

БУХАРОВА ОКСАНА ВЛАДИМИРОВНА

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕНОСТИ
ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

25.00.05 – минералогия, кристаллография

АВТОРЕФЕРАТ

Диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Томск - 2009

Работа выполнена в Томском государственном университете

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
Коноваленко Сергей Иванович

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, профессор,
Кучеренко Игорь Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
Тишин Платон Алексеевич

Ведущая организация: Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Защита состоится 22 декабря 2009 г. В 16⁰⁰ часов в 111 ауд. 1 корпуса ТПУ на заседании совета по защите докторских и кандидатских диссертаций ДМ 212.269.03 при Томском политехническом университете (634050, г. Томск, ул. Ленина, 30)

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Томского политехнического университета (634034, г. Томск, ул. Белинского, 55).

Автореферат разослан « ____ » _____ 2009 г.

**Ученый секретарь совета по защите
докторских и кандидатских диссертаций**

Лепокурова О.Е.

Общая характеристика работы

Актуальность работы.

Изучению магматических формаций, закономерностям их появления в различных геотектонических обстановках, уделяется большое внимание, поскольку с магматическими породами генетически, либо парагенетически связана разнообразная минерализация. Не являются исключением в этом плане и производные гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, которых часто сопровождают внутригранитные камерные пегматиты. Эти пегматиты до сих пор остаются источником пьезокварца, оптического флюорита, драгоценных и полудрагоценных камней и коллекционного сырья. Генетическая связь камерных пегматитов с вмещающими их гранитами не вызывает сомнений, механизм их образования расшифрован и смоделирован, закономерности размещения в массивах известны. Вместе с тем критерии оценки потенциальной хрусталеносности таких массивов, основанные на типоморфизме минералов гранитов разработаны весьма слабо, что не позволяет давать заключения об их пегматитоносности без проведения больших объемов полевых исследований.

Цель работы. Изучить минералого-геохимические особенности двух хрусталеносных гранитных комплексов Западной Монголии с разным масштабом развития камерных пегматитов, выявить значимые различия между ними и разработать на этой основе критерии оценки потенциальной хрусталеносности массивов.

Задачи исследований:

1. Собрать геологические наблюдения по строению и эволюции становления гранитов и пегматитов хархиринского и ошкинского комплексов Западной Монголии и отобрать по ним каменный материал для аналитических исследований.
2. Изучить петрографию пород, слагающих массивы двух комплексов.
3. Изучить петро- и геохимические особенности неравноценных с точки зрения пегматитоносности, гранитных комплексов.
4. Исследовать типоморфные особенности полевых шпатов и слюд хрусталеносных гранитоидов.
5. Проанализировать полученные материалы по минералого-геохимическим особенностям гранитоидов с целью использования выявленных особенностей для расшифровки условий становления массивов и оценки их потенциальной хрусталеносности.

Фактический материал и методы исследований. В основу диссертационной работы положены материалы, собранные автором и его коллегами в период с 2000-2009 гг. при проведении экспедиционных работ в Западной Монголии в составе комплексной Российско-Монгольской экспедиции Томского государственного университета (Россия) и Ховдского университета (Монголия). Часть материалов (петро- и геохимия пород Хархиринского нагорья) была любезно предоставлена автору А.Е. Фоменко, сотрудником «Урангео» г. Москва. Работа выполнена в рамках общих инициативных научных исследований кафедры минералогии и геохимии Томского государственного университета, а также при выполнении проектов ФЦП «Интеграция» (№ E0287), Министерства образования и науки России (№ А 03-2.13-714), Федерального агентства по образованию (№ 2.1.1/208).

Достоверность проведенных исследований подтверждается значительным объемом полевых наблюдений (геологические маршруты, документация обнажений и горных выработок, массовый отбор валовых и штучных проб пород). Петрографические особенности гранитоидов описаны по результатам работы с 77 прозрачными шлифами. Геохимические особенности гранитоидов изучались из валовых проб (30 штук) массой 5-10 кг, которые анализировались классическим силикатным анализом (80), методом фотометрии пламени (15), количественным спектральным анализом на 32 элемента (75), методом ионной масс-спектропии на редкие земли (12), изотопным Sm-Nd и Rb-Sr методом (4). Выполнено 50 рентгеноструктурных анализов для исследования структурной упорядоченности полевых шпатов (плаггиоклазы и калишпаты) и 230 микронзондовых анализов с целью изучения химического состава слюд и полевых шпатов.

Все геохимические данные обработаны с применением статистических методов (общая статистика, многофакторный анализ и т.д.) с целью оценки их достоверности, а также для выявления возможных связей и построения геохимических моделей.

Обобщение материалов выполнено с привлечением многочисленной литературы по геохимии аналогичных объектов и типоморфизму их порообразующих минералов, а также фондовых материалов по геологии и металлогении Западной Монголии.

Научная новизна. Впервые получена полная характеристика (петрография, петрохимия, геохимия, изотопия) двух хрусталеносных гранитных комплексов Западной Монголии (ошкинского и хархиринского), а также детально исследован типоморфизм слюд и полевых шпатов.

На основе выявленных типоморфных особенностей расшифрованы условия формирования гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов. На основании типохимизма биотита разработаны минералогические критерии оценки потенциальной хрусталеносности изученных массивов. Показана универсальность выявленных критериев и возможность их использования за пределами Западной Монголии. Показана большая информативность и перспективность использования типоморфизма минералов гранитов для расшифровки условий становления массивов и рудоносности.

Практическая ценность работы. Работа имеет важное значение для оценки минерагенической специализации, и, прежде всего, пегматитоносности, массивов ошкинского и хархиринского комплексов Западной Монголии. Однако, универсальный характер выявленных минералогических критериев для определения потенциальной хрусталеносности массивов, основанных на типохимизме биотита, позволяет использовать их и за пределами региона. В любом из районов центральной части Азиатского материка, что актуально для Центрального и Восточного Казахстана, Тувы, Восточного Забайкалья, и особенно для Центральной, Восточной и Южной Монголии, где количество потенциально хрусталеносных, но до сих пор практически не изученных, массивов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами исчисляется многими десятками.

Апробация результатов работы. Основные положения и отдельные разделы работы обсуждались на научно-практических семинарах кафедры минералогии и геохимии (2005-2008 г.). Рассматривались на региональных и международных конференциях и совещаниях (Томск, 2000, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2009; Миасс, 1998, 2002; Екатеринбург, 1998; Барнаул, 2000; Сыктывкар, 2002; Санкт-Петербург, 2004, 2007; Горно-Алтайск, 2007; Улан-Удэ, 2008; Ховд (МНР), 2009).

Некоторые методические разработки и положения диссертации использованы в учебном процессе при подготовке и чтении курсов «Физические методы исследования вещества», «Типоморфизм минералов».

По теме диссертации опубликовано 20 работ, 2 находятся в печати.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы, включающего 175 наименований (на 19 страницах). Материал диссертации изложен на 208 страницах, содержит 31 таблицу, иллюстрирован 84 рисунками и включает 9 приложений.

Работа выполнена на кафедре минералогии и геохимии геолого-географического факультета Томского государственного университета под руководством к.г.-м.н., доцента С.И. Коноваленко, которому автор благодарен за поддержку и неоценимое содействие в выполнении работы.

Экспериментальная часть работы выполнена на базе лаборатории микронзондового анализа в ОИГГМ им. А.А. Трофимука г. Новосибирск, в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН г. Москва, ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ г. Томск.

Автор искренне признателен и благодарен к.г.-м.н. А.Д. Бабанскому, ученому секретарю ИГЕМ РАН за поддержку и участие на труднейшем начальном этапе работы. За долгий период работы над диссертационной работой на пути автора встречались искренние, отзывчивые люди, готовые поделиться информацией и знаниями. Особо автор хочет поблагодарить сотрудника «Урангео» А.Е. Фоменко и ведущего научного сотрудника ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ» к.г.-м.н. А.Ф. Бойшенко.

При работе над диссертацией автор пользовался советами и консультациями сотрудников кафедр ГГФ ТГУ: к.г.-м.н. Г.Б. Князева, к.г.-м.н. А.И. Летувнинкаса, д.г.-м.н. А.И. Чернышова, к.г.-м.н. И.Ф. Гертнера, д.г.-м.н. В.В. Врублевского. За обсуждение и консультации в ходе проведения исследований выражаю благодарность Т.С. Небера, сотруднику АЦГПС ТГУ. За разделение тягот полевых работ при сборе материалов автор благодарен А.А. Басовой, Н.А. Сазонтовой, А.А. Гнеушеву, Е.Л. Карепину, а также всем сотрудникам кафедры минералогии и геохимии, которые оказывали поддержку в течение всех лет работы над диссертацией.

Полученные и обобщенные результаты работы позволили сформулировать три защищаемых положения.

Защищаемые положения

Положение 1. Хрусталеносные комплексы Западной Монголии относятся к гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами аналогично другим хрусталеносным комплексам Центральной Азии.

Территория Западной Монголии входит в состав средней части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В нем объединяются разновозрастные складчатые сооружения, в которых «заключены» древние континентальные массивы и блоки фундамента. Простираение основных структурных элементов определяется главным образом, наличием глубинных долгоживущих разломов, которые делят всю структуру Западной Монголии на блоки: Северный раннекаледонский блок, Западный каледонский и Южный герцинский блоки. Каждый из них в свою очередь разделяются на ряд более мелких блоков.

Изученные хрусталеносные массивы находятся в пределах Западных каледонид (Хархириинский и Ачитнурский массивы хархириинского комплекса) и Южных герцинид (Ошкинский массив ошкинского комплекса).

Формирование складчатых зон Западной Монголии каледонского и герцинского возраста развивалось по единой схеме эволюционирования тектонических структур, что находит свое отражение в изменении состава магматических формаций (таблица 1).

Появление гранитных формаций возможно в два периода тектогенеза. Первые незначительные по объемам гранитные выплавки появляются в период рифтогенеза на коре континентального типа и связаны с кристаллизационной дифференциацией основных (габброидных) магм. Образование крупных гранитных массивов обусловлено процессом анатексиса в период субдукции или коллизии.

Исследованные хрусталеносные гранитные массивы (Хархириинский - 1300 км², Ачитнурский - 1600 км², Ошкинский - 350 км²) располагаются в стабильных блоках земной коры между региональными глубинными разломами (таблица 2). Все они имеют однотипное строение и формировались в две фазы. Первую представляют средне-, крупнозернистые, часто порфиоровидные, биотитовые граниты, вторую – средне-мелкозернистые лейкократовые граниты. Кроме этого обычно присутствует жильная субфация гранитоидов I фазы. Завершается становление плутонов появлением на позднемагматической стадии камерных хрусталеносных пегматитов. Пегматиты размещаются в прикровлевой части плутонов среди крупнозернистых, порфиоровидных гранитов главной (первой) фазы, но при этом тесно ассоциируют в пространстве с мелкозернистыми гранитами ее жильной субфации. Пегматиты подразделяются на два генетических типа: сингенетический шпировый и эпигенетический жильный, линзовидный, штокообразный, комбинированный и т.д. Для них характерно проявление четкой зональности, которая в сингенетических пегматитах выражается в последовательной смене от краев тел к их центру зоны графической или микрографической на кварц-полевошпатовый пегматоид, блоковую калишпатовую зону и осевое кварцевое ядро, под которым располагается полость с кристаллами. Эпигенетические тела отделяются от гранитов краевой зоной аплита, а далее зональность повторяется. Хрусталеносные полости в пегматитах этого типа не имеют закономерной пространственной приуроченности. Наиболее богат пегматитами Ошкинский плутон одноименного комплекса, в пределах которого насчитывается порядка 900 тел. Четверть из них, по данным разведки несет промышленную хрусталеносность, и содержит камеры объемом от 0,1 до 10 м³. В массивах хархириинского комплекса пегматиты шире всего развиты в пределах северо-западной части Ачитнурского массива, где установлено 300 отдельных тел, объединяемых в Ногонурское пегматитовое поле. Несмотря на их неплохую дифференциацию, все они имеют небольшие размеры и содержат только мелкие полости (до 0,5 м в диаметре) с плохими по качеству кристаллами кварца, что делает это поле не промышленным.

Таблица 1 - Характеристика структурных магматических комплексов в развитии складчатых зон каледонид и герцинид Западной Монголии

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ		КАЛЕДОНИДЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ		ГЕРЦИНИДЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ	
Стадия тектогенеза	Магматические формации	Выходы пород в структуре, комплекс	Возраст	Выходы пород в структуре, комплекс	Возраст
Рифтогенез (на континентальной коре)	Базальтовая, гранодиоритовая (в меньшей степени)	Алтайская зона	Венд-кембрий		
Рифтогенез (заложение океанической коры)	Толеитовые базальты (базальты, габбро, перидотиты)			Биджийская зона	Силур - нижний девон
				Южно-Барунхурайская зона	Средний-поздний девон
Субдукция (начальная стадия)	Гранодиорит-гранитовая	Цаган-Шибетинская зона	Кембрий - нижний ордовик	Плохо изучены, выделены по северо-западной периферии Северо-Бурунхурайской зоны	Поздний девон-карбон
		Хархиринская зона (кобдинский комплекс)	Верхний силур		
		Алтайская зона	Неопределенный (O-S)		
Субдукция (поздняя стадия)	Гранитовая	Алтайская зона	Поздний девон		
Коллизия	Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами	<i>Хархиринская зона (хархиринский комплекс)</i>	Средний-верхний девон	<i>Северо-Барунхурайская зона (ошкинский комплекс)</i>	Средний карбон
Позднеорогенная	Щелочные граниты и сиениты	Хархиринская зона (ельинский комплекс)	Нижний-средний карбон	Северо-Барунхурайская зона (в пределах Баиртинского массива)	Ранняя пермь (?)

Таблица 2 – Геологическое размещение хрусталеносных гранитных массивов (Ачитнурского, Хархиринского, Ошкинского) Западной Монголии

	Ачитнурский массив	Хархиринский массив	Ошкинский массив
1	В ядре антиклинали Хархиринской структурной зоны		В ядре Ошкинской антиклинали в составе Барунхурайской зоны
2	Кобдинский, Ачитнурский	Баиртинский, Кобдинский	Булганский
3	Карбонатно-терригенные отложения позднего ордовика	Габбро-диориты и сланцы венда - нижнего кембрия, вулканогенно-осадочные образования нижне-среднего девона	Вулканогенно-осадочные отложения нижне-среднего девона, терригенно-метаморфические образования нижнего карбона

Примечание. 1-размещение, 2-разломы; 3-вмещающие породы.

Исследования петрографических и минералогических характеристик гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов показывают, что породы комплексов имеют очень близкий минеральный состав и аналогичное петрографическое строение, несмотря на существенное отличие в масштабах проявления хрусталеносной минерализации. Отличия были обнаружены только на уровне микроструктуры. В частности мирмекитовая микроструктура отмечается в гранитоидах ошкинского комплекса, а сагенитовая – хархиринского.

По своим петрохимическим особенностям те и другие принадлежат высококальциевой известково-щелочной серии пород – перглиноземистым нормальным и умеренно-щелочным кислым интрузивам. По индикаторным отношениям рудных и редких элементов (Zn/Pb , Ba/Rb , Rb/Sr), высоким показателям глиноземистости и кремнекислотности гранитоиды ошкинского и хархиринского комплексов можно отнести (по классификации Л.В. Таусона) к палингенным известково-щелочным гранитам. Вместе с тем, гранитоиды ошкинского комплекса имеют высокие содержания K_2O ($\chi_{ap}^- = 4,3$ вес. %), Na_2O ($\chi_{ap}^- = 3,2$ вес. %) и низкие Rb ($\chi_{ap}^- = 130$ г/т), что придает им черты сходства с палингенными щелочными гранитами, а гранитоиды хархиринского комплекса характеризуются повышенным содержанием Rb , Pb и пониженным Ba , Sr , V , Zr , что объединяет их с плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами.

Особенности редкоэлементного состава и геохимические индикаторные отношения (Zn/Pb , Ba/Rb , Rb/Sr) гранитов ошкинского комплекса указывают на глубокую кристаллизационную дифференциацию в магматическом очаге (Zn/Pb уменьшается от 2,4 до 0,3; Ba/Rb – от 8,9 до 0,5). Дифференцированность гранитоидов хархиринского комплекса отчетливо проявилась лишь в Хархиринском массиве и очень слабо в Ачитнурском (Ba/Rb уменьшается от 3,3 до 0,45 в Хархиринском и от 1,40 до 1,06 в Ачитнурском). Особого внимания заслуживает поведение в породах разных массивов комплексов лития. В гранитоидах Ачитнурского и Ошкинского массивов концентрации Li уменьшаются от ранних к последующим фазам, а в кислых породах Хархиринского массива одноименного комплекса Li меньше, чем в аналогичных породах Ачитнурского массива и в ряду дифференциатов его содержание растет.

И в хархиринском и ошкинском комплексах наблюдается геохимическая однородность состава гранитоидов I фазы и их фациальных жильных производных, что указывает на существующее родство (один источник вещества), тем самым геохимически подтверждая механизм образования жильных тел пространственно связанных с породами I фазы, предложенный М.А. Осиповым (Осипов, 1974).

Гранитоиды рассматриваемой формации формировались в период консолидации структур, что следует из результатов геологического картирования и определения возраста гранитных комплексов (таблица 1). Петрогеохимические данные по гранитоидам хархиринского и ошкинского комплексов позволяют детализировать геодинамическую обстановку образования этих пород. По классификации П. Мениара, Ф. Пикколи, основанной на пошаговом анализе содержания петрогенных компонентов в гранитной системе (Интерпретация..., 2001, С. 95-98), гранитоиды хархиринского и ошкинского комплексов формации могли образовываться в условиях коллизии, либо при развитии островных дуг с корой океанического или континентального типа.

На диаграмме Дж. Пирса с соавторами (Pearce et al., 1984), где идентификация пород построена на содержании в них редких элементов (Rb , Nb , Y , Yb , Ta), фигуративные точки гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов попадают в область сочленения трех полей (рисунок 1), отвечающих внутриплитным гранитам (WPG), гранитам вулканических дуг (VAG) и коллизионным (syn-COLG) (в меньшей степени). Гранитоиды ошкинского комплекса тяготеют к полю VAG, а хархиринские – WPG. Эти результаты соответствуют имеющимся геологическим данным, которые указывают на то, что в процесс коллизии в первом случае были вовлечены породы островодужной системы (океаническая кора), а во - втором – микроблоки с континентальной корой.

На диаграмме типизации гранитоидов ведущих геодинамических обстановок, рассчитанной на основе содержания как петрогенных, так и малых элементов (Великославский, 2003) точки составов пород показывают, что расплавы кислых интрузий ошкинского и хархиринского комплексов формировались в коллизионной обстановке (рисунок 2).

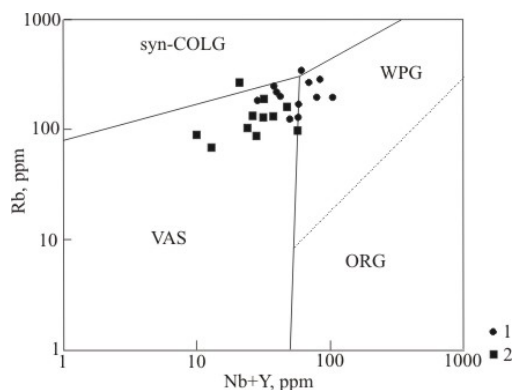


Рисунок 1 - Дискриминантная диаграмма Жд. Пирса, Н. Харисса, А. Гиндла для гранитоидов хархирина, ошкинского комплексов.

Примечание. Фигуративные точки гранитоидов: 1 - хархирина; 2 - ошкинского комплекса.

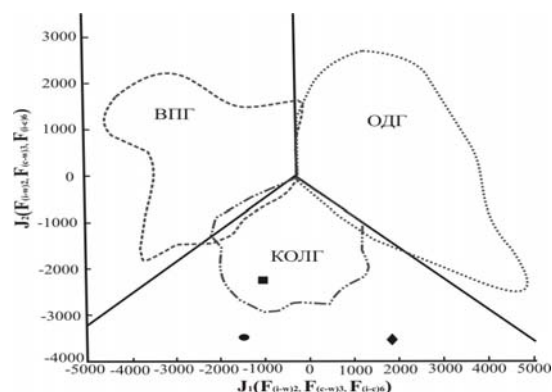


Рисунок 2 - Дискриминантная диаграмма $f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) - f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6})$ с полями внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов (по Великославский, 2003).

Известно, что специфика химического состава гранитоидов различных геодинамических обстановок зависит от степени фракционирования исходного вещества и от уровня глубинности магматического фракционирования при их формировании. В качестве показателя фаций глубинности и давления при фракционировании принята величина коэффициента глиноземистости ($K_{Al} = (Al-2Ca)/(Na+K)$), а в качестве показателя степени фракционирования - отношение SiO_2/CaO (Шкодзинский, 2004). В соответствии с полученными цифрами этих индикаторов гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами обособляются преимущественно в поле средней степени фракционирования и средней глубинности фракционирования, что предполагает коллизионное происхождение данных пород, т.е. по унаследованным петрохимическим меткам, пегматитоносные гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации Западной Монголии образовались в результате коллизионных процессов (континент - микроконтинент (террейн), континент - дуга).

Гранитоиды хрусталеносных комплексов Западной Монголии несут в себе черты как S- так и I-типов. По полученным геохимическим данным, протолитом для гранитоидов ошкинского комплекса могли служить метапелитовые породы, а для хархирина - породы магматического генезиса. Как показали исследования породообразующих минералов, гранитоиды хрусталеносных комплексов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами формировались в различных флюидных обстановках. Так, становление ошкинского комплекса происходило при высокой фугитивности кислорода на фоне невысокой активности фтора. Гранитоиды хархирина образовывались в восстановительных условиях и слабо повышающейся к поздним дифференциатам активности фтора, вплоть до появления в них самостоятельной флюидной фазы.

Более обосновано о составе исходного расплава возможно судить по содержанию в породах редкоземельных элементов, характеру их распределения и изотопным данным.

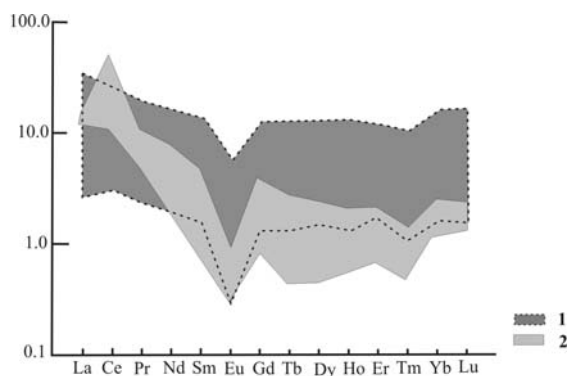


Рисунок 3 - Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах хархирина и ошкинского комплексов, нормированных к хондриту (по Taylor S.R., McLennan S.M., 1985).

Примечание. 1 - хархирина; 2 - ошкинского. Анализы выполнены в ЦКП АЦГПС ТГУ (масс-спектрального анализа с индуктивно связанной плазмой на Agilent 7500 cx) аналитиками Ю.В. Аношкиной и Е.И. Никитиной

Масс-спектральный анализ показал, что изученные гранитоиды характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (рисунок 3). В породах обоих комплексов происходит заметное уменьшение содержаний суммы РЗЭ от ранних производных к поздним при некотором возрастании доли тяжелых РЗЭ, что указывает на проявившийся процесс дифференциации. Другим общим признаком комплексов является наличие четко выраженной ев-

ропиевой аномалии, что свидетельствует о протекании процесса фракционирования минералов, аномально обогащенных Eu (плагиоклаза). Сходная конфигурация спектров распределения РЗЭ, концентрация Yb и Tb/Yb отношение могут свидетельствовать о возможном присутствии граната в протолите, генерирующем расплав (Сырицо, Табунс, 1993; Сырицо, 2002). Распределение редкоземельных элементов в породах хархиринаского и ошкинского комплексов, значения ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} полученные при анализе изотопии гранитов I фазы хархиринаского и ошкинского комплексов (таблица 4), свидетельствует о том, что наряду с коровыми источниками имел место вклад ювенильного мантийного материала в процесс магмообразования.

Изотопный состав неодима и рассчитанные значения ϵ_{Nd} , определяющие природу источника относительно первичного однородного хондритового резервуара, показали, что магмагенерирующий субстрат для гранитоидов хархиринаского и ошкинского комплекса был обеднен крупноионными литофильными элементами. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ указывают на процессы смешения различных субстратов, участвующих в анатексисе.

Таблица 4- Результаты изотопных исследований валового состава гранитоидов I фаз хархиринаского и ошкинского комплексов

Плутон	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(T)$	TNd(DM)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
Хархиринаский	7,24	33,9	0,1290	0,51265	3,32	907	197,7	89,1	6,419	0,76296	0,729
Ошкинский	3,82	21,6	0,1070	0,51274	5,16	585	94,48	549,0	0,502	0,73458	0,733

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН г. Санкт-Петербург (аналитик В.П. Ковач).

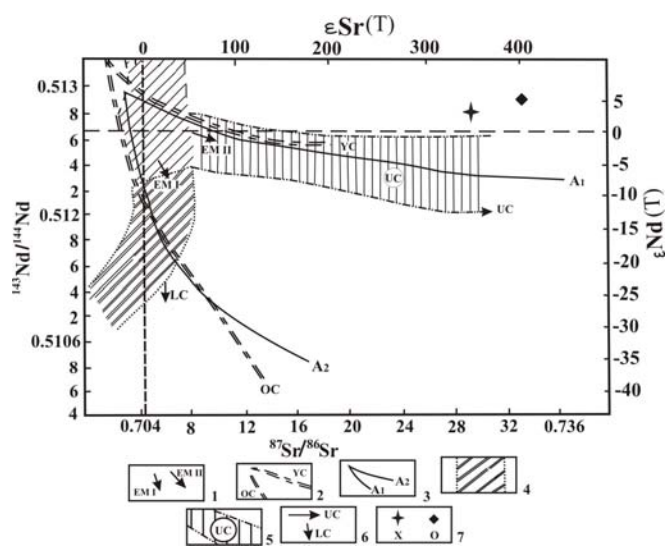


Рисунок 4 – Система координат изотопных Sr-Nd отношений размещения изотопных характеристик нижней, верхней коры континентов, базальтов континентов и океанов (Блюман, 2004).

Примечание. 1 – тренды смешения компонентов мантии EM I, EM II; 2 – гиперболы смешения деплетированной мантии с компонентами древней (OC) и молодой (YC) коры континентов; 3 - гиперболы смешения пород коры континентов (A2 – гранулит, нижняя кора, A1 – гранит, верхняя кора); 4 – гранулиты основного-среднего состава нижней коры (LC); 5 – метаморфические породы и граниты верхней коры; 6 – нижняя (LC) и верхняя (UC) кора; 7 – фигуративные точки пород хархиринаского (x) и ошкинского (o) комплексов по результатам изотопного анализа.

Значения ϵ_{Sr} для гранитоидов изученных комплексов показывают, что одним из возможных компонентов системы был флюид, возникший в процессе «переработки» островодужных комплексов в зоне субдукции и благодаря метасоматозу надсубдукционных зон коры. Сочетание положительных значений ϵ_{Nd} наряду с высокими положительными значениями $\epsilon_{Sr}(T)$ свидетельствуют об активном участии верхней континентальной коры в процессе образования гранитного расплава. Учитывая, что полная ассимиляция коры не возможна с позиций термодинамики системы, то наиболее реально предположить взаимодействие мантийного материала с солевыми отложениями, обогащенными стронцием и (или) рубидием. Таким образом, расположение фигуративных точек

изотопного состава гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов в первом квадранте интерпретируется нами как следствие коровой контаминации (рисунок 4).

Хрусталеносные гранитные комплексы известны не только на территории Западной Монголии. Они широко распространены и далеко за ее пределами. Часть из них хорошо изучена. К таким комплексам относятся: акчатауский (Р) и акжайляутаский (Р) Центрального Казахстана, жанчивланский (Т-Ј) Центральной Монголии и кукульбейский (Ј₃) Восточного Забайкалья. Данные по локализации, строению, петрохимическим и геохимическим характеристикам массивов сложенных гранитоидами этих комплексов опубликованы в многочисленных печатных работах (Антипин и др., 1976; Загорский, Перетяжко, Шмакин, 1999; Сырицо, 2002; др.).

По свойственной им ассоциации магматических пород и их вещественному составу граниты, материнские для хрусталеносных пегматитов, относятся к гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами (Загорский, Перетяжко, Шмакин, 1999). Анализ полученных материалов по хархиринскому и ошкинскому комплексам и сравнение их с данными по эталонным хрусталеносным комплексам других регионов показал схожие черты строения, локализации пегматитовых тел, а также петро- и геохимических параметров, что позволяет и эти два комплекса уверенно относить к гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами.

Положение 2. Типоморфизм слюд и полевых шпатов гранитов позволяет расширять условия становления массивов и оценивать масштаб их потенциальной пегматитонности.

Были исследованы три группы минералов: слюды, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы.

Химический состав биотита гранитов хархиринского и ошкинского комплексов близок к стехиометрическому. Все магнезиально-железистые слюды пород принадлежат к аннит-флогопитовому изоморфному ряду с незначительной примесью истонит-сидерофиллитовой компоненты (рисунок 5).

Биотиты ошкинского комплекса характеризуются наибольшей магнезиальностью и титанистостью. В ряду последовательных дифференциатов от биотита гранитоидов ранней фазы к биотиту поздних происходит закономерное уменьшение титанистости, глиноземистости и железистости слюд при соответственном возрастании магнезиальности.

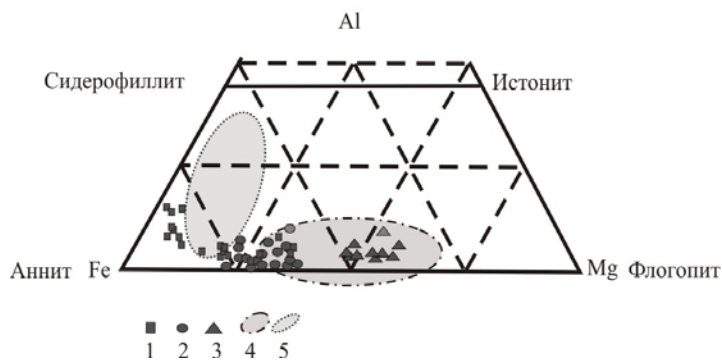


Рисунок 5 - Минеральный состав биотита из хрусталеносных гранитов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами.

Примечание. Хархиринский комплекс: 1 - Хархиринский массив, 2 - Ачитнурский. Ошкинский комплекс: 3 - Ошкинский массив. Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией: 4 - акжайляутаский и акчатауский; 5 - кукульбейский и жанчивланский.

Слюды хархиринского комплекса являются более железистыми и, соответственно, менее магнезиальными, чем предыдущие. Эволюция типохимических особенностей биотита гранитов комплекса выражается в уменьшении магнезиальности и титанистости индивидов при увеличении их железистости и отчасти глиноземистости от ранних фаз комплекса к поздним.

Соотношение щелочей к глинозему в биотитах ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$) позволяет оценить изменения условий кристаллизации расплавов. По этим данным кристаллизация гранитоидов хархиринского комплекса проходила в узких рамках изменения химизма системы, причем содержание фтора в слюде уменьшалось в индивидах по мере дифференциации. Соотношение щелочей к глинозему в биотитах ошкинского комплекса незначительно увеличивается в слюдах поздних фаз, указывая на менее типичный в ходе кристаллизации гранитных магм «щелочной уклон». Это происходит на фоне последовательного обогащения слюд флогопитовой составляющей и увеличения содержания фтора в индивидах от ранних фаз комплекса к поздним.

По соотношению железистости и глиноземистости биотиты хархиринаского и ошкинского комплексов существенно различаются и на диаграмме соотношения активности воды и калия (рисунок 6) образуют неперекрывающиеся поля (l=15-27, f=75-100 и l=15-18, f=50-60, соответственно).

Кристаллизация гранитоидов хархиринаского комплекса, судя по типохимизму биотита, протекала в режиме относительно небольших температур (650 °С и менее) и повышенной активности калия, а ошкинского - при приблизительно такой же активности калия и более высоких температурах (750-650 °С).

Исследования Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной (Ферштатер, Бородин, 1975) показали, что соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в биотите отражает уровень давления в ходе кристаллизации гранитоидов. Анализ бинарной диаграммы TiO_2 и Al_2O_3 для биотита рассматриваемых комплексов указывает на различные условия кристаллизации гранитоидов (рисунок 7).

Становление гранитоидов ошкинского комплекса происходило в условиях мезо-гипабиссальной фации глубинности.

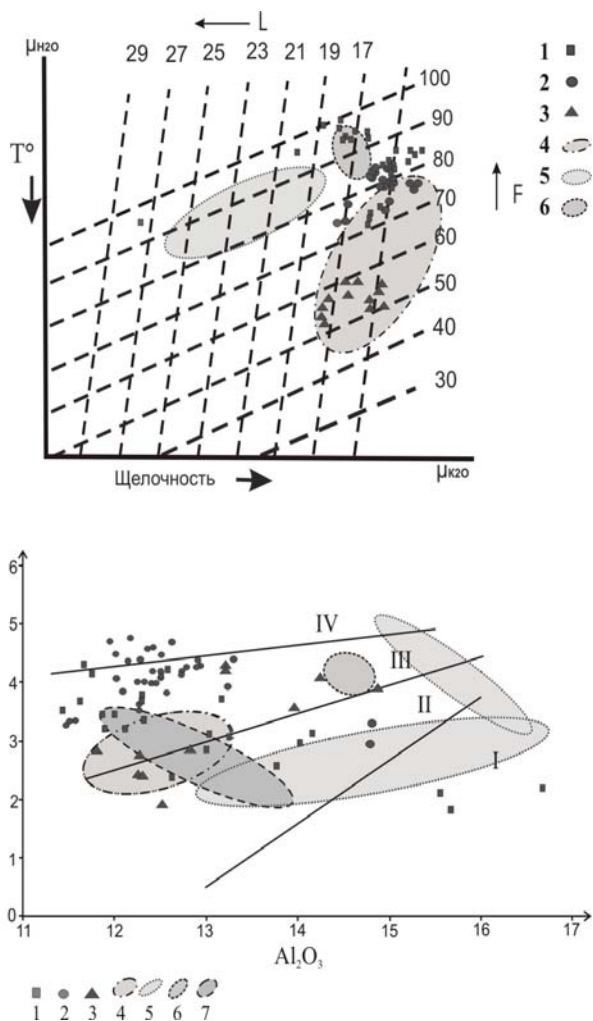


Рисунок 6 - Точки состава биотита пород гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами и хрусталеносными пегматитами на диаграмме соотношения активности воды (температура кристаллизации) и калия (щелочности) в кристаллизующихся расплавах по железистости (F) и глиноземистости (L) биотита (Иванов, 1970).

Примечание. Хархиринаский комплекс: 1 - Хархиринаский массив, 2 - Ачитнурский. Ошкинский комплекс: 3 - Ошкинский массив. Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией: 4 - акжайляутаский и акчатаутаский; 5 - кукульбейский; 6 - жанчивланский.

Рисунок 7 - Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в биотитах хрусталеносных пород гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами.

Примечание. Поля фаций глубинности (по Ферштатер, Бородин, 1975): I - абиссальные (10-15 до 3-5 км); II - мезоабиссальные; III - гипабиссальные (3-5 до 1,5 км); IV - приповерхностные. Хархиринаский комплекс: 1 - Хархиринаский массив, 2 - Ачитнурский. Ошкинский комплекс. 3 - Ошкинский массив. Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией: 4 - акжайляутаский; 5 - кукульбейский; 6 - жанчивланский; 7 - акчатаутаский.

Гранитоиды хархиринаского комплекса кристаллизовались в условиях как абиссальных, так и приповерхностных фаций глубинности, что подтверждается присутствием порфиридных разноцветий в породах Хархиринаского массива (II фаза комплекса) и Ачитнурского (I фаза комплекса). По биотитовому термометру температура кристаллизации кислого расплава гранитоидов рассмотренных комплексов лежала в интервале 850 - 550°С. Близкая температура кристаллизации первой фазы и жильной субфации первой фазы хархиринаского комплекса указывает на схожие условия становления гранитоидов и косвенно подтверждают «нисходящий путь» кристаллизации гранитоидов Ачитнурского и Хархиринаского массивов.

Результаты статистической обработки анализов биотита позволили выявить направленность изменения его химического состава в процессе эволюции гранитной системы (рисунок 8). По полученным данным видно, что векторы процесса кристаллизации гранитных комплексов имеют

разные направления, что связано, прежде всего, с изменениями режима щелочности-кислотности и разной ролью флюида в тех и других расплавах.

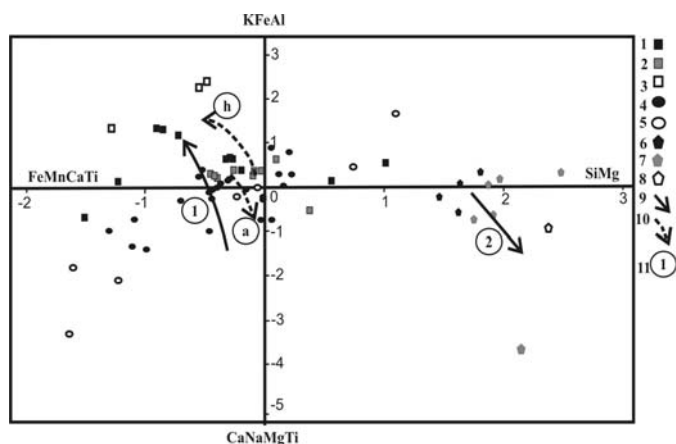


Рисунок 8 - Двухкомпонентная диаграмма факторных нагрузок, построенная по результатам химических анализов биотитов из гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов.

Примечание Хархиринский комплекс: 1-3 – Хархиринский массив, 4-5 – Ачитнурской массив. Ошкинский комплекс: 6-8 – Ошкинский массив. Тренд развития гранитной системы по химическим особенностям биотита: 9 – гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами Западной Монголии; 10 – внутри хархиринского комплекса; 11 – 1 (хархиринский комплекс; а – Ачитнурской массив, h - Хархиринский), 2 (ошкинский комплекс).

Повышение химического потенциала воды, а также фтора, приводит к увеличению кислотности среды и снижению температуры кристаллизации расплавов, что в свою очередь позволяет образоваться слюдам сидерофиллитового ряда (тренд № 1). Увеличение водного давления и фугтивности кислорода приводит к повышению температуры кристаллизации расплава и образованию биотитов с повышенным содержанием флогопитового минала (тренд № 2). Тренды эволюции состава биотита гранитоидов Ачитнурской (а) и Хархиринской (h) массивов имеют противоположную направленность, но для хрусталеносных массивов проявляется общность процесса кристаллизации (тренд «а» и тренд «№2»).

Сравнительный анализ опубликованных в литературе данных показывает, что выявленные типохимические особенности магнезиально-железистых слюд высокопродуктивных хрусталеносных массивов Западной Монголии, а именно Ошкинского, аналогичны таковым для слюд гранитов с промышленными камерными пегматитами Центральной Азии (акчатауский, акжайлютаский, жанчивланский, кукульбейский) (рисунки 5, 6, 7). Это свидетельствует о том, что они имеют универсальный характер и могут выступать в качестве минералогического критерия в оценке потенциальной хрусталеносности массивов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами.

Изучение особенностей химического состава и структурного состояния полевых шпатов, а также их различных срастаний, позволило выявить некоторые типоморфные признаки плагиоклазов и калишпата, которые позволяют охарактеризовать процесс кристаллизации плутонов с хрусталеносными пегматитами.

В ходе петрографического изучения пород хархиринского и ошкинского комплексов установлено, что их калиевые полевые шпаты сильно пертитизированы. Выделяются эвтектические пертиты, пертиты перекристаллизации и метасоматические. Пертиты распада и сегрегационные пертиты характерны для КПШ гранитов I и II фаз комплексов. Их присутствие указывает на повышенное флюидное давление при кристаллизации магматического расплава. Метасоматические пертиты 1-го рода наиболее характерны для КПШ гранитоидов I и II фаз Ачитнурской массива хархиринского комплекса и Ошкинского массивов одноименного комплекса, в которых присутствует пегматитовые тела. Метасоматические пертиты 3-го рода зафиксированы в калишпате гранитов жильной субфации I фазы ошкинского комплекса. Известно, что первичные пертитовые структуры не характерны для рудоносных редкометальных гранитов (Бузкова, 1986, с. 82), но весьма типичны для пегматитоносных гранитоидов. Таким образом, пертиты могут являться косвенным критерием наличия пегматитовых объектов в гранитном массиве.

В гранитоидах хархиринского и ошкинского комплексов широко распространены срастания полевых шпатов с кварцем, которые представлены графической и мирмекитовой структурами. Наличие данных структур позволяет оценить условия кристаллизации гранитов. Графическая структура широко развита в гранитоидах гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами. Ее появление возможно при становлении гранитных массивов на гипабиссальном уровне. Появление мирмекитовой структуры связывают с повышенной основностью гранитоидов и с мезоабиссальной глубиной их становления (Ферштатер, Бородина, 1975; Попов, Богатов, 1998). В гранитоидах

Ошкинского хрусталеносного массива отмечается совместное присутствие и графики и мелких слабо индивидуализированных мирмекитов. Это указывает как минимум на глубину 2,5-3 км в период их формирования.

Степень упорядочения щелочных полевых шпатов зависит от глубины становления пород, объема кристаллизующейся системы, и скорости ее охлаждения. На процесс упорядочения влияет и изменение парциального давления флюида среды. Все это сказалось и на структурном состоянии КПШ гранитоидов исследованных массивов. Степень упорядочения их структуры непостоянна (от ортоклаза до максимального микроклина). Однако в целом преобладают упорядоченные разности и только в мелких секущих телах жильной субфации первой фазы комплексов чаще обнаруживаются промежуточные по упорядоченности полевые шпаты (низкий ортоклаз, промежуточный ортоклаз-микроклин). Отмеченное присутствие в породах разупорядоченных щелочных полевых шпатов указывает на гипабиссальный уровень становления гранитоидов хархиринского и ошкинского комплексов.

Более упорядоченными оказываются плагиоклазы, индекс структурной упорядоченности которых близок к 100 %. Как и в случае с калишпатами, структурная упорядоченность плагиоклазов гранитоидов последовательных фаз комплексов зависит от температуры кристаллизации минерала и наличия свободной флюидной фазы. По этим причинам максимальной упорядоченностью отличаются плагиоклазы второй генерации, связанные с автотасоматическими процессами на заключительной стадии кристаллизации расплавов при участии обособляющегося флюида. Столь же высоко упорядочен и альбит в зонах пространственно связанных с пегматитовыми телами, которые образовались на месте флюидосодержащих камер кристаллизационной усадки. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать структурную упорядоченность плагиоклаза гранитов в качестве возможного поискового критерия, правда с учетом масштабности развития в массивах процесса позднего автотасоматоза.

Эволюция химизма состава плагиоклаза в изученных гранитоидах в целом соответствуют обычному геохимическому тренду развития гранитообразующих систем. От ранних фаз к более поздним в плагиоклазах последовательно растет доля альбитовой составляющей, увеличиваются концентрации Rb, Cs и уменьшаются содержания Ba, Sr. Еще четче перераспределение щелочных и щелочно-земельных элементов-примесей проявлено в калишпате. Однако исследования показали, что характер распределения рубидия, цезия, бария и стронция в полевых шпатах пород хархиринского и ошкинского комплексов не является надежным типоморфным признаком для оценки хрусталеносности гранитоидов. Тоже, по-видимому, можно сказать и в отношении сидерофильных элементов-примесей. Хотя автором установлено, что содержание железа, марганца и магния в полевых шпатах гранитоидов Ошкинского и Ачитнурского пегматитоносных массивов увеличиваются в индивидах от ранних интрузивных гранитных фаз к поздним. Однако развитие процесса автотасоматоза, приводящего к альбитизации первичного плагиоклаза, может привести к обеднению плагиоклаза железом. Следует отметить, что уровень содержания этих элементов-примесей в плагиоклазах очень низкий, на пределе чувствительности метода, что делает выявленные различия не очень надежными.

Полученные материалы свидетельствуют, что типоморфные особенности порообразующих и второстепенных минералов гранитов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, хорошо отражают режим формирования плутонов и позволяют оценивать их потенциальную хрусталеносность. Наиболее информативным в отношении возможного масштаба хрусталеносности является типохимизм биотита. Установлено, что для биотита промышленно хрусталеносных гранитов характерно повышенное содержание флогопитовой молекулы, содержание которой в ряду последовательных дифференциатов от биотита гранитоидов ранней фазы к биотиту поздних закономерно возрастает. Железистость биотитов промышленно хрусталеносных гранитов меняется в широких пределах (от 45 до 95), а их глиноземистость не должна превышать 18, тогда как в слабо хрусталеносных массивах эти же параметры соответствуют $F=70-80$, $L=14-17$.

Положение 3. Массивы одного и того же комплекса гранит-лейкогранитовой формации могут иметь разную рудоносность, что отражается в геохимических особенностях гранитоидов и типоморфизме слагающих их минералов.

Оценка потенциальной рудоносности гранитоидов хархиринского комплекса на базе известных методик и критериев рудоносности (Марин и др., 1983; Бузкова, 1986) показала, что по сумме

присущих им геохимических особенностей они относятся к потенциально рудоносным и могут продуцировать редкометальное оруденение (Sn, Nb, Li, Rb, Cs, W, Mo) вплоть до промышленных масштабов. Полученный автором вывод хорошо согласуется с присутствием в районе известных с конца 70-х годов XX века рудопроявлений Sn-W грейзенного типа (Ачитнурская группа) и оловосульфидных (Шибергольская группа), открытых в процессе проведения геологической съемки. Пространственно и генетически те и другие связаны с гранитоидами хархиринского комплекса (360 ± 10 млн.лет), но в основном тяготеют к собственно Хархиринскому массиву и гораздо слабее проявлены в соседнем Ачитнурском. Зато в последнем заметно шире развиты внутригранитные камерные пегматиты, особенно в его северо-западной части, где расположено Ногонурское хрусталеносное поле, насчитывающее сотни пегматитовых тел. В Хархиринском массиве пегматитовые тела единичны, слабо дифференцированы и почти не содержат хрусталеносных камер, хотя миароловые структуры в гранитах проявлены относительно широко. Такая разница в металлогенической специализации двух соседних массивов одного комплекса, по-видимому, связана прежде всего с различными условиями их становления. Изометричный в плане Ачитнурский массив, в его северной и северо-западной части образует куполовидный выступ, который в период кристаллизации гранитоидов был экранирован антиклинорной областью хархиринской зоны. Это способствовало относительно спокойной кристаллизации расплавов с образованием в прикровлевой зоне усачных полостей и камерных пегматитов.

Расположенный восточнее Ачитнурского Хархиринский массив имеет очень сложную многоступенчатую форму выходов, во многих случаях ограниченную разломами, образует многочисленные апофизы во вмещающие породы рамы, которые часто на контакте с гранитами изменены (грейзенизированы, альбитизированы, эпидотизированы). Все это свидетельствует о формировании плутона в условиях неспокойной тектонической обстановки. Особенно высокой активностью отличался тектонический режим становления западного края массива, где проходит шараухинская зона разломов, сохраняющая свою подвижность вплоть до конца палеозоя. Именно вдоль нее сконцентрирована большая часть рудопроявлений Sn-W грейзеновой минерализации, связанной с гранитоидами хархиринского комплекса, а во вмещающих породах рамы непосредственно в разломной зоне установлены амазонитовые литий-фтористые граниты с Ta, W, Sn и Be ($265,9 \pm 3,5$ млн. лет).

Петрографическое изучение показало гораздо более широкое развитие в породах Хархиринского массива постмагматических процессов автотометасоматоза – альбитизации и грейзенизации. В этом же ряду стоит и более поздняя хлоритизация биотита с образованием сагенитовой решетки. Все это могло способствовать значительному увеличению концентрации рудных и редких элементов в постмагматических растворах, а при возможности их миграции к перемещению вещества с концентрацией его в трещинных рудолокализирующих зонах эндо- и экзоконтакта плутона.

Автором рассмотрено, как влияют различные условия становления массивов одного и того же комплекса, во многом определяющее его металлогеническую специализацию, на петро- и геохимические особенности пород. Исследования показали, что это влияние отчетливо сказывается на всех уровнях. В частности, попадая в одно поле нормальных и умеренно-щелочных кислых пород с гранитами Хархиринского массива, гранитоиды Ачитнурского располагаются на TAS-диаграмме правее. В Хархиринском массиве широко распространены субщелочные лейкогранитовые разновидности, которые отсутствуют в Ачитнурском.

На уровне элементов-примесей критериями различия пород Ачитнурского и Хархиринского массивов выступают тренды таких элементов как Ba, Sr, Rb, Y, Yb. В породах Хархиринского массива наблюдается классическое изменение содержания щелочных и щелочно-земельных элементов в гранитоидах комплекса, хотя в ходе дифференциации практически неизменным остаются содержания Y и Yb. В гомодромном ряду пород Ачитнурского массива концентрации Ba, Sr и Rb меняются слабо, а содержания Y и Yb уменьшаются примерно в 1,5 раза. Концентрации и распределение рудных элементов в породах Ачитнурского и Хархиринского массивов также индивидуальны. Особого внимания заслуживают Cu, Be, Sn, Li. Концентрация Be и Cu в ходе дифференциации растет в обоих массивах, однако в Ачитнурском этот рост заметно выше, чем в Хархиринском (в 2 и 5 раз соответственно). Распределение Sn и Li в разных массивах диаметрально противоположно. В Хархиринском наблюдается накопление Sn и Li в поздних дифференциатах комплекса, что отражает рудную специализацию этих гранитоидов, а в Ачитнурском - наоборот, концентрации падают.

Анализ данных по содержанию в породах РЗЭ показал, что они могут выступать реперами для расшифровки условий формирования гранитоидов хархиринского комплекса (рисунок 9). При общих тенденциях изменения концентрации РЗЭ (обогащение легкими лантаноидами, наличие V-образного европиевого минимума, низкий уровень концентрации Yb и Tb/Yb, обогащение гранитов фациальной жильной фазы редкими землями по сравнению с гранитоидами I фазы комплекса) в гранитоидах Ачитнурского массива содержание РЗЭ ниже, чем в Хархиринском. В соответствии с этим, на диаграмме в координатах $(La/Yb)_N - (Yb)_N$, предложенной З.К. Чжаном и Б.М. Джаном (Чжан, Джан, 1987), породы хархиринского комплекса размещаются на трендах плавления источников различного состава (рисунок 10). В частности, гранитоиды Хархиринского массива, согласно использованной диаграмме, могли образовываться в ходе частичного плавления кварцевых эклогитов, а Ачитнурского – при участии в магмогенерации гранатсодержащей мантии, с долей граната порядка 5 %.

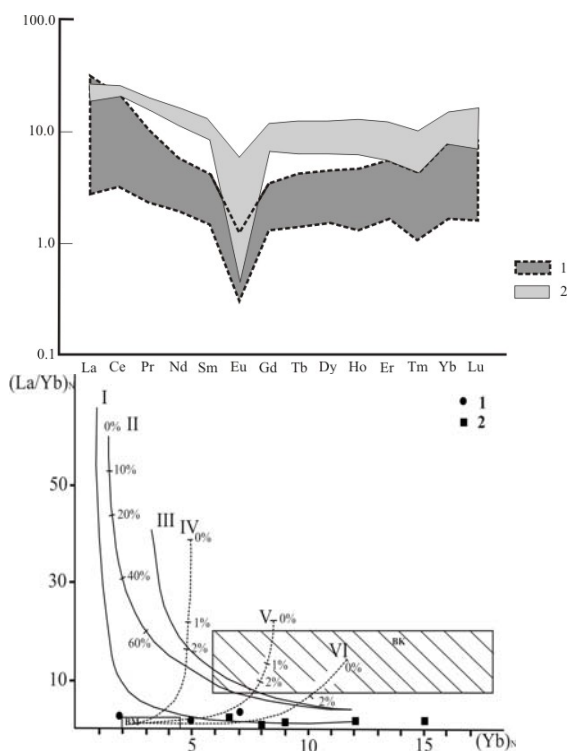


Рисунок 9 - Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах хархиринского комплекса, нормированных к хондриту (по Taylor S.R., McLennan S.M., 1985).

Примечание. Ачитнурской (1) и Хархиринский (2) массивы. Анализы выполнены в ЦКП АЦГПС ТГУ (масс-спектрального анализа с индуктивно связанной плазмой на Agilent 7500 сx) аналитиками Ю.В Аношкиной и Е.И. Никитиной.

Рисунок 10 - Различия в источниках магмогенерации интрузивных комплексов (по Сырицо, 1993; Сырицо, 2002).

Примечание. Тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклогиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты; IV – гранатсодержащая мантия, с содержанием граната 10 %; V – гранатсодержащая мантия, с содержанием граната 5 %; VI – гранатсодержащая мантия, с содержанием граната 3 %; VM – верхняя мантия; BK – верхняя кора. Точками обозначены Ачитнурской (1) и Хархиринский (2) массивы.

Различная металлогения пород разных массивов хархиринского комплекса отражается и в типоморфных особенностях породообразующих минералов. Наиболее ярко они проявлены в биотите. Этот минерал Ачитнурского хрусталеносного массива содержит заметно больше флогопитовой молекулы в своем составе, нежели биотит Хархиринского массива с профилирующей грейзеновой минерализацией. Изменения химического состава биотита в породах последовательно образующихся фаз комплекса Ачитнурского массива выражено относительно слабо и проявляется лишь в незначительном росте сидерофиллитовой компоненты (рисунок 5). Биотит Хархиринского массива обогащен аннитовым минералом, содержание которого растет в ходе дифференциации, вместе с ростом доли сидерофиллитовой молекулы на фоне уменьшения содержания флогопитового минерала и концентрации марганца. Железистость биотитов Ачитнурского массива варьирует в интервале 75-85, глиноземистость – 14,6-18. Те же параметры слюд Хархиринского массива составляют: железистость 95-100, глиноземистость 16-27 (рисунок 6).

Разница в содержаниях TiO_2 и Al_2O_3 в биотите массивов свидетельствует о том, что их породы кристаллизовались при разном давлении. В соответствии с химизмом слюды, породы Ачитнурского массива комплекса кристаллизовались в гипабиссальных условиях, в то время как глубина кристаллизации пород Хархиринского массива соответствовала мезо-гипабиссальному уровню.

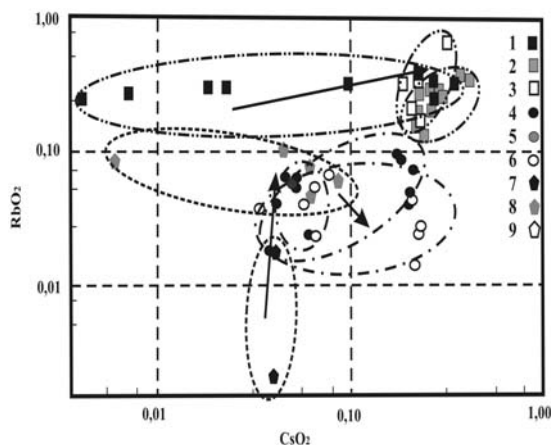


Рисунок 11 - Тренд эволюции содержания цезия и рубидия в биотитах ошкинского и хархиринаского комплексов исследуемых массивов.

Примечание см. к рисунку 7.

Содержание железа выше в плагиоклазах Ачитнурского массива, а содержания бария и рубидия – Хархиринаского. Концентрации двух последних элементов в плагиоклазе последовательных дифференциатов Хархиринаского массива уменьшаются, а в Ачитнурском растут.

Полученные материалы свидетельствуют, что различная металлогеническая специализация массивов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами определяется не только режимом становления пород, но и временем отделения гранитных расплавов, глубиной кристаллизации, долей участия в их составе мантийного флюида и внутрикамерной неоднородностью магматического очага. Различия в металлогении массивов отражаются в геохимических особенностях гранитоидов, так и в типоморфизме породообразующих минералов.

Выводы

Представленные в работе данные показывают, что гранитоиды хархиринаского и ошкинского комплексов Западной Монголии, несущие хрусталеносную минерализацию, появляются на коллизионном этапе развития региональных тектонических структур. Протолит, участвующий в генерации гранитоидных магм, имеет разнообразный состав, и может быть представлен, как метапелитовыми породами, так и породами магматического генезиса. В соответствии с этим геохимические типы гранитов, слагающих массивы хархиринаского и ошкинского комплексов, объединенных в одну гранит-лейкогранитовую формацию, могут идентифицироваться как с гранитоидами I-типа, так и S-типа. Процесс магмагенерации в любом случае проходил с существенным смешением корового и мантийного вещества. Петрохимическое и геохимическое изучение пород хрусталеносных комплексов Западной Монголии показало, что они относятся к высококальциевой известково-щелочной серии и являются перглиноземистыми нормальными и умеренно-щелочными кислыми интрузивами.

По комплексу присущих им характеристик (петрография, петрохимия, геохимия, минеральный состав, ассоциация пород и т.д.) они относятся к типичным представителям гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, аналогично другим хрусталеносным массивам Центральной Азии.

Однако, при большой схожести петрохимических и геохимических характеристик, изученные комплексы Западной Монголии заметно отличаются друг от друга масштабом развития камерных пегматитов, а, следовательно, и хрусталеносной продуктивностью. Установлено, что последняя мало зависит от исходного материнского расплава и определяется в первую очередь режимом становления массивов, уровнем их эрозионного среза, характером и морфологией кровли плутонов, структурой эндоконтактной зоны.

Вместе с тем выявлены отличия в типоморфных особенностях минералов, слагающих разные по масштабу пегматитовности массивы, что позволяет оценить по ним степень потенциальной хрусталеносности плутонов. Наиболее «чутким» и надежным минеральным индикатором хруста-

Очень показательна разница тенденции распределения в слюдах хархиринаского комплекса рубидия, отражающая степень дифференциации гранитной системы (рисунок 11). Если в биотите Хархиринаского массива концентрация рубидия растет в последовательно образующихся фазах, то в слюдах Ачитнурского – она уменьшается, что свидетельствует об их совершенно разных возможностях в отношении концентрации рудных элементов.

Это подчеркивают и более высокие содержания рубидия в калиевом полево шпате Хархиринаского массива. Вариации содержания альбитового минала в калишпате того и другого массива свидетельствуют о разнице в давлении при формировании их пород ($P_{ачит} < P_{харх}$), подтверждая аналогичный вывод сделанный по типохимизму слюд. Плагиоклазы двух массивов также заметно различаются по уровню концентрации элементов-примесей и характеру их накопления.

леносной продуктивности является биотит, чей типохимизм однозначно отражает потенциальную хрусталеносность массивов. Выявленные типоморфные особенности биотита хрусталеносных гранитоидов являются универсальными, что было подтверждено при анализе опубликованных материалов на примере пегматитоносных массивов других регионов мира.

Менее информативными в оценке потенциальной хрусталеносности являются полевые шпаты. Их типоморфные особенности, как установлено, мало отражают хрусталеносность плутонов, но позволяют оценить режим их становления. Целесообразно использовать типоморфные особенности плагиоклазов и калишпата в комплексе с типоморфизмом других минералов пород при выявлении геохимической специализации гранитных интрузий.

Установленные минералого-геохимические особенности различных по продуктивности хрусталеносных гранитных комплексов Западной Монголии позволяют относить эти объекты в одну группу с хрусталеносными гранитоидами гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами Казахстана, Восточного Забайкалья и Центральной Монголии.

Основные публикаций по теме диссертации

1. Бухарова О.В. Структурное положение, минеральный состав и особенности становления разноглубинных пегматитов Монгольского Алтая / С.И. Коноваленко, Н.А. Сазонтова, О.В. Бухарова // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск, 2000. -Вып.2. – С. 71-81.

2. Бухарова О.В. Состав флюидов блокового кварца бериллоносных пегматитов Монгольского Алтая / С.И. Коноваленко, Н.А. Сазонтова, О.В. Бухарова, В.Б. Наумов // Материалы региональной научно-практической конференции «300 лет горно-геологической службе России. История горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая». – Барнаул, 2000. - С. 350-355.

3. Бухарова О.В. Морфология кристаллов кварца из Ошкинской хрусталеносной пегматитовой провинции / О.В. Бухарова // Труды VI Международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова. – Томск, 2002. -С. 70-71.

4. Бухарова О.В. Исследование петрохимических особенностей, распределение редких и рудных элементов в пегматитоносных гранитоидах Ошкинского плутона / О.В. Бухарова // Труды IV Международной конференции «Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов». – Томск, 2003. -С. 15-17.

5. Бухарова О.В. Геммологический потенциал Западной Монголии / С.И. Коноваленко, А.А. Баева, О.В. Бухарова // Геммология: Сборник статей. – Томск, 2004. -С. 25-32.

6. Бухарова О.В. Особенности состава биотитов из пегматитоносных гранитоидов / О.В. Бухарова // Труды X Съезда минералогического общества. - Санкт-Петербург, -2004. -С. 9-10.

7. Бухарова О.В. Редкометалльные литий-фтористые граниты Хархиринского нагорья Западной Монголии / О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко // Материалы Всероссийской петрологической конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск, 2005. - Вып.5. -С. 35-39

8. Бухарова О.В. Хрусталеносные пегматиты Ногонурского поля Западной Монголии / С.И. Коноваленко, О.В. Бухарова, Н.Н. Борозновская // Материалы VIII международной конференции «Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов». – Горно-Алтайский, 2007. – Т. II. -С. 264-266.

9. Бухарова О.В. Геохимические особенности гранитоидов Хархиринского и Ачитнурского массивов хархиринского комплекса Западной Монголии / О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко // Материалы Всероссийской петрологической конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск, 2007. -Вып.6. -С. 26-31.

10. Бухарова О.В. Типоморфные особенности люминесценции амазонита / О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко, В.Л. Свешникова, Е.Д. Агапова, Т.С. Небера // Материалы II Межд. конференции «Кристаллогенезис и минералогия». – Санкт-Петербург, 2007. – С. 235-237.

11. Бухарова О.В. Гранитный магматизм позднедевонско-каменноугольного этапа и его металлогения в пределах Кобдинского террейна Западной Монголии на примере лейкогранитов хархиринского комплекса (Granite magmatism of the late-devonian-early-coal stage and metallogeny within kobdinian terrane of the western Mongolia on example of leucogranites of the kharhirinian

complex) / С.И. Коноваленко, О.В. Бухарова // Материалы I международной конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенез и рудоносность гранитоидных батолитов». – Улан-Удэ, 2008. -С.184-187.

12. Бухарова О.В. Типоморфизм биотита пород гранит-лейкогранитовой формации как критерий оценки потенциальной хрусталеносности массивов / О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко // Вестник Томского государственного университета, 2009. -№324. -С. 384-389.

13. Бухарова О.В. Типоморфные особенности биотита пород гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами и возможность оценки по ним потенциальной хрусталеносности массивов / О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко // Материалы IX международной конференции «Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов». – Ховд, 2009. – Т.1. – С. 100-106.

14. Бухарова О.В. Эффектные образцы из камерных пегматитов Ошкинской гранитоидной интрузии Западной Монголии / О.В. Бухарова, А.А. Баева // Геммология: Сборник статей. – Томск, 2009. - С. 15-20.

15. Бухарова О.В. Потенциально хрусталеносные разновременные массивы гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами Западной Монголии (в печати).

16. Бухарова О.В., Коноваленко С.И. Минералого-геохимические особенности пегматитоносных гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами (в печати).