773 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.7044.

Полученные данные позволяют определить интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита в ~ 30 млн. лет (310–280 млн.

лет). Выделяются следующие этапы: 1) 310–300 млн. лет – плавление метабазитового основания террейна и смешение с выплавками из коровых субстратов (калгутинский и кунушский комплексы); 2) 298–288(?) млн. лет – подъем фронта магмообразования и массовое плавление коровых субстратов (калбинский комплекс и редкометалльные пегматиты); 3) 285-280 млн. лет – новый импульс плавления коровых субстратов (реститов от первого плавления) с влиянием мантийных источников (каиндинский и монастырский комплексы).

Следует отметить, что полученные геохронологические данные совпадают с данными о возрасте базитового магматизма сопряженной Чарской структурно-формационной зоны – 293-280 млн. лет (Хромых и др., 2013), а также с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая – 320-270 млн. лет по гранитоидам, габброидам и трапповым базальтам Тарима и Джунгарии (Mao et al., 2008; Chen et. al., 2010), формирование которых отвечает Таримской крупной изверженной провинции (Xu et. al., 2014).

Литература

Владимиров А.Г. Крук Н.Н. Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика.- 2008. - Т. 49. - № 7. - С. 621-636.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. №2, С. 32-40.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54. - № 10. - С. 1648-1667

Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H. et al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // J. Asian Earth Sci., 2008, v. 32, pp. 184—203.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., et al. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos, 2010, v. 115, pp. 137—152.

Xu YG, Wei X, Luo ZY, et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. v. 204. pp. 20–35.

# РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ АЛТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ: СООТНОШЕНИЕ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

*Н.Н. Крук[1], В.И. Крупчатников[2], Н.И. Гусев[3], В.В. Врублевский[4]*

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, kruk@igm.nsc.ru

[2]ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» (ОАО ГАЭ), с. Малоенисейское, Алтайский край, Россия, VIKRUP@yandex.ru

[3]Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, Nikolay_Gusev@vsegei.ru

[4]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, labspm@ggf.tsu.ru

Раннедевонский этап развития Центральной Азии наличием двух контрастных режимов: рифтогенного, вызванного активностью мантийного плюма, и окраинно-континентального, обусловленного погружением океанической литосферы Объ-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента. Пространственно-временные взаимоотношения магматизма этих двух режимов до конца не ясны и являются предметом постоянных споров. В данной работе этот вопрос рассматривается на примере Алтая и сопредельных регионов.

Раннедевонские рифтогенные процессы проявились на территории Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян, Тувы и Северной Монголии. В это время были сформированы крупные прогибы с бимодальным вулканизмом повышенной щелочности, а также мелкие интрузии умеренно-щелочных и щелочных габброидов (Ярмолюк и др., 2000; Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2004 Воронцов и др., 2013 и др.). Большинство центров вулканической активности (Минусинский, Тувинский и Агульский прогибы) имеют внутриконтинентальную позицию; лишь Уймено-Лебедской и Тельбесский прогибы находятся менее чем в 300 км. от края Сибирского палеоконтинента. Девонские вулканические комплексы, связанные с эволюцией АКО формируют ряд линейных поясов на территории Алтая, Салаира, Томь-Колыванской складчатой области, Горной Шории и Кузнецкого Алатау (Шокальский и др., 2000). Область активного вулканизма протягивается вглубь континента на 250-300 км., что сопоставимо с шириной магматических поясов современных АКО. Кислые вулканиты основания Минусинских впадин имеют позднепражский возраст (407.5$\pm$0.2 млн. лет, Бабин и др., 2004), в то время как внедрение наиболее молодых базальтовых силлов в районе оз. Шира произошло на границе среднего и позднего девона (386$\pm$2 млн. лет, (Воронцов и др., 2012). Палеонтологические даты осадочных пород, ассоциирующих с «надсубдукционными» вулканитами в Рудном и Горном Алтае указывают, что активный вулканизм здесь начался не ранее позднего эмса. Развитие вулканических поясов АКО продолжалось вплоть до конца среднего девона.

Таким образом, большинство центров вулканической активности раннедевонской рифтовой системы расположено за пределами области влияния активной континентальной окраины, а инициальный рифтогенный магматизм в этих ареалах начался на 5-10 млн. лет раньше заложения АКО. В этой связи наиболее интересен раннедевонский магматизм Восточного Алтая, представляющего собой область «интерференции» геодинамических режимов.

Раннедевонские магматические образования региона входят в состав двух крупных поясов: Алтае-Минусинского ($D_{1-2}$) и Алтае-Салаирского ($D_2$-$C_1$) (Шокальский и др., 2000). Вулканизм первого пояса представлен породами аксайского комплекса в юго-восточной части Алтая. Преобладающими разностями являются риолиты, риодациты и дациты при подчиненной роли трахибазальтов и трахиандезибазальтов Возраст пород составляет 402-405 млн. лет. Среди базальтов выделяются две группы: высоко- и низкотитанистая (Врублевский и др., 2006). Для пород первой группы

типичны высокая железистость, низкие концентрации Sr и Ba, резкая обогащенность HFSE и РЗЭ. Породы второй группы – низкотитанистые, низкофосфористые, более магнезиальные и глиноземистые, имеют более низкие концентрации HFSE и РЗЭ, более высокие - Sr и Ba. Для всех разностей типично слабо выраженное избирательное обеднение Nb и Ta, характерное для «надсубдукционных» базальтоидов. OIB-подобные базальты отсутствуют. Дациты и риолиты варьируют от нормальных до умеренно щелочных, часто обогащы HFSE и РЗЭ.

Габбро-гранитные и гранитоидные интрузии с возрастом 410-400 млн. лет приурочены к обрамлению крупных разломов. Габброиды представлены низкотитанистыми породами нормального ряда с близкларковыми содержаниями РЗЭ, избирательное обеднены Ta и Nb. Гранитоиды широко варьируют по составу и принадлежат к различным геохимическим типам (от тоналитов через известково-щелочные разности до умеренно-щелочных).

Вулканические образования Алтае-Салаирского пояса в Восточном Алтае представлены породами нырнинского и саганского комплексов. В первом преобладают базальты, во втором - дациты и риолиты. Базальты неоднородны по составу. Нижнюю часть разреза слагают низкотитанистые глиноземистые разности нормальной щелочности, имеющие близкларковые содержания несовместимых элементов, а в основании залегают лейкократовые умеренно-титанистые базальты, обогащенные HFSE и РЗЭ и демонстрирующие лишь слабые геохимические признаки пород надсубдукционного генезиса. Верхняя часть разреза сложена высокоглиноземистыми базальтами и андезибазальтами, деплетированными HFSE относительно РЗЭ. Кислые породы в основном умеренно-щелочные с близклаковыми содержаниями HFSE и РЗЭ.

В целом базальтоиды, в сравнении с типичными породами тыловых частей АКО, обеднены LILE, гораздо слабее обогащены РЗЭ относительно HFSE и по составу занимают промежуточное положение между типичными базальтами тыловых частей АКО и породами раннедевонской «рифтовой системы». Это заставляет предполагать, что эволюция АКО (во всяком случае, ее тыловой части) в конце раннего девона происходила на фоне воздействия мантийных магм плюмового генезиса.

## Литература

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др., 2004. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Доклады РАН, 395 (3), С. 367-370.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В., 2013 Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород и магматические источники / // Геология и геофизика, 54 (9), С. 1283-1313.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Покровский Б.Г., Гертнер И.Ф., 2006. Редкие элементы и (Nd, Sr, O)-изотопные отношения в вулканитах аксайского комплекса, Горный Алтай: характер и масштабы участия корового материала в генерации субдукционных калиевых магм повышенной щелочности // Вулканизм и геодинамика. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, С. 524-528.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др., 2001. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 188 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., 2000. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника (5), С. 3-29.

# ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМ КРУПНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ФЕННОСКАНДИИ ОТ АРХЕЯ ДО ПАЛЕОЗОЯ

*В.В. Куликова[1] , В.С. Куликов[1] , Я.В. Бычкова[2]*
[1] Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия,vkulikova@yandex.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
yanab66@yandex.ru

Анализ обзорных геологических карт территории Фенноскандии, изданных в XX1в.(Geological map..,2001; Митрофанов, 2001 и др.) и исследования авторов в этом регионе показывают, что на протяжении геологической истории (>3 Ga)в архее, протерозое и палеозое (Куликов, Куликова, 2013 и др.) фиксируется не <10 крупномасштабных проявлений мантийного мафит-ультрамафитового «плюмового» магматизма(Ernst, 2007; Куликов и др., 2015 и др.).

Архей за исключением палеоархейского Водлозерского блока (Куликова, 1993; Куликова и др., 2011, Онежская., 2013 и др.) в этом плане является наименее информативным периодом вследствие широкой тоналитизации первичной коры основного состава. Следы мезоархейского плюма сохранились в зеленокаменных структурах - поясах (ЗП) в Финляндии, Карелии, Кольского п-ова и Архангельской обл. в виде коматиит-базальтовых ассоциаций, широко представленных в ряде ЗП: Суомуссалми-Кухмо-Типасярви, Ведлозеро-Сегозеро, Сумозеро-Кенозеро-Лача и Северной Карелии, при этом в первом идентифицируются магматические импульсы с периодом около 50 Ma(Holtta, 2012). Мезо – и неоархейские (3.0-2.5 Ga) коматиит-базальтовые ассоциации разных районов Фенноскандии отличаются сокращенными объемами и изменяющимися содержаниями РЗЭ (Вревский, 2000).

Палеопротерозойский сумийский термохимический суперплюм (2.5-2.4 Ga) S- до 1.5 млн. км$^2$сохранился в трех палеорифтах: Печенгско-Варзугском, Лапландском и Ветреный Пояс и оперяющих их структурах (Kulikov et al.,2010a и б; Куликов и др., 2010а и б) в виде вулканогенных фаций (коматиитовые базальты, «бонинитоподобные» дайки и магнезиальные базальты) и широко известных расслоенных интрузивов С. Финляндии, Карелии и Кольского полуострова с месторождениями Cr, Ni, EPG.

Среднепалеопротерозойский (2.3-2.09 Ga) ятулийский плюмовый магматизм, сформировавший соответствующее лавовое плато в течение трех фаз вулканической деятельности на площади около одного млн. км$^2$в Финляндии, Швеции, Лапландиии, возможно, частично, в З. Карелии, относится рядом исследователей к трапповому типу (Онежская.., 2013, Светов, 1979; Hanski, Melezhik, 2013). Особого внимания заслуживает мафит-ультрамафитовый магматизм людиковийского периода в 2.05-1.96 Ga (Смолькин, 1992) или ~ 1.85 Ga (Martinetal.,2015) в Печенге.

Проявления базитового магматизма с характеристиками LIP установлены в: верхнем (1.8-1.75 Ga, Южно-Онежская мульда), раннем (1.45 Ga, Ладожский грабен) и позднем рифее (1.2 Ga, Кандалакшско-Онежский грабен в Беломорье). В палеозое (~ 400 Ma) известен щелочно-ультраосновноймагматизмсместорождениями РЗЭ и кимберлитовый с алмазами в Архангельской области.

Эволюция плюмового магматизма в Фенноскандинавском сегменте литосферы заключается в смене типов его материнских магм от коматиитовых в архее к ветренитовым (Куликов и др.,2010а, 2010б; Kulikov et al., 2010a; 2010b и др.) в палеопротерозое, толеитовым в ятулии, пикрит (ферропикрит)-базальтовым в людиковии, толеитовым со щелочным уклоном в рифее и щелочно-ультраосновным и кимберлитовым в палеозое (Онежская.., 2013 и др.). Такая тенденция обусловлена как

изменяющейся общей термодинамикой мантии и ядра Земли, так и частными особенностями эволюционирующего плюма за счет его «прецессии» внутри коры.

Литература

Вревский А.Б. Петрология коматиитов, изотопно-геохимическая эволюция верхней мантии и геодинамика архейских зеленокаменных поясов. Автореф. доктор.дисс.СПБ. 2000. 37 с.

Куликов В.С., Володичев О.И., Голубев А.И. и др. 2015. Магматические и метаморфические формации и комплексы на новой геологической карте ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000. Матер. X11 Всеросс. Петрограф.совещания. Петрозаводск (в печати).

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я. В. Новый «ветренитовый» тип высокомагнезиальных магм // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 24 – 28 августа 2010а. Екатеринбург. Том I. с. 348 – 349.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Шаров Н.В. Палеопротерозойская крупная магматическая мафит–ультрамафитовая провинция на ЮВ Фенноскандинавского щита и перспективы ее рудогенеза // Материалы научной конференции «Рудно-магматические системы орогенных областей», Ташкент, 5-7 мая 2010 г. Ташкент.: ИГиГ. 2010б. с. 352-361.

Куликов В.С., Куликова В.В. О национальной стратиграфической шкале //Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание. 23-25 мая2013 г., Геологический институт РАН, г. Москва Сборник статей / М.А. Федонкин (отв. ред.), Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, А.П. Ипполитов(ред.). Москва: ГИНРАН, 2013. С. 66 – 67.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. 254 с.

Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.С. Водлозерскийблок (ЮВФенноскандии) какбазовыйфрагментземнойкорыдляизученияядревнейшихдокембрийскихкомплексовСЗРоссии //Материалы VII Косыгинскихчтений«Тектоника, магматизмигеодинамикаВостокаАзии», 12-15 сентября 2011 г. г. Хабаровск, ИТиГим. Ю.А. КосыгинаДВОРАН, 2011, с. 76 – 80.

Митрофанов Ф.П., 2000(ред.). Геологическая карта Кольского региона 1:1000000. Апатиты.

Онежскаяпалеопротерозойскаяструктура (геология, тектоника, глубинноестроениеиминерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарельскийнаучныйцентрРАН, 2011, 431 с. + 1 вкл. (Авторы:В.С.Куликов, В.ВКуликоваидр. С. 15 – 28; 67-100; 119-123; 125-170; 378-382).

Светов А.П., 1979. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука. 208 с.

Смолькин В.Ф., 1992. Коматиитовый и пикритовыймагматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПБ.272 с.

Ernst R., 2007. Global large igneous province bar-code record.

Geological map of the Fennoscandian shield 1:2000000,2001. Helsinki.

Hanski E.J., Melezhik V.A.,2012.Litho- and Chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian Formations. In. Reading the Archive of Earth/s Oxygenation. V.1. Springer. P.39-110.

Holtta P., 2012 (ed.). The Archean of the Karelian province in Finland, GSF. Espoo. 253p.

Kulikov V.S., BychkovaYa.V., Kulikova V.V. The sumian large igneous province of the coutheasternFennoscandian shield // Материалымеждународнойконференции«Современныепроблемыгеологиииразведкиполезныхископаемых», 5–8 октября 2010 г. (наангл.). Томск 2010а. с. 51 – 56.

KulikovV.S.,BychkovaYa.V., KulikovaV.V.,ErnstR. 2010b.The VetrenyPoyas:A essential component of the ca 2.5-2.4 Ga Sumian large igneous province// Precam. Res.,V.183. P. 589-601.

Martin A.P., Prave A.R.,Cordon D.J. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions// Earth and Science Letters. 2015, 424.p.226-236.

# ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ND-SR ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПГ-СОДЕРЖАЩЕГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

*Е.Л. Кунаккузин, Т.Б.Баянова, Л.И. Нерович, Е.С. Борисенко, П.А. Серов*
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, г. Апатиты, Россия,
kunakkuzin_evgeniy@mail.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru, nerovich@geoksc.apatity.ru, elena.s.borisenko@gmail.com, serov@geoksc.apatity.ru

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является восточным отрогом крупнейшего габбро-анортозитового массива Главного хребта, который относится к палеопротерозойским образованиям Кольского региона. Наряду с такими рудоносными массивами как Федорово-Панский, гора Генеральская, Мончеплутон, которые содержат месторождения и проявления Pt-Pd и Cu-Ni руд, массив Мончетундра является перспективным объектом на обнаружение промышленной благородной минерализации (Гроховская и др., 2003; Нерович и др., 2009).

На основании интерпретации изотопных U-Pb возрастных данных, в массиве выделяется 4 разновозрастные группы пород (Борисенко и др., 2014; Кунаккузин и др., 2015).

Результаты Nd-Sr исследований основных пород массива Мончетундра свидетельствуют, что разновозрастные комплексы массива имеют различия в изотопно-геохимических характеристиках.

Самые древние породы массива – метагабброиды, характеризуются широкими вариациями величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +0.02 до -2.23, а также мезо- и палеоархейскими значениями модельных возрастов. Более молодые трахитоидные габбронориты характеризуются более радиогенным изотопным составом Nd и Sr по сравнению с другими породами массива. Значения величины $\varepsilon_{Nd}$ варьируют от –1.70 до +1.42, модельные возраста протолитов ($T_{DM}$) соответствуют диапазону от 2.7 до 3.5 млрд. лет. Значения величины $\varepsilon_{Nd}$ для массивных габбронoритов, представляющих третью возрастную группу, изменяются в широких пределах от -3.38 до +2.08, а модельные Sm-Nd возраста протолитов ($T_{DM}$) находятся в пределах от 3.4 до 2.7 млрд. лет. На заключительном этапе формировались гнездовые габбро-пегматиты, которые характеризуются стабильными отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -1.26 до -0.63 и Sm-Nd модельными возрастами протолитов ($T_{DM}$) от 3.2 до 3.0 млрд. лет.

Формирование пород массива Мончетундра, наряду с аналогичными базит-гипербазитовыми интрузиями Фенноскандинавского щита, такими как Федорово-Панский, массив горы Генеральская, Мончеплутон, Олангская группа, Портимо-Пеникат-Кеми и др., связано с действием долгоживущего нижнемантийного плюма в интервале 2.52-2.39 млрд. лет (Баянова, Митрофанов, 2012; Митрофанов и др., 2013). Совокупность Nd и Sr изотопных данных для основных разновидностей пород расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита может свидетельствовать о том, что их формирование происходило из мантийного источника обогащенного литофильными элементами типа EM-1 (Bayanova et al., 2009).

На диаграмме (рис. 1) массивные габбронориты массива Мончетундра характеризуются менее радиогенными значениями Nd и Sr относительно трахитоидных габбронoритов. Данное различие между породами, скорее всего, заключается в эволюции долгоживущего мантийного резервуара. Вероятно, что в процессе воздействия плюма на нижнюю кору, он подплавлял последнюю, следовательно, более молодые породы принимали менее радиогенные значения, что отражено в изотопном составе Nd. Но в данном случае, контаминация нижней корой должна была отразиться

на изотопном составе Sr, что на диаграмме (рис. 1) не наблюдается, следовательно, вклад коровой компоненты в формирование более молодых пород массива Мончетундра можно считать незначительным.

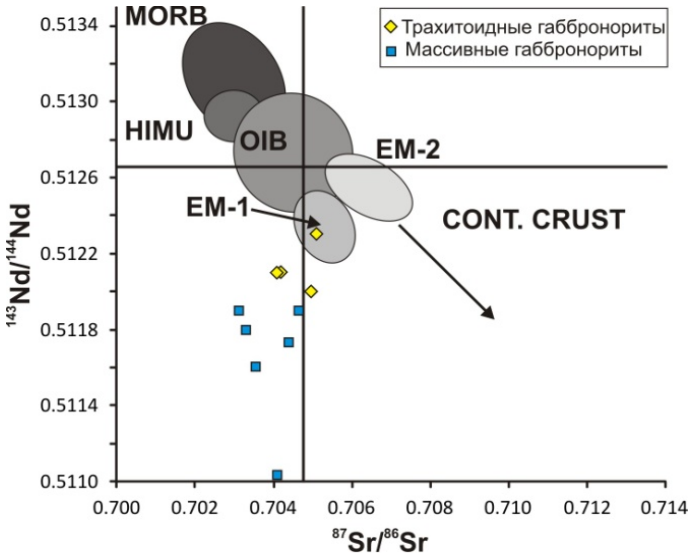



Рис. 1. Зависимость между изотопным составом Nd и Sr для габбронoритов массива Мончетундра. Поля MORB, OIB, HIMU, EM-1, EM-2 – по (Hoffman, 1997).

Однако, следует отметить, что среди авторов работы нет полного согласия в вопросе о характере источника. Согласно данным по РЗЭ (Нерович и др., 2009), породы массива Мончетундра характеризуются очень низкими содержаниями большинства редких элементов. Так же, преимущественно низкие Nb/U отношения (<10) не согласуются с источником типа EM-1. Наличие же, хотя и не резкого, но отчетливо выраженного Nb-Ta минимума скорее свидетельствуют в пользу коровой контаминации источника пород (Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014). Но объемы ее для данного массива, по-видимому, невелики. В то же время, в некоторых образцах пород расслоенного комплекса массива Мончетундра отмечаются повышенные значения Nb/U отношения (до 44) при низком содержании самих элементов. Причины этого пока не ясны, но учитывая результаты изотопных исследований, могут определяться локальным влиянием источника типа EM-1.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00493, 15-35-20501, ОФИ-М 13-05-12055, ПРАН №5.*

Литература

Bayanova T., Ludden J. and Mitrofanof F., 2009, Geological Society, London, Special Publication; v. 323, pp. 165-198;

Hoffman A.W., 1997, Nature.. V. 385. pp. 219-229;

Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Вестник КНЦ РАН. Апатиты. 2012. №1. С. 22-31;

Борисенко Е.С, Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л. Взаимоотношения разновозрастных базитов палеопротерозойского массива Мончетундра (Кольский п-ов). Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXV молодежной научной конференции, посвященной 100-летию К.О.Кратца. г.Санкт Петербург. 13-15 октября 2014 г. - СПб., 2014. С. 26-30;

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., и др. Геология рудных месторождений, 2003, т.45, №4, С. 329-352;

Кунаккузин Е.Л., Т.Б. Баянова, Л.И. Нерович и др. Вестник МГТУ, т. 18, №2, 2015 г. , с. 269-279;

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. Геология рудных месторождений, том 55, №5, 2013, С. 357-373;

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Вестник МГТУ, том 12, №3, 2009 г., С. 461-477;

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Геохимия, 2014, №7, С. 1-21.

# ВЛИЯНИЕ $CO_2$ НА УСЛОВИЯ ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ СУЛЬФАТНО-ХЛОРИДНО-УГЛЕКИСЛЫХ ФЛЮИДОВ И РАСТВОРИМОСТЬ В НИХ ЗОЛОТА, ПИРИТА, МОЛИБДЕНИТА

*Ю. В. Лаптев[1], А. С. Борисенко[1], И. Р. Прокопьев[1]*
[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
laptev@igm.nsc.ru; borisenko@igm.nsc.ru; pro.kop@ngs.ru

Опыты являются продолжением исследований с участием водно-солевых флюидов сульфатно-хлоридного типа (Лаптев, 2014) применительно к специфической модели рудно-метасоматических процессов, развитых на многих широко распространенных магматических образованиях (Борисенко и др., 2011). Взятая в качестве базисной система 2m $Na_2SO_4$–0.5m NaCl–$H_2O$ дополнена введением в нее углекислоты в количествах, отвечающих как гомогенному, так и гетерогенному состоянию флюидов (мольная доля $X_{CO2}$ изменялась в интервале 0 ÷ 0.21 при температурах опытов 200 – 420°C и давлениях 10 – 750 бар). Полученные данные по P–V–T - свойствам этих флюидов позволили провести параллельное исследование растворимости в них золота и сульфидов (молибденит, пирит) как функции содержания углекислоты в водно-солевой газосодержащей системе.

Использована методика измерения давления флюида в условиях его постоянного объема с построением изохорических зависимостей в координатах P-T для температур 200 – 420°C и давлений 10 – 750 бар. Дозированное количество углекислоты загружалось в форме «сухого льда» без контакта с водным раствором. Для систематизации условий проведения наших измерений принято понятие удельного объема флюида в форме «брутто» значения. Это позволило при одинаковой суммарной массе раствора и углекислоты (16 г) в одинаковом объеме автоклава (21 см$^3$) провести измерения по влиянию соотношения раствор/$CO_2$ на P–V–T свойства системы при неизменном для нее «брутто» значении удельного объема (1.31 см$^3$/г).

*P-V-T – измерения.* По результатам построения изохор (рис. 1) излом кривой 1 в точке 325°C – 75 бар соответствует параметрам гомогенизации для флюида состава 2m $Na_2SO_4$ – 0.5m NaCl - $H_2O$ (22% $Na_2SO_4$ – 2,3% NaCl – $H_2O$) , что не противоречит данным наших ранних измерений (Лаптев, 2014). Кривая 2 построена по данным для чисто водно-углекислого флюида с мольной долью $CO_2$ равной 0.15. Перегиб этой кривой в точке при 350°C и 370 бар хорошо соответствует классическим результатам (Takenouchi, Kennedy, 1964), судя по которым область существования надкритического флюида в системе $H_2O$-$CO_2$ охватывает все составы при t ≥ 350°C. Кривые 3 и 4 с мольной долью $CO_2$ 0.14 и 0.21 в составе раствора 2m $Na_2SO_4$ – 0.5m NaCl характеризуются отсутствием точек перегиба, что свидетельствует о существовании гетерофазового равновесия между водно-солевой высокоплотной жидкостью и обогащенной $CO_2$ мало плотной газовой фазой. Таким образом по сравнению с предельными параметрами гомогенизации флюида для чисто водно-газовой системы $H_2O$ – $CO_2$ (350°C, 370 бар) добавление в нее солей указанных выше концентраций при мольной доле $CO_2$ больше чем 0.14 расширяет область гетерогенного состояния водно-солевого газосодержащего флюида *как минимум* до температур 420°C и давлений до 750 бар.

*Растворимость золота и сульфидов.* Опыты по растворимости золота, молибденита и пирита в водно-солевом газонасыщенном флюиде состава 2m $Na_2SO_4$ – 0.5m NaCl проводились при температуре 380°C и давлениях 525 – 675 бар. Элементарная сера в количествах 0.06 m добавлялась в автоклавы для создания условий, отвечающих сульфидно-сульфатному равновесию по реакции $4S(el) + 4H_2O \rightarrow 3H_2S + HSO_4^- + H^+$.

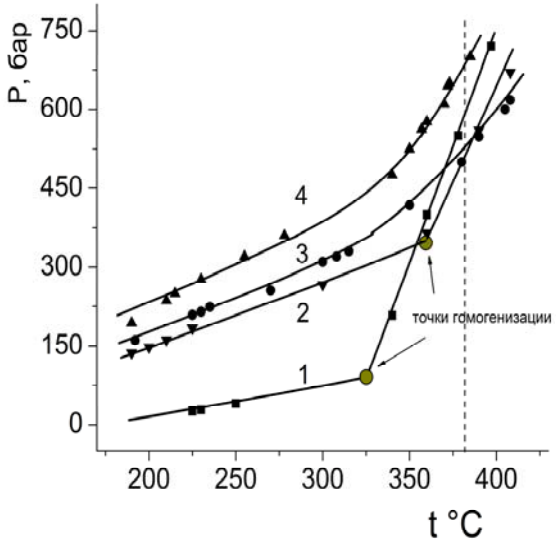



Рис. 1. Изохоры в координатах P–T для флюидов разного состава по данным наших измерений. 1 - $H_2O$–2m $Na_2SO_4$–0.5m NaCl; 2 - $H_2O$–$CO_2$ ($X_{CO2}$ = 0.15); 3 - $H_2O$–2m $Na_2SO_4$–0.5m NaCl–$CO_2$ ($X_{CO2}$=0.14); 4 - $H_2O$–2m $Na_2SO_4$–0.5m NaCl–$CO_2$ ($X_{CO2}$=0.21). Штрих линия – отметка температуры проведения опытов по растворению сульфидов и золота.

Очевиден (рис. 2) явный эффект влияния добавок $CO_2$ на содержания металлов. Концентрации золота монотонно возрастают с повышением мольной доли $CO_2$. При среднем содержании углекислоты на кривых для молибдена и железа формируется максимум их концентраций. Важно, что величины концентраций всех металлов примерно укладываются в один интервал – от первых ppm до 12÷17 ppm. Сложные зависимости изменения растворимости золота, молибденита и пирита во флюидах $Na_2SO_4$–NaCl–$CO_2$–$H_2O$ при изменении соотношения в них газ – жидкость позволяют рассматривать гетерогенизацию как важный геохимический фактор активизации процессов миграции и осаждения рудных компонентов.

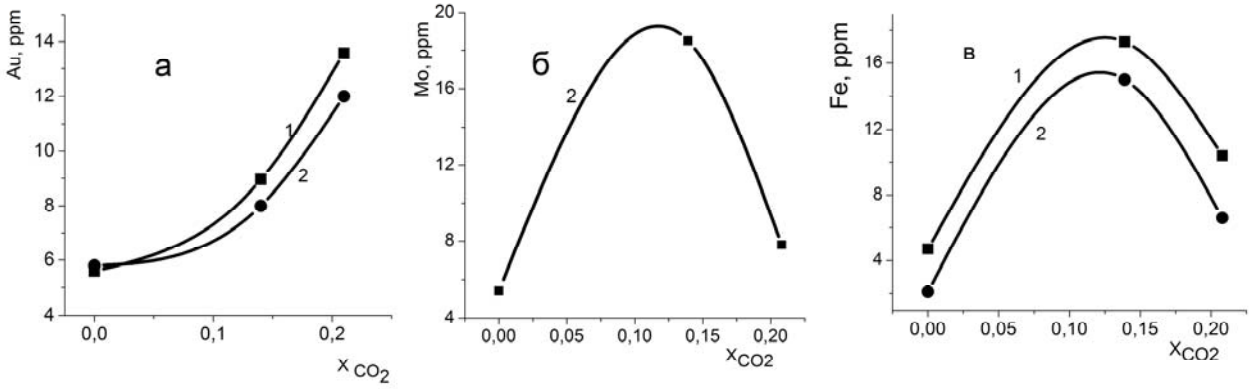



Рис. 2. Изменение концентраций Au (а), Mo (б) и Fe (в) при растворении золота, молибденита и пирита в водно-солевом флюиде при переходе от его гомогенного состояния (без $CO_2$) к гетерофазовому равновесию с участием $CO_2$ - содержащей газовой фазы. 1 – данные по потере веса; 2 – химический анализ состава раствора

*Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 13-05-00478, 13-05-00980*

## Литература

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р. и Владыкин Н.В., 2011, Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании. 52 (1), С. 182-206.

Лаптев Ю.В. Сульфатно-хлоридные высокотемпературные флюиды с участием золота и редких элементов (экспериментальные данные), 2014, Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 3 (1), С. 86-88.

Takenouchi S. and Kennedy G.C., 1964, The binary system $H_2O$–$CO_2$ at high temperatures and pressures, Am. Journ. Sci.. 262 (9), pp. 1055-1074.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ, РОССИЯ)

*Л.Н. Морозова, Т.Б. Баянова, А.В. Базай, П.А. Серов, Е.С. Борисенко, Е.Л. Кунаккузин*
Геологический институт Кольского НЦ РАН, Россия
morozova@geoksc.apatity.ru

Крупнейшее в России Колмозерское литий-танталовое месторождение расположено на юго-востоке Колмозеро-Вороньинского рудного поля. Редкометалльные пегматиты локализованы в метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения двух региональных структур архейского возраста – Мурманского террейна и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Месторождение представлено 12-ю жилами, протяженность которых достигает 1500 м, а мощность – до 65 м, жилы прослежены на глубину до 500 метров. Жилы редкометалльных пегматитов имеют слабо выраженное зональное строение и характеризуются отсутствием ярко выраженной графической зоны.

Основные породообразующие минералы пегматитов представлены: кварцем (30–35%), плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (10–25%), сподуменом (18–20%) и мусковитом (5–7%). Наиболее распространенными акцессорными минералами являются: литиофилит, сине-зеленый апатит, спессартин, колумбит, танталит, касситерит, сфалерит, пирит, магнетит, циркон, а вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами (Гордиенко, 1970).

Изучен состав сподумена из кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, слагающего основной объем жил редкометалльных пегматитов. Основной минерал-концентратор лития – сподумен содержит $LiO_2$ от 7.2 до 8.08 мас. %, $SiO_2$ от 64.1 до 64.8 мас. % и $Al_2O_3$ от 25.2 до 25.4 мас. %. Главные элементы-примеси в сподумене представлены Fe, Na, K и Mn, в незначительных количествах присутствуют Ca и Mg. Низкий уровень содержания $Rb_2O$, $Cs_2O$ и $Sr_2O$ в сподумене обусловлен включениями мусковита и микроклина. При изучении зерен сподумена на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 с энергодисперсионной рентгеновской системой QUANTAX 200 в минерале была установлена зональность, которая обусловлена чередованием более светлых и более темных зон. Разные по интенсивности окраски участки отличаются по химическому составу. Светлые зоны по сравнению с темными зонами обогащены Fe и обеднены Rb. Незональные сподумены по концентрациям элементов-примесей – Fe и Rb сопоставимы с составом сподумена светлых зон. Зональность сподумена, вероятнее всего, связана с его изменением под воздействием флюидов на гидротермальной стадии. Включения в сподумене представлены Pl, Qz, Ms, Ap, Grt, касситеритом, колумбитом и танталитом.

Редкометалльные пегматиты Колмозерского месторождения характеризуются высокими концентрациями $SiO_2$ (72.2–75.9 мас. %) и $Al_2O_3$ (14.0–17.4 мас. %) и низкими содержаниями MgO, $TiO_2$, CaO и $Fe_2O_3$ Концентрации $Na_2O$ превышают содержания $K_2O$. Содержания $P_2O_5$ и F в изученных породах ($P_2O_5$ = 0.18 мас. %; F = 0.08-0.047 мас. %) близки к кларку гранита. По соотношению A/CNK (1.91) пегматиты соответствуют пералюминиевым гранитам.

Особенностью состава редкометалльных пегматитов является их обеднение Ba (1.9–20 г/т), Sr (3.5–14.5 г/т), Y (0.20–0.46 г/т), а также REE (∑REE = 0.7–3.1 г/т) и обогащение Li (465–17326 г/т), Ta (16–157 г/т), Nb (27–168 г/т), Rb (263−1653 г/т) и Cs (13−40 г/т). Величины индексов фракционирования – Mg/Li (0.5-0.01), K/Rb (18–97), K/Cs (35–88), Zr/Hf (4.8−7.4), и Nb/Ta (1.1–2.7) указывают на очень высокую степень

дифференциации исходного гранитного расплава, из которого образовались пегматиты Колмозерского месторождения.

Датирование редкометалльных пегматитов было проведено U-Pb методом по циркону. Характерной особенностью состава цирконов изученных пегматитов является их обогащение ураном (U = 656−3035 г/т), что типично для цирконов из редкометалльных пегматитов (Lu et al., 2012). Изотопный U-Pb возраст цирконов из альбит-сподуменовых пегматитов составил 1994 ± 5 млн. лет и, вероятнее всего, отражает возраст их изменения под воздействием флюидов на гидротермальной стадии. С учетом того, что длительность формирования редкометалльных пегматитов, включая магматическую и гидротермальную стадии не превышает 50 млн. лет (Lu et al., 2012), возраст альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения можно оценить как палеопротерозойский.

Выводы.

Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов обладает промышленными запасами лития и тантала.

Редкометалльные пегматиты относятся к LCT пегматитам редкого альбит-сподуменового типа и характеризуются слабо выраженной зональностью.

Характерной чертой редкоэлементного состава альбит-сподуменовых пегматитов является их обогащение высоко несовместимыми рудными элементами – Li, Ta, Nb, Cs и Rb и обеднение Ba, Sr, Y и REE.

Формирование альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, вероятнее всего, связано с палеопротерозойским этапом геологического развития региона.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ офи-м 13-05-12055, ПРАН № 5 и IGCP-SIDA 599.*

Литература

Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970, 240 с.

Lu Zh.-H., Zhang H., Tang Y et al., 2012, Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute №112 pegmatite in Altay, Northwestern China: Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes, Lithos, v. 154, pp. 374–391.

# ДАЙКИ ТИТАНИСТЫХ ДОЛЕРИТОВ МОНЧЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА – ВЕЩЕСТВЕННОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЛЮМА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

*Л.И. Нерович[1], Т.Б. Баянова[1], Е.С. Борисенко[1], П.А. Серов[1], Е.Л. Кунаккузин[1,2]*
[1]Геологический институт КНЦ РАН, г.Апатиты, Россия
[2]МГТУ, г.Мурманск, Россия,
nerovich@geoksc.apatity.ru

Образование палеопротерозойских платиноносных интрузий Балтийского щита принято связывать с подъемом мощного мантийного плюма в центральной части Кольского региона (Шарков и др., 2000; Расслоенные интрузии…, 2004). Согласно (Шарков и др., 2000) – раннедокембрийские плюмы отличались от фанерозойских и состояли из разной степени деплетированного ультраосновного материала. В ходе изучения Sm-Nd, Rb-Sr изотопных систем и распределения редких элементов в породах дайково-жильного комплекса Мончетундровского массива было установлено, что исходные расплавы для палеопротерозойских даек титанистых ферродолеритов (Ti-dol) продуцировались из глубинного плюмового источника OIB типа с участием компонента астеносферной мантии (Нерович и др., 2014). OIB-подобные геохимические характеристики базитовых расплавов, аналогичные наблюдаемым в Ti-dol Мончетундровского массива, в современной литературе сопоставляются с плюмовым источником, причем не только в океанах, но и на континентах (Носова и др., 2008; Dupuy et al., 1995; Farmer, 2003; Puffer, 2002).

Дайки Ti-dol Мончетундровского массива, также как и другие дайки титанистых долеритов Мончегорского района, не имеют геохимических аналогов среди вулканитов Печенга-Имандра-Варзугской рифтогенной структуры (Расслоенные интрузии…, 2004). U-Pb возраст по циркону Ti-dol составляет 2450±10 млн. лет. Они выделяются высокими содержаниями Sm и Nd и имеют положительные значения $\varepsilon_{Nd}$ (+0.47 ÷ +5.95), значение Isr составляет 0.7028 и 0.7029. Для Ti-dol обращает на себя внимание высокое отношение $TiO_2/Na_2O$, которое является важным критерием глубинности процессов мантийного магмообразования (Рябчиков, 2005), в некоторых дайках оно достигает значения 4.1.

По высокому содержанию несовместимых элементов, включая редкоземельные, и дифференцированному спектру их распределения ($(La/Yb)_N$ = 9.3 – 14.3) Ti-dol Мончетундровского массива сопоставимы с базальтами океанических островов (OIB). Ti-dol Мончетундры, также как и другие породы с OIB-подобными характеристиками (Hofmann, 1997; Tomlinson, Condie, 2001) имеют высокие значения отношений Nb/U (48 – 60), Th/Yb (1.5 – 1.98), Ta/Yb (1.1 – 1.44) и низкие Zr/Nb (5 – 7) отношения. Аналогично другим OIB в них, при обогащении в целом несовместимыми элементами и Ta-Nb максимуме, наблюдается относительное обеднение Rb, Ba, что указывает на отсутствие коровой компоненты в протолите Ti-dol. В то же время несколько повышенные, более характерные для вулканитов срединно-океанических хребтов (MORB) значения La/Nb (0.84 – 1.16) отношения могут свидетельствовать об участии компонента астеносферной мантии в их явно обогащенном некогерентными элементами источнике. Наиболее вероятно это для даек, мультиэлементные спектры, которых демонстрируют резкое относительное обеднение крупноионными литофильными элементами, что обычно присуще производным источников MORB (Нерович и др., 2014).

Все перечисленное указывает на определяющий вклад глубинного плюмового компонента в протолите Ti-dol Мончетундровского массива. Ti-dol – это вещественное выражение палеопротерозойского плюма. К ним очень подходит определение, которое

использует в своих работах А. Щипанский (Щипанский, 2008), «пальцы плюма». Вклад деплетированного вещества в источник Ti-dol может быть связан с захватом материала астеносферной мантии в процессе подъема плюма.

Среди всех изученных пород Мончетундровского массива, вещественный вклад плюма уверенно устанавливается только для даек Ti-dol (Нерович и др., 2014). Собственно породы массива характеризуются предельно низкими содержаниями большинства несовместимых элементов, слабо дифференцированным спектром распределения REE, Nb минимумом, низким Nb/U отношением, относительным обогащением Ba, Sr, и иногда также Rb, преимущественно отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}$ (Нерович и др., 2009). Подобная «бедность» состава наиболее согласуется с высокой степенью плавления литосферной мантии, истощенной некогерентными элементами после архейских процессов корообразования, над поднимающимся мантийным плюмом. Участие корового компонента определяет относительное обогащение крупноионными литофильными элементами и Nb минимум. Только в единичных образцах пород расслоенного комплекса отмечается повышение Nb/U и Nb/Y отношений при низком содержании самих элементов, причины которого пока неясны. На настоящий момент представляется, что для пород массива плюм – это, прежде всего “печка”, основная его роль заключается в вызванных им масштабных процессах плавления в литосферной мантии. При этом, выявление в Мончетундровском массиве палеопротерозойских даек Ti-dol, исходные магмы которых генерировались из глубинного плюмового источника, является реальным доказательством определяющей роли плюм-тектонических процессов в палеопротерозое Балтийского щита.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00493, 13-05-12055.*

Литература

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А., 2009, Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива, Вестник МГТУ. 12 (3). С. 461–477.

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В., 2014, Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований, Геохимия. 7, С. 605–624.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф.,Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К., 2008, Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны, Петрология. 16 (2), С. 115-147.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение, 2004, (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина). Часть 1, Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 177 с.

Рябчиков И.Д., 2005, Мантийные магмы – сенсор состава глубинных геосфер, Геология рудных месторождений. 47 (6), С. 501-515.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С., 2000, Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита, Геотектоника. 2, С. 3-25.

Щипанский А.А., 2008, Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов, -М.: Издательство ЛКИ,. 560 с.

Dupuy C., Michard A., Dostal J., Dautel D. and Baregar W.R.A., 1995, Isotope and trace-element geochemistry of Proterozoic Natkusiak flood basalts from the northwestern Canadian Shield, Chem. Geol.. V. 120, pp. 15–25.

Farmer G.L., 2003, Continental Basaltic Rocks, Treatise on Geochemistry. 3, pp. 85-121.

Hofmann A. W., 1997, Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, Nature. 385, pp. 219 – 229.

Puffer J.H., 2002, Late Neoproterozoic Eastern Laurentian Superplume: location, size, chemical composition, and environmental impact, Amer. J. Science. 302, pp. 1-27.

Tomlinson K.Y. and Condie K.C., 2001, Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry, Mantle plumes: their identification through time , Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 352, pp. 341–358.

# ВЫСОКО-Ti ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ПОРОДЫ БАССЕЙНА р. АНАБАР КАК ПРОДОЛЖЕНИЕ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*А.В. Округин*
Diamond and Precious Metals Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia,
a.v.okrugin@diamond.ysn.ru

Рассматриваются высоко-Ti щелочные ультрабазит-базитовые породы бассейна р. Анабар (рис. 1), которые идентичны щелочным базальтоидам Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных комплексов, что позволяет расширить площадь данной провинции далеко на северо-восток до р. Анабар. Здесь характерны также комплексные золото-платина-алмазоносные россыпи (Округин и др., 2012) с попутными минералами редкометалльных и радиоактивных элементов. По северному склону Анабарского щита протягивается Эбехаинский дайковый пояс (Tomshin et al., 1997), в составе которого наряду с P-T трапповыми долеритами известны трахидолериты (табл. 1, ан. 1-2). В районе устья р. Анабар (мыс Аиркат) находятся выходы триасовых высоко-Ti пикритобазальтов и меланефелинитов (табл., ан. 3-5), которые приуроченны к осевой части Тигяно-Анабарского вала (Округин и др., 2012) и также ассоциируют с трапповыми долеритами.

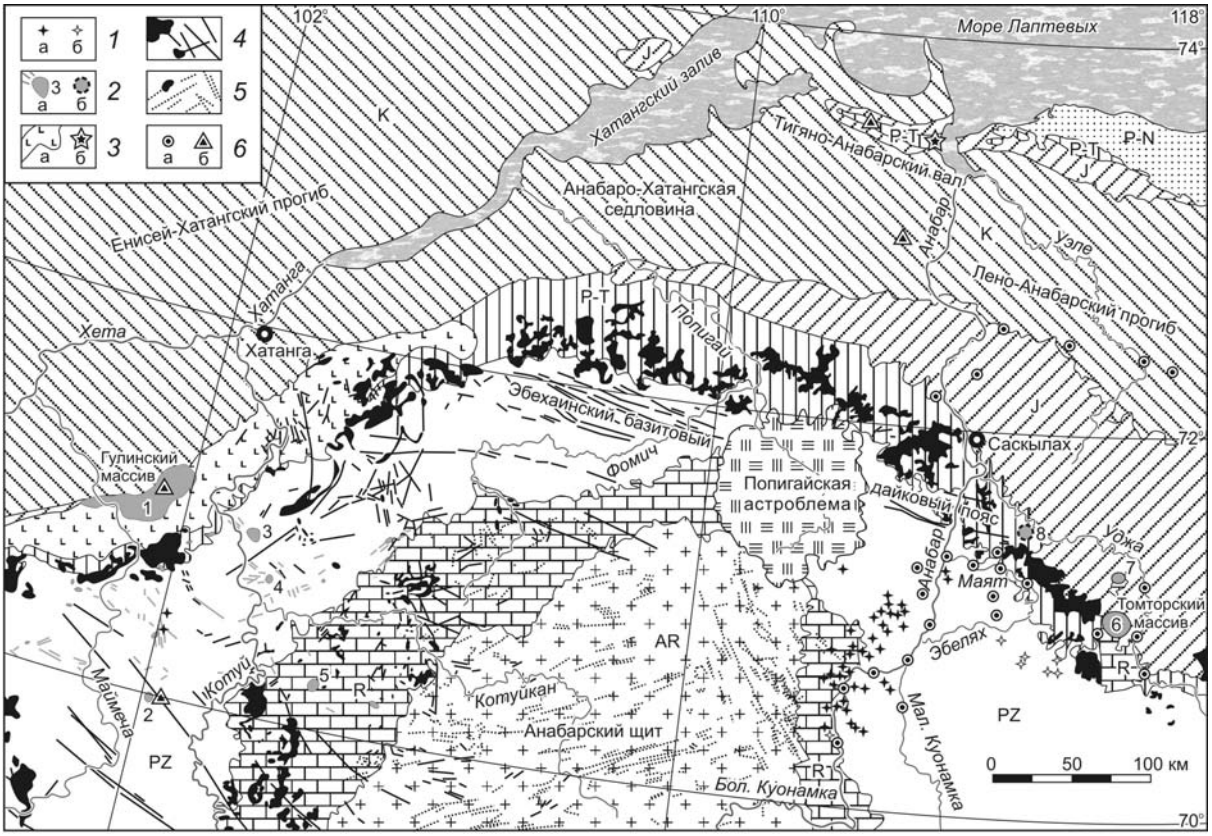



Рис. 1. Схема распространения магматитов и Au-Pt-носных россыпепроявлений на севере Сибирской платформы: *1* – кимберлитовые (а) и базитовые (б) трубки; *2* – интрузии и дайки щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами: а – установленные (1 – Гули; 2 – Бор-Урях; 3 – Одихинча; 4 – Кугда; 5 – Маган; 6 – Томтор; 7 – Богдо и др.), б - предполагаемые (8 – Чюэмпе); *3* – эффузивы базальтов и щелочных базальтоидов (а) и пикритобазальты, устье р. Анабар (б); *4* – силлы и дайки P-T долеритов и трахидолеритов; *5* – докембрийские базиты; *6* – россыпи золота с Fe-Pt (а) и Ir-Os минералами (б).

По химическому составу данные породы существенно отличаются от типичных трапповых толеитовых долеритов высокими содержаниями $TiO_2$, $K_2O$ и $P_2O_5$,

пониженным - $SiO_2$, а также резко повышенным спектром распределения LREE. Они похожи щелочным пикритовым базальтам (табл., ан 8-9, 11) и меймечитам (ан. 10), развитым на севере Сибирской платформы в пределах Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов, что свидетельствует о широком распространении в Анабарском районе высоко-Ti щелочных пикритовых магматитов. В зависимости от степени фракционирования оливина и Ti-Cr шпинелидов из таких расплавов могут формироваться сложные комплексы, включающие тела ультрабазитов, пикритов, щелочных пород и карбонатитов с Au-Pt и TR минерализацией.

Табл. 1. Состав базитов, пикритобазальтов, пикритов и меймечитов

| Оксиды | Пояс Эбе-Хая | | Устье р. Анабар | | | Массив Томтор | | Кугда | Массив Гули | | р. Аян |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9* [1] | 10* [1] | 11* [1] |
| $SiO_2$ | 47,03 | 43,75 | 44,24 | 40,34 | 40,24 | 34,60 | 31,61 | 42,51 | 38,70 | 37,20 | 42,90 |
| $TiO_2$ | 1,47 | 5,98 | 4,57 | 5,75 | 4,42 | 3,21 | 2,42 | 4,16 | 3,37 | 1,48 | 4,05 |
| $Al_2O_3$ | 14,97 | 11,20 | 8,72 | 9,60 | 6,63 | 12,13 | 6,47 | 10,35 | 4,33 | 2,17 | 7,49 |
| $Fe_2O_3$ | 2,32 | 5,68 | 7,01 | 8,24 | 5,32 | 7,67 | 8,41 | 7,37 | 7,09 | 6,17 | 5,02 |
| FeO | 10,70 | 8,48 | 7,36 | 6,86 | 8,69 | 4,07 | 5,34 | 6,57 | 7,92 | 6,00 | 8,49 |
| MnO | 0,20 | 0,18 | 0,23 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,12 | 0,19 | 0,22 | 0,16 | 0,14 |
| MgO | 7,22 | 5,34 | 10,12 | 8,73 | 16,48 | 6,85 | 14,79 | 7,65 | 22,52 | 33,84 | 16,31 |
| CaO | 11,33 | 9,30 | 11,54 | 11,69 | 11,52 | 16,44 | 12,81 | 11,87 | 8,68 | 3,91 | 8,26 |
| $Na_2O$ | 2,27 | 2,89 | 1,78 | 2,81 | 2,01 | 3,35 | 1,08 | 3,95 | 0,66 | 0,18 | 1,28 |
| $K_2O$ | 0,66 | 2,37 | 1,90 | 2,34 | 1,39 | 2,66 | 2,04 | 2,33 | 0,94 | 0,14 | 0,93 |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 1,13 | 0,57 | 0,87 | 0,60 | 1,03 | 0,84 | 0,49 | 0,45 | 0,17 | 0,24 |
| п.п.п | 1,54 | 3,55 | 1,88 | 2,52 | 1,68 | 7,40 | 13,85 | 2,62 | 4,53 | 7,33 | 4,03 |
| Сумма | 99,89 | 99,85 | 99,92 | 99,98 | 99,23 | 99,67 | 99,78 | 100,06 | 99,41 | 98,75 | 99,14 |
| N | 19 | 38 | 1 | 2 | 1 | 3 | 3 | 4 | 16 | 21 | 6 |

Кроме этого, в Анабарском районе известны поля мезозойских кимберлитовых и карбонатитовых трубок, а также сложный R-D полихронный Томторский комплекс щелочных пород и карбонатитов, с которыми ассоциируют мелкие секущие тела (дайки, силлы и трубки) мельтейгитов и Ol-мелилититов (табл., ан. 6-7), возраст которых по Ar-Ar данным, выполненным в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик Травин А.В.), составляет 379 млн. лет. В одном зерне железистой платины из россыпи р. Маят было обнаружено полиминеральное включение, состоящее из диопсида, нефелина, флогопита, амфибола, титаномагнетита и отвечающее по расчетному валовому составу породам ийолит-мельтейгитового ряда (Округин и др., 2012). По результатам прямого датирования $^{190}Pt$-$^{4}He$ методом четырех зерен возраст железистой платины из этой россыпи составляет 259 ± 9 млн. лет (Округин и др., 2015). Все это свидетельствует о связи платиновых металлов из комплексных россыпей бассейна р. Анабар с P-T комплексами щелочно-ультраосновных пород.

Формирование разновозрастных ассоциаций магматитов щелочного ультрабазит-базитового составов является индикатором рифтогенного режима развития краевых структур Сибирской платформы в R, D и P-T время. Итак, Анабарский район можно рассматривать как перспективную территорию на обнаружение Nb-TR и Au-Pt месторождений, связанных с комплексами щелочных ультраосновных пород с карбонатитами. По-видимому, многие богатые коренные источники благородных металлов погребены под мезозойскими толщами Лено-Анабарского прогиба, проявляя себя в виде обширных площадных Au-Pt россыпепроявлений (рис. 1).

*Работа выполнена по НИР ИГАБМ СО РАН (проекты VIII.72.1.-2).*

Литература

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. – Новосибирск. Наука. 1975. 272 с.

Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С. и др. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // Отечественная геология. 2012. №5. С. 11-21.

Округин А.В., Якубович О.В., Гедз А.М. $^{190}$Pt-$^{4}$He возраст платиновых металлов из россыпи р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // VI Российская конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2015. р.

Tomshin M.D., Okrugin A.V., Savvinov V.T., Shakhot'ko L.I. The Ebe-Khaya dike belt of trachidolerites in the north of the Siberian platform // Russian Geology and Geophysies. 1997. no. 9. pp. 1511-1520.

# ЭКСТРЕМАЛЬНО МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ОЛИВИНЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

*П.Ю. Плечов[1,2], Н.А. Некрылов[1], М.С. Тихонова[1], В.Д. Щербаков[1]*
[1]ГеологическийфакультетМосковскогогосударственногоуниверситета, Москва, Россия, pplechov@gmail.com
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия

Формированиекрупныхмагматическихпровинцийсвязаносмасштабнымипроцесса ми плавления в мантии Земли. Одним из основных критериев степени мантийного плавления и температуры сепарации расплавов от мантийного вещества служит состав наиболее магнезиального оливина, отражающего состав мантийного рестита во время плавления. На рис. 1 показаны диапазоны состава оливина во вкрапленниках магматических пород различных геодинамических обстановок (Sobolev et al. 2007; Sobolev et al. 2009; Плечов 2008). Для сравнения приведен диапазон состава оливина из всех типов перидотитов (база данных GeoRoc). Высокомагнезиальный оливин ($Fo_{>90}$)встречается во всех геодинамических обстановках, но $Fo_{>94}$встречается только в коматиитах и кимберлитах, а $Fo_{>96}$не характерен для магматических пород в целом (рис.1).

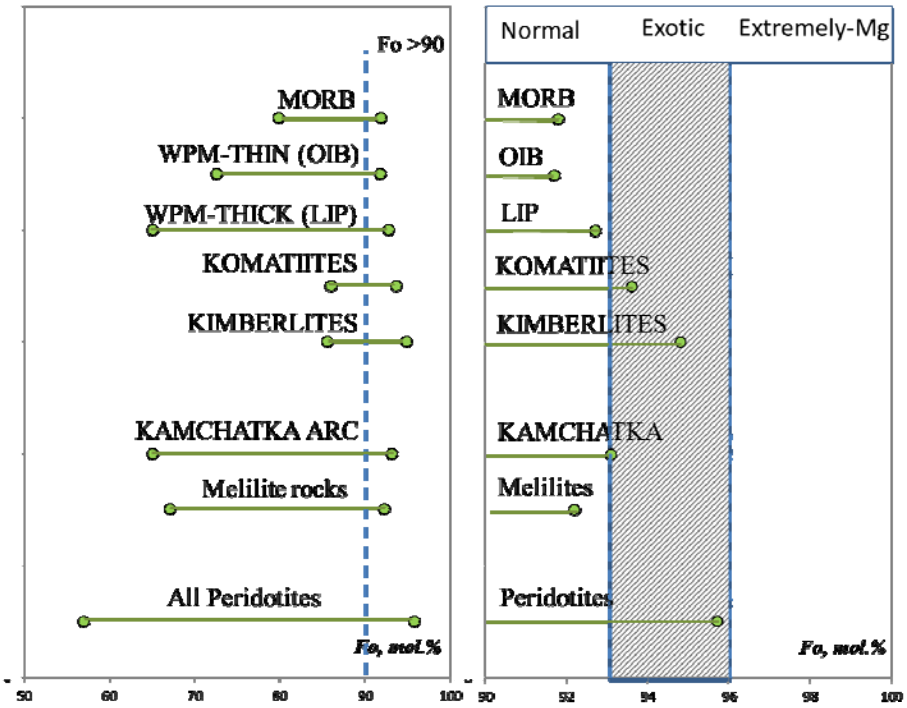



Рис. 1. Диапазоны состав оливина для магматических пород различных геодинамических обстановок.

Для оливина с составом Fo>96 нами предложен термин «экстремально магнезиальный оливин» (Плечов и др., 2015). В последние годы в магматических породах были детально описаны находки такого оливина с магнезиальностью до $Fo_{99.8}$(например, Blondesetal. 2012; Xiongetal.,2015, Плечов и др., 2015). Вдокладебудутпоказаныпримерынаходокэкстремальномагнезиальныхоливиновв магматических породах и рассмотрены варианты их возникновения.

Выявленные процессы, приводящие к существенному увеличению магнезиальности оливина включают:

1) Окисление (black olivines)

2) Взаимодействие с углекислотным флюидом
3) Субсолидусное переуравновешивание оливина с шпинелидом

В результате этих процессов состав магматического оливина смещается в экстремально магнезиальную область. В зависимости от процесса, измененный оливин может сохранять первичные концентрации различных примесных компонентов. Эти же процессы могут быть ответственны за появление оливина $Fo_{>94}$в коматиитах и кимберлитах.

На рис.2 показано, что все оливины Fo>93 имеют обратную корреляцию NiO от магнезиальности. Это может быть объяснено смещением состава оливина в более магнезиальную область за счет вышеуказанных процессов при сохранении первичного содержания NiO.

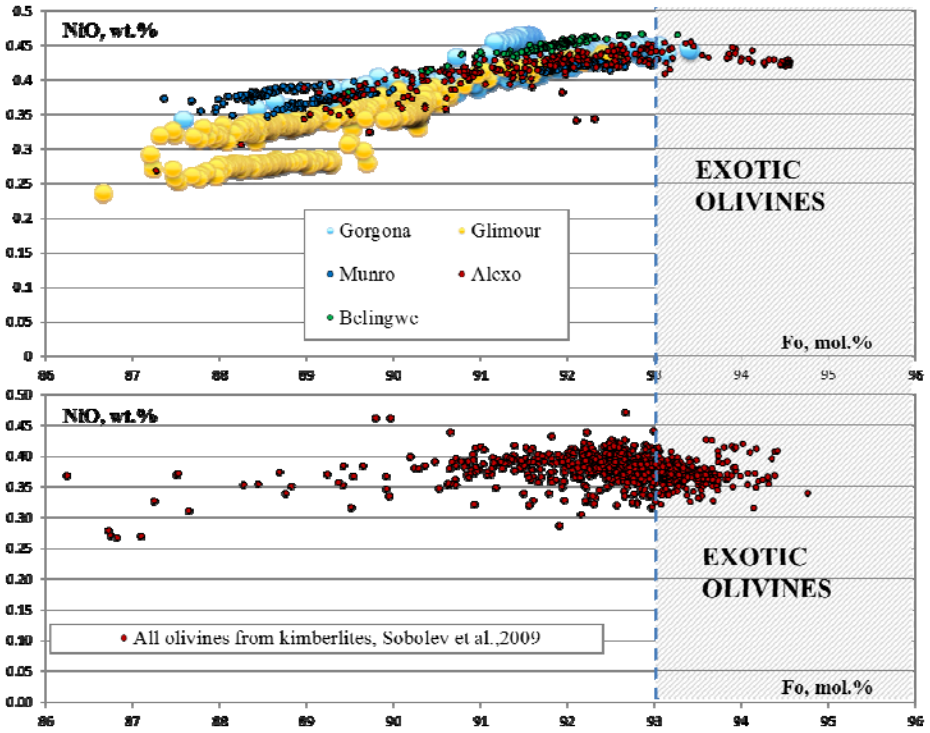



Рис. 2. Содержание NiO в оливине коматиитов (по Sobolev et al.,2007) и кимберлитов (по Sobolevetal., 2009).

Литература

Blondes, M. S., Brandon, M. T., Reiners, P. W., Page, F. Z., & Kita, N. T. ,2012, Generation of forsteritic olivine (Fo99· 8) by subsolidus oxidation in basaltic Flows. Journal of Petrology, 53(5), 971-984.

ПлечовП.Ю., ТихоноваМ.С., НекрыловН.А., Щербаков В.Д. ЭкстремальномагнезиальныеоливиныизвеванцитовыхлавПиан-ди-Челле (Италия). Доклады РАН, сер.Геология, впечати.

ПлечовП.Ю., 2008, Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия, дисс. на соиск. ст. д.г.-м.н., М, МГУ, 328 с.

Sobolev, A.V., HofmannA.W., KuzminD.V., YaxleyG.M., ArndtN.T., ChungS.-L., DanyushevskyL.V. etal. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science 316, no. 5823: 412-417

Sobolev, N. V., Logvinova, A. M., Zedgenizov, D. A., Pokhilenko, N. P., Malygina, E. V., Kuzmin, D. V., Sobolev, A. V. ,2009,Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia. Lithos, 112, 701-713

Xiong, F., Yang, J., Robinson, P. T., Xu, X., Liu, Z., Li, Y.,& Chen, S., 2015, Origin of podiformchromitite, a new model based on the Luobusaophiolite, Tibet.Gondwana Research, 27(2), 525-542

# ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СВИНЦА В ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МАГМАТИТАХ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) - СВИДЕТЕЛЬСТВО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЙНЫХ ДИАПИРОВ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ

*В.Ф. Полин[1], С.И. Дриль[2]*

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, vfpolin@mail.ru

[2]Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, sdril@igc.irk.ru

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП) Алданского щита имеет сложное строение, обусловленное присутствием в ее основании блоков континентальной коры архейского, палео- и мезопротерозойского возрастов (геолого-структурная схема ККЮМП приведена в (Полин и др., 2013)). Формирование ККЮМП, как и прочих зон позднемезозойского полиформационного магматизма Алдана, связано с позднеюрско-раннемеловым этапом тектономагматической активизации региона. В этот период времени, в результате закрытия палеозойского Монголо-Охотского океана и коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов (Парфенов и др., 2003), сменившейся в раннем мелу обстановкой скольжения литосферных плит калифорнийского типа, произошло заложение системы грабенов преимущественно субширотного простирания, в пределах которых широко проявился внутриплитный полиформационный магматизм. Для решения вопроса о природе источников и их вкладе в формирование магматических комплексов ККЮМП использован метод изучения вариаций изотопного состава свинца совместно с ранее полученными материалами по геохронологии, геохимии, изотопии кислорода, стронция и неодима. Изотопные характеристики свинца в породах ККЮМП показаны на рис. 1 и 2.

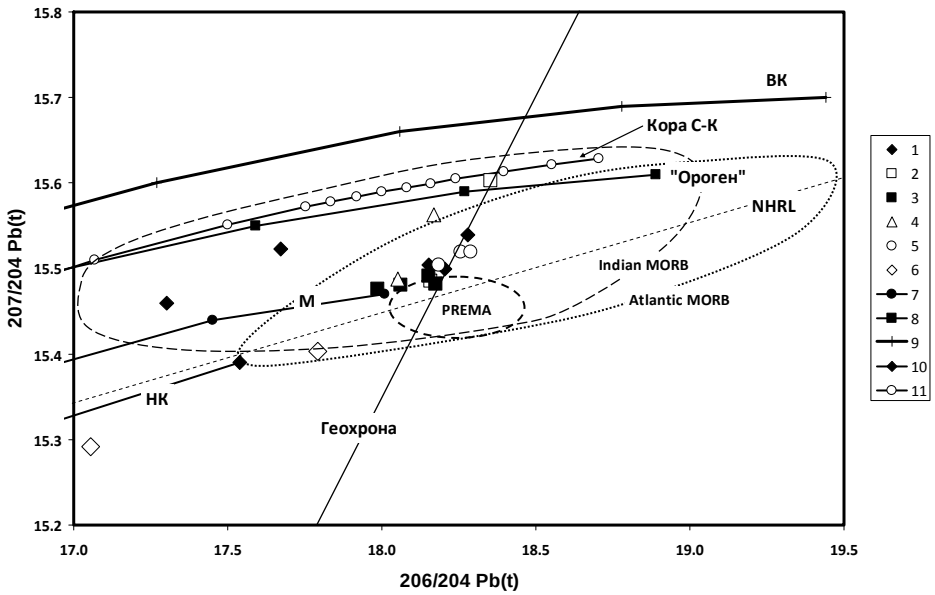



Рис. 1. Диаграмма зависимости первичных величин $^{207}Pb/^{204}Pb(t)$ от $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ для свинца в породах ККЮМП. Здесь и на рис. 2: положение полей составов мантийных компонентов взяты из (Zindler, Hart, 1986), коровых – из (Zartman, Doe, 1981). NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) – контрольная линия северного полушария (Hart, 1984); значки фигуративных точек комплексов пород: 1 – учурского, 2 – курунгского, 3 – кеткапского, 4 – бокурского, 5 – дарьинского, 6 - кристаллического основания Алданского щита. Линии эволюции изотопного состава свинца: М (7) – мантия, «Ороген» (8), ВК (9) – верхняя кора, НК (10) – нижняя кора соответствуют плюмботектонической модели (Zartman, Doe, 1981), кора С-К (11) – валовый состав континентальной коры по модели Стейси-Крамерса.

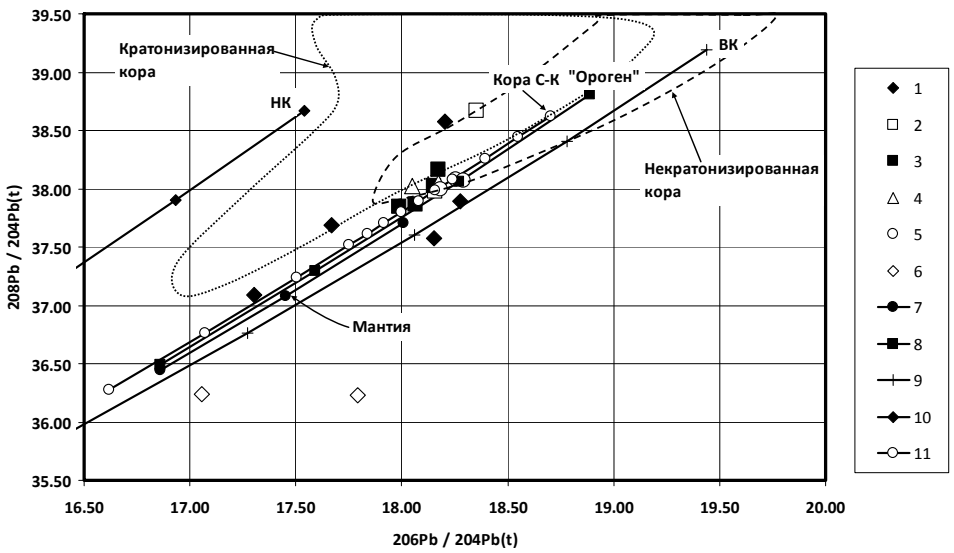



Рис. 2. Диаграмма зависимости первичных величин $^{208}Pb/^{204}Pb(t)$ от $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ для для свинца в породах ККЮМП. Обозначения как на рис. 1.

Изотопный состав свинца субщелочных и щелочных магматических пород ККЮМП указывают на то, что в их составе практически всегда присутствует мантийная компонента, а для мафических разностей пород она является преобладающей. Близость большинства фигуративных точек составов пород к полю мантийного источника PREMA позволяет предположить, что мантийный источник именно этого типа участвовал в формировании пород магматической провинции ККЮМП. Внедрение мантийных расплавов этого изотопно-геохимического типа могло быть связано с возникновением мантийных диапиров типа «slab-window», либо - мантийного плюма, согласно моделям разных авторов (Парфенов и др., 2003; Ярмолюк и др., 1995).

В качестве коровых компонентов, участвующих в генезисе пород ККЮМП уверенно устанавливается присутствие верхнекорового источника вещества, изотопный состав свинца в котором сопоставим с источником типа «Ороген» или средним составом континентальной коры по модели Стейси-Крамерса. Влияние верхнекорового источника вещества наиболее отчетливо проявлено в щелочно-интрузивных образованиях дарьинского комплекса, фонотефритах бокурского, нордмаркитах курунгского, граносиенитах кеткапского, субщелочных (золотоносных) диоритах и гранитах-гранодиоритах учурского комплексов.

Проведенные исследования изотопного состава свинца в основных-средних метаморфитах Батомгской гранит-зеленокаменной области показали, что они не могут представлять собой нижнекоровый протолит, принимавший участие в генезисе магматических образований ККЮМП. Тем не менее свинцово-изотопные признаки присутствия нижнекорового вещества в составе пород, например, учурского комплекса, достаточно очевидны. Влияние нижнекорового субстрата на изотопный состав пород ККЮМП подтверждается и данными Sr-Nd изотопной систематики (Полин и др.2014).

Таким образом, проведенные исследования вариаций изотопного состава свинца в магматических образованиях ККЮМП и некоторых типах пород метаморфического фундамента этой магматической провинции позволили выделить несколько типов источников вещества, принимавших участие в процессах петрогенезиса. Мантийный источник вещества, который может быть отождествлен с источником типа PREMA, фиксируется в большинстве магматических образований, а в мафических породах он

играет преобладающую роль. Верхнекоровый источник по своим изотопным характеристикам соответствует источнику типа «Ороген» или среднему составу континентальной коры. Этот источник доминирует в большинстве салических пород исследованных комплексов. Третьим источником вещества является нижняя кора, но тип нижнекорового протолита, вовлекаемого в магматический процесс остается неопределенным, что затрудняет оценить его роль в процессах петрогензиса.

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО-РФФИ 15-I-2-002, а также РФФИ 14-05-00887 и РФФИ 13-05-12026_офи_м.*

Литература

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В. и др. // ДАН, 2014. Т. 459. № 1. С. 69-72.
Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В. и др. // ДАН, 2013. Т. 448. № 2. С. 181-187.
Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. // Геотектоника, 1995. № 5. С. 41-67.
Hart S.R. // Nature. 1984. V. 309. P. 753-757.
Zindler A., Hart S. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493-571.
Zartman R.E., Doe B.R. // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135-162.

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОНЁКСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

*С.Н. Прусская*[1], *Ю.Р. Васильев* [2]
[1]ФГАОУ ВПО СФУ ИГДГиГ кафедра ГМ и МР, г. Красноярск, Россия, Prusskaja@yandex.ru
[2]ОИГиМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, Tomilen@uiggm.nsc.ru

Сибирская платформа, в отличие от других платформ, характеризуется крупнообъемными проявлениями пород трапповой формации (Соболев В.С., 1936). Трапповые комплексы Сибирской платформы уникальны по геологической обстановке формирования, объему и фациальному разнообразию изверженных масс, особенностям состава и последовательности формирования минеральных парагенетических ассоциаций, специфики рудно-магматических систем. По всем перечисленным и взаимосвязанным вопросам до сих пор очень слабо изучены. Основной объем интрузивных траппов сосредоточен в Тунгусской синеклизе, в положительных структурах типа Бахтинского мегавыступа.

В пределах Бахтинского мегавыступа выполнена петролого-петрохимическая корреляция интрузивных пород по разрезам скважин (петрографическая структура-петрографический вид-формация).

На основании петрологических исследований выделены и прослежены четыре интрузивных комплекса: Катангский, Кузьмовский, Агатскийдайковый, Онёкский, причем, Онёкский выделен впервые (Прусская С.Н., 1993, 2007).

Интрузивные траппы представлены преимущественно пластовыми телами, располагающимися субпараллельно слоям осадочного чехла (силлами), но отмечаются сложно построенные крупнообъемные базитовые интрузивные комплексы, представителем которых является Онёкскийтектоно-магматический комплекс или Онёкскаятектоно-магматическая структура.

Среди известных и вновь открытых крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма особое место занимает Онёкский интрузивный комплекс, выявленный при поисково-разведочном бурении на углеводородное сырье в западном секторе Сибирской платформы, в северной половине Бахтинского мегавыступа Тунгусской синеклизы (Прусская, Васильев, 1993-2013).

Среднее содержание MgO в породах Онёкского интрузивного комплекса составляет 9,26±2,68 мас.%, изменяющееся в породах отдельных скважин от 3,33 до 17,94 мас.%, что свидетельствует о высокой степени внутрикамерной дифференциации исходного расплава. Расслоенная серия пород повсеместно содержит вкрапленную сульфидную минерализацию.

По большинству породообразующих оксидов и по содержанию $TiO_2$, MgO, $K_2O$ Онёкский интрузивный комплекс приближается к петрохимическому типу, характерному для дифференцированных интрузий Норильско-Хараелахской провинции.

Интрузии являются основным структурно-образующим фактором этого сложнейшего геоблока. Структурная составляющая Онёкскоготектоно-магматического комплекса характеризуется наличием штокообразных и хонолитоподобных интрузий, их апофиз, сложных ветвящихся даек. Это своеобразные каркасоподобные магматические комплексы, в том числе и вулкано-структуры. Особенностью локализации интрузивных комплексов является их связь с пересечениями субширотных и субмеридиональных разломов глубинного заложения. Ряд положительных локальных структур, закартированных сейсморазведкой в пределах Таначи-Моктаконской зоны, следует считать типичными вулкано-структурами, выполненными эксплозивным материалом, включающими субвулканические интрузии, а также крупнообъемные

расслоенные интрузивы (онёкский тип). Становление расслоенных интрузий в этой зоне было связано с глубинными мантийными процессами, способствующими формированию интрузивных комплексов, перспективных на наличие медно-никелевых руд норильского типа. Петрохимическая характеристика пород Онёкского интрузивного комплекса коррелируется с геохимическими показателями (по содержанию групп элементов Sr, Ba и др. (Шарапов В.Н., 2001). Все изученные породы по среднему составу основных групп элементов (V, Cr, Ni, Co) коррелируются с покровными базальтами (Васильев и др., 2007).

Проведенный комплекс работ подтверждает потенциальные перспективы обнаружения руд норильского типа при дальнейшем изучении запада Сибирской платформы.

Литература

Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Новые данные о крупнообъемных проявлениях пермотриасовых интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы. Докл. РАН. 1997, т. 354, №2, С. 216-219.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы. Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), С. 1696-1705.

Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П. Новый тип крупнообъемноговнутриплитного проявления траппового магматизма (запад Сибирской платформы). Докл. РАН. 2007, т. 413, №2, С. 213-217.

Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Прусская С.Н., Травин А.В. Первые данные об $^{40}Ar/^{39}Ar$ – возрасте трапповых интрузий западного сектора Сибирской платформы. Докл. АН, 2010, т. 432, №4, С. 514-517.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Ленинград; Главсевморпуть, 1936, т. 43.

Прусская С.Н. Петрология и структурное положение интрузивных траппов запада Сибирской платформы. Монография. Красноярск, СФУ, 2008, - 248 с.

Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность состава. Геология и геофизика, 2001, т. 42, №9, С. 1299-1313.

# РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РУДНЫХ ГИГАНТОВ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПРОВИНЦИЯХ – ОБЛАСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

*Ю.Г. Сафонов*
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
Москва, Россия, safonov@igem.ru

Рудогенерирующие флюидно-магматические системы (РГСФМ) рассматриваются автором как определяющие зарождение собственно рудообразующих систем, их геохимическую-металлогеническую специализацию и продуктивность, а также важные структурно-морфологические закономерности локализации рудной минерализации. Анализ условий образования рудных гигантов, проведенный в рамках коллективных исследований по проблеме крупных и суперкрупных месторождений (Крупные…, 2006 и др.), показал, что анализируемые гиганты выделяются, прежде всего, интенсивностью реализующихся при их формировании процессов рудообразования. Такие процессы определяются высокой энергетикой мантийно-корового взаимодействия, проявлявшегося как при прямом определяющем участии мантийных магм в развитии рудообразующих систем, так и при активном воздействии таких магм, включая совместимые с ними флюиды, на коровый субстракт. Накопленная информация по проблеме рудных гигантов позволяет выделить в рамках теории плюмовой металлогении, проблему общности и своеобразия докембрийских и фанерозойских рудогенерирующих флюидно-магматических систем. Проявлениям плюмового магматизма в докембрийских геоструктурах, и тем более его роли в рудообразовании, уделяется ограниченное внимание, тогда как имеющаяся информация по закономерностям образования и размещения месторождений Au-Cu-Ni-Co-Pt-Pb-Zn и других металлов на докембрийских щитах, показывают, что в целом они сходны в рамках разномасштабных тектонических (геодинамических) таксонов - от трансрегиональных до локальных, разграничиваемых автором в соответствии с принятым Тектоническим кодексом (Межеловский и др., 2014). Докембрийские золоторудные гиганты – Калгурли (Австралия), Поркьюпайн и Керкленд-Лейк (Канада), Колар (Индия), локализованные в зеленокаменных поясах характеризуются явными связями с глубинными РГСФМ. Давно установленные зависимости развития рудоносных зеленокаменных поясов в общих ансамблях с аркогенными-купольными структурами явно связаны с глубинным магматизмом, включая плюмовый. Признаки развития разномасштабных плюмов, как тепловых, так термохимических, представляются достаточно выразительными. Продолжающиеся исследования уникального уран-золотоносного бассейна Витватерсранд представляют данные о вероятных связях с глубинными магматизмом геодинамических условий его формирования и рудоносности. Установленные самый древний возраст (~3 млрд.лет) золота и его мантийное происхождение (по данным Re-Os соотношений), указывают на возможную связь золоторудных концентраций в бассейне с эрозией сверхкрупных мезоархейских месторождений с вкрапленно-прожилковой минерализацией (Frimmel, Heannigh, 2015). Важность полученных Re-Os геохимических данных несомненна и требует специального рассмотрения. Диапазон связей золоторудных концентраций с мантийным магматизмом в докембрии широк, включая не только мезо- и неоархей, но и средний протерозой. Такими связями характеризуется известное комплексное месторождение Олимпик-Дэм – тройной гигант-Cu,U,Au при значительных концентрациях Ag и REE. Геологическая позиция месторождения – кратон Гаулер и активные восточные тектонические зоны с одновозрастной (~1600 мил.лет) Pb-Zn-Ag минерализацией известного района Брокен-Хилл, а также урановыми

месторождениями, - в целом отвечает краевой зоне крупного плюма в пределах ураноносного литосферного блока.

Накопленная информация по металлогении разномасштабных фанерозойских проявлений плюмового магматизма более обширна, чем для докембрийских (Добрецов и др., 2010; Pirajno et al, 2009 и др.). В названных и других работах характеризуется металлогения Сибирского, Таримского, Эймейшанского пермотриасовых суперплюмов и связанных с ними крупных изверженных провинций, а также территориальных таксонов. Среди последних рудные районы Центральной Европы, Южного Китая и др. Рудные гиганты на названных территориях единичны, но их число возрастает, если учитывать рудные узлы с пространственно-сближенными месторождениями, которые могли формироваться при развитии общей рудогенерирующей системы. Наиболее контрастно, помимо гигантских Cu-Ni-Pt, месторождений, здесь выражены высоко продуктивные системы с Au-As, Ag-Sb, Au-Hg минерализацией. Показательны ассоциации месторождений пятиэлементной формации с урановыми месторождениями месторождениями. Такими ассоциациями характеризуются и известная Восточно-Кураминская рудная область, размещающаяся в зоне проявления Чаткало-Кураминского плюма. С этим плюмом связано формирование значительных месторождений золота, урана, а также сверхкрупных месторождений серебра – Актепе (пятиэлементная формация), Большой Канимансур (серебро-полиметаллическая формация) и Cu-Mo-Au Алмалык порфирового типа. Особое место среди рассматриваемых РГСФМ занимает система, с развитием которой связано образование месторождения Мурунтау, остающегося уникальным по концентрации золота ~5000т. Оно локализовано в блоке терригенных пород, прорываемых дайками разного состава, оказываясь, как показали буровые работы, в надинтрузивном положении, и на небольшом удалении от вскрытого эрозией гранит-гранодиоритового интрузивного массива. В известной модели рудогенерирующей системы этого месторождения (рудного района) отражена эклогитизация нижней коры и общая вероятная связь Au,W с разными дифференциатами щелочно-базальтоидной магмы, как и на других месторождениях, связанных с плюмовым магматизмом.

К сожалению, для всех рассмотренных примеров разнотипных месторождений пока возможна только приближенная реконструкция структуры-архитектуры обстановок возникновения и развития рудогенерирующих систем, увязанных с общими представлениями о геодинамики плюмов.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00084*

Литература

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М., 2010, Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых благородно- и редкометальных месторождений. Геология и геофизика, Т.51. №9. С. 1159-1187

Межеловский Н.В., Гусев Г.С., Морозов А.Ф. и др. 2014. Понятия, термины и их сочетания, рекомендуемые при тектонических (геодинамических) исследованиях. Разведка и охрана недр. №12. С. 12-22

Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. 2006. В 3-х томах. М.: ИГЕМ РАН.

Frimmel H.E. Heannigh Q. 2015. First whiffs of atmospheric oxygen triggered onset of crustal gold cycle. Minerallum Deposita/ v.50.N1. pp 5-23

Pirajno F.,Ernst R.E., Borisenko A.S. Fedoseev G., Naumov A. 2009. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny. Ore Geology Reviews. Pp 114-136

# ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ЛИТОСФЕРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИЕЙ

*Н.В. Соболев [1], А.В. Соболев [2], Д.В. Кузьмин[1], А.А. Томиленко[1], В.Г. Батанова[2], А.М. Логвинова[1],А.В. Толстов [1], С.И. Костровицкий[3], Д.А. Яковлев [3]*

[1]В.С. Соболев Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, sobolev@igm.nsc.ru

[2]ISTerre, Universite Joseph Fourier, Grenoble, France

[3]А.П. Виноградов Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Сибирская трапповая провинция (СТП) является крупнейшей на Земле, с продуктивностью более 5 млн. куб. км менее чем за 1 млн. лет, 252 млн. лет тому назад (Burgess et al. 2015). В пределах Сибирского кратона располагается также одна из крупнейших кимберлитовых провинций мира, внедрившаяся в период между 450 и 140 млн. лет (Дэвис и др. 1980). Главные этапы внедрения кимберлитов имели место в Девоне (344-364 млн. лет) и именно к ней приурочены все главные промышленные месторождения алмазов, включая тр. Удачная, и в Триасе (около 240 млн. лет) с одной только трубкой Малокуонапская с содержанием алмазов, близким к промышленному. Эта трубка датирована U-Pb методом (SHRIMP) по циркону 226±6 млн. лет (Соболев и др. 2015а). В ней представлен таким образом, полный разрез литосферы, включая ксенолиты траппов и перидотитов. В данной работе представлены предварительные результаты исследования гипабиссального кимберлита этой трубки (Mitchell. 2008), содержащей неизмененный оливин. Однородные ядра зональных оливинов с Fo 77.3-93 со средним содержанием Fo 88.9 (n=363) отличаются по колебаниям состава от ядер оливина как из трубки Удачная (Fo 85-94) со средним значением Fo>92, так и всех изученных кимберлитов мира (Amdt et al. 2010; Foley et al. 2013; Kamenetsky et al. 2009; Sobolev et al., 2009; Соболев и др. 2015б). Составы внешних кайм также различаются (Fo 85-86 и 89-90 соответственно). Концентрации Ni, Mn, Co, Ca, Cr, Al, Ti, P, Na и Zn были определены микрозондомРСМА с использованием усовершенствованного подхода, основанного на публикации (Sobolev et al. 2007). Это дало возможность добиться предельной чувствительности обнаружения до 2 г/т. Для всех упомянутых элементов получены рентгеновские элементные карты зональных оливинов. Восемнадцать процентов представительной коллекции оливинов характеризуется пониженным содержанием Fo 77.3-85. Четкая зональность, и/или неоднородность концентраций некоторых примесных элементов, в частности, P, выявлены в ядрах изученных оливинов. Подобный тренд колебаний Fo, но со значительно более низким содержанием железистых оливинов выявлен для неалмазоносной триасовой дайки Лось и более молодой, Юрской кимберлитовой трубки Оливиновая. Отсутствие корреляции между пониженным отношением Mn/Fe в ядрах и Ni/(Mg+Fe), типичной для малоглубинных фенокристов оливина базальтовых магм, свидетельствует о перераспределении Mn из оливина в гранат при пониженных температурах и высоких давлениях (Balta et al. 2011). Особенности состава оливинов трубки Малокуонапская действительно уникальны и свидетельствуют о рефертилизации глубинных частей литосферы Сибирского кратона в период между 350 и 230-225 млн. лет. Эта особенность была предсказана в некоторых ранних моделях (Соболев и др. 2009).

Различие минералогии оливина гипабиссальных кимберлитов, предшествующих (Девонская тр. Удачная) СТП и посттрапповых (Триасовая тр. Малокуонапская) может служить подтверждением воздействия СТП на литосферу Сибирского кратона, которое проявлено гораздо меньше для неалмазоносной дайки Лось и более молодой юрской трубки Оливиновая.

Литература

Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д., 1980. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам. Докл. АН СССР. 254(1), с. 175-179.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г., 2009, Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. Геология и геофизика. 50(12), с. 1293-1334.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Батанова В.Г., Толстов А.В., Логвинова А.М., Кузьмин Д.В., 2015а. Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия. Докл. Акад. Наук. 463(5), с.587-591.

Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин С.В., Батанова В.Г., Кузьмин Д.В., 2015б. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита. Геология и геофизика. 56(1-2), с. 337-360.

Arndt N.T., Guitreau M., Boullier A.-M., Ie Roex A., Tommasi A., Cordier P., Sobolev A., 2010. Olivine and the origin of kimberlite. Journal of Petrology. 51, pp. 573-602.

Balta J.B., Asimow P.D., Mosenfelder J.L., 2011. Manganese partitioning during hydrous melting of peridotite. Geochim. Cosmochim. Acta. 75, pp. 5819-5833.

Burgess, S.D., Blackburn, T.J., and Bowring, S.A., 2015. High-precision U–Pb geochronology of Phanerozoic large igneous provinces. In book “Volcanism And Global Environmental Change”, A. Schmidt, K.E. Fristad and L. Elkins-Tanton eds., Cambridge University Press, pp 47-62.

Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E., 2013, Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. Earth Planet. Sci. Lett. 363, pp. 181-191.

Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P., 2009. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from Slave Craton (Canada) and SW Greenland // Lithos. 112S, pp. 334-346.

Mitchell R.H., 2008. Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 174, pp. 1-8.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al., 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science. 316, pp. 412-417.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V., 2009. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia. Lithos. 112S, pp. 701-713.

# ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НАКЫНСКОМ КИМБЕРЛИТОВОМ ПОЛЕ

*М.Д. Томшин[1], А.В. Травин[2], К.М. Константинов[3]*
[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
tmd@diamond.ysn.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия travin@uiggm.nsc.ru
[3]Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия
KonstantinovKM@alrosa.ru

С момента открытия в Среднемархинском районе кимберлитовой трубки Нюрбинская остается открытым вопрос о ее взаимоотношении с долеритовой дайкой, делящей ее на глубине 300 м на два тела. Последнее может говорить о том, что дайка долеритов моложе кимберлитов. В тоже время, есть информация (Киселев и др., 2004; Саблуков и др., 2010) о том, что кимберлиты трубки содержат ксенолиты долеритов, которые свидетельствуют об обратном. Обобщение всего имеющегося на сегодня фактического материала, в том числе и по изотопному датированию магматитов района, позволило по новому взглянуть, как на строение трубки, так и на последовательность становления магматитов в Накынском кимберлитовом поле. Основное большинство даек долеритов в Среднемархинском районе расположено в разломах Вилюйско-Мархинской зоны. Согласно изотопных данных полученных K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ и Sm-Nd методами (Земнухов и др., 2005; Мащак М.С. и др., 2004; Vincen и др., 2010) их возраст отвечает фран-фаменскому времени (368,5-377,5 млн. лет) и сопоставим с возрастом долеритов в целом Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. В петрографическом и петрохимическом плане они так же сопоставимы.

После образования кимберлитовых тел на рубеже девона и карбона (364, 365 млн. лет, Агашев и др., 2004) в раннем карбоне произошло становление секущих тел щелочных базитов. Возраста последних, полученные К-Ar – 338,2; 344,8 (Vincen и др., 2010), 339, 340 (наши данные) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ – 338 – 342,4 (Vincen и др., 2010) и 341 (наши данные) методами достаточно близки. Интрузии щелочных базитов характеризуются секущей формой тел. Имея много общих с докимберлитовыми базитами петрографических и петрохимических черт, щелочные базиты, в то же время, отличаются высокой титанистостью (более 5% $TiO_2$) и повышенной щелочностью, за счет калия (до 3% $K_2O$).

С телами щелочных базитов пространственно ассоциируют эксплозивные брекчии (Томшин и др., 1998) формирующиеся по их бортам. Брекчеванию подверглись уже практически консолидированные породы щелочных базитов вместе с вмещающими их осадочными образованиями, являющиеся вместе исходным материалом для эксплозивных брекчий. Брекчирование сопровождалось проявлением активного Mg-K-метасоматоза. Оно приводило к преобразованию базитов в обломках в высокомагнезиальные (в отдельных случаях до 9-15 % MgO) и ультракалиевые (до 9% $K_2O$) разности. Имеющиеся по цементирующей массе эксплозивной брекчии данные изотопного датирования Sm-Nd (Мащак и др., 2004) и $^{40}Ar/^{39}Ar$ (наши данные) методами, укладывающиеся в интервал 331 – 321,9 млн. лет, говорят о том, что формированием экспозивных брекчий закончились магматические события в районе.

Анализ накопившегося материала по Нюрбинской трубке, в том числе, из зоны контакта между кимберлитами и долеритами, однозначно показал, что здесь присутствуют долериты дайки, породы щелочных доелритов и брекчированные породы, связанные с эксплозивными образованиями т.е. все те породы, которые установлены за пределами кимберлитового тела. Новые данные по $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопному датированию пород непосредственно из долеритовой дайки (368,5 и 371,7 млн. лет – наши данные и 374,4 млн. лет Киселев и др,. 2014) говорят о том, что данная

дайка является дотрубчатой (возраст кимберлитов по данным Агашев и др., 2004 – 364 млн. лет). Об этом же свидетельствуют и геологические данные – кимберлиты трубки срезают базиты. Известно (Томшин и др., 1998), что основное тело Нюрбинской трубки сформировано в две фазы. Первоначально, в субвулканическую фазу формировались порфировые кимберлиты, а затем, во вторую (вулканическую) – автолитовые кимберлитовые брекчии, практически полностью слагающие верхнюю часть трубки. Последние содержат многочисленные разноразмерные (от 5-10 см до 7-10 м) обломки порфировых кимберлитов. Логично предположить, что после становления Нюрбинской дайки вдоль ее северо-западного борта произошло внедрение порфировых кимберлитов (первая фаза). Между долеритами и кимберлитами сохранился разделяющий их блок осадочных пород. Затем вдоль юго-восточного борта дайки формировались автолитовые кимберлитовые брекчии второй фазы, образующие многоканальное тело, частично контактирующее с долеритами. Формируя кратер трубки, последние скользя по апикальной части дайки, как бы срезали её, дробили и захватывали, как ксенолиты, порфировые кимберлиты первой фазы. После становления трубки вдоль контакта между автолитовой кимберлитовой брекчией и долеритовой дайкой внедрилось маломощное тело щелочных базитов. Последние имеют горящий контакт с долеритами, а так же оказывали термальное воздействие на кимберлиты. Особенно ярко последнее проявилось на фронте внедрения. Формировавшиеся впоследствии вдоль этой контактовой зоны эксплозивные брекчии дезинтегрировали как базиты, так и кимберлиты и метасоматически преобразовали их, образуя сложную кимберлит-базитовую брекчированную породу. Именно изучение этих пород послужило (Саблуков и др., 2010; Киселев и др., 2004) основанием говорить о наличии ксенолитов траппов в кимберлитах тр. Нюрбинская.

Таким образом, по результатам полученных данных, можно говорит, что магматическая деятельность в Ханнья-Накынском междуречье началась с формирования Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. Затем произошло становление кимберлитов. Их сменили щелочные базиты, магмовыводящими для которых были кимберлитоконтролирующие разломы. Завершилось все образованием эксплозивных брекчий.

Палеомагнитные данные, полученные по долеритам докимберлитовой дайки имеют с кимберлитами трубки Нюрбинская похожие направления векторов естественной остаточной намагниченности. Это свидетельствует о близости по времени формирования тех и других (Константинов и др., 2014) и опровергает выводы (Саблуков и др., 2010) о существенном временном разрыве между кимберлитами и дотрубочными базитами.

Литература

Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции //Доклады АН 2004. Т.399. № 1. С. 95-99.

Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г., Томшин М.Д., Яныгин Ю.Т. Базитовый магматизм Ханнья-Накынского междуречья /Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж. ВГУ. 2005. С. 482-494.

Киселев А.И., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Чящухин А.В., Яныгин Ю.Т. Проявления флюидновзрывной дезинтеграции базитов в Накынском кимберлитовом поле //Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 97-104.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) //Геология и геофизика. 2014. Т.55. № 2. С. 185-196.

Константинов К.М. магматизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгксской синеклиз Сибирской платформы / автореферат на соиск.ст. д.г.-м.н. Иркутск, изд-во ИГУ. 2014. 34 с.

Мащак М.С., Наумов М.В., Леухин В.И., Молчанов Ю.Д., Шаталов В.И., Яныгин Ю.Т. Среднепалеозойский базитовый магматизм Марха-Тюнгского междуречья (Накынское кимберлитовое поле) //Региональная геология и металлогения. С-Петербург. 2004. № 20. С. 122-138.

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Карпенко М.А., Неустроев Р.Г., Стегницкий Ю.Б. Магматизм Накынского кимберлитового поля и геодинамика Сибирского кратона //Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М. Изд-во МГУ. 2010. С. 227-251.

Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции //Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693-1703.

Vincen Courtillot, Vadim A. Kravchinsky, Xavier Quidelleur, Paul R. Renne, Dmitry P. Gladkochub. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Sibiria); Eruption at the time of Late Devonian extinction cvents? //earth and Planetary Science Letters. 2010. № 300. pp. 239-245.

# ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАНТИЙНО-КОРОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА – РЕЗУЛЬТАТ АКТИВНОСТИ ТАРИМСКОГО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА

*С.В. Хромых[1,2], Е.Н. Соколова[1,2], Г.Н. Бурмакина[3], П.Д. Котлер[1,2]*
[1]Институт геологии и минералогии, Новосибирск, Россия, serkhrom@mail.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[3]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

На территории Восточного Казахстана в позднем палеозое проявился масштабный разнообразный магматизм – габбро-пикритоидные, габбро-гранитоидные, гранодиорит-плагиогранитные, гранит-лейкогранитные, редкометалльно-гранитные ассоциации (Владимиров и др., 2008). В докладе представлены результаты изучения габбро-гранитоидных интрузий и проявлений редкометалльных гранитоидов как индикаторов мантийно-корового взаимодействия.

Габбро-гранитоидные интрузии имеют относительно крупные (от 100 до 300 км$^2$) изометричные выходы. В их строении выделено две группы пород: 1) базитовая, представленная габбро (Pl + CPx ± Hbl), биотит-роговообманковыми габбро или диоритами (Pl + Hbl + Bt ± Cpx) и монцонитами (Pl + Kfs + Amf + Bt + Qtz); 2) гранитоидная, представленная граносиенитами (Pl + Kfs + Qtz + Amf + Bt), гранитами (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Amf) и лейкогранитами (Qtz + Pl + Kfs ± Bt ± Grt). Между породами двух групп зафиксированы явления магматического минглинга, что свидетельствует о близодновременном внедрении мафических и салических магм. Составы пород базитовой и гранитоидной групп формируют самостоятельные тренды на двухкомпонентных диаграммах, отчетливо различаясь содержаниями $K_2O$, $Al_2O_3$, MgO, CaO, $TiO_2$, $P_2O_5$. Базитовые породы характеризуются повышенными содержаниями щелочей, в том числе $K_2O$ (до 2 мас.% в габбро, 2.5 мас.% в диоритах, 5.6 мас.% в монцонитах) и могут быть отнесены к субщелочному петрохимическому ряду. Отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, максимумы в концентрациях Ba, K, Ti, Zr, Sr. Результаты изотопного анализа Sm-Nd и Rb-Sr систем показали, что первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения обладают составами, обогащенными относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7036 – 0.7041), значения εNd(T) варьируют от +6.1 до +6.96. Изотопные составы базитовых пород соответствуют значениям базальтов океанических островов (OIB) и компонентов мантийных плюмов, то есть базитовые породы являются результатом дифференциации субщелочных пикродолеритовых магм с «плюмовыми» геохимическими характеристиками. Гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями щелочей, в том числе $K_2O$ (от 3 до 6 мас.%), их составы на двухкомпонентных диаграммах образуют единый тренд с последовательным снижением содержаний $Al_2O_3$, FeO, $TiO_2$, MgO, CaO от граносиенитов до лейкогранитов. Легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми, наблюдаются минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu, Ti, которые углубляются от граносиенитов до лейкогранитов. Таким образом породы гранитоидной группы являются результатами дифференциации субщелочных граносиенитовых магм, сформированных в результате воздействия базитовых магм и плавления коровых субстратов.

Редкометалльные гранитоиды представлены Чечекским и Ахмировским дайковыми поясами гранит-порфиров и онгонитов. Дайки имеют протяженность до нескольких км, мощность до 5 м. Породы содержат вкрапленники кварца, калишпата, альбита, светлой слюды. Акцессории представлены топазом, апатитом, флюоритом, касситеритом и танталит-колумбитом. Породы субщелочные с преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O$ = 1–1.5). Главными особенностями их состава являются высокие

содержания редких литофильных элементов и фтора. Породы Чечекского пояса могут быть разделены на две группы: 1) редкометалльные (Li+Rb+Cs до 1000 г/т, F до 0.45 мас. %, суммой РЗЭ 40–100 г/т); и 2) высокоредкометалльные (Li+Rb+Cs до 2500 г/т, F до 1.4 мас. %, $P_2O_5$ до 0.35 мас. %, сумма РЗЭ 3–15 г/т). Породы Ахмировского пояса отличаются повышенным содержанием редких щелочей (Li+Rb+Cs до 4000 г/т) и РЗЭ (до 110–180 г/т). Изучение состава стекол расплавных включений в кварце показало, что они соответствует составу пород. РВ из вкрапленников высокоредкометальных пород отличаются более высоким содержанием $P_2O_5$, F, литофильных редких элементов (Cs 80–115 г/т, Rb 350–720 г/т, Be 40–70 г/т против Cs 25–60 г/т, Rb 170–250 г/т, Be 10–12 г/т в редкометальных), низким содержанием Sr и Ba (до 1 г/т) и низким суммарным содержанием РЗЭ. Появление двух типов пород в составе дайковых поясов обусловлено различиями в составе самих расплавов. Проявления редкометалльных гранитоидов традиционно связывались с процессами формирования гранитоидов калбинского комплекса (Дьячков, 2012), однако область распространения редкометалльного магматизма локальна. Следовательно, процессы внутрикамерной дифференциации гранитоидных магм калбинского комплекса не приводили сами по себе к формированию обогащенных редкометалльных гранитных магм. Согласно моделям метамагматического вызревания (Загорский и др., 2014), существенную роль могли играть ювенильные специализированные рудоконцентрирующие флюиды (F, $P_2O_5$), отделяющиеся от мантийных магм.

Геохронологические данные свидетельствуют от субсинхронности проявления габбро-гранитоидных интрузий и редкометалльных гранит-порфиров. Для первых U-Pb изотопным методом (SHRIMP-II) по цирконам из монцонитов определен возраст в 284±5 млн. лет, а $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по биотиту из габбро – возраст в 280±3 млн. лет. Для редкометалльных дайковых пород $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по раннемагматическим неизмененным вкрапленникам литиевой слюды определен возраст в 286 ± 3 млн. лет. Таким образом, на территории Восточного Казахстана субсинхронно происходили процессы мантийно-корового взаимодействия по двум отличающимся механизмам. Первый – непосредственное взаимодействие мантийных магм с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, их синхронное внедрение и формирование габбро-гранитоидных интрузий. Второй – термальное и флюидное воздействие мантийных магм на коровые субстраты и привнос определенных элементов в коровые очаги гранитоидных магм, их дифференциация с формированием редкометалльных расплавов. Геохронологические данные подтверждают связь процессов мантийно-корового взаимодействия с проявлением активности Таримского мантийного плюма (Добрецов и др., 2010; Xu et al, 2014).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 15-35-20815_мол-а-вед.*

Литература

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49. № 7. С. 621—636.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51. № 9. С. 1159—1187.

Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ. 2012. 130 с.

Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, № 2, С. 237-251.

Xu, YG; Wei, X; Luo, ZY et. al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. v. 204. pp. 20–35.

# ГРАНИТОИДНЫЕ АРЕАЛЫ – СЛЕДСТВИЕ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ?
## (на примере Ангаро-Витимского батолита)

*А.А. Цыганков, [1, 2] В.Б. Хубанов[1, 2], А.В.Травин[3,4], Е.Н. Лепёхина[5], Г.Н. Бурмакина[1], Т.Н. Анциферова[1, 2], О.В. Удоратина[6]*

[1]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, *tsygan@gin.bscnet.ru*

[2]Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

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

[4]Научно-исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

[5]Центр изотопных исследований, ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

[6]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,167982, Сыктывкар, Россия

Согласно теоретическим построениям и эмпирическим данным большинство крупных гранитоидных батолитов сопровождается проявлениями мантийного базитового магматизма. Более того, само формирование салических (гранитоидных) расплавов многие исследователи связывают с энергетическим воздействием мантийных магм на коровый субстрат, поскольку лишь коровая магмогенерация обеспечивает образование гигантских объемов гранитоидов. Вместе с тем, эмпирические данные по разным гранитоидным провинциям мира показывают, что доля базитов в их составе ничтожно мала, а временные и генетические взаимоотношения базитов и гранитоидов слабо изучены.

В Западном Забайкалье позднепалеозойские гранитоиды занимают площадь порядка 200 000 км$^2$, образуя одну из крупнейших на Земле гранитоидную провинцию. Проявления базитов, ассоциирующих с ними (пространственно, генетически?) многочисленны, но не велики по объему. К наиболее крупным образованиям относятся разновеликие массивы габбро-монцонитов и габбро-монцонит-сиенитов. Кроме того, базиты присутствуют в виде синплутноческих интрузий, встречающихся в некоторых гранитоидных массивах, комбинированных даек и мафических включений.

Нами получены новые данные по изотопному возрасту, геологическому строению и вещественному составу нескольких разнотипных проявлений базитового магматизма Западного Забайкалья. Эти данные, приведенные ниже, доказывают синхронность базитового и гранитоидного магматизма региона в позднем палеозое и, как следствие – являются важным аргументом в дискуссии о геодинамике позднепалеозойского гранитообразования.

Орефьевский габбро-монцонитовый плутон расположен в юго-западной части хр. Улан-Бургасы в правом борту р. Лапчахи (правый приток р. Ангыр-Итанцинский). В плане массив, размером 6 х 2 км, имеет неправильно-линзовидную форму и сложен в основном амфиболовыми габбро, переходящими в монцогаббро, монцодиориты и монцониты. Кроме того встречаются очень свежие оливин-биотитовые габбронориты из которых выделены цирконы для изотопного датирования (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ). Конкордантный возраст, полученный по 8 точкам составляет 290 ± 5 млн лет, MSWD=0.44.

Шалутинский массив, сложенный амфибол-биотитовыми мелкозернистыми габбро, является примером синплутонических базитовых интрузий. Это силлоподобное интрузивное тело, апикальная часть которого сопровождается зоной минглинга и сопровождается многочисленными мафическими включениями во вмещающих кварцевых сиенитах. Нижний контакт напротив – закаленный, представляет собой почти черные тонкозернистые породы с пилотакситовой микроструктурой и редкими вкрапленниками плагиоклаза. Истинная мощность габброидного тела, по-видимому, не превышает 30 - 40 метров. Изотопное датирование проводилось Ar/Ar методом по амфиболам из двух проб, отобранных примерно в центральной части интрузии. В $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектре амфиболов выделяются плато с возрастом 289.7 ± 2.1 и 291.3 ± 2.4

млн. лет, соответствующее примерно 60 % и более чем 90 % выделенного $^{39}Ar$, соответственно. Полученные значения возраста перекрываются, в пределах ошибки измерения, с возрастом вмещающих кварцевых сиенитов.

Третий тип изученных проявлений базитового магматизма представлен комбинированной дайкой в позднепалеозойском (285 – 278 млн лет) Усть-Хилокском монцонит-кварцевосиенитовом массиве, протягивающемся в правобережье р. Селенги от устья р. Хилок, до г. Улан-Удэ. Комбинированная дайка представляет собой тело сложной морфологии и переменного состава, варьирующего от простого микрогаббрового до смешанного микрогаббро-кварцевосиенитового. При этом доля салической составляющей, «цементирующей» округлые базитовые глобулы, не превышает 10 – 15 % общего объема. Для цирконов из мафической части дайки по 9 точкам получен возраст 282.4 ± 5.6 млн. лет, MSWD = 3.6 (LA-ICP-MS, ГИН СО РАН); для цирконов из салической части по 17 точкам получен возраст 282.3 ± 3.6 млн лет, при MSWD = 0.2; для вмещающих кварцевых сиенитов по 7 точкам получена более древняя датировка - 288.9 ± 4.3 млн лет, MSWD=0.84. Из этих данных следуют два вывода: 1) комбинированная дайка внедрялась в виде гетерогенной смеси (механически перемешанные базитовый и салический расплав) в уже затвердевший, но все еще достаточно горячий плутон; 2) внедрение базитовых магм происходило на том же этапе магматизма, что и формирование крупных плутонов.

Геохимические данные, полученные по разнотипным проявлениям базитового магматизма, указывают на принципиальное сходство последних. Источником позднепалеозойских базитов была флогопит- гранатсодержащая лерцолитовая мантия, плавление которой происходило в «гидратированных» условиях, что обеспечивалось разложением флогопита при давлении более 25 Кбар и температуре выше 1000°С. Этим, по нашему мнению, объясняются т.н. «надсубдукционные» геохимические характеристики базитов, противоречащие общей внутриплитной геодинамической природе позднепалеозойского магматизма.

В целом, специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. «Горячая» пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому, на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20 % баргузинского комплекса) и отсутствием «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смешение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным – мантийно-коровым, включающим все (вероятно кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм является посторогенным, но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма. Иначе говоря, крупные гранитоидные провинции внутриплитного генезиса могут формироваться под воздействием плюмов в тех регионах, где только что закончились орогенические движения.

*Проведенные исследования поддержаны грантом Российского научного фонда № 15-17-10010, грантом РФФИ-Сибирь № 15-45-04208, грантом РФФИ №14-05-00498.*

# КАЙНОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) – ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ, ИСТОЧНИКИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ, СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

*С.С. Цыпукова[1], А.Б. Перепелов[1], Е.И. Демонтерова[2], А.В. Иванов[2], А.В. Травин[3], С.И. Дриль[1], Ю.Д. Щербаков[1], Д. Одгэрэл[4], М.Ю. Пузанков[5]*

[1] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск), Россия, region@igc.irk.ru

[2] Институт земной коры СО РАН (Иркутск), Россия, dem@crust.irk.ru

[3] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск), Россия, travin@uiggm.nsc.ru

[4] Институт палеонтологии и геологии АНМ (Улан-Батор), Монголия, d_odgerel@yahoo.com

[5] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский), Россия, puzankov@kscnet.ru

Кайнозойский вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия), субмеридиональная тектоническая структура которой приурочена к юго-западному флангу Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), по данным новых геохронологических исследований проявлялся на двух разобщенных во времени этапах. Ранний этап датирован поздним олигоценом - $E_3^2$ (26.84±0.15 млн. лет, $^{40}Ar/^{39}Ar$). Вулканические комплексы этого этапа представлены фрагментами лавовых толщ и редкими субвулканическими телами трахиандезибазальтов в долине р. Шишигд-гол и на левобережье р. Хогоргын-гол. После перерыва длительностью до ~20 млн. лет, второй и заключительный позднемиоцен-раннеплиоценовый этап вулканической активности – $N_1^3$-$N_2^1$ (6.32-5.10 млн. лет, $^{40}Ar/^{39}Ar$) связан с формированием двух вулканогенных комплексов, различающихся по составам пород. Среди них выделяется комплекс трахибазальтов, формирующих протяженные лавовые покровы долинного залегания в бассейнах рек Хогоргын-гол и Шишигд-гол, а также комплекс гавайитов, базанитов и фонотефритов, принадлежащий эродированным щитовым вулканическим постройкам поднятий гор Их Эсам-уул, Ноорт-уул и Даршт-уул и бассейна р. Бэдуурийн-гол.

Позднеолигоценовые трахиандезибазальты отличаются от пород второго этапа примечательно низкими содержаниями $Al_2O_3$, CaO, HREE, Y, а также повышенными концентрациями $TiO_2$, $P_2O_5$, Sr, Zn, Sn и Ga. При этом они характеризуются высокой степенью фракционирования REE (La/Yb=28-32, Sm/Yb=7.8-9.3) и могут быть интерпретированы как производные 3-4 % плавления Grt-содержащих гарцбургитов или ортопироксенитов (рис. 1).

Несмотря на вещественные различия между собой пород трахибазальтового и гавайит-базанит-фонотефритового комплексов второго позднемиоцен-раннеплиоценового этапа вулканической активности в Дархатской котловине, они обладают признаками генетического родства (La/Yb=13-21, Sm/Yb=3.4-4.4) и отвечают модели плавления Grt-содержащих перидотитов с вариациями степени плавления от 3 до 1.5 % (рис. 1). Согласно этой модели трахибазальтовые магмы образуются при относительно высоких степенях плавления перидотитового субстрата и закономерно выделяются своей повышенной магнезиальностью (Mg#>0.62), а также заметно более низкими содержаниями многих LILE и HFSE элементов (Ba, Rb, Zr, Nb, REE). В направлении от гавайитов к базанитам и фонотефритам степень плавления снижается, и формирующиеся магмы, наряду с возрастанием щелочности и глиноземистости, последовательно обогащаются литофильными редкими элементами. При этом для фонотефритов Дархатской впадины необходимо допускать участие в их образовании процессов фракционной кристаллизации гавайитовых магм. Вещественные особенности пород разновозрастных этапов отражаются в составе их минеральных парагенезисов. В трахиандезибазальтах раннего и трахибазальтах второго этапов

вулканической активности среди вкрапленников преобладает исключительно Ol, тогда как в гавайитах, базанитах и фонотефритах среди вкрапленников, помимо Ol, развиты Pl и Cpx, а в наиболее щелочных разностях Lc и Ne.

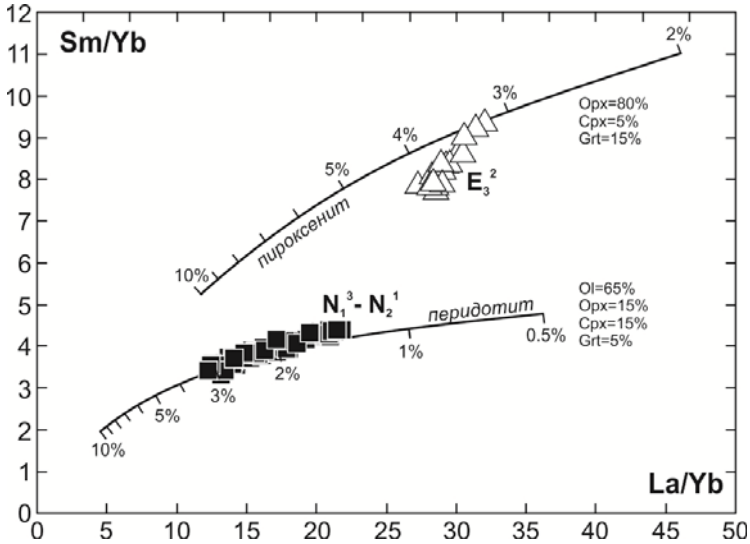



Рис. 1. Условия формирования базальтоидных магм Дархатской впадины на диаграмме La/Yb-Sm/Yb (г/т). Показаны кривые и величины степени частичного плавления пироксенитов и перидотитов (%). $E_3^2$ – трахиандезибазальты позднеолигоценового этапа, $N_1^3$-$N_2^1$ – трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты позднемиоцен-раннеплиоценового этапа. Ol, Opx, Cpx, Grt – минеральный состав источников. Для расчета моделей использованы литературные данные по коэффициентам распределения «минерал/расплав».

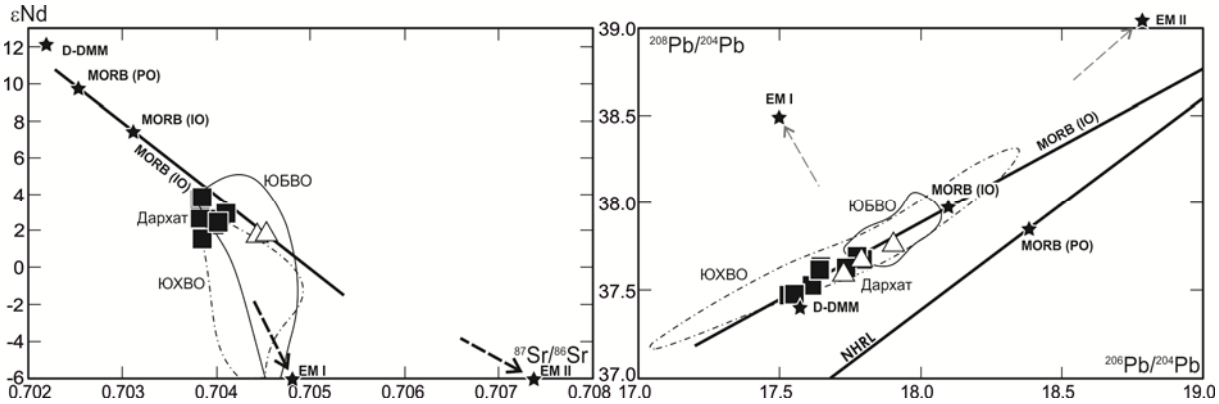



Рис. 2. Изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Дархатской впадины. Поля составов базальтоидов: ЮБВО – Южно-Байкальской вулканической области (Ярмолюк и др., 2003), ЮХВО – Южно-Хангайской вулканической области (Саватенков и др., 2010). Точки составов базальтоидов Дархатской котловины см. на рис. 1.

Источники магм различных этапов вулканического развития Дархатской впадины по изотопным данным имеют признаки гетерогенности (рис. 2). Необходимо допускать, что на раннем позднеолигоценовом этапе вулканической активности в образовании трахиандезибазальтовых магм принимал участие обогащенный источник EM II типа. На это указывают заметно более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{208-206}Pb/^{204}Pb$ отношений, характерные для этого типа пород. Плюмовая природа источника EM II могла быть связана на этом этапе с поступлением рециклированного нижнекорового материала и сопровождалась поднятием территории. Второй позднемиоцен-раннеплиоценовый этап вулканической активности в Дархатской впадине сопряжен с процессами

тектонической активизации в Байкальской рифтовой зоне. На этом этапе источники вещества сменяются и в условиях пассивного рифтогенеза основное участие в образовании магм принимает обогащенная мантия EM I типа и умеренно деплетированная литосферная мантия.

Литература

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований. Петрология, 2010, 18 (3), с. 297–327.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований. Петрология, 2003, 11 (1), с. 3-34.

# НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА АЗИИ

*И.С. Чувашова[1,2], С.В. Рассказов[1,2]*
[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

Новейший динамический этап Земли охватывает последние 90 млн. лет (Rasskazov, Chuvashova, 2013). Характер этих процессов в Азии оценено 1) геофизическим данным, 2) пространственному или пространственно-временному распределению вулканизма позднего мезозоя и кайнозоя, а также 3) соотношениям вулканизма с низкоскоростными мантийными аномалиями. Для расшифровки структуры мантии вулканических территорий использованы трехмерные скоростные модели сравнительно малых и больших глубин (соответственно, до 300 и 700 км). Распределение аномалий в моделях малых глубин, как правило, отличается от их распределения в генерализованных малоглубинных частях глубинных моделей. Поскольку первые точнее фиксируют пространственное положение расплавных аномалий малых глубин, чем вторые, модели до 700 км используются в настоящей работе только для регистрации аномалий, связанных с переходным слоем 410–660 км.

В зависимости от происхождения и глубины, локальное снижение скорости сейсмических волн может обозначать: 1) плюм, начинающийся от нижнего граничного термального слоя мантии,2) обратный поток из нижней мантии, образующийся в следствие лавинного обрушения слэбового материала из переходного слоя через его нижнюю границу 660 км, 3) расплавную аномалию домена выше переходного слоя на глубинах 200–410 км, 4) расплавную аномалию домена под литосферой на глубинах50–200 км, 5) расплавную аномалию нижней части литосферы, активизированной при рифтогенезе и 6) расплавную аномалию границы мантии и коры, отражающую деламинацию корневой части орогена. Расплавная аномалия верхней мантии может быть связана, с одной стороны, с рифтогенезом или орогенезом в литосфере, с другой стороны, с плюмом или обратным потоком из нижней мантии.

Наши представления о новейшей геодинамике Азии основаны на изучении пространственно-временной эволюции мел-палеогенового и неоген-четвертичного вулканизма трех ключевых территорий (Центральной Монголии – Саян, Прибайкалья – Западного Забайкалья и Северного Забайкалья) с вовлечением в интерпретацию опубликованных скоростных моделей мантии. Как основные используются модели S-волн до глубин 300 и 700 км (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Kozhevnikov et al., 2014).

Мы предполагаем, что расплавные низкоскоростные аномалии переходного слоя мантии под выбранными ключевыми территориями явились результатом лавинного обрушения в нижнюю мантию слэбового материала, который накапливался в переходном слое до закрытия Монголо-Охотского залива Палео-Пацификаи подобного закрытия Солонкерского палеоокеана. Аномалии образованы обратными потоками, поднявшимися из нижней мантии через переходный слой в начале новейшего геодинамического этапа 100–90 млн. лет назад. Из гипотезы температурной зависимости фазового контроля глубинного положения границ переходного слоя следует, что термальная (термо-химическая) струя из нижней мантии должна одновременно идентифицироваться и в подошве, и кровле переходного слоя. Пространственное совмещение низкоскоростных аномалий, связанных с обеими границами переходного слоя под Южной Гоби и Южным Прибайкальем свидетельствует об отсутствии дифференциального латерального движения материала этого уровня под Центральной Азией на новейшем геодинамическом этапе. И наоборот, взаимное пространственное разобщение аномалий 600 и 400 км под Северным Забайкальем отражает латеральное движение материала в переходном слое

под Восточной Азией, сопряженное с погружением в переходный слой сначала слэба Кула-Изанаги, а затем Хоккайдо-Амурской флексуры Тихоокеанского слэба.

Боковое скольжение Тихоокеанской плиты вдоль восточной окраины Азии сменилось субдукцией в интервале 22–17 млн. лет назад. В этом временном интервалео строводужный вулканизм начался в Северо-Восточном Хонсю и внутриплитный вулканизм распространился на обширной территории Центральной и Восточной Азии от Японии до Саян. Переход к субдукции сопровождался задуговым раскрытием Японского моря около 15 млн. лет назад с резким разворотом Юго-Западной Японии по часовой стрелке и образованием косой Хонсю-Корейской слэбовой флексуры. Прямая Хоккайдо-Амурская слэбовая флексура, совпадавшая с направлением конвергенции Тихоокеанской плиты и Азии, образовалась в результате последующей субдукции при встречном движении Тихоокеанской плиты со скоростью 10 см/год и Азии, современная скорость которой в стабильной части, по данным GPS-геодезии Иркутской станции, составляет 3 см/год.

Мел-палеогеновые вулканические поля Южной Гоби смещены относительно расплавной аномалии переходного слоя на 600 км. Результирующий вектор смещения литосферы, направленный на восток-юго-восток, был обусловлен в основном общим движением литосферы Азии. Индо-Азиатской конвергенцией создавался небольшой северный дрейф. Позднекайнозойский вулканизм Хангай-Бельской орогенной зоны был производным расплавных аномалий малых глубин мантии 50–150 км Саяно-Монгольского низкоскоростного домена. Результирующий восток-юго-восточный вектор движения литосферы относительно низкоскоростных аномалий совпадал с вектором движения литосферы в Южной Гоби, но с сокращением амплитуды до 300 км. Средняя скорость движения литосферы за 15 млн. лет составила 2 см×год$^{-1}$. Допуская такую же скорость движения литосферы Южной Гоби в последние 15 млн. лет, получаем оценку средней скорости движения литосферы Центральной Монголии около 0.4 см×год$^{-1}$ в предшествующий период с 90 до 15 млн. лет назад.

Мел-палеогеновые Исингинское и Хушиндинское вулканические поля Западного Забайкалья смещены относительно расплавной аномалии переходного слоя Южного Прибайкалья на 350–400 км. Вектор смещения литосферы складывался из восток-юго-восточного движения стабильной Азии и почти такого же северо-восточного дрейфа. Последний превышал однонаправленный конвергентный дрейф литосферы в Центральной Монголии. Увеличение северо-восточного дрейфа литосферы Западного Забайкалья сопряжено с левосторонними сдвиговыми смещениями в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Смещение Береинского вулканического центра на 300 км относительно центра аномалии 250–300 км Забайкальского низкоскоростного домена дает оценку позднекайнозойской скорости движения литосферы порядка 2 см×год$^{-1}$.Начальные извержения высоко-Mg лав Береинского вулканического центра 16–14 млн. лет назад свидетельствовали о локальном импульсном поднятии горячего потока в подлитосферной мантии.

Наконец, в скоростной структуре мантии Азии выявлены признаки обратных астеносферных потоков под движущейся литосферой. Под Западным Забайкальем такой поток был направлен к Байкальской рифтовой зоне, а под Орхон-Селенгинским среднегорьем – к Хубсугул-Дархатскомурифтовому сегменту Хангай-Бельской орогенной зоны. Мы предполагаем, что рифтогенез определялся динамическим действием обратных астеносферных потоков в расплавных аномалиях. Растяжение литосферы в Байкальской рифтовой зоне было динамически сопряжено с развитием прямо-субдуцирующей Хоккайдо-Амурской флексуры Тихоокеанского слэба.

*Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 14-05-31328.*

# ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗМЕРЫ АСТЕНОСФЕРНЫХ ЗОН, ГЕНЕРИРУЮЩИХ ВНУТРИПЛИТНЫЕ КРУПНЫЕ ПРОВИНЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

*В.Н. Шарапов, Ю.В. Перепечко, К.В. Сорокин*
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, vik@igm.nsc.ru

Пространственные масштабы, время развития и зональность составов выплавок базитовых и гранитоидных магм в палео- и современных крупных магматических провинциях (LIPs) устанавливаются по данным картирования изверженных пород в континентальном и океаническом сегментах Земли. Установлено два типа контуров внутриплитных магматических систем: квази-изометрические с поперечником 200-400 км; протяженные «подрифтовые» области аномальной мантии с магматическими секторами, ширина которых сопоставима с поперечным размером изометрических вулканических зон. По геологическим и томографическим оценкам размеры континентальных LIPs варьируются в пределах 1-2.5 тыс. км. Математическое моделирование конвекции в верхней мантии проводилось в рамках гидродинамики высоковязкой сжимаемой жидкости в приближении Буссинеска с учетом основных фазовых переходов, происходящих в верхней мантии и в слоистой литосферной плите (Шарапов и др. 2008). Рассмотрены сценарии развития декомпрессионного плавления в верхней мантии в процессе формирования вертикальных и продольных конвекционных ячеек: при появлении горячих точек при возникновении перовскитового перехода; при наложении горячих точек на развитую конвекцию в верхней мантии для областей под однородными по толщине литосферными плитами со сложной морфологией нижней границы. Размеры симметричных с неоднородным распределением температуры горячих точек варьировались в интервале 100-850 км. Наблюдалось несогласование величин рассчитанных размеров областей декомпрессионного плавления для вертикальных конвективных ячеек и размеров реальных магматических ареалов Сибирских траппов. Для вертикальных конвективных ячеек также не характерна цикличность развития астеносферных зон. Однако цикличность характерна для развития палеозойских и постпалеозойских магматических систем центральной, юго-восточной и южной части Азиатского континента, что свидетельствует о необходимости модификации используемой модели плюмовой природы LIPs. При формировании ординарных астеносферных зон в вертикальных конвективных ячейках (при размере горячих точек ~100-350 км) предельный размер зон декомпрессионного плавления близок к величине аспектного отношения для конвекционных ячеек в верхней мантии (~700 км). Увеличение размера ячеек до 1 тыс. км возможно при наличии нескольких горячих точек и объединении соседних ячеек. В таком случае «суперплюмовыми» можно считать астеносферные зоны, протяженностью превышающие указанное аспектное значение. Формирование их может проходить над горячими точками размером 350-500 км при значениях температуры на границе верхней и нижней мантии $T_{гр}\geq1850°C$. Возникает задача определения термодинамических условий формирования таких крупных ячеек. Так, при $T_{гр}\geq2000°C$ после начального этапа развития конвективных ячеек с образованием астеносферных зон развивается неустойчивость, приводящие к некоторых случаях к периодическому изменению масштабов плавления. Появление температурной флуктуации в виде горячей точки может вызывать объединение соседних конвективных ячеек с появлением аномально протяженных астеносферных зон. При наличии фазовой границы между мантийными резервуарами возможно формирование условий в верхней мантии, при которых относительно небольшие термические или тектонические возмущения приводят к объединению ординарных ячеек в неустойчивые переходные

структуры, эволюция которых вызывает геологически относительно быстрое развитие протяженных зон декомпрессионного плавления, после чего формируются более устойчивые астеносферные зоны меньшего масштаба. Временные характеристики такой эволюции зон плавления согласуются с известными параметрами формирования как палеозойских, так и более молодых магматических комплексов.

Численные расчеты показали, что появление крупных LIPs типа Сибирских пермо-триасовых траппов или вулканического плато Онтонг-Джава, по-видимому, сопряжено с появлением в верхней мантии горизонтальных конвективных ячеек, в которых протяженность астеносферных зон может превышать 2 тыс. км. Второй особенностью вариации температур в таких ячейках является неоднородное во времени появление областей плавления, цикличность формирования которых близки к значениям, установленным эмпирически, как для общей временной линейки LIPs (Prokoph et al. 2001), так и для региональных ареалов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Добрецов 2013). Наиболее низкочастотные гармоники проявления цикличности соответствуют последним 100 млн. лет. Для этого отрезка геологической истории Земли накоплен максимально большой эмпирический материал по датированию проявлений магматических комплексов, формировавших месторождения эпиконтинентальной порфировой формации окраин Тихого океана (Шарапов и др. 2013). Для однородных по толщине литосферных океанических плит в случае формирования горизонтальных конвективных ячеек при температуре на нижней границе верхней мантии более 1800°С наблюдается появление, развитие и циклический распад крупных ячеек, а, следовательно, и сегментация литосферной плиты (Lowman, Larvis 1999). Размер таких сегментов аналогичен наблюдаемым в СОХ и вулканических хребтах (Niu and Batiza, 1994). При этом наложение горячих точек на такие структуры стабилизирует их динамику развития.

Литература

Добрецов Н.Л., 2013, Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов, Геология и геофизика. 52 (12), С. 1957-1973.

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф., 2008, Природа мантийных источников пермо-триасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, Геология и геофизика. 49 (7), С. 652-663.

Шарапов В.Н., Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г., 2013, Временные характеристики развития вулканоплутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана, Геология и геофизика. 54 (11), С. 1731-1753.

Lowman, J.P. and Larvis, G.T., 1999, Effects of mantle heat source distribution on supercontinent stability, J. Geophys. Res. 104 NB, pp.12733-12746.

Niu, Y. and Batiza, R., 1994, Magmatic processes at a slow spreading ridge segment: 26°S Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res. 99 (B10), pp. 19719-19740.

Prokoph A., Ernst R.E. and Buchan K.L., 2001, Time-Series Analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to Present, J. Geology. 112, pp. 1–22.

# ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ШИБЭЙНГОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ОЗЕРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)

*Я.Ю. Шелепов*[1,2], *Р.А. Шелепаев*[1,2]
[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия
shelepov@igm.nsc.ru; rshel@igm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

К шибэйнгольскому комплексу в разных исследованиях было отнесено 11 интрузивов Озерной зоны с набором пород от габброидов до щелочных гранитов. Выполненные разными авторами изотопно-геохронологические исследования показывают, что среди этих массивов присутствуют разновозрастные ассоциации: раннедевонские, средне-позднекарбоновые, позднепермские и позднетриасовые. Петротип шибэйнгольского комплекса – Шибэйнгольский массив (ШБМ), имеет позднетриасовый возраст (U-Pb, циркон, SHRIMP II, 214±3 млн. лет; Ar-Ar, биотит, 213,7±5,4). К позднетриасовой ассоциации также относится Ульгийн-Нурский монцонит-граносиенитовый массив (Ar-Ar, биотит, 217,9±5,5 млн. лет), располагающийся в 50 км к югу от ШБМ, который обладает аналогичным строением и составом пород. Данные по возрасту этих массивов позволяют выделить новый позднетриасовый этап развития внутриплитного магматизма Озерной зоны Монголии.

ШБМ расположен в северо-западной части Озерной зоны Западной Монголии (северо-западная часть Хяргиснурского субтеррейна Озерного террейна (Tectonic…, 2002)). В плане интрузив имеет овальную форму, и вытянут с запада на восток, его размеры 14 х 7 км. Породы массива имеют интрузивный контакт со силур-верхнедевонскими терригенно-вулканогенными отложениями цаганшибетинской и шибэйнгольской свит, с образованием роговиков и скарнов. В строении ШБМ можно выделить интрузивную, гипабиссальную и вулканическую ассоциации, каждая из которых имеет многофазное строение. Интрузивная ассоциация состоит из четырех фаз, гипабиссальная и вулканическая из двух и четырех фаз соответственно. Среди пород на современном эрозионном срезе преобладают граносиениты (3-я интрузивная фаза).

Ульгийн-Нурский массив расположен в западной части Хяргиснурского субтеррейна Озерного террейна (Tectonic…, 2002). В плане массив имеет овальную форму, и вытянут с северо-запада на юго-восток, его размеры 4,8 х 3,2 км. В его строении присутствует только интрузивная ассоциация, состоящая из двух фаз, которые по составу соответствуют 2-ой и 3-ей интрузивным фазам ШБМ.

1-ая интрузивная фаза ШБМ – монцогаббро, которая тождественна трахибазальтам 1-ой вулканической фазы. 2-ая фаза – порфировидные монцодиориты, кварцевые монцониты и монцодиориты, 3-я – кварцевые сиениты, граносиениты, 4-ая – граниты. Породы 2-ой, и 4-ой фаз имеют эквиваленты среди пород гипабиссальной и вулканической ассоциаций: монцодиорит-порфириты, акериты, трахиандезиты, лейкогранит-порфиры, риолиты и трахириолиты, а породы 3-ей фазы имеют эквиваленты только среди вулканической ассоциации: латиты.

Основными породообразующими минералами ШБМ являются K-Na полевой шпат (непрерывный ряд от санидина до альбита), плагиоклаз ($An_{6-85}$), биотит и кварц. Менее распространены: амфибол, развивающийся вокруг клинопироксена, представленный магнезиальной роговой обманкой и эденитом, клинопироксен (Wo 38-47%, #Mg=72-87%), оливин ($Fo_{67,4-67,9}$) и ортопироксен (#Mg=68-70,5%). Акцессорные минералы пород: магнетит, ильменит, апатит, сфен и циркон.

В целом, для пород ШБМ характерны повышенные содержания щелочей ($Na_2O+K_2O$ от 5,3 мас. % в основных до 12 мас. % в средних по составу породах) из-за

чего на классификационной TAS-диаграмме точки составов пород попадают в поля умеренно-щелочного и щелочного петрохимического рядов. Несмотря на высокие содержания щелочей, щелочных темноцветов в породах не наблюдается за счет высоких содержаний глинозема ($Al_2O_3$=12-18, реже до 22 мас. %, коэффициент агпаитности 0,68-0,95).

Все породы ШБМ имеют общие черты на спектрах распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту CI (McDonough et al. 1992). Для них характерны высокие концентрации REE (от 230 ppm в риолитах до 1019 ppm кварцевых сиенитах), а также обогащение LREE ($La/Yb_N$=8,1 – 30,1). По наличию аномалии по Eu и распределению HREE, в спектрах можно выделить два типа. Первый, характерный для монцогаббро, трахибазальтов, монцодиоритов и монцонитов, т.е. пород первой и второй фаз. Их спектры характеризуются отсутствием аномалии по Eu и монотонным уменьшением концентраций REE от легких к тяжелым ($Tb/Lu_N$ =1,4 – 3,2). Второй тип спектров распределения типичен для риолитов, кварцевых сиенитов и гранитов, в них присутствует заметная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0,3 – 0,4), а распределение HREE почти плоское, иногда имеет положительный наклон ($Tb/Lu_N$ до 0,6).

На мультиэлементных спектрах, нормированных по примитивной мантии (McDonough et al. 1992), можно выделить также два типа распределений, как и среди спектров распределения REE. Все спектры характеризуются обогащением LILE (K и Ba) и обеднением по некоторым HFSE (Nb, Ta), а также по Th и U, что указывает на присутствие водного флюида в литосферной мантии. Для пород первой фазы также характерна положительная аномалия по Sr и Ti, а для средних пород – аномалия по Sr отсутствует, либо слабая отрицательная. Основные породы обогащены Ti и обеднены Zr и Hf относительно пород второй фазы. Породы 3-ей и 4-ой интрузивных фаз, а также их гипабиссальные и вулканические эквиваленты, имеют значительную отрицательную аномалию по Sr, Ba и Ti, а также положительную аномалию по Zr и Hf.

Монцогаббро, трахибазальты, монцодиориты и граносиениты характеризуются положительными значениями εNd(T) (1.2 – 2.4), что соответствует изотопным параметрам раннепалеозойской коры Озерного террейна (Ярмолюк и др. 2013).

Из изотопно-геохронологических и геохимических данных следует, что Шибэйнгольский и Ульгийн-Нурский массивы относятся к одному позднетриасовому этапу магматизма. На основании данных по содержанию редких элементов (минимумы по высокозарядным (Nb, Ta), обогащение по литофильным элементам) можно предположить, что родоначальный базальтовый расплав ШБМ сформировался за счет плавления мантии с надсубдукционными геохимическими характеристиками. Полученные абсолютные значения возраста 214±3 млн. лет пород Шибэйнгольского и Ульгийн-Нурского массивов и их геологическое положение, согласно палеотектоническим реконструкциям других авторов (Badarch et al. 2002), отвечают внутриплитному этапу развития западного сегмента ЦАСП.

Литература

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм северной азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013, Т 21, № 2. С. 115–142.

Badarch, G., Cunningham, W.D., Brian, F.W. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // Journal of Asian Earth sciences, 2002. v. 21, pp. 87-110.

McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E. and Hofmann A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, 56: 1001-1012. 1. Tectonic Map of Mongolia at the scale of 1:1 000 000. O. Tomurtogoo et.al. Ulaan-Baator, 2002.

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

*В.С. Шкодзинский*
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В соответствии с господствовавшей в геологии гипотезой холодной аккреции Земли обычно предполагалось, что недра ее никогда не были расплавленными. Поэтому магмы должны были формироваться путем отделения выплавок в глубинных породах, подплавленных на 0,1 – 15 % под влиянием радиогенного тепловыделения. Доказательства правильности этого предположения до сих пор не получены, но установлены многочисленные данные, противоречащие ему. Эксперименты (Arndt, 1977) показали, что выплавки не отделяются от перидотитов при плавлении их меньше чем на 30 – 40 % ввиду большой прочности каркаса сросшихся минералов. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при иногда наблюдающемся максимальном его содержании в 40 – 45 %. В мантийных ксенолитах обычно отсутствуют признаки частичного плавления и массово распространены явления замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными. Судя по ксенолитам, температура мантийной литосферы под платформами снижалась примерно на 200$^{o}$ С за каждый миллиард лет (Шкодзинский, 1977). Это свидетельствует об отсутствии в ней процессов разогрева и частичного плавления. С помощью гипотезы обособления выплавок невозможно объяснить происхождение кислых магм и континентальной кристаллической коры, так как в первичном ультраосновном веществе Земли кислые выплавки могли возникать лишь при давлении менее 3 – 4 кб (Грин, 1973). Однако в случае холодной аккреции на глубине менее 10 – 15 км никогда не существовала температура 1000 – 1100$^{o}$, необходимая для подплавления этого вещества на 3 – 5 %.

Современные планетологические и петрологические данные свидетельствуют о горячей аккреции планет земной группы и фракционировании на них глобальных океанов магмы. На горячее образование Земли указывают присутствие в мантийных ксенолитах трендов магматического фракционирования, уменьшение средних изотопных возрастов и температуры кристаллизации различных мантийных пород в полном соответствии с этими трендами, проекции линий архейских палеоградиентов в область очень высокой температуры (до 1000 – 1100$^{o}$) на земной поверхности и множество других данных. Учет горячего образования Земли позволяет принципиально по-новому решить все проблемы генезиса магм и впервые убедительно объяснить особенности состава, размещения и эволюции магматизма (Шкодзинский, 1977).

Многие данные свидетельствуют, что земное ядро возникло раньше мантии вследствие слипания намагниченных частиц железа в протопланетном диске. Очень быстрая аккреция обусловила изначально более высокую температуру ядра по сравнению с мантией и привела впоследствии к появлению в ней конвекции. Выпадавший на ядро силикатный материал плавился под влиянием импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы формировали ультраосновные породы нижней мантии, а захороненные среди них расплавы – эклогиты. Вследствие низкой силы тяжести на еще небольшой Земле и пониженной глубины раннего океана давление на его дне было незначительным. Поэтому формировались низкобарические остаточные расплавы от кислого до толеитового состава. Расположение их в соответствии с плотностями обусловило возникновение расслоенности в магматическом океане.

После прекращения аккреции океан глубиной около 240 км, вследствие расслоенности, остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз. Фракционирование кислого слоя привело к образованию в архее слагающих кристаллическую кору эндербитов и серых гнейсов из кумулатов и древних гранитоидов из остаточных расплавов. Подъем магм и их дифференциатов из среднего и основного по составу слоев привел к возникновению преимущественно в протерозое диоритов, базитов, автономных анортозитов, сиенитов и щелочных гранитоидов. Недифференцированные магмы пикритового слоя сформировали коматииты зеленокаменных поясов. Внедрение высокобарических остаточных расплавов этого слоя обусловило образование главным образом в позднем протерозое и палеозое щелочно-ультраосновных комплексов и карбонатитов. Длительное накопление в остаточном расплаве привело к огромному содержанию во многих этих породах редких и рассеянных элементов. Из остаточных расплавов придонного перидотитового слоя преимущественно в фанерозое возникали кимберлиты. Декомпрессионно-фрикционнное подплавление при выжимании и всплывании наиболее кислых пород кристаллической коры в коллизионных зонах является причиной образования в них огромных гранитоидных батолитов.

При всплывании подогретого ядром вещества нижней мантии происходило декомпрессинное плавление в нем эклогитов, поскольку они являются на сотни градусов более легкоплавкими, чем ультраосновные кумулаты. Вследствие образования из низкобарических остаточных расплавов почти все эклогиты имели толеитовый состав. Поэтому при декомпрессионном переплавлении их при подъеме формировались только толеитовые магмы независимо от глубины плавления. Это объясняет огромное распространении толеитовых базитов как в океанах с тонкой литосферой, так и в континентальных областях. Здесь низкотемпературная литосфера простиралась на большую глубину и поэтому не могло происходить необходимое для образования толеитов ее низкобарическое плавление. При низкобарическом фракционировании очагов толеитовых магм в плюмах возникали различные кислые магмы, при высокабарическом под толстой литосферой формировались различные щелочные магмы, внедрявшиеся преимущественно после толеитовых базитов. Самые глубинные щелочные магмы выносили высококачественные алмазы крупных россыпей с некимберлитовыми коренными источниками.

В зонах субдукции охлаждение и фракционирование астеносферных очагов толеитовых магм под влиянием опускавшейся холодной литосферы приводило к образованию различных остаточных расплавов (от кислых малоглубинных до щелочных глубинных) и идентичных им по составу магматических пород. Реоморфизм кристаллической кислой коры мог сопровождаться возникновением крупных интрузий гранитоидов на краях континентов. Только магматическое фракционирование является причиной разнообразия состава магматических пород.

Литература

Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242 – 261.

Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: СВФУ, 2014. 452 с.

Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. pp. 424 – 428.

# ПОДВИЖНОСТЬ АРГОНА ВО ФЛОГОПИТЕ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ

*Д.С. Юдин[1], С.А. Новикова[1], А.В. Травин[1], Е.И. Жимулев[1], Н.С. Тычков[1], Н.Г. Мурзинцев[1], Т.Н. Мороз[1]*

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, yudin@igm.nsc.ru

Получаемые при $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании возрасты (от 697 млн. лет до 2,6 млрд. лет) флогопитов из глубинных ксенолитов (от 2 до 4,3 ГПа) кимберлитовых трубок Якутии (Похиленко, Алифирова, Юдин, 2013) значительно древнее времени внедрения этих трубок (360-382 млн. лет) (Пирсон и др., 1997; Кинни и др., 1997; Юдин и др., 2014). В настоящей работе предпринята попытка разобраться что происходит с K/Ar изотопной системой минералов в условиях больших глубин (нижняя кора, мантия), в том числе, при транспортировке ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

Для оценки степени влияния давления на механизм диффузии аргона в структуре флогопита нами проведены лабораторные эксперименты с использованием многопуансонных аппаратов высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС - 300). В экспериментах в качестве исходного материала использовался флогопит из жилы секущей метаморфические породы слюдянского комплекса в карьере рудника №2. В псевдогексагональном кристалле флогопита (106 мм x 94 мм), взятом для экспериментов, включения других минералов не обнаружены. Исходный флогопит (Mg# ~ 92) однороден по химическому составу и содержит (в мас.%) $TiO_2$ ~ 1.2, F ~ 2.5, BaO ~ 1.0, $Na_2O$ ~ 0.3 и до 0.1 CaO, $Cr_2O_3$ и $Rb_2O$. Для экспериментов были выпилены пластинки размером 3 мм x 7 мм из средней ростовой зоны кристалла флогопита.

Было проведено 8 лабораторных экспериментов: без нагрева, 30 кбар; 700ºС, 30 кбар, 20 минут; 800ºС, 30 кбар, 10 минут; 800ºС, 30 кбар, 20 минут; 800ºС, 30 кбар, 30 минут; 900ºС, 30 кбар, 20 минут; 1000ºС, 30 кбар, 20 минут; 1100ºС, 30 кбар, 20 минут.

Значение энергии активации для диффузии аргона, полученное по углу наклона Аррениусовской диаграммы, построенной на основе экспериментальных данных, соответствует расчетному значению для объемной термически активируемой диффузии (~290 кДж/моль). Из полученных экспериментальных данных следует, что эффективная температура закрытия K/Ar изотопной системы флогопита при возрастании давления до 30 кбар возрастает примерно на 25°С, что не объясняет сохранность аргона в структуре флогопита при высоких температурах (выше 1000°С) и на больших глубинах.

Проблема сохранности аргона в структуре флогопитов в глубинных условиях при температурах, существенно превышающих температуру закрытия $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопной системы во флогопите (Dodson, 1973; Giletti, 1974), рассмотрена в работе Фоланда (Foland, 1979). Известно, что Ar в слюдах имеет более высокую растворимость относительно других мантийных минералов (Foland, 1979; Roddick, Cliff, Rex, 1980; Dahl, 1996). Как следствие при отсутствии других «стоков» аргон будет предпочтительнее входить в структуру флогопита, нежели в более плотную кристаллическую решётку оливина, граната, пироксенов. Ситуация может быть рассмотрена с точки зрения модели, предложенной Бакстером (Baxter, 2003). Внутри зерна подвижность аргона описывается законом объемной диффузии. Обмен радиогенного аргона между флогопитом и внешней средой происходит через межзерновое пространство, характеризующееся относительно большой подвижностью аргона и ограниченной вместимостью. Миграция аргона происходит до ближайших потенциальных «стоков». В мантийных условиях такими «стоками» являются только соседние зерна флогопита. В этой ситуации происходит эффективное накопление радиогенного аргона в зернах флогопита, что обеспечивает возможность $^{40}Ar/^{39}Ar$

датирования мантийных событий. Разрушение породы и попадание мантийного ксенолита в расплав приводит к миграции аргона через межзерновое пространство за пределы ксенолита. Поскольку скорость миграции аргона через межзерновое пространство высока, на периферии зерен флогопита происходит частичная потеря аргона, что подтверждается результатами $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований (форма $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастных спектров флогопитов из ксенолитов свидетельствует о частичной потере радиогенного аргона (Похиленко, Алифирова, Юдин, 2013)).

Вышесказанное подтверждается численным моделированием. Если подвижность аргона во флогопите при высоких давлениях происходит по механизму объёмной термически активируемой диффузии (это подтверждают данные проведенного эксперимента), а размер диффузионного домена очень велик (поскольку аргон перемещается между зёрнами по межзерновому пространству и не выходит за пределы сети флогопитов), допустим 1 км, то сеть флогопитов, связанных межзерновым пространством на глубине при температурах порядка 1000°С будет накапливать весь радиогенный аргон, до разрушения глубинной породы и попадания отдельных кусков (ксенолитов) в кимберлитовый расплав.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00712, 14-05-31520, 15-35-20267) и гранта Президента России МК-3240.2014.5.*

Литература

Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91—99.

Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из Южноафриканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным 40Ar/39Ar методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 100-111.

Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С. 40Ar/39Ar-датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 76-79.

Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю. Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и 40Ar/39Ar данные // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 91-93.

Baxter E.F. Quantification of the factors controlling the presence of excess $^{40}Ar$ or 4He // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 216. P. 619-634.

Dahl P.S. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: Inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology // Contrib Mineral Petrol. 1996. V. 123. P. 22-39.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contribs. Mineral. and Petrol. 1973. V. 40. P. 259-274.

Foland K. A. Limited mobility of argon in a metamorphic terrain // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1979. V. 43. P. 793–801.

Giletti B (1974) Studies in diffusion. 1: Ar in phlogopite mica // In: Geochemical Transport and Kinetics. Hofmann A, Gilleti BJ, Yoder HS Jr., Yund RA (eds) Carnegie Institute of Washington Publ. 1974. P. 107-115.

Roddick J. C. Cliff R. A. and Rex D. C. The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. P. 185-208.

# ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ОБСТАНОВКЕ КОНВЕРГЕНЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

*В.В. Ярмолюк*
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

В позднем мезозое в пределах Восточной части Азии возникла крупная магматическая провинция, условия формирования которой определялись разными геодинамическими механизмами. Зарождение провинции относится к середине юры. В это время в результате коллизии бортов Монголо-Охотского бассейна в Забайкальской его части возник протяженный магматический пояс. Его проявления трассируют западную границу Аргунского блока и продолжаются в структуры хр. Большой Хинган, образуя протяженный пояс северо-западного простирания.

В поздней юре и раннем мелу при участии процессов аккреции со стороны Тихоокеанской плиты произошло формирование континентальной части Восточной Азии в виде, близком к современному. Одновременно с аккреционными и коллизионными процессами на обширных пространствах Центральной и Восточной Азии протекала магматическая активность. В строении возникшей магматической провинции возникли две субпровинции – Восточная и Западная, различающиеся характером магматизма и историей геологического развития.

***Восточная субпровинция.*** В поздней юре и раннем мелу магматические события были связаны с заложением и формированием системы вулканоплутонических поясов. Отмечается миграция центров вулканизма с запада на восток с формированием линейно вытянутых вулканических поясов, конформных с аккреционными структурами Тихоокеанской окраины континента. Последовательно были сформированы вулканические пояса Большого (160 – 110 млн. лет назад), Малого Хингана (включая ареал в пределах Суньляо) (130 – 100 млн. лет назад), Цзямусинского массива (120 – 80 млн. лет назад), Сихоте-Алиня (поздний мел – палеоген). Заложение

В составе магматических ассоциаций участвуют породы широкого диапазона составов от базальтов до риолитов. Базальты несут метки субдукционных процессов, но в то же время характеризуются повышенными содержаниями многих несовместимых элементов. Среди кислых пород обычны риолиты А-типа. В разных участках субпровинциив раннем мелу и более широко в позднем мелу в составе магматических ассоциаций стали преобладать породы с внутриплитными характеристиками ((Шанг и др., 2011, Дербеко, 2011). Такой «нестандартный» состав магматических продуктов стал причиной для выдвижения ряда моделей формирования магматизма в пределах субпровинции (см. например, Zhangetal., 2011). Несомненным признается, что с этого времени важную роль в развитии востока Азии стали играть процессы конвергенции на границе Тихоокеанской и Азиатской литосферных плит.

***Западная субпровинция*** представлена группой пространственно разобщенных рифтовых областей: Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской, Восточно-Монгольской и Центрально-Алданской, развитие которых связывается с небольшими долгоживущими мантийными плюмами.

Сравнительный анализ показал большое сходство этих вулканических областей как по этапам формирования, так и по составу вулканических продуктов. Для магматических продуктов ранней (позднеюрской) стадии их развития характерна высокая щелочность, определяющая появление недосыщенных кремнеземом пород – меланефелинитов и мелалейцититов, лейцититов и нефелинитов, фонолитов, трахитов, трахит-латитов и их субвулканических эквивалентов, при преобладании пород среднего состава.

В раннем мелу магматизм рифтовых областей характеризовался наибольшими масштабами. Устанавливаются три достаточно согласованные фазы активности. Наиболее мощная вспышка охватила интервал 130 – 120 млн. лет назад. Продукты вулканических излияний представлены толщами субщелочных базальтов. Следующий этап магматизма (115 – 125 млн. лет назад) представлен проявлениями трахириолитов, трахидацитов и онгориолитов, а также их интрузивных аналогов — лейкогранитов, в том числе литий-фтористых. В конце раннего мела произошли излияния субщелочных базальтов. Они по масштабам уступали излияниям начала раннего мела, но формировались в тех же грабенах.

В позднем мелу в пределах вулканических областей происходили эпизодические вспышки вулканизма. Возникли вулканические поля небольших размеров с незначительными объемами излившихся продуктов. Их распространения по площади областей отвечало ареальному типу, т. е. не было связано с отчетливо выраженным структурным контролем. В составе вулканических продуктов существенную долю представляли щелочные породы — базаниты, щелочные базальты, тешениты.

**Состав магматических ассоциаций**. Для магматических ассоциаций Восточной субпровинции характерны породы широкого диапазона составов. Они отвечают известково-щелочному тренду дифференциации и включают базальты, андезиты, дациты и риолиты при преобладании пород среднего и кислого состава. Магматизм был связан с вулканическими поясами, тяготеющими к границам литосферных блоков. Для базитовых членов этих ассоциаций характерны относительно низкие содержания титана ($TiO_2$< 1.5 мас.%), а также ярко выраженный дефицит содержания Ta и Nb. Подобные геохимические характеристики типичны для базитов IAB-типа, связанных с субдукционными обстановками.

Вулканические ассоциации Западной субпровинции характеризуются преобладанием субщелочных пород основного состава: трахибазальтов, трахиандезибазальтов, а также щелочных базальтоидов. Эти породы преимущественно высокотитанистые ($TiO_2$> 2 мас.%). Относительные содержания Ta и Nb в них постепенно возрастают от Nb/La <1 в начале раннего мела до Nb/La > 1 в породах позднего мела. По геохимическим характеристикам породы западного сегмента магматической провинции сопоставляются с базитами OIB типа.

**Модель формирования магматической провинции.** Различия в составе магматических ассоциаций магматических областей восточного и западного секторов магматической провинции отражают разные геодинамические механизмы и разные источники магматизма, ответственные за их формирование. Предполагается, что коллизия Сибирского континента с Северо-Китайским кратоном сопровождалась также последовательной аккрецией ряда террейнов, которые в дальнейшем составили основу Амурского микроконтинента, возникшего между этими кратонами. В результате было завершено формирование восточной окраины континента в близком к современному виде. Аккреция контролировалась конвергентными процессами со стороны Тихого океана. С последними было связано образование среднеюрских комплексов вдоль границ Аргунского блока, а также ранне- и позднемеловых вулканических поясов Большого и Малого Хингана, а также Сихоте-Алиня.

В раннем мелу краевые участки Азиатского континента были вовлечены в процессы внутриплитной переработки, которые охватили значительные пространства западной части Тихоокеанской плиты. В результате в западной части магматической провинции

вне зоны воздействия конвергентных процессов стали формироваться внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов типа «hot-fingers». По мере отступления конвергентной границы к востоку влияние внутриплитных процессов расширялось в том же направлении и в конечном итоге охватило территорию Амурского микроконтинента. Поэтому в вулканических поясах Большого и Малого Хингана на поздних стадиях их развития стали появляться магматические ассоциации с внутриплитными характеристиками.

*Научное издание*

# КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ, МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

**Материалы научной конференции**
**Иркутск – Листвянка, 1 – 8 сентября 2015 г.**

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 26.08.2015 г.
Формат 60x90/16. Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.
Уч.-изд. л. 11,5. Усл. печ. л. 12,7. Тираж 120 экз. Заказ 693.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1