

На правах рукописи



[553.45+553.493](571.63)

**СТЕПНОВА  
ЮЛИЯ АНДРЕЕВНА**

**ГЕНЕЗИС И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ  
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ  
ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка  
твёрдых полезных ископаемых, минерагения

Автореферат  
диссертации на соискание учёной степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток  
2013

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Дальневосточном геологическом институте Дальневосточного отделения РАН

**Научный руководитель:** академик  
**Ханчук Александр Иванович**

**Официальные оппоненты:** член-корреспондент РАН  
**Горячев Николай Анатольевич**

кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент

**Гарбузов Сергей Петрович**  
(ДВФУ, г. Владивосток)

**Ведущая организация:** ОАО «Приморгеология» (г. Владивосток)

Защита диссертации состоится «\_\_» \_\_\_\_\_ 2013 г. в \_\_\_\_ часов на заседании диссертационного совета Д 005.006.01 при Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН по адресу: 690022 г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Дальневосточный геологический институт.

Отзыв в двух экземплярах, заверенные печатью организации, просим направлять по адресу: 690022 г. Владивосток, пр-т 100 лет Владивостоку, 159, Дальневосточный геологический институт, учёному секретарю диссертационного совета Д 005.006.01

Тел.: +7 (423) 231-87-50, Факс: +7 (423) 231-78-47, E-mail: [sbi@yandex.ru](mailto:sbi@yandex.ru),  
[office@fegi.ru](mailto:office@fegi.ru)

С диссертацией можно ознакомиться в Центральной научной библиотеке ДВО РАН.

Автореферат разослан «\_\_» декабря 2012 г.

Учёный секретарь  
диссертационного совета,

кандидат геолого-минералогических наук



Б.И. Семеняк

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность исследования.** Проблемы генезиса и металлогенической специализации магматических пород всегда вызывали особый интерес ученых и геологов-практиков. В решении этих проблем специалисты приходят к разным выводам. Одни предполагают, что металлогенические особенности магматических ассоциаций (комплексов) определяются спецификой процессов магмообразования, происходящих в нижних частях коры и в мантии, другие считают, что рудоносные магматические комплексы формируются в заключительные стадии эволюции интрузивных серий (одновременно с внедрением послегранитовых даек), а их геохимическая и металлогеническая специализация зависит в основном от содержания полезных компонентов во вмещающих породах.

Одним из ключевых моментов в решении этих проблем является комплексное изучение объектов — рудно-магматических систем (РМС) — в которых связь процессов магматизма и рудообразования не вызывает сомнения. К таковым, несомненно, относятся системы, рудообразование которых проявляется на магматической и ранней постмагматической стадиях эволюции.

Автором для исследования выбран Шибановский рудный узел, являющийся частью Марьяновского рудного района Арсеньевской металлогенической зоны Приморья. Выбор объекта обусловлен присутствием в нём контрастных магматических и рудных образований, а также наличием россыпи, в которой наряду с главным рудным минералом — касситеритом, присутствуют минералы-концентраторы редкоземельных элементов (РЗЭ), источник которых однозначно не установлен.

**Цель и задачи исследования.** Основная цель исследования — построение геолого-генетической модели Шибановской РМС, продуцирующей Sn-W и редкоземельную минерализации.

Для достижения этой цели предусматривалось решение следующих задач:

- 1 — петрографическое и петрохимическое изучение магматических пород Шибановского рудного узла;
- 2 — установление возрастных взаимоотношений магматических пород (гранитов, пегматитов и сиенитов) и сопровождающих их рудных образований;
- 3 — изучение распределения профилирующих рудных и редких элементов в магматических породах и слагающих их минералах;
- 4 — определение температуры, давления, солевого состава включений в гранитах, пегматитах, сиенитах, а также постмагматических образованиях;
- 5 — уточнить возраст магматических пород Шибановского массива;
- 6 — на основании полученных данных построить модель формирования РМС Шибановского рудного узла, отражающую главные особенности его магматических и рудных образований.

**Объект исследования.** Объектом для решения перечисленных задач выбран Шибановский рудный узел, включающий Верхне-Шибановское рудопроявление и Западно – и Восточно-Шибановское россыпные поля (Приморский край), а также поля пегматитов в пределах Шибановского массива. Выбор обусловлен, с одной стороны, слабой изученностью объекта исследований, с другой – его неординарностью, которая проявлена как в сочетании оловянной (с Pb, Zn и Be), вольфрамовой и редкоземельной минерализации с проявлениями камнесамоцветного сырья, так и в особенностях состава магматических комплексов, с которыми связано оруденение.

**Предметом изучения** являются закономерности и факторы размещения разнометалльного оруденения, критерии рудоносности, обеспечивающие рациональное прогнозирование, поиски и разведку месторождений, построение модели РМС.

**Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора в решение проблемы.** Основой диссертации послужили материалы, собранные автором и сотрудниками геммологической лаборатории ДВГИ ДВО РАН в период 2006 – 2011 г.г. в процессе целенаправленных полевых исследований на площади Шибановского рудного узла. В предлагаемой работе использовались традиционные методы – петрографический, химический, спектральный, рентгенофлуоресцентный, термобарогеохимический (главным образом крио- и термометрия) в комплексе с методами локального исследования микрообъектов. Из образцов пород и минералов было изготовлено 200 шлифов и 100 пластинок, которые изучены разными минералого-петрографическими методами. Выполнено 45 химических и 15 спектральных анализов магматических и метасоматических пород, в 14 пробах определены микроэлементы-примеси методом ИСП-МС, в 30 - рентгенфлуоресцентным методом.

В термометрических опытах изучено около 130 флюидных включений. Для микроанализа было подготовлено и проанализировано более 20 минеральных, 35 расплавных, а также 15 серий углекислотных сингенетичных расплавных, несколько десятков кристаллофлюидных, газовой-жидких включений.

### **Научная новизна.**

1. Впервые в составе магматической ассоциации Шибановского рудного узла среди пород ранее известного гранит-лейкогранитового комплекса выделены сиениты; выполнено их петрографическое и минералогическое изучение, определены минеральный состав, изотопный возраст и установлена металлогеническая специализация этих пород на редкоземельное оруденение.

2. Установлены P-T параметры кристаллизации магматических пород, а также коровая для гранитов и корово-мантийная (мантийная) для сиенитов природа продуцировавших их расплавов.

3. Разработана геолого-генетическая модель формирования магматических пород Шибановского рудного узла.

**Практическая значимость.** В пределах Шибановского рудного узла установлены магматические породы различных геохимических типов — граниты, щелочные сиениты, альбититы, а также щелочные метасоматиты и связанная с ними редкоземельная минерализация, востребованность которой в мировой экономике в настоящее время очень высока. Изложенные в работе научные результаты, направленные на разработку геолого-геохимических критериев прогнозирования подобного оруденения, могут найти применение в производственной практике для выявления редкоземельной минерализации в слабоизученных районах Приморья. Они могут быть использованы при изучении магматических пород, оценке их металлогенической специализации, решении спорных вопросов минерагении. Методические подходы, предложенные автором, можно использовать при выяснении роли гранитоидов в формировании эндогенных рудных месторождений и при изучении эволюции рудоносных растворов.

#### **Основные защищаемые положения:**

1. Рудоносные граниты и щелочные сиениты, продуцирующие соответственно редкометальное и редкоземельное оруденение Шибановского рудного узла, принадлежат единой магматической ассоциации палеогенового возраста, формирование которой происходило при частичном плавлении на разных уровнях раннепалеозойской континентальной коры (граниты А-типа) и подкоровой мантии Матвеевско-Нахимовского террейна (сиениты I-A типа).

2. Магматические породы Шибановского рудного узла палеогенового возраста — граниты, сиениты — и ассоциирующиеся с ними рудные образования — пегматиты, полевошпатовые метасоматиты, грейзены — возникают как следствие эволюции в пространстве и времени единой РМС.

3. Совокупность признаков (разнообразие состава пород, геохимические и изотопно-геохимические характеристики, данные термобарогеохимических исследований) палеогеновых магматических образований Шибановского рудного узла позволяют рассматривать их происхождение в петрологической модели зон скольжения литосферных плит.

**Апробация работы и основные публикации.** Основные положения работы докладывались и обсуждались на XXII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» Иркутск, 2007; на VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» Москва, 2007; на Всероссийской конференции студентов, аспирантов и молодых учёных по физике, Владивосток, 2007; на сессиях ученого совета ДВГИ ДВО РАН,

Владивосток, 2007-2011; на Третьей научной конференции «Геммология» Томск, 2007; на XXV Всероссийском семинаре с участием стран СНГ, школа «Щелочной магматизм Земли» Санкт-Петербург, 2008; на Второй региональной конференции молодых учёных, Владивосток, 2008; на XIII Международной конференции по термобарогеохимии и VI симпозиум АРIFIS, Москва, ИГЕМ РАН, 2008; на Четвёртой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск, 2008; на XXIII Всероссийской молодёжной конференции «Строение литосферы и геодинамики», Иркутск, 2009; на IV Научной конференции «Геммология» Томск, 2009; Конференции, посвящённой 110-летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского «Физико-химические факторы петро-и рудогенеза: новые рубежи». Москва, 2009; на Конкурсе молодых учёных, Владивосток, 2010; на XXIV Всероссийской молодёжной конференции «Строение литосферы и геодинамика» Иркутск, 2011; на Всероссийской конференции «Граниты и процессы рудообразования», Москва, 2011; на XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Москва, ИГЕМ РАН, 2012; на конференции «Современные проблемы магматизма и метаморфизма» Санкт-Петербург, 2012.

По теме диссертации опубликовано 45 работ (41 тезис и 4 статьи).

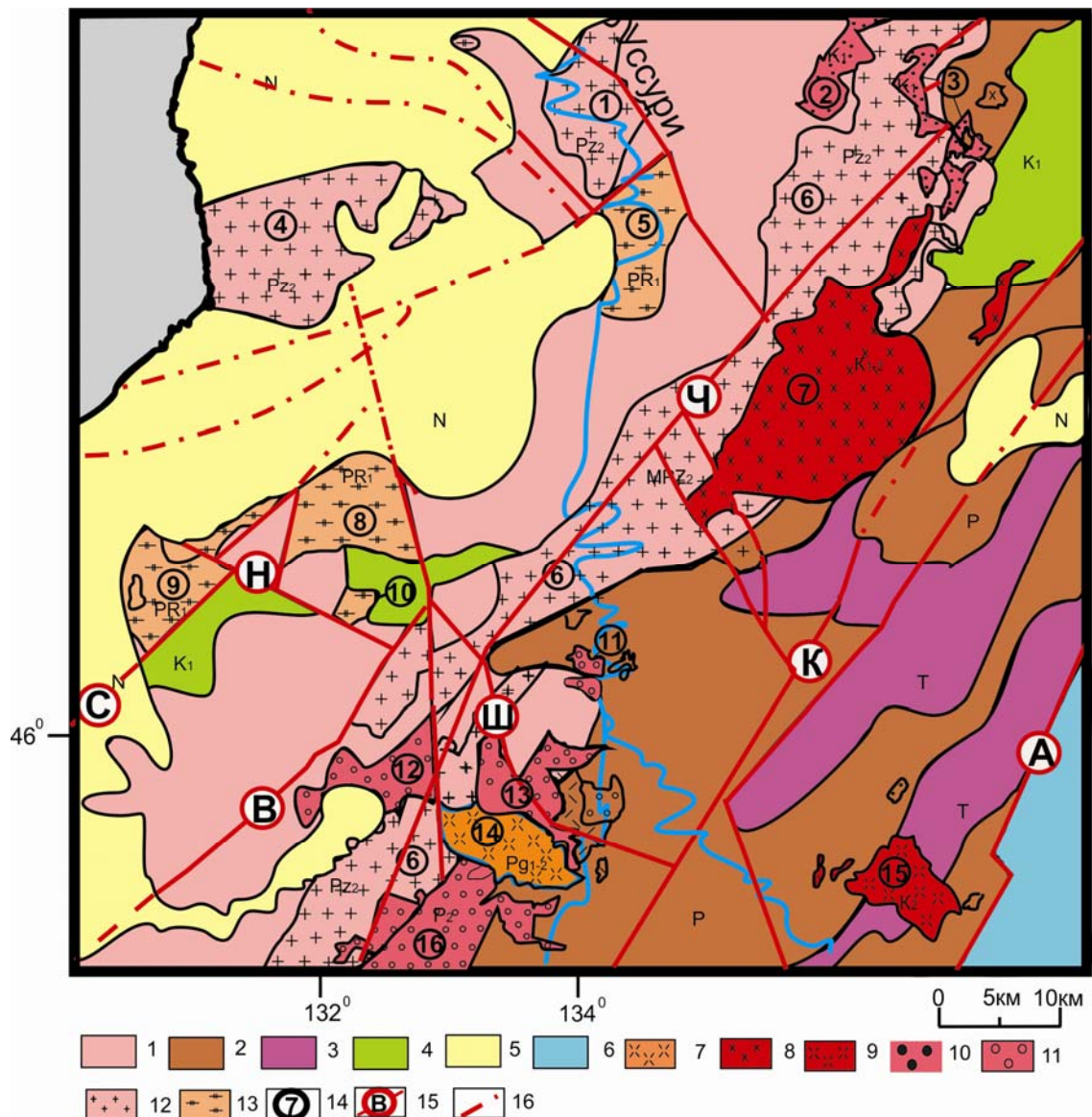
**Объем и структура работы.** Диссертация состоит из 3 глав, Введения и Заключения, имеет общий объем 164 страниц, 32 иллюстрации, 5 фотографий, 21 таблица. В списке литературы 180 источников.

## **ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ**

В главе 1 содержатся общие сведения о геологическом строении и истории развития района, а также присутствующих на территории магматических, метаморфических и осадочных комплексах. Рассмотрена металлогеническая специализация.

В административном плане район исследования располагается в Спасском районе Приморского края. Объект предлагаемого исследования — Шибановский рудный узел (240 км<sup>2</sup>) — расположен в западных отрогах хребта Сихотэ-Алинь, в бассейнах рек: Арсеньевка, Дальняя и Перевальная. В схеме тектоно-стратиграфических террейнов этот район входит в состав Матвеевско-Нахимовского террейна, расположенного к северу от оз. Ханка и состоящего из палеозойских (Pz) пород, метаморфизованных в фациях от гранулитовой до зеленосланцевой.

Согласно современным представлениям (Найденко и др., 2002г.), в истории геологического развития района выделяются два этапа (рис.1). Первый охватывает период от раннего протерозоя до раннего кембрия, т.е. время формирования кристаллического фундамента Ханкайского массива и гнейсово-купольного тектогенеза. Во второй этап сформировались наложенные структуры чехла фундамента.



**Рис. 1. Геологическая схема района исследований по А.Н. Найденко и др., 2002г. (с дополнениями автора)**

1-Комплексы пород протерозой-кембрийского кристаллического фундамента – Ханкайского массива; 2-5 – Комплексы чехла Ханкайского массива: 2–пермские, 3–триасовые, 4–меловые, 5–палеогеновые; 6 – Комплексы пород Самаркинского террейна-фрагмента юрской аккреционной призмы; 7-13 – Интрузивные комплексы: 7-Шибановский ( $Pg_{1-2}$ ), 8-Синегорский ( $K_{1-2}$ ), 9-Марьяновский ( $K_2$ ), 10-Троицкий ( $K_1$ ), 11-Седанкинский ( $P_2$ ), 12-Шмаковский ( $PZ_{1-2}$ ), 13-Уссурийский ( $PR_1$ ); 14 –Номера интрузивных массивов: 1-Шмаковский, 2-Бряскучий, 3-Кабаргинский, 4-Павло-Фёдоровский, 5-Метленовский, 6-Еленовский, 7-Крыловский, 8-Комаровский, 9-Зеленодольский, 10-Антоновский, 11-Индопал, 12-Никитовский, 13-Белореченский, 14-Шибановский, 15-Марьяновский, 16-Кочкарный; 15 – Главные разломы: А-Арсеньевский, Ч-Чернореченский, К-Крыловский; 16 – Разломы первого порядка установленные под вышележащими образованиями: С-Сорочевский, В-Васильевский, Н-Новорусановский, Ш-Шибановский.

Метаморфические образования иманской и уссурийской серий по геологической позиции, литолого-петрографическому набору пород, структурно-текстурным особенностям сопоставимы с породами, слагающими

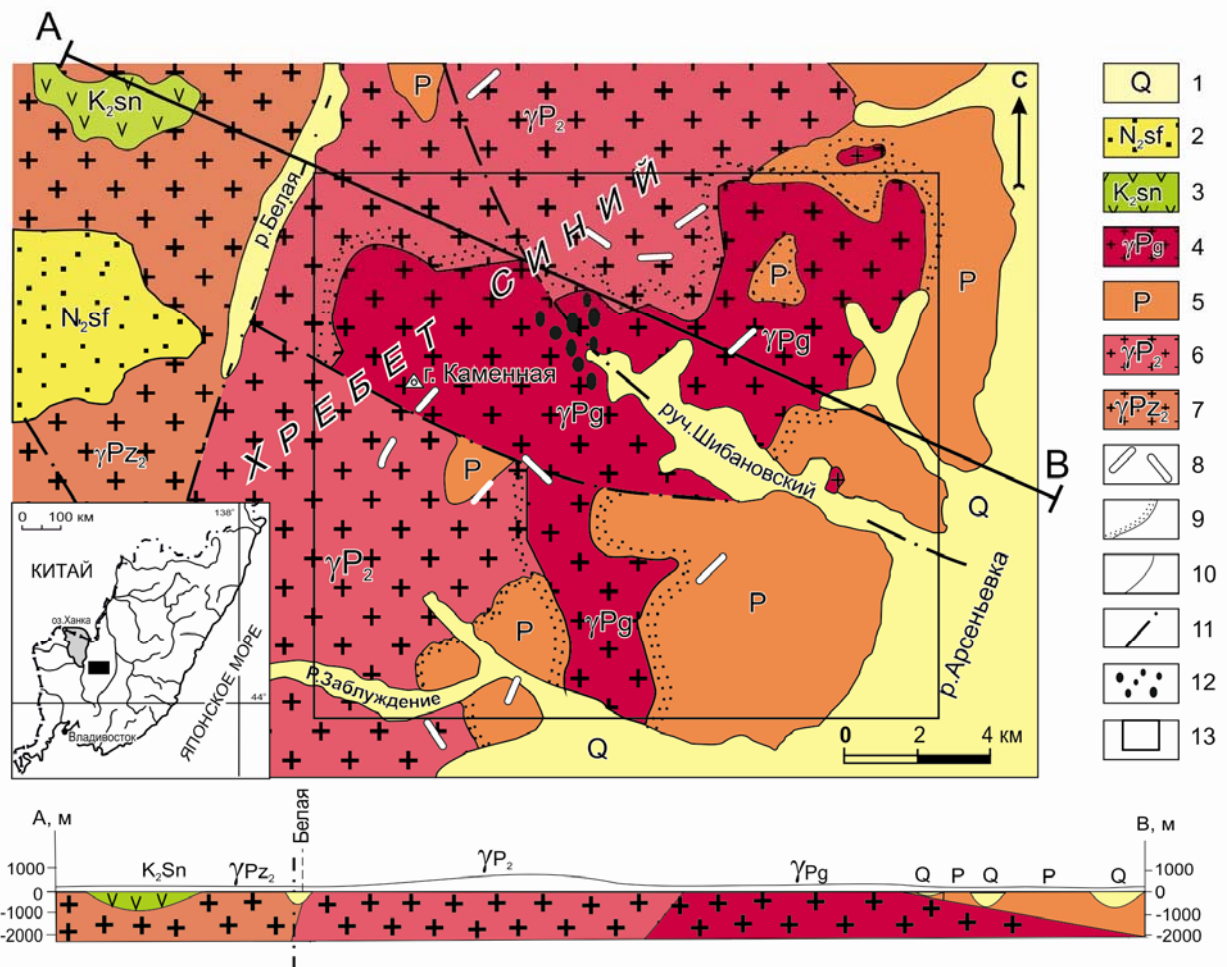
Матвеевский купол, расположенный к северу от исследуемой площади. Отличие — в более широком развитии метабазитов на данной площади и отсутствии пород, богатых железом. При этом увеличение роли пород, содержащих амфиболы и пироксены, и уменьшение роли высокоглиноземистых пород происходит с севера на юг. Последние наиболее характерны для матвеевской свиты. В нахимовской свите они распространены незначительно. Характерной особенностью обеих серий является повсеместное проявление процессов ультраметаморфизма, осложняющих изучение ранних минеральных ассоциаций регионального метаморфизма.

Более 50% площади рассматриваемого района, в соответствии с данными (Леликов и др., 1968; Найденко и др., 2002г.), занимают интрузивные образования (рис. 1), представленные следующими комплексами: среднепалеозойским ( $\gamma Pz_2$ ) — Шмаковским, позднепермским ( $\gamma P_2$ ) — Седанкинским и позднемеловым ( $\gamma K_2$ ) — Марьяновским, который включает в себя Марьяновский ( $K_2$ ) и Шибановский ( $Pg$ ) массивы.

Шибановским, по Е.П. Леликову (1968г.), именуется гранитный массив, расположенный в верхнем течении кл. Шибановский, реки Худая и кл. Барачный (рис. 2). Массив имеет форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении, площадь выхода массива на поверхность 60 км<sup>2</sup> по данным (Трусов, 1987г), и 40-45 км<sup>2</sup> (Леликов и др., 1968г). По данным предшественников (Леликов и др., 1968г.), особенностью Шибановского массива является то, что он сложен исключительно кислыми разностями.

*Шибановский рудный узел* (рис. 2) охватывает одноименный гранитный массив и его околоинтрузивную зону. В его пределах (Найденко и др. 2002г.) известно Верхне-Шибановское оловянно-вольфрамовое рудопроявление касситерит-кварцевого типа и промышленные россыпи касситерита и вольфрамита (Западно – и Восточно-Шибановское россыпные поля), в которых в значительных количествах содержатся ксенотим, ортит, фергусонит, циркон. Эндогенное олово-вольфрамовое оруденение приурочено к пегматитовым, кварцевым жилам и грейзеновым зонам в гранитах Шибановского массива. Источником поступления рудных минералов в россыпи являются как рудные тела (пегматиты, жилы, грейзены), так и собственно граниты Шибановского массива, содержащие акцессорный касситерит и редкоземельные минералы. В Шибановском рудном узле, на рудопроявлении Верхне-Шибановском, предполагается наличие промышленного оловянно-вольфрамового оруденения на глубине (Трусов и др., 1987г.). Можно ожидать обнаружение новых россыпей касситерита и вольфрамита в аллювии водотоков. Прогнозные ресурсы касситерита по Западно-Шибановскому россыпному полю, по данным





**Рис. 2. Схематическая геологическая карта Шибановского рудного узла составлена И.К. Пуциным, 1964г. (с дополнениями автора)**

1 — четвертичные и современные аллювиальные отложения, в т.ч. россыпи руч. Шибановского; 2 — галечники и суглинки суйфунской свиты; плиоцен; 3 — андезитовые порфириты и дациты; сенон; 4 — гранодиориты, граниты; палеоген; 5 — пермские отложения песчано-глинистые породы, конгломераты, известняки, кислые и основные эффузивы и их туфы; без расчленения; 6 — пермские средне- и крупнозернистые биотитовые граниты; 7 — среднепалеозойские лейкократовые граниты; 8 — жилы аплитов, пегматитов, кварца, а также дайки кислых и основных пород разного возраста; на карте показаны только крупные тела; 9 — контактовые роговики и зоны метасоматоза; 10 — геологические границы нормальных стратиграфических и интрузивных контактов; 11 — линии разломов и тектонических контактов; 12 — ареалы щелочных сиенитов; палеоген; 13 — предполагаемая граница Шибановского рудного узла.

В.М. Щербина (Щербинин и др., 1979г.), составляют 600 т.

Рудопроявление Верхне-Шибановское (Леликов и др., 1968г.) находится в верховьях одноименного ключа, оно локализовано в гранитах Шибановского массива и представлено сериями жил блокового пегматита мощностью до 20 см и маломощных, непротяженных зон касситеритсодержащих мусковитовых грейзенов, образовавшихся по зонам дробления. Содержание олова крайне неравномерное и варьирует от 0,01 до 0,6%, достигая в единичных случаях 1-2%. Кроме олова отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, бериллия. При оценке геохимических аномалий установлен среднерудный

уровень эрозионного среза и предполагается смена на глубине зон грейzenов кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом (Иванова и др., 1978г; Бураго и др., 1984г.).

Оловянная минерализация представлена маломощными зонами грейzenов в гранитах, редко – зонами, прожилками инфильтрационных эпидот-гранатовых скарнов в их экзоконтакте с содержанием олова от 0,01 до 0,6% (Найденко, 2002г.). Во вторичном ореоле рассеяния олово образует аномалии с концентрацией 0,001-0,006%. В аллювии р.р. Заблуждения, Чёрная и её притоков, а также кл. Шибановский содержание касситерита от знаков до 5 г/м<sup>3</sup>. Совместно с касситеритом присутствуют вольфрамит, шеелит, торит, малакон, колумбит.

В пределах шлихового ореола разведано несколько аллювиальных россыпей касситерита, с вольфрамитом и монацитом, одна из которых (россыпь кл. Колено) отработана (Пархомчук и др., 1981г; Рябченко и др., 1987г.). Общие прогнозные запасы олова по россыпям составляют 225 тонн, при среднем содержании касситерита около 300 г/м<sup>3</sup> (Найденко и др., 2002г.).

Как уже отмечалось выше, кроме основного полезного ископаемого – олова – для Шибановского рудного узла характерна редкометальная и редкоземельная минерализация (иттриевой и цериевой групп). Шибановские гранитоиды богаты акцессорными минералами: апатитом, касситеритом, вольфрамитом, монацитом, ортитом, фергусонитом, ксенотимом, в которых концентрируются РЗЭ. Сиениты, кроме перечисленных минералов (за исключением фергусонита), содержат делиит, чералит, Nb-ильменит и брабантит, которые были обнаружены нами впервые на данном объекте (Шабанова, 2011).

## **ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

В главе 2 кратко рассмотрена геолого-структурная позиция, петрография, петрогеохимия, а также типоморфные особенности породообразующих и акцессорных минералов, определены основные физико-химические параметры кристаллизации магматических и постмагматических образований.

По петрографическим характеристикам, геологическим взаимоотношениям и возрасту пород в становлении Шибановского массива выделяются две фазы: первая – биотитовые граниты, имеющие четыре фациальные разности (от крупно - до мелкозернистых), с которыми связаны пегматиты и грейzenы, и вторая – щелочные сиениты.

К первой фации относятся крупно-среднезернистые, роговообманково – биотитовые и биотитовые граниты; вторая имеет наиболее широкое распространение и является основной фацией массива. К ней отнесены среднезернистые биотитовые граниты, занимающие центральную и северо-

восточную часть массива. С гранитами этой фации связано большинство пегматитовых и грейзеновых тел, выявленных на площади работ. Третья фация представлена мелкозернистыми биотитовыми гранитами, с которой связано небольшое количество пегматитов и грейзенов. К четвертой фации относятся порфиридные биотитовые граниты. Порфиридные выделения представлены кварцем, полевым шпатом, биотитом. Эндоконтактовые фации гранитов Шибановского массива сложены мелкозернистыми биотитовыми гранитами на западе, северо – западе и северо – востоке массива и кварц-полевошпатовыми порфирами вдоль его южной границы. Мелкозернистые биотитовые граниты эндоконтактовой фации по составу и строению аналогичны гранитам третьей фации.

Жильные и дайковые образования, развитые как в позднепермских, так и в среднепалеозойских гранитах, вытянуты в северо-восточном, реже – северо-западном направлении. Они представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, а также пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами (Шабанова и др., 2011). *Пегматиты*, среди которых встречаются как недифференцированные, так и зональные тела с друзовыми полостями в осевой части, в массиве шибановских гранитов, преимущественно в гранитах второй фации, образуют тела линзовидной и жиллообразной формы северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания. С пегматитами связаны известные в районе работ находки мориона и берилла.

*Метасоматоз* на исследуемой территории представлен двумя типами: автометасоматоз, проявленный в виде альбитизации в центральной части Шибановского массива, и грейзенизация. *Грейзены* развиты очень широко и образуют жиллообразные тела северо-западного и северо-восточного простирания в среднезернистых биотитовых гранитах второй и третьей фаций. Представлены грейзены (Q+Mu) и околожилными (Mu+Q или Top+Mu-Q) минеральными типами, незональные и зональные, с жилами выполнения в осевых частях тел.

Геологическая позиция *щелочных сиенитов*, выявленных нами в период полевых работ с 2006-2011 годах в пределах Шибановского массива на площади в несколько кв. км, не вполне определена в связи с отсутствием возможности для проведения полного комплекса полевых геологических исследований. Однако, изучение редких на площади массива естественных обнажений, анализ собранных в процессе проведения маршрутных наблюдений материалов и их интерполяция по смежным маршрутам привели автора к убеждению, что выявленные щелочные сиениты – это ареалы развития даек, которые сопровождаются зонами щелочных метасоматитов. Среди группы щелочных кварцевых сиенитов Шибановского массива выделяются две разновидности: пироксеновые (эгириновые) и амфиболовые (гастингситовые). Состав эгириновых щелочных сиенитов: щелочной полевой шпат (калиево-

натровый - 70-80%), эгирин (5-10%), представленный длиннопризматическими и игольчатыми кристаллами (до 0,5 мм) и их агрегатами, примесь щелочного амфибола (типа эккерманита), зерна кварца (5%). Вторичные: немногочисленные агрегаты серицита (точнее не определён) по плагиоклазу и рудного минерала (Nb-Ta-?). Гастингситовый кварцевый сиенит, в свою очередь, характеризуется мелкозернистой, участками микропегматитовой (сростки кварца и ортоклаза) структурой, порфирированными выделениями (до 2-3 мм) гастингсита (10%) и ортоклаза (70-80%). Вторичные и акцессорные минералы: магнетит (1-3%), альбит-олигоклаз (2-3%), ед. циркон (Шабанова и др., 2011).

Изучение калий-аргоновым методом образцов сиенитов фиксирует их возраст в интервале от  $50 \pm 1$  до  $53 \pm 2$  млн. лет (табл. 1), что соответствует палеогеновому этапу эволюции магматизма в регионе. Если исключить из рассмотрения результаты анализа изменённых пород, можно предположить, что биотит в гранитах вторичный и соответствует возрасту внедрения (образования) сиенитов, а сами граниты имеют возраст  $62 \pm 2$  млн. лет. Вторичные изменения в биотитах проявляются в постепенном осветлении биотита, а также замещении его хлоритом. В связи с новыми данными по абсолютному возрасту гранитоидов Шибановского массива, автор считает возможным поставить вопрос о границах «Марьяновского комплекса», и пересмотреть принадлежность к нему Шибановского массива.

**Таблица 1. Результаты определения изотопного (K-Ar) возраста сиенитов и гранитов Шибановского массива**

№ п.п	№ авт.	порода	анализируемый материал	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн. лет $\pm 2\sigma$
1	Ю-202	гастингситовый кварцевый сиенит	порода	$5,70 \pm 0,01$	$20,06 \pm 0,30$	<b><math>50 \pm 1</math></b>
2	Ю-204	эгириновый кварцевый сиенит	то-же	$6,10 \pm 0,01$	$21,60 \pm 0,97$	<b><math>50 \pm 1</math></b>
3	Ю-208	гранит	то-же	$4,40 \pm 0,01$	$19,70 \pm 0,31$	<b><math>63 \pm 1</math></b>
4	Ю-230	гранит	кпш	7,82	34,2	<b>63,4</b>
			биотит	6,78	24,9	<b>53,2</b>
5	Ю-228	гранит	кпш	8,09	34,6	<b>62,0</b>
			биотит	6,80	25,0	<b>53,5</b>
6	952	гранит	порода	4,43	0,155	<b>51</b>
7	72/6	гранит	биотит	6,98	0,207	<b>42</b>

*Примечание: Анализы № 1-3 выполнены в СВКНИИ ДВО РАН, лаборатории петрологии и изотопной геохронологии, аналитики: Александрова Н.М., Люскин А.Д., Новик К.К. Анализы 4-5 выполнены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, аналитик Будницкий С.Ю. Анализы 6-7 данные Е.П. Леликова (Леликов и др., 1968г.).*

*Петрогеохимические характеристики гранитов и щелочных сиенитов Шибановского массива.* Содержание петрогенных оксидов в рассматриваемых породах типично для гранитов и щелочных сиенитов. Концентрации SiO<sub>2</sub> устойчиво высокие (от 73 до 78 %) в гранитах и от 59 до 71 % в сиенитах. По имеющимся анализам щелочных сиенитов Шибановского массива, прежде всего, необходимо отметить непостоянство содержания в них щелочных элементов. В ряде образцов прослеживается преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O, что является следствием наложенной альбитизации. Граниты имеют высокое содержание K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и малые концентрации Rb, что придаёт им сходство со щелочными разностями. Положение точек на диаграммах Maeda (1990) (рис. 3) и White, Chappel (1977) характеризует как I – A типы магнетитовой серии – сиениты, и A – граниты. Сумма щелочей в гранитах (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)=8,2 мас.%, в сиенитах (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)=10,2 мас.%. По особенностям химического состава граниты Шибановского массива относятся к породам известковой и щёлочно-известковой серий калиево-натрового ряда (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,6), для которых характерна «коровая» природа (рис. 4). Это подтверждается содержаниями элементов-примесей, редких щелочей и редкоземельных элементов в гранитах, с формированием продуцирующих очагов предположительно на глубине 20-30 км (Руб М.Г. и др., 1983) (рис. 4).

Важным дискриминантным параметром является соотношение глинозёма и породообразующих щелочей. По его значениям, щелочные сиениты (0,7-1) имеют метаглинозёмистый, перглинозёмистый состав и относятся к щелочной серии, для гранитов этот параметр (0,9-1,2) соответствует высокоглинозёмистому составу, что также является признаком корового источника породы и ее принадлежности к известково-щелочной серии.

Согласно классификации (Frost et al., 2001) (рис. 5) на основании ряда переменных: 1) отношение  $Fe/(FeO+MgO) = Fe\text{-}по$  или  $FeO\text{ общ}/(FeO\text{ общ} + MgO) = Fe^*$ , которое может служить критерием степени дифференцированности гранитной магмы; 2) щёлочно-известковый индекс (MALI), рассчитанный как  $(Na_2O+K_2O-CaO)$ , и 3) индекс насыщенности алюминием (ASI)  $[Al/(Ca-1.69P+Na+K)]$  (табл. 5) – Шибановские граниты относятся к железистым, известковым, щёлочно-известковым, высокоглинозёмистым. Содержание Rb имеют значения от 92,9 до 362 г/т, Sr в среднем 40 г/т, Zr до 250, в единичном случае до 683 г/т, Y до 60 г/т, что также позволяет сопоставлять последние с гранитами А-типа (Интерпретация..., 2001). Также для них характерны низкие содержания кальция (0,3-0,9%), магния (0,01-0,3%), алюминия (в среднем 13%).

В противоположность гранитам, щелочные сиениты принадлежат к I-типу (преимущественно мантийному). Для них характерны повышенные содержания: CaO (до 2,9 масс.%), NaO (до 10 масс.%) и Sr (до 189 г/т). По петрохимическим характеристикам щелочные сиениты Шибановского массива

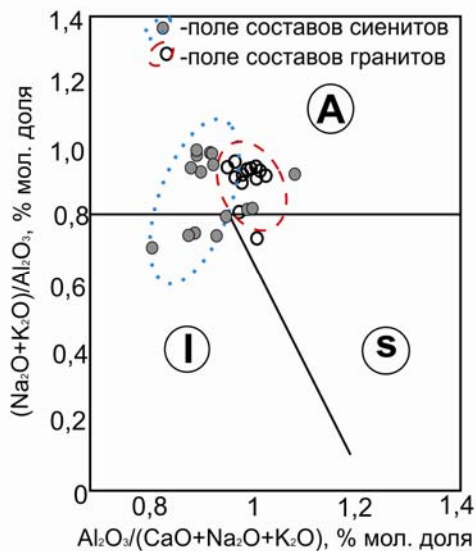


Рис. 3. Положение магматических пород на дискриминационной диаграмме S, I, A-типов гранитов и сиенитов Шибановского массива по (Maeda, 1990).

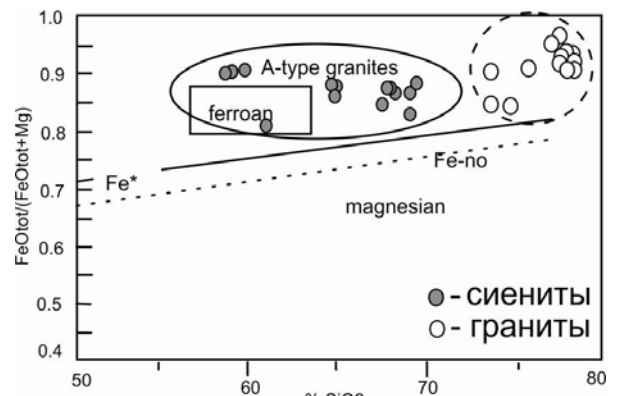


Рис. 5. Положение гранитов и сиенитов Шибановского массива на диаграмме зависимости  $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+Mg)$  и  $SiO_2$ . Линии показывают границы между железистостью и магнезиальностью пород по (Frost et al., 2001).

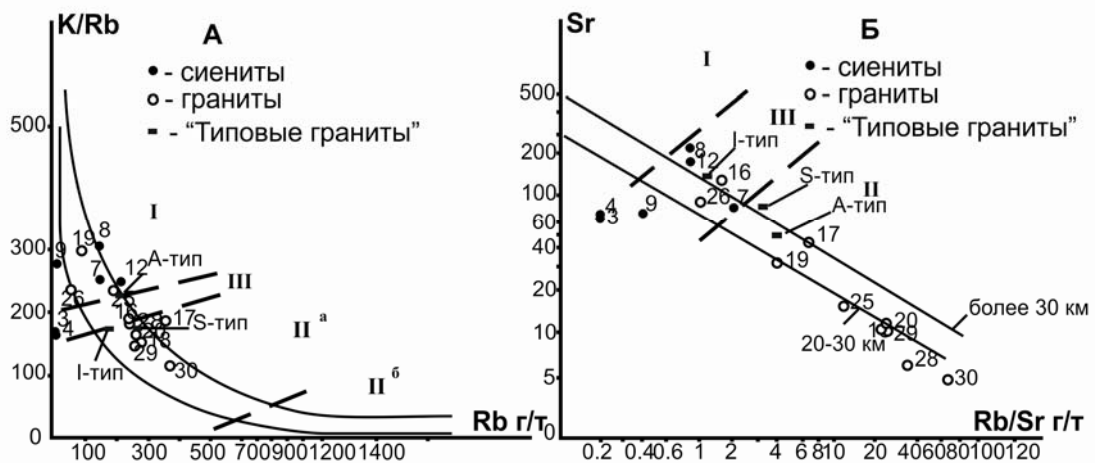


Рис. 4. Диаграммы соотношений K/Rb-Rb (A) и Sr-Rb/Sr (Б) для магматических пород Шибановского массива. Выделены поля: I - преимущественно «мантийных», II - «коровых», III - «корово-мантийных» расплавов (Руб и др., 1983). Сплошные - «линии глубинности» по (Condie, Vanagar, 1974). Положение S-, A-типов гранитов по (Whalen et al., 1987).

характеризуются умеренно-глинозёмистым составом — индекс ASI изменяется в них от 0,9 до 1,1 (рис. 4) (Интерпретация..., 2001). Содержание V, Sr, Co, Ni, Ba и редкоземельных элементов (рис. 6), в частности «лёгких», в щелочных сиенитах значительно выше относительно гранитов, что отражает различную металлогеническую специализацию пород.

Исследования особенностей распределения редкоземельных элементов в магматических породах Шибановского массива показали, что они могут выступать реперами для расшифровки геодинамических обстановок, а также формационного анализа магматических пород (Ханчук, 1997;

Великославинский, 2003; Pears, 1984; Harris, 1986). Значения концентрации РЗЭ гранитоидов характеризуется определённой общностью и слабым преобладанием лёгких элементов над тяжёлыми. Для данных пород исключение составляет европий. Величина европиевого минимума в нашем случае слабо зависит от щёлочности, глубины кристаллизации пород и возраста, но наблюдается зависимость от содержания SiO<sub>2</sub> (европиевый минимум становится более выраженным с увеличением в породе SiO<sub>2</sub>) (рис. 7).

Кроме того, причиной европиевого минимума в гранитах может являться либо фракционирование плагиоклаза в восстановительных условиях, либо вынос фтора во флюид. Самые высокие концентрации всех редкоземельных элементов среди изученных образцов наблюдаются в гастингситовом сиените, что связано с присутствием ортита.

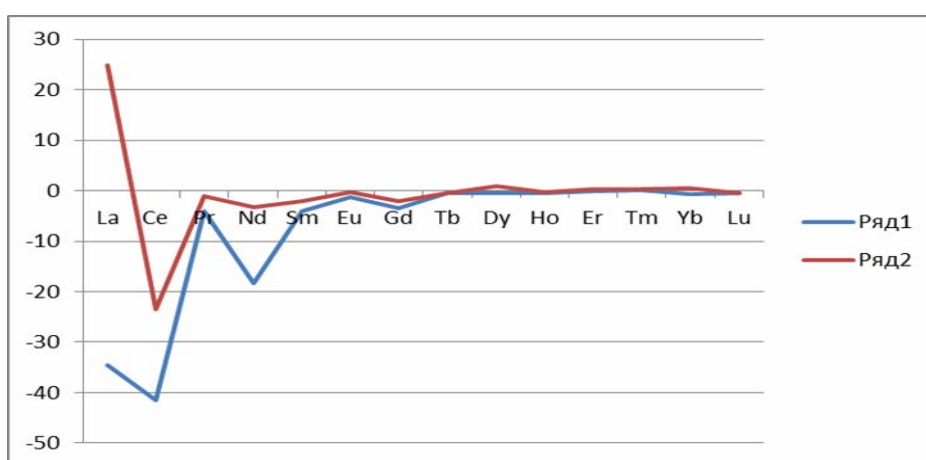


Рис. 6. График распределения РЗЭ в гранитах и щелочных сиенитах (по данным табл. 6, 7). Ряд 1 – гранит, ряд 2 – сиенит. По оси x – РЗЭ, по оси y – ΔP, полученная с помощью формулы:

$$\Delta P_{\text{породы}} = ZнРЗЭ_{\text{породы}} - КлРЗЭ_{\text{породы}}$$

где ZнРЗЭ – это величина полученная из анализов,  
 КлРЗЭ – кларк редкоземельных элементов для породы

Положение составов гранитов и сиенитов Шибановского массива на дискриминантных диаграммах (Pears, 1984; Harris, 1986; Великославинский, 2003) (рис. 8, 9) демонстрирует преимущественно внутриплитную (смешанную) корово-мантийную природу расплавов, с концентрацией некоторых точек в других областях (островодужных, синколлизийных и вулканических дуг), что, по-видимому, связано с режимом магмообразования в обстановке скольжения литосферных плит, господствовавшим в палеогене (60-45 млн. лет).

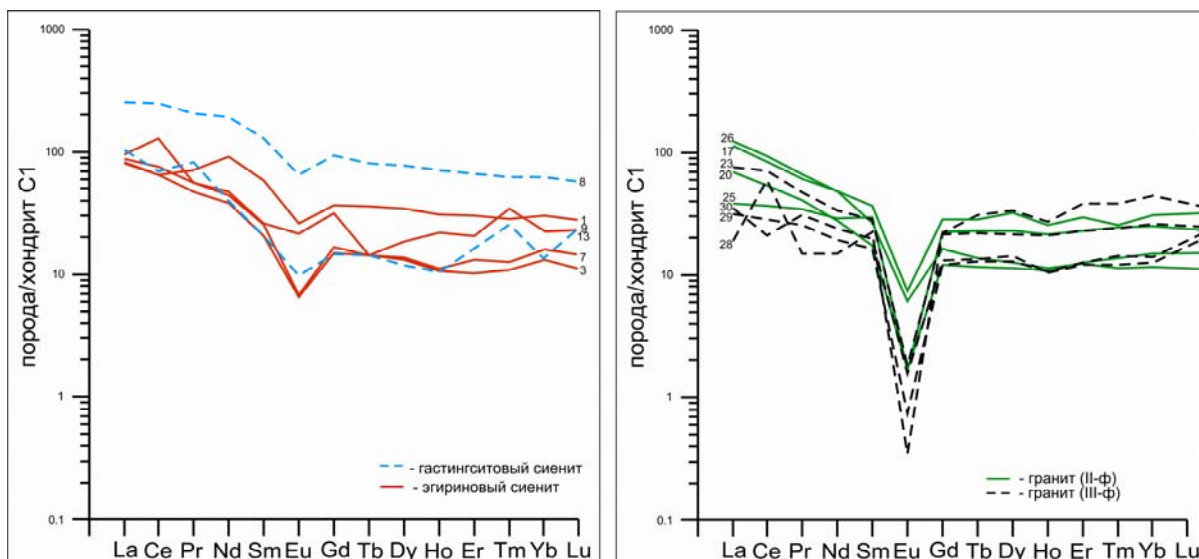


Рис. 7. График распределения нормированных содержаний РЗЭ в гранитах и щелочных сиенитах, нормировано по хондриту (Sun et al., 1989). Ф-фации гранитов.

Геодинамический режим территории определялся латеральным смещением Тихоокеанской плиты относительно позднемеловой окраины континента и сопровождался формированием сосдвиговых зон скупивания и растяжения с соответствующими им типами магматизма, когда в результате воздействия астеносферного диапира в процесс магмообразования были вовлечены породы надсубдукционного клина и слэба (Ханчук, 1997).

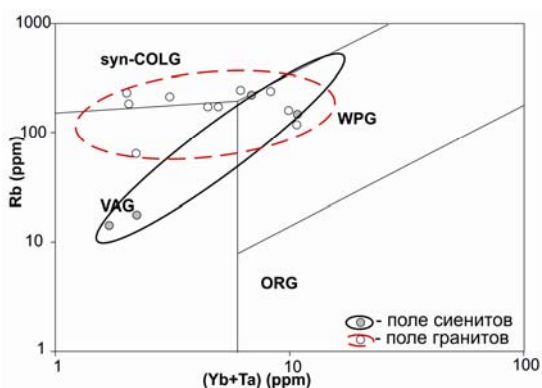


Рис. 8. Дискриминантная диаграмма Rb и (Ta+Yb) по (Pearse et al., 1984) для магматических пород Шибановского массива:

VAG – поле гранитов вулканических дуг; syn-COLG – граниты синколлизиионных областей; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов.

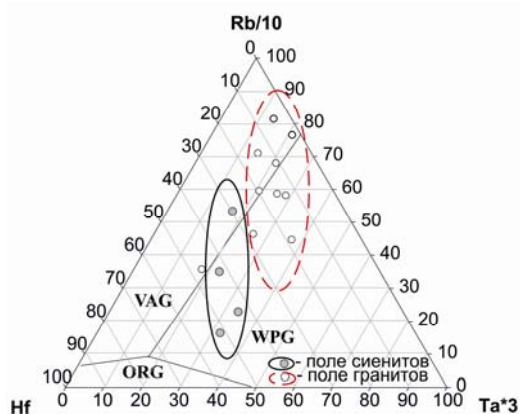


Рис. 9. Дискриминантная диаграмма Hf-Rb/10-Ta\*3 по (Harris et al., 1986) для магматических пород Шибановского массива:

Минералогическая характеристика гранитов и сиенитов Шибановского массива дана на основе порядка 90 микронзондовых анализов порообразующих минералов. При построении диаграмм и оценке термодинамических параметров кристаллизации пород, помимо авторских, использовались фондовые материалы (Леликов и др., 1968г.).



При этом значительное внимание было уделено порообразующим и акцессорным минералам (биотит, амфибол), переменный состав которых обнаруживает отчетливую зависимость от термодинамических параметров ( $\lg fO_2$ ,  $T^\circ C$ ,  $P$ ) и химизма расплава (щелочности, водонасыщенности, химической активности калия) в момент их кристаллизации; это позволяет использовать результаты исследования минералов при оценке физико-химических условий кристаллизации расплавов. Нами были также изучены плагиоклаз, апатит, магнетит и ильменит.

Биотит в гранитах Шибановского массива является одним из главных темноцветных минералов. Он встречается в виде таблитчатых или удлинённых чешуек, имеющих размер от 0,1 до 5мм. Иногда в зернах биотита присутствуют включения кристаллов апатита и циркона с характерными плеохроичными двориками.

Полученные значения величин железистости ( $f=51-81$ ) и глиноземистости ( $L=16-21.6$ ) указывают, что кристаллизация биотита происходила в условиях относительно высоких температур ( $650-750^\circ C$ ) и умеренного химического потенциала воды в расплаве, а также при высокой активности калия (рис. 10). Последнее подтверждается положением фигуративных точек биотитов из гранитов на диаграмме " $Si/Al-(Mg+Fe)/Al$ ", где они, как правило, попадают в поле IV или V, что свидетельствует о повышенной щелочности исходного расплава (Маракушев, Тарарин 1965).

Температуры кристаллизации биотитов, рассчитанные с помощью диаграммы Ю.П. Трошина с соавторами (1981), колеблются в пределах  $650 - 720^\circ C$  (рис. 11), и в целом близки к значениям температур, полученных с использованием геотермометра В.С. Иванова (1970).

Значения фугитивности кислорода, полученные для гранитов Шибановского массива по составам биотитов (Трошин и др., 1981), отвечают восстановительным условиям, промежуточным между буферными равновесиями MW и QMF ( $-\lg fO_2 = 17.2 - 16.5$ ), либо несколько превышают буферное равновесие QMF. Косвенным подтверждением низкой активности  $O_2$  во время кристаллизации гранитов является присутствие в них ильменита и высокожелезистого биотита.

На диаграмме зависимости параметров кристаллизации биотитов и рудоносности гранитоидов (Налетов, 1981; Трошин и др., 1983; Гоневчук, 2002) фигуративные точки биотитов гранитов Шибановского массива отчетливо группируются в поле рудно-магматических систем с оловянно-редкоземельной минерализацией.

Плагиоклаз представлен мелкими и крупными кристаллами таблитчатой, реже удлиненно-таблитчатой формы (2-3 мм). По составу он соответствует альбиту ( $Ab_{98-94.6} Or_{1.57-1.29} An_{0.4,14}$ ), иногда олигоклазу ( $Ab_{81-86} Or_{2-4} An_{17-10}$ ). Нередко кристаллы плагиоклаза участками серицитизированы и

пелитизированы, по трещинкам в них развивается хлорит и мелкочешуйчатый биотит. Наряду с плагиоклазом в гранитах встречаются удлиненно-таблитчатые кристаллы, отвечающие по составу ортоклазу ( $Ab_{8,8} Or_{91,2}$ ). Иногда им присуще шахматное двойникование (шахматный альбит).

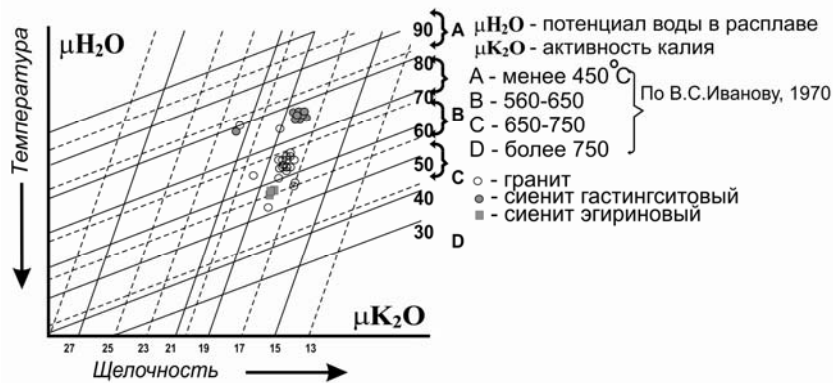


Рис. 10. Зависимость железистости и глинозёмистости биотитов от температуры кристаллизации и щёлочности магматических пород (Иванов В.С., 1970)



Рис. 11. Диаграмма окислительно-восстановительного состояния и температуры кристаллизации магматических пород Шибановского массива.

Расчеты по методике А. Кудо и Д. Уэйла (Kudo., Weill, 1970) показали, что кристаллизация плагиоклазов в гранитах происходила в интервале  $970-820^\circ C$  и  $900-710^\circ C$  при давлении воды 1 кбар и 2 кбар соответственно.

Граниты Шибановского массива характеризуются повышенным содержанием (0,5-2%) ильменита, представленного, в основном, мелкими шестоватыми и ксеноморфными выделениями. Специфической особенностью ильменита является высокое содержание  $MnO$  (12-16 мас. %), и, в некоторых случаях, повышенный уровень концентрации Nb и Ta (0.69-0,97 и 1.02 мас. % соответственно). Помимо ильменита в породах встречаются единичные кристаллы титаномагнетита.

Температура кристаллизации железо-титановых оксидов в гранитах, рассчитанная с помощью компьютерной программы QUILF (кварц-ульвошпинель-ильменит-фаялит) методом (Frost et al, 1988) происходила при  $750^\circ C$  и при  $-\lg fO_2 = -22.243$ .

Апатит в качестве акцессорного минерала в том или ином количестве встречается во всех 4 фациях гранитов Шибановского массива. Он образует мелкие таблитчатые или шестоватые кристаллы и характеризуется значительными содержаниями фтора (до 4%).

Щелочные сиениты Шибановского массива в зависимости от содержания цветных минералов представлены двумя петрографическими разновидностями: пироксеновыми (эгириновыми) и амфиболовыми (гастингситовыми) сиенитами с содержанием кварца до 7%.

Амфибол встречается во всех разновидностях изученных щелочных сиенитов в большем или меньшем количестве. Его максимальное содержание наблюдается в гастингситовых сиенитах. Он образует мелкие либо довольно крупные (до 3мм) кристаллы призматической формы. Согласно классификации В.Е. Leake (1978) большинство исследованных амфиболов принадлежит к группе кальциевых роговых обманок –  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} = 1.9\text{-}2$  формульных единиц (ф.е.),  $\text{Na}_{\text{B}} = 0,17\text{-}0,27$  ф.е. По значениям  $\text{Mg}/(\text{Mn}+\text{Mg}) = 0,85\text{-}0,971$  ф.е. и  $\text{Si} = 6.333 - 6.546$  ф.е. амфиболы представлены, в основном, гастингситом, реже — ферроэденитом.

Принимая во внимания наличие в щелочных сиенитах биотита и амфибола, оценка величин общего давления в зоне генерации кислых расплавов производилась по геобарометру (Панях, 1975). Полученные значения указывают, что кристаллизация биотита и амфибола в сиенитах происходила при  $P_{\text{общ}} = 4.2\text{-}5\text{кбр}$ . Следует отметить, что рассчитанные значения  $P_{\text{общ}}$  для сиенитов по амфиболовому геобарометру М. Шмидта (Schmidt, 1992) дают близкие величины - 3.8-5.4 кбр (примерная глубина 13-18 км). Однако, учитывая несовершенство используемых геобарометров к полученным значениям  $P_{\text{общ}}$  необходимо относиться с осторожностью.

Биотит присутствует практически во всех разновидностях щелочных сиенитов. Он встречается в виде единичных мелких чешуек, некоторые из которых частично хлоритизированы. Результаты исследования показали, что составы биотитов из пироксеновых и амфиболовых сиенитов заметно отличаются друг от друга. Так, биотит пироксеновых сиенитов в отличие от слюд гастингситовых сиенитов имеет более высокие содержания  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  и в какой-то мере  $\text{K}_2\text{O}$ . Несколько отличаются минералы и железистостью — железистость ниже у биотитов из пироксеновых сиенитов ( $f=53\text{-}60$ ).

Положение составов биотитов на диаграмме  $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{K}_2\text{O}$  показывает, что кристаллизация биотитов из пироксеновых сиенитов происходила в высокотемпературных ( $650\text{-}750^\circ\text{C}$ ) и маловодных условиях, тогда как формирование слюд из гастингситовых сиенитов осуществлялось при более низких температурах ( $560\text{-}650^\circ\text{C}$ ) в условиях высокой активности  $\text{H}_2\text{O}$ . Полученные значения глиноземистости биотитов указывают, что формирование всех разновидностей сиенитов происходило при высоком потенциале калия. Это предположение подтверждается положением фигуративных точек биотитов описываемых сиенитов на диаграмме  $\text{Si}/\text{Al} - (\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ , где они в большинстве случаев располагаются в поле IV, что свидетельствует о субщелочной специфике расплава.

Следует добавить, что полученные температуры кристаллизации биотитов хорошо укладываются в интервал значений, полученный с помощью другого биотитового геотермометра (Трошина Ю.П. и др., 1981), согласно которому температурный интервал кристаллизации слюд пироксеновых сиенитов составляет 700-720°С, а для гастингситовых сиенитов 580-650°С (рис. 23). Оценка окислительно-восстановительных условий кристаллизации щелочных сиенитов Шибановского массива, по составу биотитов (Трошин и др., 1981) показала, что значения  $fO_2$  для пироксеновых сиенитов лежат несколько ниже буферной линии QMF (-16.4), а для гастингситовых сиенитов располагаются выше этого буфера (-17.8-18.7), что указывает на более окислительные условия их образования.

Обращает на себя внимание наличие умеренного количества хлора в биотите (0.15-0.46%) и амфиболе (0.14-0.41%), что может косвенно указывать на кристаллизацию сиенитов в условиях умеренного содержания воды в расплаве.

Плагиоклаз в щелочных сиенитах образует мелкие и достаточно крупные кристаллы удлинённо-таблитчатой формы, отвечающие по составу олигоклазу ( $Ab_{79,4-73} Or_{2,09-0.77} An_{26,27-19,43}$ ) реже альбиту ( $Ab_{98-99} Or_{1,2-1,3}$ ). Причем наиболее кислые плагиоклазы (11-16 % An) типичны для амфиболовых сиенитов, а наиболее основные (19-26 % An) для пироксеновых сиенитов. Наряду с плагиоклазом в щелочных сиенитах присутствуют редкие зерна санидина ( $Ab_{6,5-4,3} Or_{93,5-95,7}$ ). Отдельные кристаллы плагиоклаза из амфиболовых сиенитов, согласно данным микрозондового профилирования, обнаруживают зональность нормального типа с падением содержания анортитового минала от центра (26-24 %An) к краю (21-19 %An) зерна. Помимо этого внешние каймы некоторых зональных кристаллов сложены альбитом ( $Ab_{98,0} Or_{0,96}$ ).

Кристаллизация плагиоклазов в пироксеновых и амфиболовых сиенитах Шибановского массива согласно геотермометру Kudo., Weill (1970) происходила при близких температурах: 1050-960°С при  $P_{H_2O}=1$ кбар и 970-870°С при  $P_{H_2O}=2$  кбар. Следует отметить, что температура гомогенизации расплавных включений в кислом плагиоклазе из щелочных сиенитов несколько ниже и составляет 750-800°С при  $P=1.5$ кбар.

Пироксен встречается в рассматриваемых сиенитах часто. Он образует коротко- и длиннопризматические кристаллы, соответствующие по химическому составу эгирину. Появление этого минерала косвенно указывает на высокую натровую щелочность минералообразующей среды (расплава).

Магнетит встречается как второстепенный и аксессуарный минерал во всех разновидностях щелочных сиенитов Шибановского массива. Он представлен в основном мелкими шестоватыми и ксеноморфными выделениями. По составу зерна титаномагнетита можно разделить на две группы. К первой группе относятся кристаллы из пироксеновых сиенитов. Для них характерно низкое

содержание  $\text{TiO}_2$  (2.28-1.16 масс.%) и умеренное -  $\text{MnO}$  (0.49-1.49 масс.%). Следует добавить, что отдельные зерна титаномагнетита из этой группы имеют неоднородное строение, связанное с обогащением линейных участков кристалла  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$ . Вторую группу образуют титаномагнетиты из амфиболового сиенита. Они, как правило, обладают повышенными концентрациями  $\text{TiO}_2$  (2.05-6.27 масс.%) и низкими -  $\text{MnO}$  (0.31-0.42 масс.%).

Ильменит, по сравнению с рассмотренным выше титаномагнетитом, менее распространенный минерал. Он встречается только в амфиболовых сиенитах, где образует мелкие кристаллы неправильной формы. Характерной особенностью ильменитов является низкое содержание  $\text{MnO}$  (2.2 масс.%), и присутствие в некоторых случаях Nb (1.29 %).

Температура равновесия железо-титановых оксидов (ильменит, магнетит) в гастингситовых сиенитах, рассчитанная с помощью компьютерной программы QUILF, составляет 570 - 450<sup>0</sup>С при  $-\lg f\text{O}_2 = 22.24-29.40$ .

Апатит встречается в качестве акцессорного минерала во всех петрографических разностях щелочных сиенитов. Он образует мелкие (0,1-0,2мм) кристаллы таблитчатого облика, иногда с округленными ограничениями. В нашем случае апатит представлен фтор-апатитовой разновидностью с содержанием F (до 4,5%). Кристаллизация гранитов Шибановского массива происходила в более восстановительных (близко к кварц-магнетит-фаялитовому буферу QMF на диаграмме (Никольский, 1987)), умеренно-температурных условиях и при низкой активности потенциала воды в расплаве, по сравнению с гастингситовыми сиенитами этого массива. Что касается эгириновых сиенитов, то в отличие от гастингситовых разностей, кристаллизация их происходила в более восстановительных условиях, близких к параметрам буферного равновесия QMF при низкой активности потенциала воды в расплаве.

Физико-химические параметры в нашем исследовании детально изучены по включениям в кварце, частично в плагиоклазе, магматических пород, а также в кварце пегматитов, грейзенов и рудных жил Шибановского массива.

Данные изучения расплавных и сопутствующих им флюидных включений в магматическом кварце гранитоидов свидетельствуют о кристаллизации этих пород в интервале температур 800-750<sup>0</sup>С и давлений 4,3-5,5 кбар. Концентрация воды в расплаве, из которого формировались гранитоиды, составляла 4,8-6,0 мас.%. По результатам криометрии, проведённой в нескольких крупных РВ, содержащих обособленную флюидную фазу, температура эвтектики раствора составляет -75<sup>0</sup>С, что соответствует системе, основная соль которой представлена LiCl, а гомогенизация флюидной фазы происходит по I типу при температуре около 250<sup>0</sup>С. Проанализированные твёрдые фазы в недоплавленных расплавных включениях являются К-Na и К полевыми шпатами, мусковитом и плагиоклазом.

Согласование результатов изучения включений в сиенитах характеризует величину флюидного давления при 650-750°C (температура гомогенизации сингенетичного ФВ) в 1,5-3,5 кбар, что отличается от Тгом в альбите, которая составляет 750-800°C при давлении 3-4 кбар. Полученные составы закалённых стёкол в минералах сиенитов из-за их недостаточных размеров, в работе не приводятся, так как требуют уточнения на более совершенных аналитических приборах. Однако, необходимо отметить, что, в отличие от стёкол гранитов, качественно в стёклах сиенитов обнаружен фтор; среди проанализированных твёрдых фаз в недоплавленных расплавных включениях в сиенитах присутствуют эгирин, альбит, амфибол и волластонит, а также минеральные фазы, содержащие La, Ce, P, Nd, Pr.

В кристаллах кварца из блоковых пегматитов, состоящих преимущественно из кварца (60-80%) и полевого шпата, а также кристаллах зонального кварца из внутренней зоны пегматита, выделены четыре группы включений: а) первичные многофазовые; б) первично-вторичные газожидкие с твёрдыми фазами; в) поздние вторичные существенно газовые; г) вторичные газожидкие двухфазные. Наиболее ранние первичные включения содержат две или более твёрдых фаз кубической формы, суммарный объём которых составляет от 35 до 60%, и газовый пузырек, занимающий 20 - 25 объёма вакуоли. Размер первичных включений - десятки-первые сотни микрон, хотя встречаются и более мелкие.

Кубические изотропные кристаллы по оптическим свойствам и поведению при нагревании отнесены к галиту и сильвину, реже определяется кароббит (KF). Следовательно, хлориды натрия и калия в составе законсервированных растворов играют определяющую роль. Среди прочих минералов-узников различаются бесформенные кристаллики с высоким показателем преломления.

Гомогенизация газожидких включений с твёрдыми фазами в большинстве случаев происходит при температуре около 400°C. Температура растворения сильвина составляет 118-120°C, галит растворяется около 140°C; иногда во включениях присутствует минеральная фаза-спутник, состав которой соответствует альбиту. Солёность минералообразующих флюидов составляет не менее 36,6%.

По результатам криометрии, температура эвтектики составляет -78°C, а самая низкотемпературная твёрдая фаза начинает подплавляться при температуре -75°C, что соответствует совместному присутствию в растворе хлоридов лития и кальция (Борисенко, 1982).

Условия образования гидротермальных образований изучались в образцах из грейзеновых тел жильной формы и пространственно сопряженных с ними кварцевых прожилков и маломощных жил кварца, содержащих рудные минералы. Первичные включения в кварце грейзенов - кристаллофлюидные.

Состав фаз в этих включениях не определен из-за их незначительных размеров, а температура гомогенизации составляет порядка 470-500°C; при дальнейшем нагреве включения большей частью разгерметизируются.

Температура эвтектики растворов включений раннего периода (-78,5./.-79°C) указывает на присутствие в растворах соединений: LiCl – MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, LiCl – CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, LiCl – KCl-H<sub>2</sub>O. При проведении криометрических опытов нами зафиксированы ромбические кристаллы, существующие при T= - 33°C (MgCl<sub>2</sub>×12H<sub>2</sub>O). Вероятнее всего, полученную температуру эвтектики правомерно интерпретировать как свидетельство присутствия в растворах LiCl – MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, т.е. в катионной части хлоридов, кроме натрия, присутствуют литий и магний. Давление в этот период минералообразования оценивается в 2.2 – 2.3 кбар, однако в присутствии обнаруженной в вакуолях углекислоты оно могло быть и ниже, так как гетерогенизации углекислоты в нашем случае не наблюдается.

Гидротермальные прожилки с игольчатыми кристаллами вольфрамита и пластинчатыми – мусковита содержат кристаллы друзовидного кварца, который имеет зональное строение и индукционные поверхности роста с вольфрамитом. В корневой части кристаллов кварца обнаружены первичные газово-жидкие включения - вакуоли, содержащие две твердых фазы (изотропную и анизотропную – в сумме около 30% объема), газовый пузырек (около 25% объема) и раствор. Эти включения имеют температуру гомогенизации около 450°C и эвтектики в интервале -23.5./.- 23.0°C. Следующая (от центра к периферии кристалла) зона кварца содержит включения мусковита и вольфрамита, а также двухфазовые газово-жидкие включения, состоящие только из газа (20-25%) и раствора. Температура гомогенизации этих включений составляет 330-320°C, а протаивание эвтектики – минус 21°C. Судя по отсутствию твердых фаз в вакуолях и температуре плавления льда (до -0.3°C) в этих включениях, концентрация растворов в процессе отложения вольфрама резко понизилась.

Результаты термобарогеохимического исследования подтверждают геологические наблюдения о том, что кварцевые прожилки формировались позже зон грейзенизации. Снижение температуры гидротермального процесса сопровождалось изменением состава минералообразующих растворов, хотя на всех стадиях преобладали галогениды (хлора больше, чем фтора), и уменьшением их концентрации. На временном отрезке, соответствующем отложению вольфрама, эти изменения носили скачкообразный характер. После отложения вольфрамита на рубеже около 330°C резко изменился состав раствора и снизилась его концентрация. В ранних (дорудных) включениях присутствуют две твердых фазы: одна из них – хлорид натрия (температура бинарной эвтектики -21 - 23°C), вторая анизотропная фаза, вероятно, представляет собой труднорастворимую соль (кристаллогидрат, образующий

бесцветные таблички,  $N_g$  меньше  $N$  раствора (Рейф, 1982, Справочник, 1971), температура его растворения в присутствии льда доходит до  $-2$  °С. При выпадении вольфрамита (с понижением температуры) резко меняются состав и концентрация раствора. Это обстоятельство приводит к заключению, что из раствора должна была исчезнуть легкорастворимая соль вольфрама с низкой бинарной эвтектикой ( $-21$ °С), причем произошло это одновременно с резким понижением концентрации хлорида натрия.

Изложенные данные по изучению особенностей флюидного режима свидетельствуют о том, что мы имеем дело с одним магматическим комплексом, фиксируя разные этапы его эволюции. Это подтверждается P-T параметрами, одинаковыми для гранитной ( $750-800$ °С и 4,3-5,5 кбар) и сиенитовой ( $650-800$ °С и 1,5-5 кбар) магм и более низкими для пегматитов ( $400-650$  °С и 450 бар), а также грейзенов ( $358-500$ °С и 1,3-2,2 кбар).

### **ГЛАВА 3. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РМС ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

В главе 3 приводится краткая характеристика основных генетических типов месторождений с тантал-ниобиевой и редкоземельной минерализацией, как мирового уровня, так и Дальнего Востока.

Наше внимание к этому типу связано с обнаружением в Шибановском рудном узле, имеющем оловянно-вольфрамовую специализацию, неизвестных здесь ранее щелочных сиенитов, со специализацией на редкоземельное оруденение (монацит, ксенотим, циркон, пирохлор, дэлит, чералит, брабантит и др.).

Среди тантал-ниобиевых и редкоземельных месторождений выделяют многочисленные промышленные и потенциально-промышленные типы (щелочные и литий-фтористые граниты, редкометальные пегматиты, россыпи; эгириновые нефелиновые сиениты, лопаритовые уртиты и ийолит-уртиты, карбонатиты и коры их выветривания) (Методические рекомендации..., 2007; Полякова, 2003), большая часть которых связана со щелочными магматическими породами или метасоматитами.

Анализ процессов образования месторождений, как правило, в основе использует системный или модельный подходы. Прежде чем приступить к построению модели РМС, стоит уточнить, что из множества определений РМС, приведённых в работах (Гоневчук, 1999; Спиридонов, 2003 и др.), нами под термином «рудно магматическая (магматогенно-рудная) система» будет подразумеваться закономерно развивающаяся в пространстве и времени геологическая система, исходной причиной развития которой является магматический процесс, а следствием – рудонакопление.



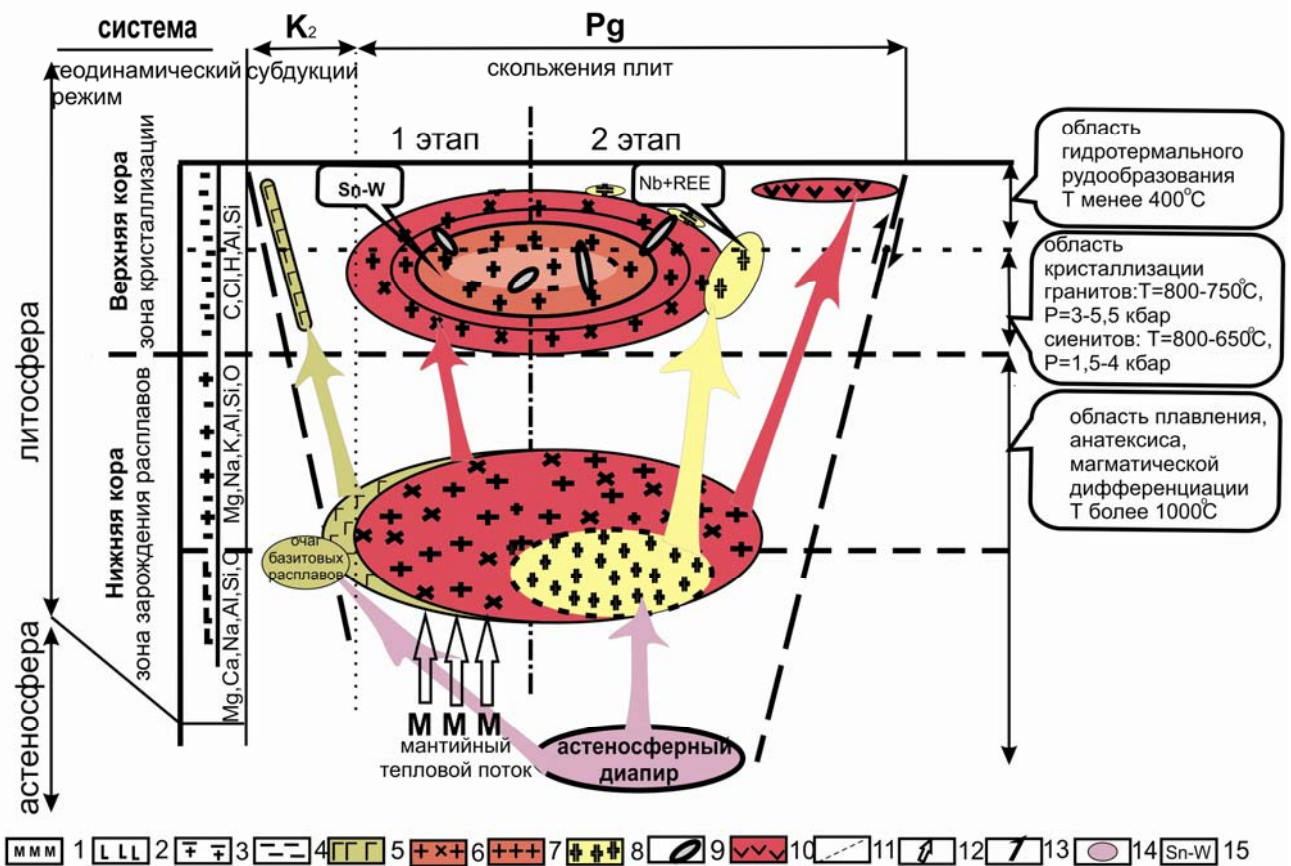
История формирования Шибановского интрузивного массива в соответствии с установленными особенностями состава, геохимических признаков и возрастом слагающих его пород представляется двухэтапной.

На первом этапе в интервале от  $62 \pm 2$  млн. лет в результате внутрикамерной дифференциации порции риолитового расплава, внедрившейся в верхние горизонты земной коры из первичного магматического очага, образовались граниты четырех фаций Шибановского массива. Основные рудные компоненты пегматитов, кварцевых жил и грейзенов экстрагировались из гранитов, главным образом, второй и третьей фаций Шибановского массива.

Сохранившийся на глубине «остаточный магматический очаг», состав магмы которого, вероятнее всего, мог быть дацитовым, продолжал эволюцию с образованием из «ощелоченного» под влиянием глубинного (сквозьмагматического) флюида расплава того же первичного очага в условиях высокой тектонической активности (режим скольжения литосферных плит) (Мартынов, Ханчук, 2012). Сдвиг в область кристаллизации богатых альбитом сиенитов и альбититов мог быть обусловлен привнесом в систему и, соответственно, ростом активности фтора.

Наиболее значимым событием в этой эволюции могло быть обогащение дацитового расплава щелочами с образованием расплава сиенитового, из которого кристаллизовались щелочные сиениты, содержащие минералы редких земель, преобразованные более поздними процессами в метасоматические альбититы, в которых также наблюдается редкоземельная минерализация. Главным фактором такого преобразования можно предполагать флюидный поток астеносферного диапира, индикатором которого могут быть очень редкие в Шибановском массиве дайки субщелочных базитов.

Обобщение данных главы 3 позволяет высказать некоторые предположения об особенностях сходства акцессорных минералов в породах массивов щелочных сиенитов Дальнего Востока, в частности Шибановского рудного узла, с месторождениями мирового уровня. Выявленные общие черты месторождений редкоземельных элементов Сихотэ-Алинского орогенного пояса позволяют рассматривать их как комплексные объекты, возможно, перспективные на редкоземельную минерализацию и вызывают необходимость изучения и пересмотра масштабов оруденения. На основании ряда признаков, изложенных в работах (Kogarko, 2007, 2011; Когарко, 2011, Наумов, 2008; Полякова, 2003 и др.), щелочные породы Шибановского рудного узла сходны с известными крупными и уникальными месторождениями, относимыми к типам: 1) ниобий-танталовых в метасоматитах по гранитоидам щелочного ряда или 2) танталовым в корях выветривания пегматитов (с Sn, Be). Масштабы проявления редкоземельной минерализации еще предстоит оценить.



**Рис. 12. Генетическая модель формирования РМС (на примере Шибановского рудного узла)**

Примечание: 1 - 4 слои коры: 1 - «мантия», 2 - «базальтовый», 3 - «гранодиоритовый», 4 - «осадочный»; 5 - 10 - магматические породы и их расплавы (интрузивные: 5 - габбро, 6 - гранодиориты, плагиограниты, 7 - граниты, 8 - щелочные сиениты, 9 - жилы аплитов, пегматитов, кварца, а также дайки кислых и основных пород; вулканические: 10 - андезитовые порфириды и дациты); 11 - глубинные разломы, 12 - направления движения флюидов и расплавов, 13 - направление движения в слоях коры, 14 - очаг, продуцирующий расплавы и редкоземельные элементы, 15 - геохимическая специализация магматических комплексов.

### На основании вышеизложенного формулируются три защищаемых положения:

1. Рудоносные граниты и щелочные сиениты, продуцирующие соответственно редкометальное и редкоземельное оруденение Шибановского рудного узла, принадлежат единой магматической ассоциации палеогенового возраста, формирование которой происходило при частичном плавлении на разных уровнях раннепалеозойской континентальной коры (граниты А-типа) и подкоровой мантии Матвеевско-Нахимовского террейна (сиениты I-A типа).

2. Магматические породы Шибановского рудного узла палеогенового возраста — граниты, сиениты — и ассоциирующиеся с ними рудные образования — пегматиты, полевошпатовые метасоматиты, грейзены — возникают как следствие эволюции в пространстве и времени единой РМС.

3. Совокупность признаков (разнообразие состава пород, геохимические и изотопно-геохимические характеристики, данные термобарогеохимических исследований) палеогеновых магматических образований Шибановского рудного узла позволяют рассматривать их происхождение в петрологической модели зон скольжения литосферных плит.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В результате выполненных исследований установлено:

1. Магматический комплекс РМС Шибановского рудного узла (по результатам К-Аг датирования) палеогенового возраста представлен «коровыми» (граниты) — А, и «мантийно-коровыми» (щелочные сиениты) - А-I петрохимическими типами, характеризующими расплавы разных гипсометрических уровней коры.

2. Эволюция магматического комплекса привела к формированию разнотипного по элементному составу оруденения. Эволюция гранитной магмы завершилась формированием пегматитов, грейзенов, а также более удалённых от магматического этапа кварцевых жил с олово-вольфрамовой минерализацией. Для щелочных сиенитов установлены признаки редкоземельной металлогенической специализации, с образованием таких минералов, как чералит, брабантит, дэлиит, ксенотим.

3. Кристаллизация гранитов Шибановского массива происходила в более восстановительных, умеренно-температурных условиях, при низкой активности потенциала воды в расплаве, по сравнению с гастингситовыми сиенитами массива. Эгириновые сиениты, в отличие от гастингситовых разновидностей, кристаллизовались в более восстановительных условиях, близких к параметрам кварц-магнетит-фаялитового буферного равновесия (при низкой активности потенциала воды в расплаве).

4. Результаты термобарогеохимических исследований показывают, что магматический процесс и гидротермальное рудообразование являются последовательными этапами эволюции единой рудно-магматической системы. Характеристики расплавных и сопутствующих им флюидных включений в магматическом кварце гранитоидов свидетельствуют о кристаллизации этих пород в интервале температур 800-750°C и давлений 4,3-5,5 кбар из расплавов, содержащих Li во флюидной фазе. Концентрация воды в расплаве, из которого формировались гранитоиды, составляла 4,8-6,0 мас. %.

5. Условия образования щелочных сиенитов ограничены температурным интервалом 800-650°C и вариациями флюидного давления от 1,5 до 4 кбар. Сиениты кристаллизовались из расплавов, обогащенных кальцием и фтором. Концентрация воды в расплаве составляла около 3,9 %.

6. Образование пегматитов происходило в позднемагматический (послегранитный) временной этап из гетерогенного флюида P-Q типа, в

температурном интервале 650-400°C и давлении около 450 бар, при участии углекислотных литий-фтористых растворов.

7. Формированию грейзенов и кварцевых прожилков в гранитах соответствовал температурный интервал 500 - 358°C. Их кристаллизация происходила из растворов с высокой общей минерализацией преимущественно хлоридного состава, при меньшем участии фтора, в присутствии катионов лития и магния, в интервале давлений от 2,2 до 1,3 кбар.

8. Для объяснения источников и механизма магмогенерации, вероятно, была бы применима существующая модель образования расплавов щелочных сиенитов как остаточных порций при фракционной кристаллизации гранитной магмы (Barberi et al. 1975; Ярмолук, Коваленко, 1991), сопровождающаяся накоплением в остаточных порциях магмы РЗЭ и летучих компонентов.

Однако, в рамках этой модели не находит объяснения комплекс выявленных нами при изучении гранитов и сиенитов признаков, таких как высокие содержания щелочей в сиенитах, обогащенность последних высоkozарядными элементами, пестрота состава пород, возраст, различия геохимических и термобарогеохимических характеристик. Вероятнее всего, в магмообразовании принимали участие блоки нижней коры (или подкоровой мантии), субдуцированные или погруженные каким-либо иным способом глубже раздела границы Мохо для Дальневосточного региона, геодинамическая обстановка развития которого в этот период неоднократно менялась в режиме чередований субдукции и скольжения литосферных плит (Ханчук, 1997).

9. Особенности генезиса РМС Шибановского рудного узла, геолого-генетическая модель отражают специфику геодинамической обстановки развития палеогенового гранитоидного магматизма в структуре Востока Азии и геологические особенности строения вмещающего Шибановскую РМС литосферного блока – Матвеевско-Нахимовского террейна.

### Список опубликованных работ по теме диссертации:

1. **Шабанова Ю.А.**, Залищак Б.Л., Ушкова М.А., Карманов Н.С. Дымчатый кварц из пегматитов Верхне - Шибановского олово-вольфрамового месторождения (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 75-81.
2. **Шабанова Ю.А.**, Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Кононов В.В., Карабцов А.А., Карманов Н.С. Хрусталеносные пегматиты Верхне-Шибановского месторождения (Сихотэ-Алинь, Приморский край) // Известия высших учебных заведений. 2008. № 5. С. 40-44.
3. **Shabanova Y.A.**, Pakhomova V.A., Zalishchak B.L., Ushkova M. A. Fluid inclusions in quartz of pegmatites from the Verkhne-Shibanovsky deposit (in the Russian Far East) // The Journal of the Gemmological Association of Hong Kong. 2009. Volume XXX. P. 84-86.
4. **Шабанова Ю.А.**, Пахомова В.А. Петрология магматических пород полихронного массива и геодинамическая обстановка его формирования // Строеение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодёжной конференции. Новосибирск, 2011. С. 129-130.
5. **Шабанова Ю.А.**, Пахомова В.А., Екимова Н.И. Редкоземельные минералы щелочных сиенитов Верхне-Шибановского месторождения // Минералогия Северо-Восточной Азии. Материалы II Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ, ИД «Экос», 2011. С. 177-178.
6. **Шабанова Ю.А.**, Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. Источники и эволюция рудоносных магм на примере Верхне-Шибановского полихронного месторождения // Всероссийская конференция «Граниты и процессы рудообразования». Москва. 2011. С. 144-145.
7. **Шабанова Ю.А.**, Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. Геохимия и особенности формирования магматических пород Шибановского рудного поля // X сессия конференции "Новые идеи в науках о Земле". Москва. 2011. С. 136.
8. **Stepnova Y.A.**, Pakhomova V.A. Pegmatites of the Shibanovsky Ore Field (Russian Far East): Physical-chemical parameters // 4th Biennial Conference on Asian Current Research on Fluid Inclusions ACROFI IV. 2012. Brisbane, Australia, P. 83-84.
9. **Степнова Ю.А.**, Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. Соотношение магматического и гидротермального этапов формирования Верхне-Шибановского рудопоявления // Тезисы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва. 2012. С. 80-81.
10. **Степнова Ю.А.**, Пахомова В.А. Магматизм и металлогения Шибановского рудного поля // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию Г.М. Саранчиной. Том 2. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 252-255.

Подписано в печать \_\_\_\_\_ . Формат \_\_\_\_\_

Тираж \_\_\_\_\_ . Заказ \_\_\_\_\_

Отпечатано в типографии \_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_ г. Владивосток, ул \_\_\_\_\_