

Российская Академия Наук
Дальневосточное отделение
Дальневосточный геологический институт

УДК 553.463* 685 (571.63)

На правах рукописи

ГВОЗДЕВ
ВИТАЛИЙ ИВАНОВИЧ



**РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ
СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ВОСТОКА РОССИИ**

**Специальность: 25.00.11 – геология, поиски и разведка твердых
полезных ископаемых; минерагения**

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Владивосток
2007

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте
Дальневосточного отделения Российской Академии наук

Официальные оппоненты:

Ю.И.Бакулин

Доктор геолого-минералогических наук (ДВИМС, г. Хабаровск)

Г.Н.Гамянин

Доктор геолого-минералогических наук (ИГА и БМ, г. Якутск)

Н.А.Горячев

Доктор геолого-минералогических наук (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан)

Ведущая организация: **Институт геологии рудных месторождений, минералогии,
петрографии и геохимии (ИГЕМ) РАН (г. Москва)**

Защита состоится «25» октября 2007 г. в 10⁰⁰ часов
на заседании диссертационного совета Д 005.006.01
в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН
по адресу: 690022, Владивосток, Пр-т 100-летия Владивостока, 159.
Академгородок
Тел.: +7 (4232) 321-249
Факс: +7 (4232) 317-847
E-mail: fegi@onlane.marin.su

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Дальневосточного Отделения РАН
по адресу: 690022, Владивосток, Пр-т 100-летия Владивостока, 159. Академгородок

Автореферет разослан «_____» _____ 2007 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
К.Г.-М.Н.

Б.И.Семеняк



ВВЕДЕНИЕ.

Актуальность проблемы.

Скарновые месторождения с шеелитом - это один из главных генетических типов вольфрамовых месторождений, широко эксплуатируемых в России в настоящее время. В мировом экономическом балансе на долю этих месторождений приходится около 65% добычи руды, в то время как запасы составляют не более 30% (Соловьев С.Г., 1997).

На востоке России крупные месторождения скарнового типа известны в Приморском крае (Восток-2, Лермонтовское) и в Якутии (Агылки), руды которых, как и руды большинства вольфрамовых месторождений, являются комплексными на медь, висмут, золото и др. элементы. На долю эксплуатируемых скарново-шеелит-сульфидных месторождений Восток-2 и Лермонтовское в Приморском крае приходится 55% от объема добываемого вольфрама в России, в то время как объем разведанных запасов всего Дальневосточного региона составляет только 24% общероссийского (Козловский, 2002).

В настоящее время расширение минерально-сырьевой базы вольфрама за рубежом происходит по направлению поисков и отработки месторождений объемных по запасам, но с низкими содержаниями WO_3 (0,15 – 0,20%). Это - объекты стратиформного и штокверкового типов, известные в Австралии (Кинг-Айленд), Австрии (Фербелтал), Франции (Сало), Северном Кавказе (Кти-Теберда), Центральном Казахстане (Кайракты, Коктенколь и др.) и многих других регионах мира (Лобков и др., 1982; Страховенко, 1999; Бутенков, 2000).

Актуальность изучения типовых объектов состоит в том, что в Приморье высокая вероятность обнаружения не только скарново-шеелит-сульфидных, но и новых месторождений других генетических типов. Это может способствовать как расширению минерально-сырьевой базы Приморского края, так и Дальневосточного региона России в целом.

В последние годы получены результаты, позволяющие предположить присутствие в Приморском крае месторождений других генетических и формационных типов, в том числе и стратиформных. В этой связи встал вопрос об оценке перспектив слабо изученных месторождений неясного генезиса, таких как Тисовое, Скрытое, Кордонное, Бневское и многих других.

Традиционно, региональное и локальное прогнозирование опирается на знание типовых (эталонных) месторождений: их геологических обстановок размещения, связи с определенным петрохимическим типом магматических пород, условий и форм проявления постмагматических процессов, приводящих к образованию вольфрамового оруденения. Несмотря на общую изученность скарновых месторождений, остаются слабо освещенными и часто дискуссионными вопросы об источнике магматических расплавов, продуцирующих вольфрамовое оруденение и их месте в эволюции аккреционно-складчатых систем; недостаточно ясны причины возникновения оруденения с разнотипной минерализацией и др. Решение этих вопросов и совершенствование генетических принципов прогнозирования, поисков и оценки скарново-шеелитовых месторождений являются определяющими в постановке цели и задач выполненных исследований.

Цель и задачи исследования.

Главная цель исследований - создать по результатам изучения эталонных объектов генерализованную генетическую модель рудно-магматической системы (РМС) скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

Для достижения этой цели предусматривалось решение следующих задач:

1. Установить главные региональные и локальные факторы, определяющие закономерности размещения комплексов магматических пород, продуцирующих вольфрамовое оруденение, а так же позволяющие совершенствовать принципы прогнозирования, поисков и оценки слабо изученных объектов применительно к разным геологическим структурам Дальневосточного региона.

2. Определить тип рудопродуцирующих магматических расплавов и их место роль в геологической эволюции аккреционно-складчатых систем.
3. Выявить пространственно-временные и генетические соотношения магматических и флюидно-метасоматических процессов в рудно-магматических узлах (системах) продуцирующих разноформационное вольфрамовое оруденение.
4. Провести комплекс минералого-геохимических, и петрологических, изотопно- и термобаро-геохимических исследований, направленных на выяснение генезиса скарновых месторождений и условий появления в них продуктивных в отношении вольфрама парагенетических ассоциаций и контролирующих их факторов;
5. Разработать частные (геолого-генетические, минералого - и изотопно-геохимические и др.) модели и создать на их основе обобщенную генерализованную (или «интегральную» по Л.Н.Овчинникову, 1988) генетическую схему-модель вольфрамоносной РМС, позволяющую усовершенствовать комплекс поисковых критериев оценки слабоизученных объектов.

Фактический материал и методы исследований.

В основу работы положены материалы, собранные автором в период с 1973 по 2005 гг. при выполнении научно-исследовательских работ по проектам программ ДВ геологического института ДВО РАН, грантам РФФИ и ДВО РАН, темам хоздоговорных работ по изучению рудных районов и месторождений с вольфрамовой и оловянной минерализацией. Основное внимание автора было сконцентрировано на изучении магматических и метасоматических пород, руд, а также условий образования скарново-шеелит-сульфидных месторождений Лермонтовское, Восток-2 (Приморский край) и Агылки (Якутия), которые рассматриваются в работе как эталонные объекты. Как дополнительные привлекались результаты, полученные на относительно слабо изученных объектах Тисовое, Скрытое, Кордонное, Беневское, исследовавшихся с целью выяснения их генезиса и перспектив. Для сравнения эволюции РМС с разнотипной минерализацией изучались с разной степенью детальности оловянные и вольфрам-оловянные месторождения Приморья (Тигриное, Забытое, Усть-Микулинское, Рудное, Арсеньевское, Юбилейное, Искра и др.), Якутии (Эрикагское, Сосукчанское, Аляскитовое), Забайкалья (Букука, Белуха), Хабаровского края (Солнечное, Фестивальное) и Магаданской области (Иультин, Светлое, Теркенген) и др.

При полевых исследованиях на месторождениях главное внимание уделялось картированию фаз и фаций интрузивных тел и ассоциирующих с ними метасоматических пород (роговиков, скарнов и др.), а также детальному минералогическому картированию керн буровых скважин и горных выработок с отбором проб для петрографических, минералогических, и аналитических исследований. При подготовке работы автором было изучено более 6000 шлифов, 4000 аншлифов и 400 полированных пластин, выполнено более 500 силикатных и 500 спектральных количественных и полуколичественных анализов пород и породообразующих минералов, более 300 рентгено-спектральных микроанализов породообразующих и рудных минералов, 38 изотопных Rb/Sr анализов для определения возраста интрузивных пород и руд, более 180 определений температур кристаллизации минералов и солевого состава включений в минералах интрузивных пород и руд; в породах и минералах выполнено 127 определений изотопного состава кислорода, 92 – углерода, 11 – водорода и 52 - серы.

Аналитические исследования выполнялись в лабораториях ДВГИ, ИГЕМ, ДВИМС, Университета штата Джорджия, Департамента минералогии Музея Природной Истории Лондона.

Научная новизна и практическая ценность работы.

Впервые в изучении РМС скарново-шеелит-сульфидных месторождений региона использован комплексный подход, основанный на детальных минералогических, изотопно- и термобарогеохимических исследованиях магматических и метасоматических пород, руд и сопутствующей минерализации:

1. Выделены и охарактеризованы типовые комплексы магматических пород ассоциирующих с вольфрамовой минерализацией. Установлены основные минералогические и петрохимические характеристики рудогенерирующих интрузивных пород; показано их положение в эволюции магматических комплексов.

2. Выявлены типоморфные особенности метасоматических пород и руд, породообразующих и рудных минералов, что позволило принципиально усовершенствовать схему последовательности минералообразования на вольфрамовых месторождениях региона и предложить ее в качестве критерия для количественной оценки масштабов вольфрамовой минерализации на слабо изученных объектах.

3. Разработаны модели РМС эталонных объектов, послужившие основой для обобщающей генетической схемы-модели локальной рудно-магматической системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений применительно к Дальневосточному региону.

Реализация материалов и апробация работы.

Основные положения и результаты работы докладывались и обсуждались на международных совещаниях и симпозиумах: «Final Meeting Intas Project 1994-1414» (1998); «30th Intern. Geol. Congress» (1996); «15 Симпозиум по геохимии изотопов» (1998); «Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins» (2004); на всесоюзных совещаниях и конференциях: «IV Всесоюз. конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР» (1981); «Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР» (1986); V и VI Всесоюзных совещаниях по термобарогеохимии (1976; 1978); всероссийских совещаниях: «Рудные формации структур зоны перехода континент-океан» (1988); «Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поисков и оценки» (1991); «Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья» (2005); «Рудогенез и металлогения Востока Азии» (2006).

Научные отчеты и информационные записки по материалам исследований с рекомендациями их использования при поисково-разведочных работах и оценке перспектив рудных тел, рудопроявлений и месторождений с вольфрамовой (шеелитовой) минерализацией в разное время были переданы в ПГО «Примгеология», Приморский ГОК, Таежную экспедицию.

Исследования по рассматриваемой теме в разное время были поддержаны грантами РФФИ (№ 95-05-14648; № 96-05-64440; № 04-05-65270; № 01-05-96903; № 04-1-ОНЗ-111), проектами ДВО РАН (№ 04-3-А-08-018; № 05-3-А-08-026; № 06-05-96084) и Администрации Приморского края (№ 12-107-2).

Благодарности.

Работа выполнена в лаборатории металлогении рудных районов Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Исследования автора по теме диссертации начинались под руководством к.г.-м.н. Г.Н.Степанова, продолжилось членами-корреспондентами АН СССР Е.А.Радкевич и А.Д.Щегловым и заведующим лабораторией металлогении рудных районов д.г.-м.н. В.Г.Гоневчуком. Формированию научных взглядов автора способствовали совместная работа и общение с В.С.Антипиным, Н.С.Бортниковым, В.В.Владимировым, И.Н.Говоровым, С.С.Зиминим, А.Э.Изохом, В.Г.Сахно, А.М.Смирновым, В.П.Уткиным, А.И.Ханчуком, Л.Н.Хетчиковым, В.Г.Хомичем, А.С.Щекой. В сборе каменного материала в разное время оказывали содействие коллеги производственных организаций А.В.Анахов, А.Я.Гааз, А.С.Гонохов, Ю.Т.Гурулев, В.П.Земцов, С.В.Коваленко, П.В.Кораблинов, В.М.Лосив, Ю.И.Максименко, А.П.Матюнин, А.Н.Найденев, В.Н.Оковитый, Ф.И.Ростовский, А.Е.Шелехов и многие другие. Автор выражает искреннюю признательность и благодарность своим коллегам по институту и других научно-исследовательских подразделений О.В.Авченко, В.А.Амузинскому, Г.А.Валуй, В.В.Голозубову,

Б.Л.Залищаку, А.И.Игнатьеву, В.Т.Казаченко, П.Г.Коростелеву, А.М.Кокорину, Н.Н.Круку, Г.Б.Левашеву, Г.Г.Лихойдову, В.А.Пахомовой, Л.П.Плюсниной, А.В.Прокопьеву, С.М.Родионову, С.Н.Рудневу, Б.И.Семеняку, А.П.Смелову, Б.М.Тишкину, В.А.Трунилиной, О.В.Худоложкину и многим другим, чьи консультации помогли при написании работы и обсуждении дискуссионных вопросов.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 3 разделов и заключения. Объем работы 421 страницы, включая 72 таблицы, 104 рисунка и списка литературы из 375 наименований.

Основные защищаемые положения.

1. Магматические расплавы, продуцировавшие вольфрамовую минерализацию, имеют **корово-мантийную** природу. По петрохимическим и изотопным признакам они обогащены коровой составляющей **более 50%**. Эволюция расплавов на разных гипсометрических уровнях **новообразованной** коры определяет генетическую связь оруденения с плутоническими формациями нижнекорового генезиса (ильменитовая серия). По соотношению коровой составляющей магматические комплексы локальных РМС скарново-шеелит-сульфидных месторождений РМС представлены «коровым» S- (ранний этап - Лермонтовское месторождение) и «переходным» I-S- (поздний этап - месторождения Восток-2, Агылки) петрохимическими типами, характеризующими разные периоды формирования континентальной литосферы в режиме трансформной окраины.

2. Эволюция магматических расплавов в зоне кристаллизации по «камерной» модели обуславливает закономерное сочетание последовательных процессов (скарнообразования, полевошпатового метасоматоза, грейзенизации и сульфидизации), приводящих к формированию РМС объемных по запасам вольфрамовых месторождений. Последовательно кристаллизовавшиеся магматические породы и продуцируемые ими гидротермальные флюиды, отражают разные периоды минералообразования с определенной геохимической специализацией. Это выражается в количественных соотношениях сопутствующих элементов (Cu, As, Pb, Zn, Bi, Sb, Te, Se, Ag, Au) в метасоматических породах и рудах, **зависят** от петрохимического (S или I) типа рудогенерирующих магматических пород и степени «открытости» РМС.

3. Рудоносные флюиды локальных вольфрамоносных РМС наследовали «восстановительные» свойства продуцировавших их расплавов, а однотипные метасоматические породы и руды на эталонных месторождениях характеризуются одинаковыми типоморфными признаками (сходный минеральный состав продуктивных на вольфрам ассоциаций; близкий элементный состав сопутствующей минерализации; присутствие типоморфных минералов), отражающими сходство в эволюции расплавов разных петрохимических типов в процессе их кристаллизации.

4. Генезис и последующая эволюция РМС в режиме трансформной окраины приводила к формированию магматических очагов на разных уровнях (зона анатексиса и зона кристаллизации) верхней коры, которые продуцировали разнотипное по элементному составу оруденение. Генетическая модель такой локальной «вольфрамоносной» РМС отражает сложное сочетание структурных элементов с магматизмом нижнекорового генезиса, сопровождавшегося молибден-вольфрам-оловянным оруденением.

I. ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ.

I.1. Месторождение как рудно-магматическая система (принципы выделения).

«Рудная геология» - это наиболее древняя ветвь геологической науки, объект изучения которой - месторождение полезного ископаемого. Одна из наиболее важных проблем исследования месторождения - проблема его генезиса. Накопление большого объема информации по этой проблеме привело к необходимости использования «системного анализа», позволяющего рассматривать сложные природные геологические объекты - месторождения как рудно-магматические системы (РМС), в которых эволюция взаимосвязанных, неразрывных процессов петрогенезиса и эндогенного рудообразования,

приводит к концентрированию рудного вещества. Разноранговые модели таких РМС широко используются при металлогенических исследованиях рудных районов, что нашло свое отражение в большом числе публикаций («Магматогенно-рудные системы», 1986; Коваленко и др., 1988; «Рудообразование и генетические модели ...», 1988; «Рудные формации вулканоплутонических поясов ...», 1989).

При изложении в работе характеристик месторождения в ранге «рудно-магматическая система» автор придерживался следующих принципов и терминологии.

Геологическая система - это «совокупность элементов с максимальной адекватностью отражающая объективную реальность» (Шарапов, 1977). В решении вопросов металлогенического плана автором приняты понятия «рудно-магматическая» или «магматогенно-рудная» система (Ивакин, 1973; Домарев, 1977; Романовский, 1979; Сухов, 1981; Бакулин, 1991). **Рудно-магматическая система (РМС)** или **магматогенно-рудная система** представляют собой закономерно развивающуюся в пространстве и времени геологическую систему, исходной причиной развития которой является магматический процесс, основным следствием – формирование в течение гидротермального процесса рудных залежей» (Магматогенно-рудные системы, 1986. с.151).

Под **рудообразующей (локальной) системой** автором, в соответствии с представлениями В.И. Смирнова (1989) и учетом дополнений Г.Л.Поспелова (1962), М.И.Ициксона (1973; 1979), Г.М.Власова (1979; 1981), Ю.И.Бакулина (1991), принято за основу ее определение как «совокупность взаимосвязанных геологических процессов, обстоятельств и обстановок, определяющих условия формирования рудных месторождений». Основными элементами системы являются: 1 - область генерации и фракционирования расплавов (экстрагирования рудных элементов); 2 - область переноса рудного вещества; 3 - область концентрирования (отложения) рудного вещества.

Наиболее доступны для изучения первый и третий элементы: первый - характеризует магматический, а третий – постмагматический (пневматолито-гидротермальный) этапы формирования РМС. Для определения «ранга» систем автором используется классификация, предложенная Г.М.Власовым и усовершенствованная В.Г.Гоневчуком (2002), где рудный район рассматривается как «локальная генетическая РМС I-ранга», рудный узел – II ранга, месторождение – III-ранга.

При разработке эталонных локальных РМС автор придерживается точки зрения В.А.Жарикова, считавшего, что определяющим в моделях скарновых месторождений является их генетическая связь с магматическими породами, которые служат «как источник тепла и растворов для контактово-реакционного взаимодействия, как источника вещества, необходимого для образования оруденения и скарнов» («Скарновые месторождения», 1968, с. 255). Используемый автором в моделировании локальных РМС комплексный подход, включающий геохимические, физико-химические, изотопные, экспериментальные и др. исследования, дает возможность оценивать объекты на новом качественно-количественном уровне.

При создании интегральной модели (по Л.Н.Овчинникову, 1988) применительно к «вольфрамоносной» РМС с месторождениями скарново-шеелит-сульфидного типа, автор придерживается определения «**генетической модели**» или модели «**тектоногена**» по Г.Н.Щерба (1970), иерархически соответствующую параметрам рудного района.

I.2. Типизация вольфрамоносных рудно-магматических систем; состояние проблемы и выбор типовых объектов.

В представленной работе рассматриваются РМС Дальневосточного региона, эволюция которых в режиме трансформных окраин приводит к формированию месторождений со скарново-шеелитовой минерализацией – **вольфрамоносная рудно-магматическая система**. Разные типы вольфрамоносных РМС отражены в работах, рассматривающих вопросы классификации вольфрамовых месторождений на генетической, минералогической геохимической и рудноформационной основе, вопросы

закономерности их размещения в структурах земной коры и вопросы их связи с определенными стадиями орогенного процесса. К числу таких публикаций относятся работы А.М.Быбочкина, Р.М.Константинова, Б.С.Розова, В.И.Коваленко с соавторами, Ф.Р.Апельцина, В.К.Денисенко, Е.А.Радкевич, Ю.Г.Иванова, М.М.Повилайтис, А.Д.Щеглова, Д.О.Онтеева, Д.В.Рундквиста, В.М.Бороданова, В.Н.Воеводина, В.Т.Покалова, И.Н.Томсона, Г.Ф.Ивановой, Ю.И.Бакулина, С.Г.Соловьева, С.М.Родионова и многих других исследователей.

В работах Х.М.Абдулаева, Л.И.Шабынина, Д.С.Коржинского, В.А.Жарикова, Д.К.Власова, И.Н.Говорова, В.Ф.Чернова, В.И.Иващенко, Б.И.Омельяненко, Г.П.Зарайского, В.И.Рехарского, Е.Н.Граменицкого, О.В.Брызгалина, В.Б.Наумова, Р.П.Рафальского и многих других исследователей разработаны и рассмотрены основополагающие вопросы образования скарнов при взаимодействии магматических расплавов и гидротермальных флюидов с вмещающими породами, их петрологическая и «рудная» специфика, а так же физико-химические условия образования скарнов и слагающих их минералов.

В качестве эталонных - типовых объектов исследования автором выбраны РМС наиболее хорошо изученных скарново-шеелит-сульфидных месторождений Лермонтовского, Восток-2 (Приморский край) и Агылки (Якутия, республика САХА). Эти месторождения относятся к одному генетическому (скарновому по В.А.Жарикову, 1968) и рудноформационному (полиметаллически-вольфрамовому по Ф.Р.Апельцину, 1980) типам. Месторождения близки по минеральному составу, но различаются по петрохимическим особенностям магматических пород и количественному соотношению вольфрамовой и сопутствующей медной минерализации ($W : Cu = 10:1; 1:1; 1:20$ соответственно). Сведения по геологии, магматическим и метасоматическим породам, рудам, минералогии и генезису этих месторождений с разной степенью детальности приведены в работах Г.Н.Степанова, В.А.Амузинского, Д.А.Дорофеева, В.С.Иванова, Ю.Г.Иванова, В.Л.Ивановой, В.И.Найбородин, Б.Л.Флерова с соавторами, Н.А.Прок, М.Г.Руб с соавторами, В.С.Кудрина и М.А.Кудриной, Г.Б.Левашева, Я.В.Яковлева, Л.Н.Хетчикова с соавторами, Р.Ш.Крымского с соавторами, А.Е.Силаева, Н.С.Герасимова с соавторами и др. В то же время недостаточно освещены многие вопросы эволюции РМС со скарново-шеелитовой минерализацией, в том числе применительно к рассматриваемым в работе регионам: их позиция в вольфрамоворудных поясах и районах; последовательность и интенсивность проявления магматических и рудно-метасоматических процессов; соотношение шеелитового и сопутствующего оруденения в процессе эволюции РМС; взаимоотношение скарново-шеелитовой минерализации с минерализацией других генетических (гидротермально-грейзеновых) и промышленных (штокверковые) типов. Учитывая, что на базе месторождений Приморского края действуют горнодобывающие предприятия, предлагаемые автором модели их рудообразующих систем могут совершенствоваться и быть использованы как эталонные при поисках, разведке и оценке перспектив слабо изученных объектов региона.

II. ТИПОВЫЕ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОКА РОССИИ.

II.1.1. Геолого-структурная позиция рудных районов.

По новым представлениям о геологическом строении и геодинамической эволюции региона (Ханчук и др., 1995; Голозубов и др., 2006) рудно-магматические системы (РМС) вольфрамовых месторождений Восток-2 и Лермонтовского имеют одинаковую геотектоническую позицию, в составе аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня (рис. 1-А). Пространственно они приурочены к поднятым (по геофизическим данным) блокам земной коры, располагаясь в обрамлении «долгоживущих» глубинных разломов, фиксируемых развитием в их пределах олистостромовых толщ (Самаркинский и Нададьхада-Бикинский террейны), содержащих генетически разнородные включения преимущественно палеоокеанического происхождения (офиолиты, кремни, известняки,

базальты) и проявлением плутонического магматизма на разных гипсометрических уровнях земной коры (гравитационные минимумы).

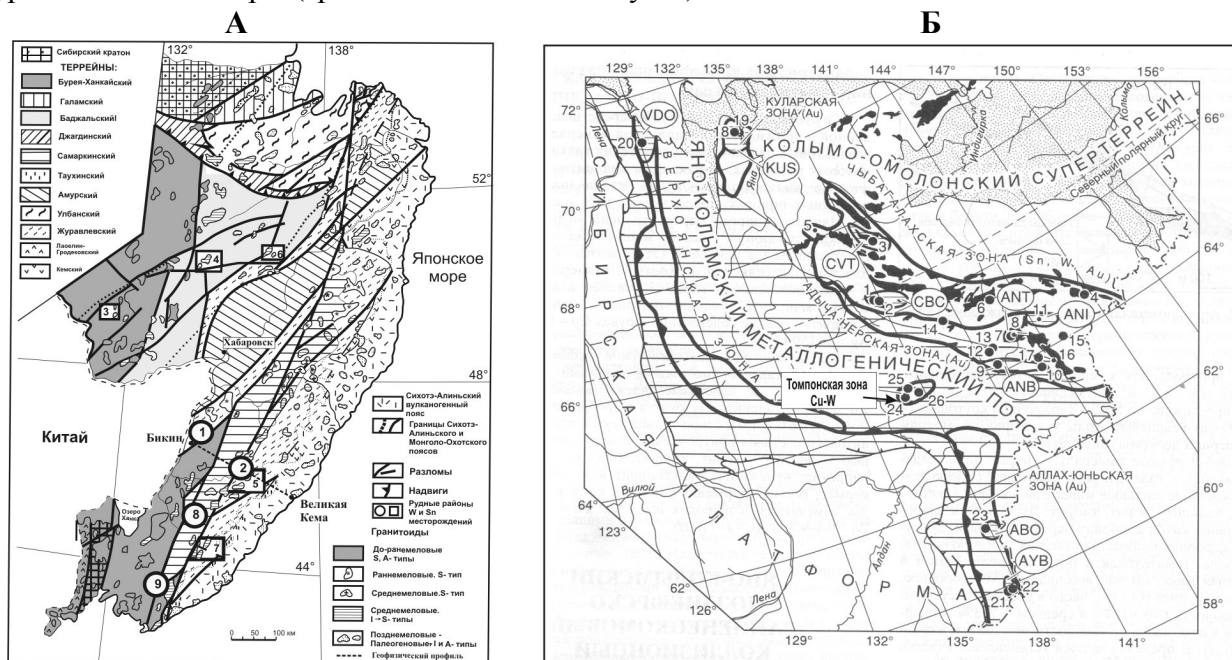


Рис. 1. Районы типовых РМС скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

А. Районы вольфрамовых и оловянных месторождений на тектонической карте Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой области (по А.И. Ханчуку, 2000; упрощена).

Рудные районы: 1 - Лермонтовский; 2 - Востоковский; 3 - Хингано-Олонойский; 4 - Баджалский; 5 - Арминский; 6 - Комсомольский; 7 - Кавалеровский; 8 - Малиновский; 9 – Беневский.

Б. Яно-Колымский поздне-юрско-раннелено-раннеэокомовый коллизионный металлогенический пояс (Парфенов Л.М. и др., 1999; “Тектоника Геодинамика и металлогения ...”, 2001).

Сочетание разных по генезису террейнов с широким развитием деформационных структур (складчато-чешуйчатые, сдвиговые) и проявление в них магматизма с разными петрохимическими характеристиками в юрско-меловой аккреционной призм Сихотэ-Алия является результатом взаимодействия мобильной океанической плиты Иванаги и относительно неподвижной окраины Азии – режим трансформной окраины (Ханчук и др., 1999; Khanchuk, 2001; Голозубов, 2006). Как следствие этого процесса (накопление осадков с их последующим метаморфизмом в нижних частях аккреционной призмы) происходит наращивание новообразованной континентальной коры по латерали («вертикальная аккреция» по С.Д.Соколову, 2002; 2003), вертикальная мощность которой предположительно составляет более 30 км. Это не противоречит данным геофизических исследований и представлениям (создаваемые давления и температуры) о возможном выплавлении больших объемов гранитоидных магм в подошве первоначальной осадочной части коры (Голозубов, 2006). Расчеты средних химических составов террейнов Сихотэ-Алия (с учетом фрагментов аккреционных призм), соответствующих гранодиоритам-гранитам (Волохин и др., 1983) подтверждается развитием в пределах однотипных террейнов комплексов магматических пород с разными петрохимическими характеристиками (S- и I-S типы), которые объединены в Хунгари-Татибинский (или Сихотэ-Алинский по В.Г.Сахно и др., 1991; В.Г.Сахно, 2001) плутонический пояс, характеризующий геодинамическую обстановку трансформной континентальной окраины (Симаненко и др., 1997; 2006). В развитии пояса выделяются два этапа: валанжин-готеривский (хунгарийская серия; Э.П.Изох и др., 1967) и готерив-альбский (татибинская

серия; «Геология СССР...», 1969; Иванов, 1980; Стрижкова, 1975; 1980; Говоров, Левашев, 1973; Назаренко, Бажанов, 1987).

Внедрение гранитоидов хунгарийской серии происходило на раннем этапе формирования Сихотэ-Алинского орогенного пояса в условиях крупномасштабных перемещений блоков окраины Азии в северо-восточном направлении вдоль **системы Тан-Лу** (Ханчук, 1993). Гранитоиды татибинской серии формировались в условиях фронтального сжатия и левостороннего латерального скольжения окраинно-континентальных и приокеанических блоков относительно друг друга (Уткин, 1978). Это представление согласуется с гравиметрическими данными, по которым интрузии раннемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня имеют на глубине плитообразную форму, залегая субгоризонтально, при вертикальной мощности 1,5-4 км (Петришевский, 1988). По мнению В.В.Голозубова (2006), их магматические камеры, вероятно, приурочены к поверхностям субгоризонтальных срывов в нижней части коры, что способствовало формированию высокоглиноземистых расплавов S-типа ильменитовой серии (близкие к коллизионным по А.И.Ханчуку и др., 1995). Примером проявления такого магматизма может быть Лермонтовская РМС, где отсутствие в плутонах корневых источников магматических расплавов позволяют рассматривать ее как систему относительно «закрытого» типа.

Татибинская серия представлена магматическими породами известково-щелочного ряда I-S-типа (ильменитовая серия), а рудно-магматические системы ассоциирующих с ними месторождений следует рассматривать как относительно «открытые» - с корневым источником магматических расплавов (пример - Востоковская РМС).

Район месторождения Агылки расположен в Якутии в северной части Восточного Верхоянья (**рис. 1-Б**). На схемах тектонического и металлогенического районирования территории республики САХА (Якутия) он входит в состав Верхоянского складчато-надвигового пояса и приурочен к участку резкого изгиба складчатых структур (Парфенов и др., 2003). В металлогеническом плане - это Томпонская рудная зона в составе Яно-Колымского позднеюрского-ранненеокомового коллизионного металлогенического пояса (Парфенов и др., 1999). На площади района, кроме медно-вольфрамового месторождения Агылки, известны месторождения олова турмалин-касситерит-сульфидного типа (Сосукчанское, Джуптагановское, Эрикагское), пространственно ассоциирующие со штоками гранитоидов, и рудопроявления ртути (киновари), приуроченные к разрывным нарушениям. По совокупности признаков: стратиграфическим разрезам, их тектоно-структурным особенностям, фаціальным элементам осадочных пород, положению в разрезах рудовмещающих вольфрамовую минерализацию известняков, сочетанию разных по петрохимическим характеристикам типов магматических пород и их металлогенической специализации, можно предположить формирование района месторождения Агылки в режиме трансформной окраины Северо-Азиатского кратона.

II.1.2. Краткая характеристика типовых месторождений.

1.2.1. Лермонтовское (W). Месторождение Лермонтовское находится в западных отрогах Сихотэ-Алиня в пределах Улиткинской подзоны Бикинской структурной зоны, входящей в состав Наданьхада-Бикинского (аналог Самаркинского) террейна верхнеюрско-нижнемеловой аккреционной призмы. Его площадь сложена карбонатно-кремнисто-вулканогенно-терригенными образованиями олистостромовой толщи (по представлениям А.Т.Кандоурова и др., 1974 г.; М.В.Мартынюка и др., 1988 г.; А.Н. Филиппова, 1990).

Особенность района - обилие разноориентированных тектонических нарушений, контролирующих зону влияния регионального Западного структурного «шва» Сихотэ-Алиня, имеющего близмеридиональное простирание. С юга район ограничен субширотным Алчанским разломом, который по геофизическим данным (Петришевский, 1984) контролирует выходы интрузивных тел габброидов юрско-раннемелового возраста.

В пределах рудного поля месторождения (**рис. 2-А**) осадочные породы образуют складчатые структуры, осложненные многочисленными субширотными надвигами и

сбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного направлений. Складчатые структуры интродуцированы магматическими породами нескольких плутонических и вулканоплутонических комплексов: *юрским* (интрузивный) - габбро, пироксениты, габбродиориты и др.; *раннемеловым* (Васильевский, интрузивный) – биотитовые тоналиты, гранодиориты, граниты и др.; *ранне-позднемеловым* (комплекс эффузивов) – дациты, андезиты-дациты и др.; *позднемеловым* (Самуро-Бикинский, интрузивный, субинтрузивный) – габбро, диориты, граниты и др.

Рудные тела месторождения (**рис. 2-А, разрез**) представляют собой метасоматические тела, имеющие пласто-, линзо- или гнездоподобную формы, локализованные в провале кровли штока гранитоидов (залежь Центральная) или в его контакте (залежи Норушка, Молодежная и др.). Протяженность рудных тел от 40 до 640 метров, при мощности от 1 до 78 м. Границы скарново-рудных тел нечеткие (много апофиз) и часто устанавливаются только по данным опробования. Размах оруденения по вертикали 250-300 метров.

1.2.2. Восток-2 (W-Cu). Месторождение Восток-2 находится в северной части Приморского края в Арминском рудном районе (АРР) Центрально-Сихотэ-Алинского складчатого пояса. Район сложен породами Самаркинского и Журавлевского террейнов. Месторождение Восток-2 расположено в северной части Самаркинского террейна на незначительном удалении к востоку от Центрального разлома в южном обрамлении Бисерного массива гранитоидов (**рис. 2-Б**).

Самаркинский террейн состоит из матрикса (чередование турбидитовых и меланжевых - олистостромовых толщ, мощностью первые тысячи метров: песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты) и генетически разнородных и разновозрастных включений преимущественно палеоокеанического происхождения (девонских офиолитов, верхнепалеозойских и триасовых кремней, известняков и базальтов).

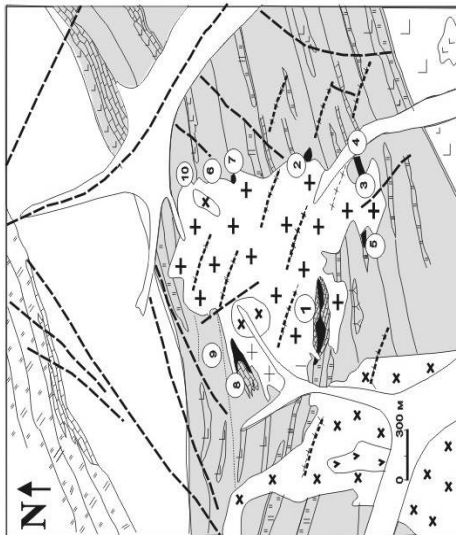
Журавлевский террейн слагает южную часть АРР. Это терригенные породы нижнего мела общей мощностью более 10000 метров, представляющие собой турбидитовый бассейн (Ханчук, 1995; Голозубов, 2006) трансформной континентальной окраины. В нижней (берриас-валанжинской) части разреза преобладают алевролиты, алевроаргиллиты с горизонтами эндоолистостром (экзотические глыбы известняков, прослои высокотитанистых пикритов и базальтов внутриплитного типа); в верхней (готерив-альбской) - преобладают песчаники с многочисленными горизонтами двух- и трехкомпонентного флиша. Граница между террейнами в пределах АРР проходит по глубинным разломам: Центрально-Сихотэ-Алинскому и Тигриному.

В позднеальбское время осадочные породы были смяты в систему складок северо-восточного простирания и прорваны телами гранитоидов Дальнинского комплекса (Крымский и др., 1998) Татибинской плутонической серии («Геология СССР ...», 1969; Иванов и др., 1980), с которыми пространственно ассоциирует оловянно-вольфрамовая минерализация района.

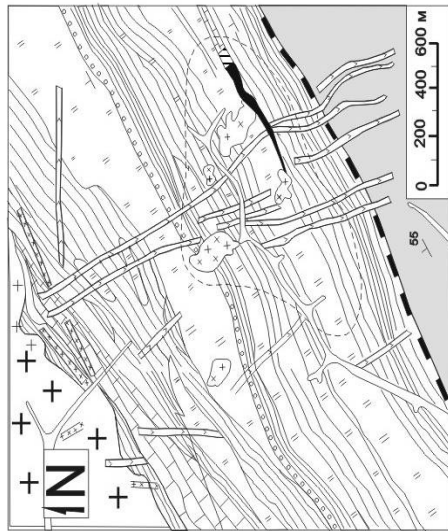
Рудные тела (**рис. 2-Б, разрез**) с шеелитовым оруденением локализованы на контакте гранитоидов (плагиограниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры – Дальнинский комплекс) штока Центрального с пластиной мраморизованных известняков и ороговикованных терригенных пород (алевролиты, сланцы, песчаники) олистостромовой толщи (Степанов, 1977; Кудрина, 1985; Силаев, 1985; Бороданов и др., 1998; Гвоздев, 2000). Главная залежь, круто падает на северо-запад ($50-88^{\circ}$) и прослежена по простиранию (северо-восточное) более чем на 600 м (мощность не превышает 70 м). Размах оруденения по вертикали более 600 метров.

1.2.3. Агылки (Cu-W). Месторождение Агылки расположено в среднем течении реки Агылки - правого притока реки Томпо. Район и площадь месторождения (**рис. 2-В**) сложены осадочными породами верхоянского комплекса. По данным Л.П.Смирнова и др.

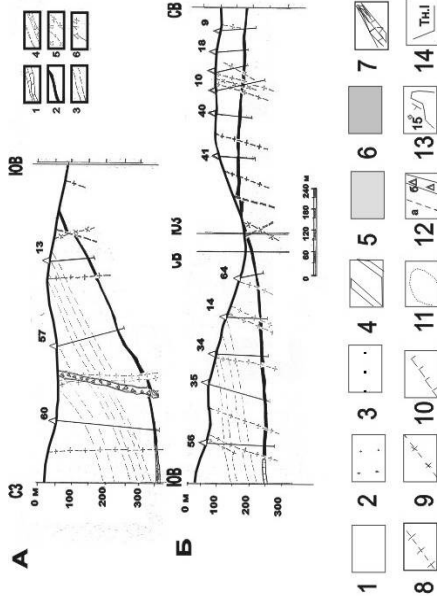
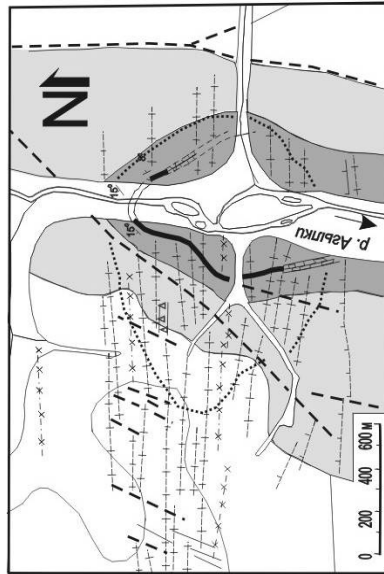
Лермонтовское



Восток-2



Агылки



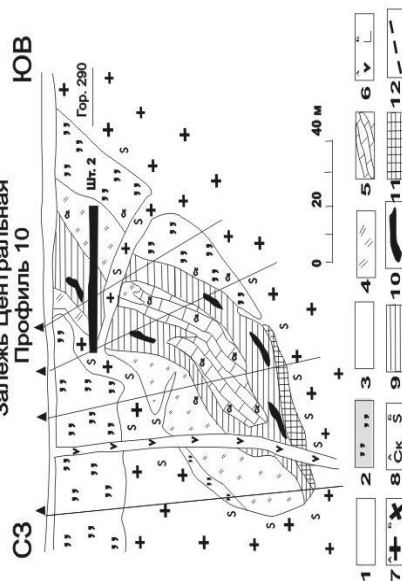
(По Д.А.Дорофееву и др. (1955 г.))

1. Четвертичные отложения; 2. Верхнериасовые отложения (T_2); мелководные песчанки, сланцы с пластами конгломератов; 3. Нижнериасовые отложения опенекский ярус (T_1^o); песчано-глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 4-6. Нижнериасовые отложения индийский ярус (T_1^i); 4 - горизонт преимущественно алевролитов с прослоями песчано-глинистых сланцев, редко известняков (T_1^a); 5- горизонт песчано-глинистых сланцев с прослоями песчаников (T_1^p); 6 - горизонт песчано-глинистых сланцев (T_1^g); 7. Мраморизованные известняки, метасоматически замещенные склариями и сульфидными рудами; 8. Дайки гранитнодиоритового состава; 9. Дайки диоритового состава; 10. Дайки лампрофиров; 11. Граница ореола контактово-измененных пород; 12. Разломы; 13. Геологические границы и угол их падения; 14. Точки наблюдения коренных выходов рудного тела.

ЮВ

Запелзь Центральная

Профиль 10



По П.В.Кораблинову и др., 1978 г.;
О.П.Макарову и др., 1981 г.

1. Четвертичные отложения; 2. Олистостромовая толща с нижнемеловым матриксом (на разрезе - роговики); 3. Средне-верхнеюрские отложения култухинской свиты; 4. Кремни; 5. Известняки; 6. Вулканогенные породы среднего состава (А), спилиты (Б); 7. Магматические породы: А - Васильевского комплекса (граниты, гранодиориты); Б - Самуро-Бикинского комплекса (габбро, диориты); 8. Измененные породы: Скарнирование (А), грейзенизация (Б); 9. Вкрапленные шеелит-сульфидные руды; 10. Массивные сульфидные руды; 11. Кварцево-шеелитовые руды; 12. Разломы.

Рис. 2. Геологическое строение и разрезы типовых скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

(1953 г.) комплекс терригенных пород (песчаники, алевролиты, сланцы, реже конгломераты, известняки) имеет палеозойский (верхняя пермь) и мезозойский (триас, ранняя юра) возраст. Осадочные породы смяты в узкие глубокие синклинальные (Овладанская и Агылкинская) и широкие пологие антиклинальные (Южно-Нянинскую и Агылкинскую) складки, которые в северной части района имеют субширотное, а в южной - субмеридиональное простирание. Изгиб складчатых структур сопровождается крупными продольными и поперечными разломами с амплитудой смещения от нескольких сотен до первых тысяч метров (Флеров и др., 1969; 1974; Яковлев, 2001).

Интрузивные породы представлены штоками гранитоидов площадью до 1.5-2 км² (Сосукчанский, Западно-Тенкелинский и Эрикагский участки) и субширотными поясами даек (Джуптагановский участок и месторождение Агылки) пестрого состава (преобладают гранодиориты, гранит-порфиры, менее распространены диориты, плагиопорфиры и лампрофиры; Дорофеев, 1961). Протяженность даек - до 10 км. По возрасту (поздняя юра, мел) интрузивные образования соответствуют позднему этапу тектоно-магматического цикла рассматриваемого региона.

Рудное тело (**рис. 2-В, разрез**) представляет собой пластоподобную залежь, сложенную преимущественно пироксеновыми скарнами и шеелит-сульфидными рудами, образовавшимся в результате метасоматического замещения мраморизованных известняков, залегающих среди ороговикованных сланцев. Оно характеризуется выдержанной по простиранию мощностью (3-5 м) с резкими контактами в кровле и подошве. Наиболее интересная в геологическом и промышленном отношении часть тела прослежена на значительное (более 400 м.) расстояние по падению на западном крыле антиклинальной складки, прорванной серией субпараллельных даек гранитоидов. Размах оруденения по вертикали ориентировочно более 250 метров.

II.2.1. Магматические комплексы районов типовых месторождений.

Комплексы магматических пород эталонных объектов, с которыми пространственно и генетически связывают вольфрамовую минерализацию, характеризуют разные этапы эволюции трансформных окраин и представлены двумя петрохимическими типами: S-тип (ранний этап - Лермонтовское) и I-S тип (поздний этап - Восток-2, Агылки).

2.1.1. Район месторождения Лермонтовского.

Магматические породы Лермонтовского района подразделены на четыре возрастных комплекса: 1 - юрский интрузивный, 2 - раннемеловой (Васильевский) интрузивный, 3 - ранне-позднемеловой вулканогенно-осадочный, 4 - поздне-меловой (Самуро-Бикинский) интрузивный (Никифорова, 1966; Гвоздев, 1984).

Вольфрамовая минерализация района пространственно и генетически связана с породами Васильевского комплекса (Хунгарийская серия). Комплекс представлен гранитоидами мелового возраста, слагающими крупные массивы (Шивкинский, Олимпийский и др.) и шток месторождения (Лермонтовский). Преобладают биотитовые, биотит-мусковитовые тоналиты (краевая фация массивов), гранодиориты и граниты (шток месторождения). По химическому составу гранитоиды крупных массивов и штока месторождения близки к средним типам пород гранитной формации (Гвоздев и др., 1989; **табл. 1; рис. 3**), отличаясь несколько меньшим содержанием щелочей и кремнезема, повышенным - фтора и фосфора (основным концентратором являются биотит и фторапатит) и вольфрама. По данным М.Г.Руб и др. (1982) содержание Li₂O в породах колеблется от 0,0065 до 0,0087%, а Rb₂O - от 0,0158 до 0,0209 **мас.%. Согласно данным** Г.Б.Левашева (1991) среднее содержание вольфрама в гранитоидах Лермонтовского штока равно 2.35 г/т, а в породах Шивкинского массива - от 1.16 до 14.4 г/т при среднем 5.9 г/т. В целом, породы комплекса характеризуются повышенной глиноземистостью и на петрохимических диаграммах занимают поле гранитов S-типа (**рис. 4**).

Учитывая начальные стронциевые отношения (I_{0Sr}) и изотопный (Rb/Sr) возраст (Шивкинский массив: 0,70975; 127±4,5 млн. лет; шток месторождения: 0,70946; 124-

Таблица 1.

Средний химический состав рудогенерирующих интрузивных пород типовых вольфрамоносных РМС (Гвоздев и др., 1989).

№ п.п. Компонент	1(2)	2(3)	3(2)	4(11)	5(3)	6(1)	7(3)	8(6)	9(2)	10(3)	11(3)
SiO ₂	61,40	66,43	68,19	68,11	70,54	72,00	64,25	67,30	67,71	70,05	68,06
TiO ₂	0,92	0,60	0,51	0,51	0,34	0,28	0,60	0,36	0,30	0,34	0,49
Al ₂ O ₃	17,63	15,89	15,57	15,25	15,16	13,90	15,89	15,50	15,30	14,68	14,70
Fe ₂ O ₃	1,02	0,49	1,41	0,93	0,74	0,53	1,32	0,53	0,73	0,41	0,35
FeO	4,82	3,79	2,72	3,06	2,08	2,05	4,25	2,63	2,78	2,45	3,02
MnO	0,08	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05	0,08	0,05	0,06	0,09	0,01
MgO	2,81	1,79	1,88	1,33	1,19	1,12	1,70	1,69	1,59	0,51	1,07
CaO	2,83	2,67	1,47	1,82	0,83	1,40	4,07	3,30	3,30	2,17	2,85
Na ₂ O	2,83	2,93	3,48	3,04	3,11	3,80	3,04	3,34	3,62	2,89	3,65
K ₂ O	2,83	3,60	3,60	3,47	4,07	4,17	3,89	3,12	1,55	4,48	3,30
P ₂ O ₅	0,23	0,26	0,16	0,21	0,13	0,13	0,02	0,07	0,36	0,06	0,14
H ₂ O±	-	-	-	-	-	0,12	-	0,69	0,73	-	1,23
F	0,24	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	-	-
П.п.п.	2,23	1,34	1,02	2,07	2,12	0,58	0,80	0,87	1,90	1,10	2,38
Сумма	99,87	99,3	100,03	100,17	100,23	100,31	99,81	99,68	100,24	100,23	100,23
K ₂ O/ K ₂ O+Na ₂ O	0,50	0,55	0,51	0,53	0,57	0,52	0,56	0,48	0,30	0,60	0,48
K ₂ O+Na ₂ O	5,66	6,53	7,09	6,51	7,18	7,97	6,93	6,48	5,17	7,37	6,05

Примечание. 1-6 - Лермонтовская РМС (1 – тоналит; 2 – гранодиорит; 3 – гранодиорит-адамеллит; 4 – адамеллит-гранодиорит, шток месторождения; 5 – гранит, шток месторождения; 6 – гранит, дайка в штоке месторождения); 7-10 – Востоковская РМС (7 – гранодиорит штока месторождения; 8 – гранодиорит-адамеллит штока месторождения; 9 – плагиогранит штока месторождения; 10 – гранит); 11- Агылкинская РМС (гранодиориты, адамеллиты дайкового комплекса). При расчетах средних составов использовались материалы Э.П.Изоха (1965; 1967), М.Г.Руб и др., (1982), Г.Н.Степанова (1977), Б.Л.Флерова и др., (1974) и автора. В скобках указано количество анализов.

126±8 млн. лет; кварцево-шеелитовые руды: 0,70888-0,70898; 122,7-122,9 млн. лет соответственно; Хетчиков, Пахомова, **Гвоздев** и др., 1998) магматические расплавы и рудогенерирующие флюиды Лермонтовской РМС имели единый источник, а в их формировании заметное участие принимал сиалический, коровый материал. Это могли быть кристаллические сланцы Ханкайского массива, блоки которых предполагаются по данным геофизических исследований в западной части района (Петришевский, 1984) или осадочные комплексы аккреционной призмы, имеющие гранодиорит-гранитный состав (Волохин и др., 1983). И те и другие могут быть основным поставщиком вольфрама в расплавы. В отдельных горизонтах фундамента его количество в несколько раз превышает кларковые значения: татьяновская свита - 3,7 г/т; рудоносная свита - 8 г/т (Левашев и др., 1971; Говоров, 1977).

На графиках нормированного распределения редкоземельных элементов (**рис. 5-А**) породы штока месторождения имеют слабо выраженный европиевый минимум (Левашев, 1991). На диаграммах K/Rb – Rb Sr-Rb/Sr гранитоиды Шивкинского массива и штока Лермонтовского месторождения занимают область состава пород, имеющих «мантийно-коровую» (III) или «мантийную» (I) природу очагов (Коваленко и др., 1989), глубина зарождения которых порядка 30 км (**Гвоздев, 2006; рис. 5-Б**).

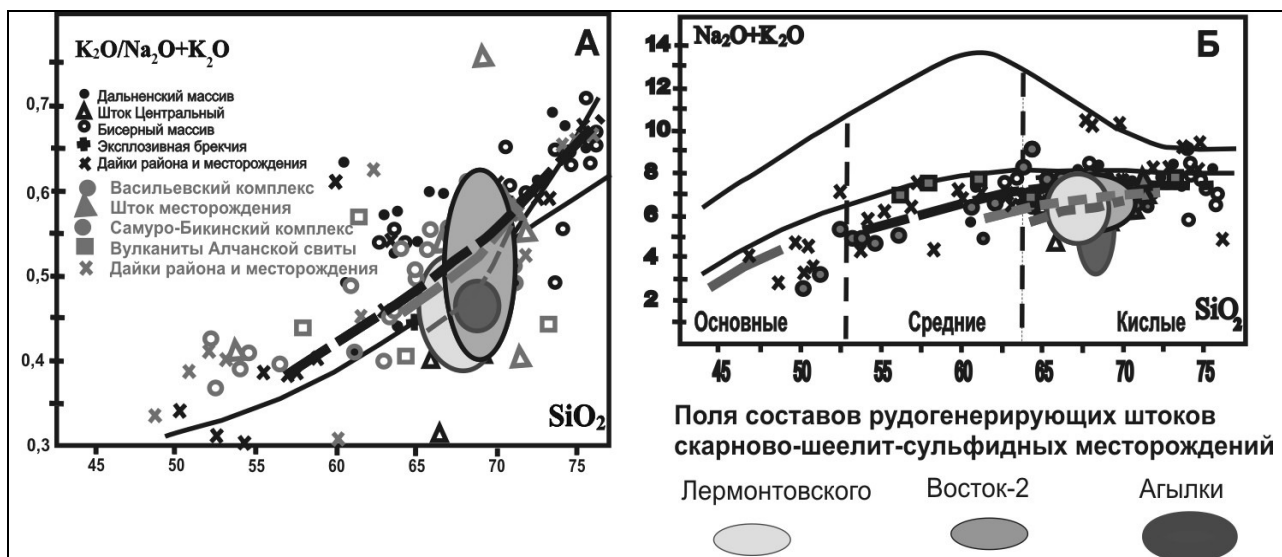


Рис. 3. Диаграмма зависимости содержания (А) и соотношения щелочей (Б) от кремнекислотности в магматических породах

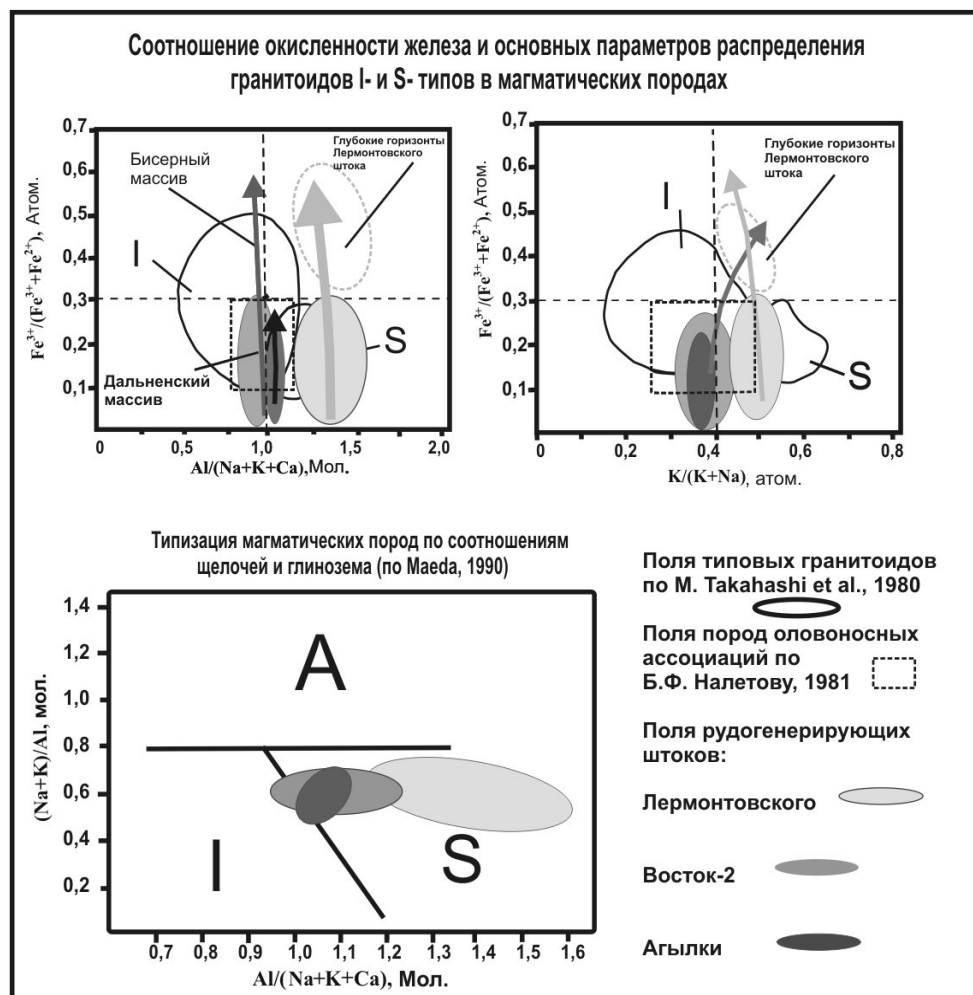


Рис. 4. Основные петрохимические характеристики вольфрамоносных комплексов типовых РМС.

2.1.2. Район месторождения Восток-2.

Магматические породы Востокской РМС представлены раннемеловыми гранитоидами Дальнинского комплекса (Татибинская серия), с которыми предполагается генетическая или парагенетическая связь промышленных месторождений вольфрама, олова и других металлов (Степанов, 1977; Руб и др., 1982). Породы комплекса по возрасту и составу разделяются на две группы. К первой - отнесены диориты (преобладают), монцодиориты Дальнинского массива (128 ± 16 млн. лет; $I_{\text{Sr}} = 0,70474$ Rb/Sr) и гранодиориты (преобладают), плагиограниты Центрального штока ($111-112 \pm 4$ млн. лет; $I_{\text{Sr}} = 0,70675$; Rb/Sr); ко второй - биотитовые порфировидные (преобладают) и лейкократовые граниты Бисерского массива (98 ± 15 млн. лет; $I_{\text{Sr}} = 0,7048$; Rb/Sr), шток ключа Хвойного и др. (табл. 1; Герасимов и др., 1994; Хетчиков, Пахомова, Гвоздев и др., 1991; 1994; 1996).

Породы первой группы характеризуется преобладанием плагиоклазов над калиевым полевым шпатом, широким распространением темноцветных минералов - биотита, роговой обманки, иногда пироксена. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, шеелит, ильменит, а также - рутил, сфен, монацит, ортит. Для гранодиоритов штока Центрального характерны наиболее высокие содержания апатита от 48 до 3000 г/т (Крымский и др., 1998). По данным М.Г.Руб с соавторами (1982), породы комплекса содержат повышенные количества хрома, никеля, кобальта, ванадия, а в диаграммах редкоземельных элементов имеют слабо выраженный европиевый минимум.

Породы второй группы характеризуются преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, а из темноцветных минералов присутствует только биотит (роговая обманка крайне редка в краевых фациях); набор акцессорных минералов - такой же, как и в породах первой группы, но шеелит мало характерен и часто встречается турмалин. По данным М.Г.Руб с соавторами (1982) в породах отсутствуют примеси кобальта, а концентрации элементов группы железа - более низкие, но отмечаются повышенные содержания бария (до 645-807 г/т; по сравнению с гранодиоритами Центрального штока - 452-515 г/т). На кривых нормированного распределения в породах редкоземельных элементов наблюдается хорошо выраженный европиевый минимум (Левашев Г.Б., 1991).

По петрохимическим характеристикам породы обеих групп относятся к известково-щелочной серии (Степанов, 1977; Руб и др., 1982; Левашев, 1991; рис. 3) и на петрохимических, K/Rb - Rb и Sr-Rb/Sr диаграммах точки состава занимают область пород гранитов I-, I-S-типов), глубина зарождения которых порядка 20-30 км (рис. 4; 5). Обращает внимание тот факт, что породы Дальнинского и Бисерного массивов имеют близкие значения параметра I_{Sr} соответственно равные 0,7047 и 0,7048, что может свидетельствовать об их едином «корово-мантийном» источнике расплавов (Крымский и др., 1998; Хетчиков, Пахомова, Гвоздев и др., 1999; Гвоздев, 2006). В то же время, породы штока Центрального имеют значение параметра I_{Sr} равное 0,70675 (Герасимов и др., 1994; Крымский и др., 1998; Хетчиков и др., 1999), близкое к значениям, полученным для кварцево-шеелитовых руд ($I_{\text{Sr}} = 0,7078-0,70816$; возраст - 101-102 млн. лет; Крымский и др., 1998; Хетчиков и др., 1999), что указывает на участие в эволюции расплавов и рудогенерирующих флюидов Востокской РМС внутрикорового промежуточного магматического очага, продуцирующего вольфрамовое оруденение. Это согласуется с результатами исследований изотопных (Rb-Sr; Sm-Nd) систем гранитоидов, выполненными Р.Ш.Крымским с соавторами (1998): Дальнинский массив имеет ϵ_{Nd} равное +0,04, что по Г.А.Зиндлеру (Zindler, Hart, 1986) соответствует расплавам с промежуточными параметрами между континентальной корой и деплетированной мантией, составляющей 70-80% объема; значения ϵ_{Nd} для штока Центрального варьируют от -3,1 до -5,0, что по расчетам соответствует 50% мантийной составляющей. Такая же закономерность прослеживается и в изотопном составе кислорода гранитоидов разных массивов: $\delta^{18}\text{O}$ кварца из биотитовых гранитов Дальнинского массива колеблется

в пределах 7,9-9,5‰; Бисерного массива - 11,0-11,3‰; гранодиоритов Центрального штока - от 12,4 до 13,4‰.

Обращает внимание время кристаллизации гранитоидов «рудноносного» Центрального штока. Оно не совпадает со временем локализации гранитоидных пород крупных, практически безрудных в отношении вольфрама Дальнинского и Бисерного массивов, где две главные интрузивные фазы разделены между собой отрезком времени в 30 млн. лет. В

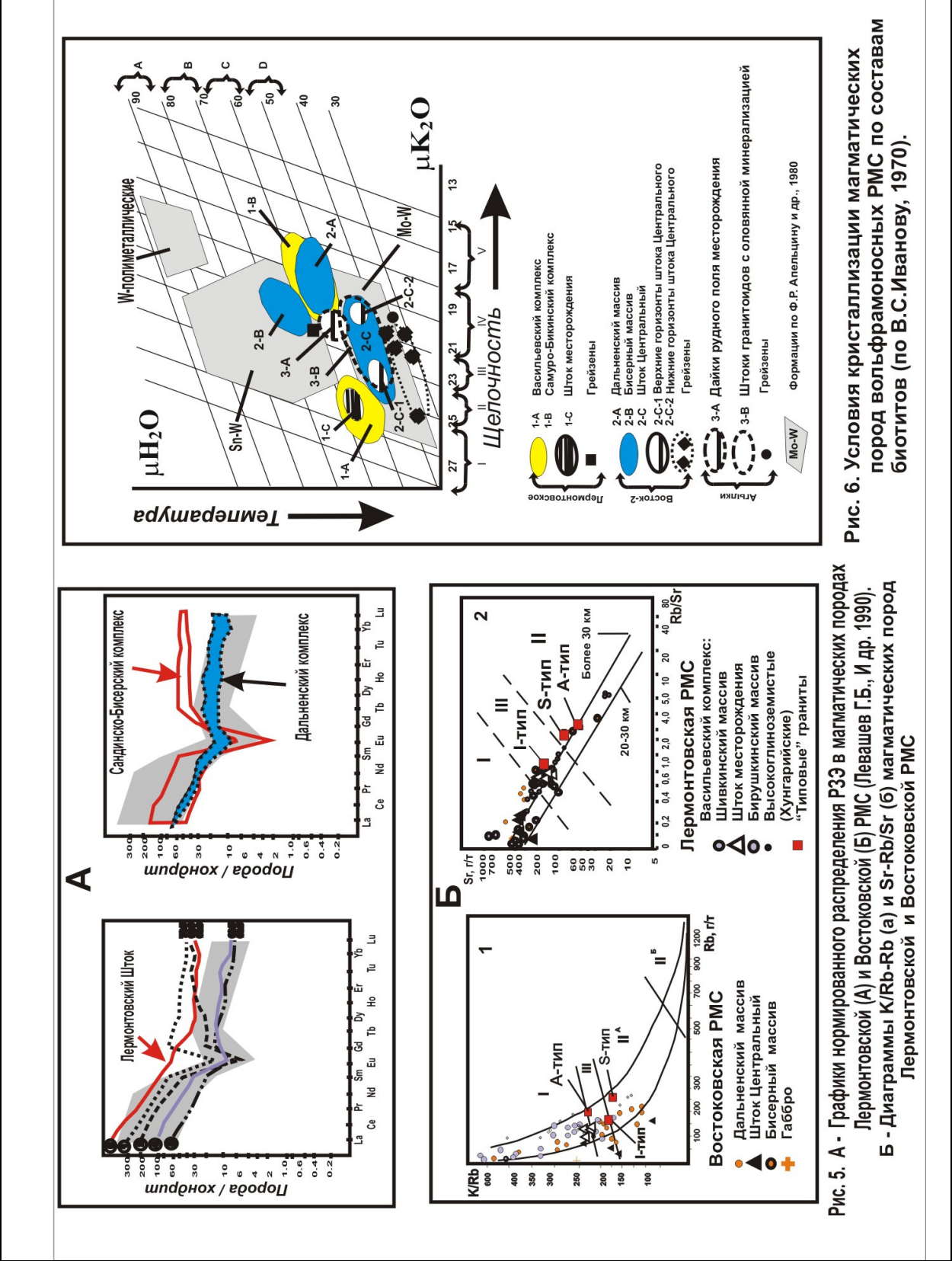


Рис. 6. Условия кристаллизации магматических пород вольфрамоносных РМС по составам биотитов (по В.С.Иванову, 1970).

Рис. 5. А - Графики нормированного распределения R_{33} в магматических породах Лермонтовской (А) и Восточковской (Б) РМС (Лавашев Г.Б., и др. 1990).
Б - Диаграммы $K/Rb-Rb$ (а) и $Sr-Rb/Sr$ (б) магматических пород Лермонтовской и Восточковской РМС

то же время, эти данные согласуются с современными представлениями о геологической истории развития Сихотэ-Алиня в режиме трансформной окраины, а именно, гранитоиды Дальнинского комплекса считаются образованиями, приуроченными к Самаркинской террейну, интенсивная коллизия которого происходила в готерив-барремское, а затем возобновилась в апт-альбское время (Кемкин и др., 1992; Ханчук, 1993; Голозубов, 2006).

2.1.3. Район месторождения Агылки.

Магматические породы Агылкинской РМС менее изучены. Они представлены дайками и слабо эродированными штоками гранитоидов, которые по данным Б.Л. Флерова с соавторами (1974) имеют К/Аг возраст 143-145 и 125-130 млн. лет соответственно, что позволяет рассматривать эти образования как разные этапы развития региона. С дайковым комплексом (диориты, тоналиты, гранодиориты) пространственно ассоциирует шеелит-сульфидная (месторождение Агылки), а со штоками (гранодиориты, граниты) - турмалин-касситерит-сульфидная (месторождения Эрикаг, Сосукчан, Джуптаган) минерализация.

По петрохимическим характеристикам (Флеров и др., 1974; данные автора **табл. 1**) гранитоиды относятся к породам умеренной щелочности известково-щелочной серии, а точки их составов на петрохимических диаграммах занимают поля, близкие к полям пород I-S-типа (**рис. 3-4**). Обращает внимание, что в гранитоидах штоков с бор-оловянной специализацией (Эрикагский, Сосукчанский) калий преобладает над натрием, а в дайках месторождения Агылки (вольфрамовая специализация) отмечается обратное отношение этих компонентов. Дайки месторождения Агылки по соотношению суммы щелочей и кремнезема более близки к породам рудовмещающего штока месторождения Восток-2, что позволяет предположить корово-мантийную природу продуцирующего их «субстрата».

2.2. Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов магматических пород.

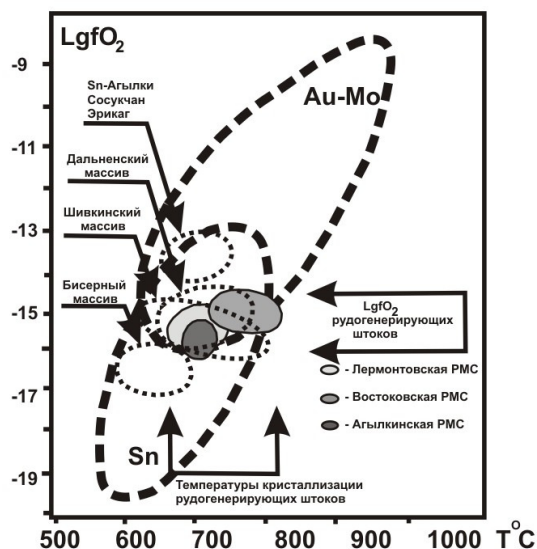
Среди породообразующих и акцессорных минералов наиболее информативные биотит, менее - апатит, гранат и магнетит.

Биотиты магматических пород штока Лермонтовского месторождения и Шивкинского массива близки по составу. Они характеризуется повышенной глиноземистостью ($I_0=25-27\%$) и низкой (50-60%) железистостью (Степанов, Иванов, 1978; Гвоздев, 1984; Гвоздев и др., 1989).

Биотиты штока Центрального (месторождение Восток-2) на верхних горизонтах имеют глиноземистость ($I_0=21-24\%$) близкую к биотитам Лермонтовского месторождения, а на нижних - их состав ($I_0=19-21\%$) более близок к составу биотитов из пород Дальнинского массива (**рис. 6**). Расчеты температур кристаллизации магматических пород (по Трошину и др., 1981) показали, что наиболее высокотемпературные - гранодиориты Дальнинского массива (от 750 до 900⁰С); близки гранодиориты Центрального штока и краевых фаций Бисерного массива (780-880⁰С); наиболее низкотемпературные - порфировые граниты центральной части Бисерного массива (600⁰С и менее).

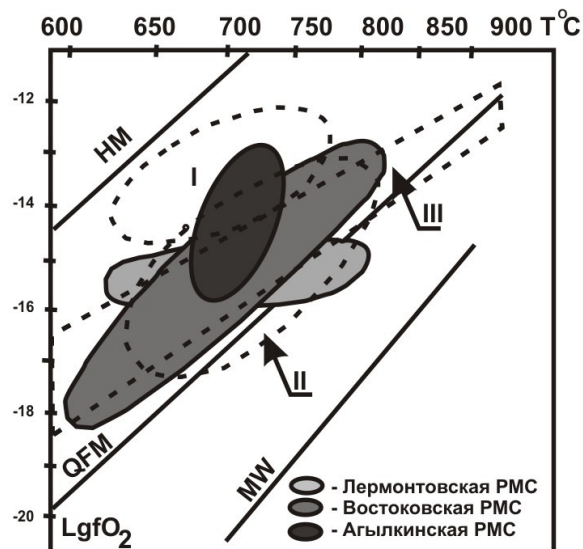
Биотиты интрузивных пород Агылкинской РМС имеют глиноземистость ($I_0=20-21\%$), близкую к значениям для биотитов из гранитоидов глубоких горизонтов месторождения Восток-2 (Степанов, 1977; Степанов, Иванов, 1978; **Гвоздев, 1984**). Расчеты температур кристаллизации магматических пород показали их закономерное снижение в направлении от относительно более ранних фаз (дайки месторождения с вольфрамовой минерализацией - 798-849⁰С) к поздним (штоки с оловянной минерализацией - 793-825⁰С), при узком диапазоне вариаций калиевой щелочности.

В целом, биотиты рудогенерирующих штоков близки по составу к биотитам молибден-вольфрамовой формации (по Апелцину и др., 1980), а на диаграммах оценки окислительного состояния (**рис. 7А**) попадают в поле перекрытия параметров РМС с Au-Мо и Sn минерализацией (Налетов, 1981; Трошин и др., 1983; Гоневчук, 2002). Следует отметить, что на всех месторождениях состав биотита из роговиков контактового ореола очень близок к биотиту магматических пород (Гвоздев, 2001).



А. Диаграмма параметров кристаллизации биотитов из рудогенерирующих магматических пород.

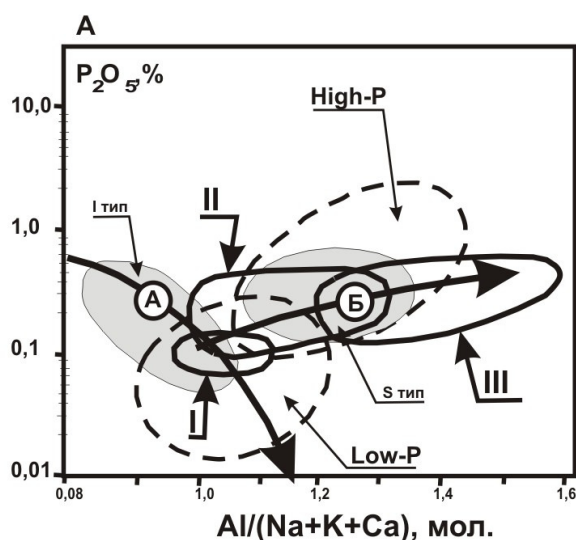
Пунктиром показаны поля оловянных и золотых РМС по В.Г.Гонечуку (2002), Б.Ф.Налетову (1981) и по Ю.П.Трошину С соавторами (1981, 1983).



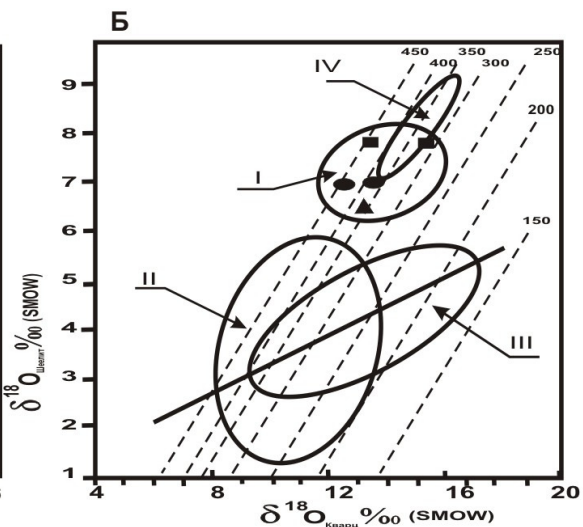
Б. Диаграмма окислительно-восстановительного состояния магматических комплексов вольфрамовых РМС

Пунктиром выделены поля биотитов оловянных комплексов РМС: I - Баджальской, II - Комсомольской, III - Кавалеровской

Рис. 7. Диаграммы окислительно-восстановительного состояния вольфрамоносных РМС.



○ - Поля магматических пород: Агылкинской РМС (I); Востокской РМС (II) Лермонтовской РМС (III)
○ - Поля магматических пород S- и I-типов;
○ - Поля низко- (Low-P) и высокофосфорных (High-P) гранитоидов
А - Эволюционный тренд магматических пород I-типа от "примитивных" к наиболее дифференцированным (по Ю.А.Костицину, 2000)
Б - Эволюционный тренд регенерирования пород I- и S-типов в зоне генерации расплавов



I - поле состава шеелитов скарново-шеелит-сульфидных месторождений
■ Лермонтовское ● Восток-2 ▲ Агылки
II - поле состава шеелитов гумбетовской формации Урала (по Э.М.Спиридонову и др.)
III - поле состава шеелитов месторождений золота березитовой формации
IV - поле состава шеелитов Балтийского щита (по Ю.А.Борщевскому и др., 1976)
--- - изотермы, C^0 по Weselowsky D., Ohmoto H., 1986
— - линия регрессии

Рис. 8. Вариации содержания фосфора в зависимости от глиноземистости магматических пород (А) и соотношение изотопного состава кислорода сосуществующих кварца и шеелита продуктивных стадий (Б) РМС скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

Apatit - акцессорный минерал, наиболее характерный для рудогенерирующих штоков и даек гранитоидов. Его состав такой же, как и состав апатита из кварцево-шеелитовых руд: фтор-apatит с содержаниями фтора до 3,96 мас.% - на Лермонтовском месторождении, до 2,72 мас.% - на Востоке-2 и до 2,02 мас.% - на Агылках. Во всех апатитах отмечаются повышенные содержания вольфрама. Установлено, что на

Востоковской РМС его количество закономерно возрастает от 80-90 г/т в апатитах из гранитоидов до 150-400 г/т в апатитах из грейзенов и кварцево-шеелитовых руд (Руб и др., 1982; Крымский и др., 1998).

Гранаты вольфрамоносных гранитоидов Лермонтовской и Востоковской РМС имеют преимущественно альмандиновый состав (до 75 и 87% альмандинового минала соответственно) иногда с повышенными концентрациями пироповой (20 и 18% пиропового минала соответственно) и спессартиновой (11 и 7% спессартинового минала соответственно) составляющих (Руб, и др., 1982; Левашев, 1991). В целом, такой состав гранатов может свидетельствовать о повышенной магнезиальности магматических расплавов и продуцируемых ими скарнирующих флюидов на раннем постмагматическом этапе формирования вольфрамоносных РМС.

Магнетит – редкий акцессорный минерал в гранитоидах Лермонтовской и Востоковской РМС. По данным М.Г.Руб с соавторами (1982) в нем отмечаются повышенные концентрации (соответственно) ванадия до 1,35 и 1,30 мас.% V_2O_5 , хрома до 0,42 и 0,35 мас.% Cr_2O_3 , магния до 1,83 и 1,55 мас.% MgO и алюминия до 1,20 и 0,95 мас.% Al_2O_3 , что типично для магматических пород - дифференциатов «основной» магмы (Вахрушев, 1972).

П.3. Метасоматические образования и руды типовых месторождений.

Метасоматические породы и руды типовых месторождений характеризуются одинаковыми типоморфными признаками (стадийность-последовательность минералообразования; минеральный состав продуктивных на вольфрам ассоциаций; элементный состав сопутствующей минерализации; типоморфизм минералов), отражающими эволюцию расплавов в процессе их кристаллизации. Метасоматические породы вольфрамоворудных РМС представлены скарнами, полевошпатовыми метасоматитами, грейзенами с сопутствующей им сульфидной минерализацией.

3.1. Скарны и околоскарновые породы.

Скарны изученных месторождений формировались в несколько периодов (стадий): ранний, средний и поздний. Они различаются по минеральному составу и имеют разную рудную специализацию (Гвоздев, 1984; 2000; 2006; Гвоздев и др., 1989).

В **ранний период** образовались минеральные ассоциации безрудных (менее 0.01% WO_3) скарнов. На месторождениях Лермонтовском и Восток-2 они сложенные преимущественно гранатом (гроссуляром), волластонитом, везувианом и пироксеном (диопсид - ферросалит). В околоскарновых породах, развивающихся по алюмосиликатным породам (роговикам и гранитоидам), кроме пироксена, встречаются амфибол и плагиоклаз. Скарны имеют инфильтрационно-биметасоматическую природу и образуют как моно- и полиминеральные прожилки и зоны (до первых метров) в мраморах (зональность отсутствует), так и тела с зональным строением, возникающие на контакте мраморов с алюмосиликатными породами. Обобщенная метасоматическая колонка имеет следующий вид: алюмосиликатная порода (гранитоид, биотитовый роговик); амфибол-плагиоклазовая околоскарновая порода; пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода; пироксеновый скарн (часто отсутствует); пироксен-гранатовый или гранат-пироксеновый скарн (иногда с везувианом); гранатовый или гранат-везувиан-волластонитовый скарн (пироксен редок); волластонитовый скарн (часто с небольшим количеством граната и пироксена); зона гидротермально измененных мраморов (не всегда хорошо выражена); мрамор.

На месторождении Агылки «ранние» скарны более низкотемпературных фаций (пироксен-гранатовый и преимущественно пироксен-эпидотовый). Обобщенная метасоматическая колонка следующая: алюмосиликатная порода (гранитоид, биотитовый роговик); амфибол-плагиоклазовая околоскарновая порода; пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (часто отсутствует); эпидотовый, пироксен-эпидотовый (иногда с гранатом) скарн; пироксеновый скарн (часто отсутствует); зона гидротермально измененных мраморов (не всегда хорошо выражена); мрамор.

В целом эти метасоматические колонки отражают эндогенную зональность минеральных ассоциаций скарнов относительно интрузивного контакта или дренирующих (рудоподводящих) структур. По времени формирования «ранние» скарны сближены с образованием роговиков.

Скарны *среднего периода* пересекают зоны «ранних» скарнов и имеют более простой минеральный состав. На всех рассмотренных месторождениях в них преобладает пироксен – геденбергит; реже встречается гранат. Строение околоскарновых пород, такое же, как и в предыдущем случае. В целом, метасоматические колонки имеют следующий вид: - гранит, гранодиорит, роговик; - амфибол-плагиоклазовая околоскарновая порода (часто отсутствует); - пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода; - пироксен-гранатовый скарн (иногда отсутствует); - пироксеновый скарн (редко с гранатом или эпидотом, флюоритом); - волластонитовый скарн (часто с небольшим количеством граната и пироксена; зона отсутствует в скарнах месторождений Агылки); - зона гидротермально измененных мраморов (не всегда хорошо выражена); - мрамор.

Особенность этих скарнов - близость по времени формирования к рудному этапу минерализации, на что указывает их повышенная вольфрамоносность (более 0.15% WO₃) и **постоянную** вкрапленность сульфидных минералов (пирротин, халькопирит в сумме до 10-15%; арсенопирит - редок); иногда встречается флюорит. Шеелит-сульфидная (сопутствующая) минерализация наблюдается преимущественно в гнездах кварцевого состава, периферия которых часто сложена мелкими идиоморфными кристаллами геденбергита более поздней генерации, иногда в сростках с плагиоклазом (андезин). В центральных частях гнезд кроме пироксена наблюдаются включения мелких (до 1мм) идиоморфных кристаллов шеелита, апатита и сульфидов; в обрамлении гнезд - сульфидные минералы выполняют интерстиции зерен или по спайности замещают пироксен (амфибол - обычен, но имеет подчиненное распространение).

Скарны *позднего периода* – мало распространены и наблюдались на Лермонтовском месторождении (зоны, секущие скарново-шеелит-сульфидные руды) и рудопроявлении Тисовом (зоны среди мраморов, контактирующих с гранитоидами Бисерного массива - Востокская РМС). Они слагают зоны мощностью до 1 метра преимущественно гранат (андрадит до 80%) – пироксенового (геденбергит, до 5%) состава; карбонат и сульфиды в сумме составляют от 5 до 15%. Особенность скарнов - сопутствующая полиметаллическая (пирит, сфалерит, халькопирит и галенит) минерализация.

3.2. Полевошпатовые метасоматиты.

По данным автора, полевошпатовые метасоматиты занимают в схемах стадийности минералообразования изученных вольфрамовых месторождений промежуточное положение между формированием «средних» скарнов и грейзенов, что соответствует начальному периоду стадии кислотного выщелачивания по Д.С.Коржинскому (1969). Наиболее широко они распространены на Лермонтовском месторождении, менее – на месторождениях Восток-2 и Агылки. Их особенность – пространственная и временная совмещенность с грейзенами, ассоциирующими с кварц-шеелитовой и сульфидной минерализацией.

На Лермонтовском месторождении зоны полевошпатовых пород развиваются по контакту гранитов с пироксеновыми скарнами, замещая и те и другие. Основные минералы: плагиоклаз, апатит, шеелит, сульфиды (пирротин, халькопирит); реже встречаются кварц, слюды (биотит, мусковит), амфибол, эпидот, ортоклаз и др. Обращает на себя внимание текстурный рисунок пород: он такой же, как и у слабо измененных гранитов, но с гнездами (до 1,5 см) шеелита неравномерно распределенными по массе породы. Здесь содержание WO₃ не превышает 1-5%. Центральные части зон полевошпатовых метасоматитов характеризуются «ураганными» содержаниями WO₃ более 10-15%. Взаимоотношения минералов указывают на следующую последовательность их кристаллизации: апатит – плагиоклаз (до № 80-91) – шеелит – сульфиды (с кварцем, мусковитом, реже хлоритом).

В строении метасоматитов иногда наблюдаются элементы минералогической зональности. Типовые разрезы показывают, что на флангах месторождения рудные залежи с полевошпатовыми породами имеют относительно простое, а в центральной – более сложное строение. По минеральному составу выделены зоны: 1- плагиоклазовая (№ 25-38); 2- шеелит-плагиоклазовая (№ 49-59; с апатитом); 3- сульфидно-плагиоклаз-шеелитовая; 4- сульфидно-амфиболовая. Четких контактов между зонами не наблюдается, а их минералогический состав часто зависит от состава пород, по которым они развиваются (1-3 - зоны по гранитоидам; 4 – по пироксеновым скарнам).

Несколько иное строение имеет тело полевошпатовых метасоматитов в центральной части месторождения. Здесь наблюдаются следующие зоны: 1- шеелит-апатит-плагиоклазовая; 2- сульфидно-плагиоклаз-шеелит-биотитовая (биотитовые грейзены); 3- сульфидно-амфиболовая; 4 - сульфидно-амфибол-кварцевая; 5- сульфидно-кварцевая. Первая и вторая зоны развиваются по гранитоидам; третья, четвертая и пятая – по пироксеновым скарнам.

Обращает внимание одинаковый минеральный состав зон с шеелитом, апатитом и плагиоклазом; различие - только в количественном соотношении этих минералов: в центральных частях месторождения зоны полевошпатовых метасоматитов более обогащены апатитом. Это участки, гнезда до 7 мм практически **мономинерального состава**; шеелит - ксеноморфные вкрапленники и совместно с сульфидами выполняет интерстиции идиоморфных кристаллов апатита; количество сульфидов редко превышает 5%, а содержания WO_3 - не более 1-2%. Похожее строение имеют зоны полевошпатовых метасоматитов на месторождении Восток-2 (эндоконтакт гранитоидов штока Центрального, 560 горизонт). Здесь грейзенизированные гранитоиды штока сменяются зоной плагиоклаз-апатитового (до 50% апатита), далее - шеелит-апатит-плагиоклазового и кварц-шеелитового (богатые руды до 40% шеелита) состава. Полевошпатовые метасоматиты иногда пересекаются зонами (контакт тектонический) биотитовых грейзенов с гнездами сплошных сульфидных руд.

На месторождении Агылки полевошпатовые метасоматиты автором не встречены, но, судя по присутствию в рудах локальных участков серицит-мусковит-шеелитового состава, и пространственно сопряженных с ними более поздних ассоциаций биотитовых грейзенов (с альбитом, олигоклазом) их наличие возможно на глубоких горизонтах месторождения в зоне эндоконтакта не вскрытого эрозией штока гранитоидов.

3.3. Грейзены.

Грейзены широко распространены на всех изученных месторождениях. В них сосредоточено более 30% запасов вольфрама, а руды характеризуются высокими (часто более 2 %) концентрациями WO_3 . Основными минералами грейзенов являются кварц, слюды, апатит, шеелит и сульфиды; в небольшом количестве присутствуют плагиоклаз, калишпат, хлорит, сфен, турмалин, флюорит, сульфиды и др. По условиям залегания, вещественному составу и рудоносности выделяются две группы грейзенов: 1 – грейзены контактовой зоны магматических пород (распространены по всей площади рудного поля); 2 – околосильные грейзены (локальное распространение).

К *первой группе* относятся грейзенизированные породы гранитоидов (штоки и дайки месторождений) и примыкающих к ним биотитовых роговиков. Они приурочены к тектоническим структурам (разломы, зоны повышенной трещиноватости). В некоторых пробах подобных грейзенов содержания WO_3 превышают 40 г/т и часто наблюдаются кварцевые прожилки, не содержащие промышленных концентраций шеелита.

Ко *второй группе* (околосильные грейзены) отнесены метасоматические породы, вдоль кварцевых жил с шеелитовой минерализацией. По составу слюд в этой группе можно выделить три типа грейзенов: 1 - мусковитовые, 2 – биотитовые, 3 - флогопитовые. Согласно наблюдаемым взаимоотношениям грейзенов с другими метасоматическими породами, они формируются после полевошпатовых метасоматитов, с которыми часто пространственно совмещены.

Мусковитовые грейзены распространены наиболее широко и слагают метасоматические зоны вдоль кварцево-шеелитовых прожилков, локализованных преимущественно в апикальной части штоков гранитоидов. Реже встречаются крутопадающие (60-75°) зоны грейзенов с кварц-шеелитовой минерализацией (до 1 м) среди роговиков или скарнов. Выделены следующие фации грейзенов (от центра к периферии): кварц-мусковитовая, кварц-альбит-мусковитовая, кварц-альбит-мусковит-хлоритовая. Во всех фациях присутствует шеелит, максимальные концентрации которого сосредоточены в кварц-мусковитовой и кварц-альбит-мусковитовой фациях. Четких границ между фациями не наблюдается. На Лермонтовском месторождении в этих грейзенах сконцентрировано максимальное количество шеелита и арсенопирита.

Биотитовые грейзены, по сравнению с мусковитовыми, менее распространены. На всех изученных месторождениях они наблюдались вдоль кварц-апатитовых, кварц-апатит-шеелитовых и кварц-апатит-мусковитовых прожилков, локализованных среди «вольфрамоносных» гранитоидов или ассоциирующих с ними биотитовых роговиков.

На месторождении Восток-2 одна из зон биотитовых грейзенов примыкает к зоне полевошпатовых метасоматитов, имеющих облик пегматитов; реже встречаются зоны грейзенов по биотитовым роговикам и пироксеновым (?) скарнам (фации с биотитом и амфиболом). Минеральный состав грейзенов варьирует в широком диапазоне и во многом зависит от состава пород, по которым они сформировались: преобладает биотит (до 85%); постоянно присутствуют плагиоклаз (до 20%, преобладают альбит и олигоклаз), кварц (до 40%), апатит (до 10%), шеелит (до 45%), хлорит (пеннин, до 40%); редко встречаются – сфен, сагениит, стильпномелан, серицит, турмалин, мусковит, карбонат.

Флогопитовые грейзены встречены только на Лермонтовском месторождении, где они развиваются по зонам пироксеновых скарнов диопсидового состава. Породы имеют темно-зеленый (до черного) цвет и сложены флогопитом (от 10 до 60 %, часто хлоритизирован), арсенопиритом (20-30, в гнездах до 75%), сфалеритом (3-5, в гнездах до 20%), шеелитом (до 15%), кварцем (5-65%), апатитом (до 5%); присутствуют – пирротин, сфалерит, халькопирит, сфен, мусковит, амфибол, турмалин; реже наблюдаются реликтовые биотит и плагиоклаз (до 10 и 20% соответственно). Флогопит выполняет промежутки между идиоморфными кристаллами арсенопирита и шеелита, образуя чешуйчатые агрегаты с размером пластинок от 0,1 до 1,2 мм.

Последовательность кристаллизации минералов и их взаимоотношения во всех типах грейзенов одинаковые: плагиоклаз и апатит → шеелит и слюды → кварц, хлорит и сульфиды.

Сопоставляя полученные материалы с теоретическими разработками и экспериментальными данными (Коржинский, 1982; Жариков, 1982; Зарайский, 1989) можно прийти к выводам, что стадии кислотного выщелачивания соответствуют фации мусковитовых грейзенов и кварцево-шеелитовых руд, а биотитовые и флогопитовые грейзены – следует относить к позднещелочной стадии.

3.4. Сульфидные руды.

На всех типовых месторождениях разные минеральные типы сульфидных руд ассоциируют с разными метасоматическими породами и различаются по геохимической специализации. Среди сульфидных руд выделены минеральные типы: арсенопиритовый, пирротин-халькопиритовый и пирит-сфалерит-галенитовый (полиметаллический). Большинство арсенопиритовых руд пространственно совмещено с фациями мусковитовых и менее - биотитовых грейзенов. Пирротин-халькопиритовые руды характерны для шеелитсодержащих геденбергитовых скарнов «среднего периода», ассоциаций полевошпатовых метасоматитов, биотитовых грейзенов и сопряженных с ними амфиболовых метасоматитов (в случаях наложения на пироксеновые скарны). Полиметаллическая минерализация в рудах изученных месторождений имеет подчиненное распространение и наблюдается в кварцево-пирит-сфалерит-галенитовых (с

карбонатом) прожилках кварц-альбит-мусковит-хлоритовой фации мусковитовых грейзенов.

В большинстве случаев для скарнов и околоскарновых пород (практически без вкрапленности сульфидных минералов) характерны повышенные концентрации Cu; для полевошпатовых метасоматитов, биотитовых грейзенов и окварцованных пироксеновых скарнов (вкрапленные пирротин-халькопиритовые руды) – Cu, Bi, реже As, Te и Au. Более широкий спектр элементов-примесей установлен для мусковитовых грейзенов, арсенопиритовых, пирротин-халькопиритовых и полиметаллических руд – Cu, Bi, Pb, Ag, As, Sn. Повышенные концентрации перечисленных элементов в породах и рудах обусловлены присутствием в них разных «сопутствующих» минеральных ассоциаций (галенит-сульфовисмутитовой, висмутино-висмутовой и др.), в состав которых входят халькопирит, сфалерит, станнин, самородные висмут и золото, галенит, серебросодержащие блеклые руды, гессит, сульфотеллуриды висмута, свинцово-сурьмяно-висмутовые сульфосоли и др. (Степанов и др., 1980; 1983; 1985; 1987; Гвоздев, 1979; 1984; 2002; Гвоздев и др., 1982; 2005).

II.4. Минералогия скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

Все изученные месторождения имеют похожий набор породообразующих и рудных минералов, но различаются их количественным соотношением, обусловленным главным образом, степенью распространения тех или иных типов метасоматических пород (скарнов, грейзенов и др.), сопряженной с ними рудной минерализацией, а так же типоморфными признаками самих минералов (Гвоздев, 1984; 1987; 2006).

4.1. Типоморфизм породообразующих минералов.

К числу главных породообразующих минералов отнесены: в скарнах - пироксен, гранат, везувиан, волластонит, в околоскарновых породах – амфибол и плагиоклаз; в полевошпатовых метасоматитах и грейзенах - кварц, плагиоклазы, слюды; в сульфидных рудах – хлорит, эпидот, карбонаты.

Пироксен – в скарнах разных временных периодов варьирует по составу от диопсида до геденбергита. В «ранних» скарнах установлены пироксены от диопсида до ферросалита. Наиболее магнезиальные (диопсид-салит) - типичны для безгранатовых парагенезисов в скарнах, представляющих собой реликты среди кварцево-шеелитовых руд (Лермонтовское, Тисовое). Пироксены салит-ферросалитового состава на всех месторождениях характеризуют гранатсодержащие скарны и пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы. Пироксены из скарнов «среднего» и «позднего» периодов по химическому составу соответствуют геденбергиту, но различаются по содержанию иогансенитовой составляющей, количество которой в вольфрамоносных скарнах не превышает 10%, а в «поздних» (с полиметаллической минерализацией; Лермонтовское, Тисовое) - достигают 18%.

Гранат – представлен гроссуляром и андрадитом. Гроссуляр (14-25% андрадитового минала) - широко распространен в «ранних», реже «средних» вольфрамоносных скарнах; андрадит – в скарнах с полиметаллическим оруденением. Гранаты из высокотемпературных (с волластонитом) парагенезисов имеют малую долю альмандин-спессартитовой составляющей (не более 10%); в гранатах из пироксен-гранатового (без волластонитового) парагенезиса месторождения Агылки - достигают 20%. Из элементов-примесей следует отметить присутствие в гроссулярах примеси титана, максимальное количество которого (до 1,05% TiO_2) установлено в гранатах Лермонтовского месторождения.

Амфибол - установлено две группы: 1 – роговые обманки; 2 – амфиболы тремолит-актинолитового и куммингтонит-грюнеритового рядов.

Первая группа (роговых обманок) наблюдалась только в магматических породах. Близкие к ним по составу амфиболы встречаются в биотитовых роговиках месторождений Лермонтовского и Восток-2. В них установлены повышенные содержания титана (более 1 мас.% TiO_2), а в отдельных случаях, марганца (до 10,21 мас.% MnO - габбро-монциты

Самуро-Бикинского комплекса). Максимальные концентрации глинозема (до 11,55 мас.% Al_2O_3) отмечаются в роговой обманке из даек спессартитов месторождения Агылки.

Во второй группе (амфиболов) наиболее распространены амфиболы тремолит-актинолитового ряда метасоматических пород. Их состав зависит от состава пород, по которым они развиваются: тремолит - в метасоматитах вдоль кварцево-шеелитовых прожилков, локализованных среди диопсидовых скарнов (Лермонтовское); актинолит - в метасоматитах по геденбергитовым скарнам и околоскарновым породам; ферроактинолит - в сульфидных (пирротиновых; Лермонтовское, Агылки) рудах, реже в пироксен-гранатовых скарнах (Восток-2) и роговиках (Лермонтовское).

Установлено, что в направлении от ранних генераций (безрудные скарны) к поздним (шеелит-амфиболовые и шеелит-амфибол-сульфидные метасоматиты) в амфиболах, закономерно уменьшаются содержания кобальта, никеля, молибдена и вольфрама при увеличении концентраций ванадия, скандия, олова, меди, висмута и др. Наиболее высокими концентрациями халькофильных элементов характеризуются амфиболы стадий кислотного выщелачивания и позднещелочной (биотитовые и флогопитовые грейзены; Гордукалов и др., 1991).

Амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда встречается редко. По данным Г.Н.Степанова (1977) они распространены в метасоматических породах (амфибол-биотитовых роговиках, околоскарновых породах) и сплошных сульфидных рудах верхних горизонтов месторождения Восток-2.

Полевые шпаты - представлены калиевой (микроклин, ортоклаз) и натровой (плагиоклазы) группами. Состав плагиоклазов варьирует от альбита до анортита: в гранитоидах рудогенерирующих штоков и даек преобладают олигоклаз-андезин (в центральных частях крупных кристаллов - лабрадор); в околоскарновых породах - состав варьирует от олигоклаза (22% An) до битовнита (88% An), причем, более кислые (22-42% An) типичны для амфибол-плагиоклазовых, а более основные (53-88% An) - для пироксен-плагиоклазовых пород; в полевошпатовых метасоматитах с шеелитовой минерализацией плагиоклаз соответствует лабрадору-битовниту (49-63% до 82 %An), реже анортиту (91-92% An); в фациях биотитовых и мусковитовых грейзенов, сформировавшихся по гранодиоритам и роговикам - альбит (5-10% An), реже олигоклаз (исключение - биотитовые грейзены по полевошпатовым метасоматитам Лермонтовского месторождения - лабрадор 55% An).

Биотит. В грейзенах Лермонтовского месторождения биотиты имеют железистость ($f_o = 56,0-59,6\%$), близкую к железистости биотитов из магматических пород и биотитовых роговиков ($f_o = 46,9-60,5\%$), в то же время их глиноземистость (I_o) более низкая (22%), по сравнению с биотитами из гранитоидов (23-25%). На месторождении Восток-2 биотиты из грейзенов имеют более низкую железистость ($f_o = 32-46\%$) по сравнению с биотитами магматических пород ($f_o = 42-50\%$) при близких значениях глиноземистости ($I_o = 19-25\%$). Такая же закономерность в вариациях состава биотитов отмечается на месторождении Агылки. По комплексу свойств, все рассмотренные биотиты относятся к магнезиальным разностям флогопит-аннитового ряда и характеризуются постоянным присутствием в их составе фтора, часто более 0,45 мас.%.

4.2. Типоморфизм рудных минералов.

4.2.1. Главные.

Шеелит - месторождений Лермонтовского и Восток-2 по химическому составу близок к теоретическому. Для него характерны низкие содержания примеси молибдена, по сравнению с шеелитами месторождений вольфрам-молибденовой и вольфрам-оловянной формаций (Апельцин и др., 1980; 1985; Ивакин и др., 1965; Чернов и др., 1965; 1967; Иванов, 1974; Барабанов, 1975; Руб и др., 1977; Кудрина, 1985). В шеелитах отмечаются повышенные концентрации редкоземельных элементов иттриевой (до 0,055 мас.% - Лермонтовское) и лантан-цериевой (до 0,197 мас.% - Восток-2) групп; иногда - бериллия и скандия (в шеелитах из кварцевых жил и грейзенов мусковитового типа).

Пирротин – преобладает в рудах всех месторождений. По данным рентгено-структурного анализа установлено две его модификации: гексагональная и моноклинная. В скарнах и полевошпатовых метасоматитах преобладает гексагональный (до 65%), а в грейзенах и сульфидных рудах моноклинный (более 80%) пирротин. Химический состав – близок к теоретическому; по данным спектральных анализов отмечаются примеси висмута, меди, серебра, свинца, золота и др., обусловленные присутствием микровключений минералов этих элементов: самородных золота и висмута, халькопирита, висмутитина, галенита, гессита, тетраэдрита и др. Установлено, что ранние (гексагональный) генерации пирротина, по сравнению с поздними (моноклинный) обогащены кобальтом, никелем, ванадием и титаном, (Гордукалов и др., 1991).

Халькопирит – один из главных сульфидных минералов в рудах месторождения Агылки; менее распространен в рудах месторождений Восток-2 и Лермонтовском. Максимальные концентрации халькопирита (до 40% от всего объема – Восток-2; более 70% – Агылки) сосредоточены в зонах биотитовых грейзенов с арсенопиритом, сформировавшихся по полевошпатовым метасоматитам или в зонах амфиболовых метасоматитов, образовавшихся по пироксеновым скарнам. Установлено, что халькопириты из разных ассоциаций содержат разную по составу эмульсионную вкрапленность: сфалерит и пирротин – в халькопиритах из скарнов и полевошпатовых метасоматитов; кубанит, валериит, станнин – из мусковитовых и биотитовых грейзенов. В халькопиритах, как и в пирротине, отмечаются повышенные концентрации висмута, серебра, золота и др. элементов.

Арсенопирит – наиболее распространен в рудах Лермонтовского месторождения, менее – Востока-2, редко встречается на Агылках; максимальные концентрации – в биотитовых, мусковитовых и флогопитовых грейзенах. Химический состав – близок к теоретическому (Гвоздев, 1984; Гордукалов и др., 1991). По отношению As:Fe арсенопириты подразделены на три группы: первая группа (As:Fe = 0,91-1,05) – арсенопириты из биотитовых и мусковитовых грейзенов, в которых установлены наиболее высокие концентрации кобальта (до 1520 г/т); вторая группа (As:Fe = 1,10-1,14) – арсенопириты из флогопитовых грейзенов и кварцево-шеелитовых прожилков, локализованных среди гранодиоритов штока месторождения; третья группа (As:Fe = 1,21-1,24) – мелкозернистые арсенопириты из прожилков или кварцево-шеелитовых руд с полиметаллической (сфалерит, галенит и др.) минерализацией. По отношению As:Fe = 0,91-1,05 арсенопириты из грейзенов и кварцево-шеелитовых прожилков месторождений Восток-2 и Агылки попадают в первую, относительно более высокотемпературную (по Кречмару и др., 1976) группу, что согласуется с данными, полученными по термобарометрии кварца, сингенетичного арсенопириту. В целом, высокотемпературные генерации арсенопирита характеризуются повышенными концентрациями титана, кобальта и никеля, а низкотемпературные – висмута, серебра и золота.

Сфалерит – второстепенный минерал, основные концентрации которого сосредоточены в кварцевосодержащих участках грейзенов биотитового, мусковитового и флогопитового типов. Как и халькопирит, сфалерит содержит разную по минеральному составу эмульсионную вкрапленность: халькопирит – в сфалеритах из скарнов, полевошпатовых метасоматитов и мусковитовых грейзенов; станнин и халькопирит – в сфалеритах из биотитовых грейзенов с арсенопиритом; пирротин – в сфалеритах из флогопитовых грейзенов и поздних кварцевых прожилков с галенитом неясного генезиса на флангах месторождений. Сфалериты относятся к разностям с вариациями железа от 7,85 до 16,76 мас.% Fe; исключение – сфалериты из кварц-сульфидных прожилков локализованных в роговиках на флангах месторождения Агылки (3,55-4,50 мас.% Fe) и сфалериты из прожилков с сурьмяной минерализацией Лермонтовского месторождения (5-6 мас.% Fe). Типоморфной примесью сфалеритов типовых скарново-шеелит-сульфидных месторождений является кадмий. На всех месторождениях его количество закономерно возрастает от ранних генераций (менее 0,25 – 0,33 мас.% Cd) к поздним (1,32

- 1,46 мас.% Cd). В поздних генерациях сфалеритов Лермонтовского месторождения установлена примесь индия (до 0,02 мас.% In). По данным спектрального анализа в сфалеритах отмечаются повышенные концентрации Cu, Bi, Sb, Pb, Ag и др. элементов.

4.2.2. Сопутствующие.

Руды изученных скарново-шеелит-сульфидных месторождений - комплексные. В них установлены: самородный висмут, висмутин, икунолит, хедлейит, гессит, сульфотеллуриды висмута, лиллианит, кобеллит, висмутовый джемсонит, яскульскийит, бурнонит, Ag-тетраздрит и др. (Найбородин, 1959; Дорофеев, 1961; Флеров и др., 1974; Нечелюстов и др., 1968; 1973; Степанов и др., 1980; Гвоздев, 1984; Гвоздев и др., 2002; 2005). Наблюдались следующие ассоциации сопутствующих минералов: 1 – сложных Pb-Bi сульфосолей; 2 – висмутино-висмутовая; 3 – галенит-сульфовисмутитовая; 4 – Pb-Sb сульфосолей (ассоциации 1-3 – на всех месторождениях; 4 – только на Лермонтовском). Установлено, что эти ассоциации характеризуют разные типы метасоматических пород, а их минералы имеют разные типоморфные особенности.

Ассоциация сложных Pb-Bi сульфосолей имеет подчиненное распространение и наблюдалась в кварцево-шеелитовых рудах и кварц-полевошпатовых прожилках с молибденитом (Лермонтовское, Восток-2), характеризующих стадию полевошпатовых метасоматитов. В ней присутствуют пирротин, молибденит и халькопирит; редко арсенопирит, сфалерит; из минералов висмута - преобладают козалиит и самородный висмут, а мало распространены сульфотеллуриды висмута, галенит, икунолит и сложные Pb-Bi сульфосоли (реликты: беегерит - распадается на галенобисмутит с висмутином и самородным висмутом или на козалиит с галенитом и самородным висмутом (Лермонтовское) или лиллианит с козалиитом и жозеитом (Восток-2). Отчетливо прослеживается следующая последовательность кристаллизации висмутовых минералов: сложные Pb-Bi сульфосоли (беегерит, далее - лиллианит, галенобисмутит) – простые Pb-Bi сульфосоли (козалиит, бурсаит) с галенитом - сульфиды (висмутин, икунолит) и сульфотеллуриды (ингодит, жозеиты) висмута - теллуриды висмута и самородный висмут.

Типоморфными особенностями минералов ассоциации являются присутствие повышенных концентраций в Pb-Bi сульфосолях сурьмы (до 3,7 мас.%) и серебра (до 1,91 мас.%); в сульфотеллуридах – свинца (до 13 мас.% ингодит Восток-2; до 18 мас.% ингодит Агылки); пониженных концентраций селена во всех минералах (обычно менее 0,3 мас.% Se) и кадмия (не более 0,33 мас.%) в сфалеритах.

Висмутино-висмутовая ассоциация имеет подчиненное распространение на месторождении Восток-2 и более широко представлена в рудах месторождений Лермонтовского и Агылки. Она встречается преимущественно во вкрапленных сульфидных рудах, развивающихся по пироксеновым скарнам, и грейзенах биотитового типа; иногда – в кварцевых прожилках с халькопиритом, образовавшихся в кварцево-шеелитовую стадию минерализации. Висмутовые минералы представлены преимущественно висмутином и самородным висмутом, а хедлейит, жозеит, тетрадимит, козалиит и самородное золото мало распространены; из других рудных минералов в небольшом количестве присутствуют арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит. Повышенные концентрации свинца отмечаются в висмутине (до 2,0 мас.%), жозеите (до 3,62 мас.%) и тетрадимите (до 4,99 мас.%); серебра и сурьмы – в козалиите (соответственно до 3,46 и 4,68 мас.%); в галените присутствуют примеси висмута (до 2,16 мас.%) и серебра (до 0,85 мас.%); самородное золото - высокой пробы (до 13 мас.% Ag - Лермонтовское; до 16,7 мас.% Ag -Агылки). По типоморфным особенностям минералов ассоциации висмутино-висмутовую и сложных Pb-Bi сульфосолей следует считать членами единого эволюционного ряда формирования руд.

Галенит-сульфовисмутитовая ассоциация преобладает в рудах изученных месторождений. На месторождении Восток-2 и Лермонтовском она пространственно тяготеет к участкам грейзенов мусковитового типа, с которыми ассоциируют богатые кварцево-шеелитовые и сульфидные (арсенопиритовые, пирротин-халькопиритовые)

руды, часто имеющие массивную текстуру; на месторождении Агылки - это кварцевые прожилки мощностью от 0.1 см до 0.2 м, секущие скарны, кварц-шеелитовые и сульфидные руды. Прожилки на 90 - 99 % сложены кварцем; нередко в них присутствуют хлорит, карбонат (кальцит, сидерит), шеелит, слюды, сульфиды (халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, станнин). Висмутовые минералы неравномерно распределены по массе прожилок, а в гнездах (до 1 см) составляют не более 1-2 % от их объема. Преобладают свинцово-сурьмяно-висмутовые сульфосоли (кобеллит-?, висмутовый джемсонит, козалиит), бурнонит; менее распространены жозеит-В, тетрадимит, гессит, самородное золото, блеклая руда. С этой ассоциацией связаны основные концентрации висмута, золота, серебра и теллура в рудах месторождений.

Наблюдается следующая последовательность формирования сульфидных минералов: 1 - близкоодновременно кристаллизуются арсенопирит, Pb-Sb-Bi сульфосоли (кобеллит, Sb-козалиит, яскульскиит, Bi-джемсонит, бурнонит; 2 - позднее (выполняют микротрещины, секущие арсенопирит) – пирротин, халькопирит, станнин, сфалерит и галенит с включениями самородного висмута, сульфотеллуридов висмута, Ag-тетраэдритом, гесситом, штютцитом; 3 - еще позднее – пирит, висмутин, икунолит, сульфотеллуриды и теллуриды висмута (хедлейит), самородные висмут и золото. Типоморфные признаки минералов этой ассоциации следующие: сфалериты - содержат максимальные концентрации кадмия (1,3-1,46 мас.% Cd – Агылки) по сравнению со сфалеритами из ассоциаций Pb-Bi-сульфосолей и висмутино-висмутовой; концентрации висмута и серебра в галенитах часто превышают 2 и 1 мас.% соответственно (до 1,81 мас.% Bi и до 0,34 мас.% Ag – Лермонтовское; до 6,08 мас.% Bi и до 1,40 мас.% Ag - Восток-2; до 4,57 мас.% Bi и до 2,48 мас.% Ag - Агылки).

Ассоциация свинцово-сурьмяных сульфосолей наблюдалась только в рудах Центральной залежи месторождения Лермонтовского. Это кварц-карбонатные прожилки, рассекающие скарны и кварцево-шеелитовые руды. Из рудных минералов в прожилках присутствуют гудмундит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, станнин, менегинит, джемсонит, блеклые руды (Ag-тетраэдрит, фрейбергит), пираргирит и миаргирит.

Блеклые руды с разными концентрациями серебра подразделены на две группы парагенезисов: к первой - отнесен парагенезис Ag-тетраэдрита (до 22 мас.% Ag) со сфалеритом (менее 5 мас.% Fe), галенитом, джемсонитом и менегинитом; ко второй - парагенезис фрейбергита (28-49 мас.% Ag) с халькопиритом, миаргиритом и пираргиритом (Степанов Г.Н., Гвоздев В.И., и др., 1985). Судя по минеральному составу и типоморфным особенностям слагающих минералов (отсутствие примесей висмута, теллура и селена), эту ассоциацию, вероятно, следует связывать с другим, не вольфрамовым, этапом минерализации.

Такая временная разобщенность Pb-Bi и Pb-Sb минерализации на Лермонтовском и совмещенность на месторождениях Восток-2 и Агылки может быть объяснена более высокой степенью дифференциации расплавов S-типа в условиях относительно «закрытых» РМС или взаимодействием расплавов I-S-типа в процессе эволюции «открытых» РМС с глубинным источником.

II.5. Генезис типовых скарно-шеелит-сульфидных месторождений.

5.1. Геохимические и термобарометрические параметры магматических комплексов.

Рудно-магматические системы (РМС) скарно-шеелит-сульфидных месторождений ДВ региона на всех этапах эволюции (магматическом и постмагматическом) характеризуются восстановительными (на уровне кварц-фаялит-магнетитового буфера и ниже) условиями формирования (см. **рис. 7-Б**). По соотношению окисленности магматических пород и их кремнекислотности (Мишин, 1994) все вольфрамоносные комплексы попадают в область оловоносных РМС, имеющих «восстановленную», корово-мантийную природу расплавов. Это согласуется с авторскими данными по изучению включений в кварце (Хетчиков, Пахомова, Гвоздев и др., 1991; 1999) и с комплексом признаков, предложенных М.Т.Энауди и др., (1984) и Р.Дж.Ньюберри (1991), согласно

которым: продуктивные магматические породы - восстановленная, ильменитовая серия; постмагматические метасоматиты - парагенезис гроссуляра с геденбергитом в скарнах; преобладание в сульфидных рудах пирротина.

Для магматических комплексов, продуцирующих однотипное (вольфрамовое) оруденение, характерны включения в минералах с одинаковым набором элементов, но разными по составу и количеству солями. Наиболее детально был изучен кварц магматических пород месторождений Восток-2 и Лермонтовского. Наблюдались расплавные, минеральные, кристаллофлюидные, флюидные, газовой-жидкие и газовые включения. Причем, расплавные и минеральные включения более часто встречаются в породах крупных массивов и относительно редко - в рудогенерирующих штоках (полностью отсутствуют в плагиогранитах краевой фации штока Центрального).

Расплавные включения состоят из преобладающей по объему слабо раскристаллизованной силикатной части и флюидной фазы, представленной одним или несколькими пузырьками; в некоторых из них удается различить жидкую и газовую составляющие (криометрическим методом иногда определяется углекислота). Включения в кварце гомогенизируются при температуре 910-920⁰С (гранитоиды Лермонтовского штока), реже 930-960⁰С (гранодиориты Дальнинского и краевая фация биотит-роговообманковых гранитов Бисерного массивов). Это заметно выше температур (860-910⁰С), полученных для включений из гранодиоритов Центрального штока. Установленные температуры гомогенизации расплавных включений, вероятно, завышены и заметно превышают расчетные по термометрам (Трошин и др., 1981), что согласуется с наблюдениями Ф.Г.Рейфа (1990) на примере гранитоидов Забайкалья.

Минеральные включения в кварце вольфрамоносных гранитоидов представлены цирконом, апатитом в ранних и апатитом, цирконом, биотитом и полевым шпатом – в поздних фациях пород.

Кристаллофлюидные и флюидные включения более характерны для гранитоидов рудогенерирующих штоков Центрального и Лермонтовского; реже они встречаются в биотитовых и лейкократовых гранитах (главные фазы) Бисерного и Шивкинского массивов. В их составе преобладают анизотропные твердые фазы и менее распространены кубические кристаллики (галита-?, сильвина -?); флюидная фаза в виде газового пузырька и солевого раствора занимает до 20% объема вакуолей. Температура гомогенизации флюидной составляющей таких включений (в зависимости от % соотношения фаз) лежит в диапазоне 280 - 500⁰С; при более высоких температурах происходит их разгерметизация. Судя по количеству флюидных включений и их характеристикам, можно сделать вывод, что формирование рудогенерирующих гранодиоритов происходило из расплавов с высокой флюидонасыщенностью и высоким флюидным давлением (Хетчиков и др., 1996; 1999), подтверждением чего может быть трубообразное тело взрывной брекчии (с обломками гранодиоритов, гранит-порфиров, биотитовых роговиков и скарнов) в штоке Центральном (Восток-2). Образование таких брекчий, вероятно, обусловлено накоплением флюидов в магматической камере в процессе кристаллизации гранодиоритов и ее взрывной разгрузкой при достижении критического флюидного давления (Степанов, 1977; Хетчиков и др., 1996; 1999).

Газовой-жидкие включения широко распространены в кварце гранитоидов рудоносных штоков. Наблюдались включения: 1 – двухфазовые, с содержанием газа от 40 до 60% объема вакуолей; 2 – многофазовые, содержащие кроме солевого раствора и газа 1-2 и более твердых фаз (иногда третья фаза представлена жидкой углекислотой).

Газовые включения в кварце гранитоидов Лермонтовского штока встречаются сравнительно редко, по сравнению с кварцами плагиогранитов штока месторождения Восток-2 (краевая фация участками содержит до 90% от общего количества включений). На всех месторождениях большинство газовых и газовой-жидких включений не достигают гомогенизации и разгерметизируются при температурах от менее 240 до 265⁰С.

Изучение включений криометрическим методом показало, что магматические комплексы, продуцирующие **однотипное (вольфрамовое)** оруденение, характеризуются включениями одинаковыми по набору элементов, но разными по количеству и составу солей. Так, в кварце гранитоидов вольфрамоносных штоков (Лермонтовского и Восток-2) включения содержат хлорид кальция и изредка хлорид калия, а углекислота во включениях иногда содержит примеси более низкотемпературных газов.

Особо нужно подчеркнуть различия по количеству и солевого составу флюидных включений в кварце гранитов крупных массивов (с непромышленным оруденением) и гранитов штоков (с промышленной минерализацией). Эти различия выражаются в отсутствии во включениях в кварце гранитоидов вольфрамоносных штоков солей магния и преобладание включений с карбонатными солями, в то время как в крупных массивах – наблюдаются обратные соотношения. В целом кварц гранитов штока Лермонтовского месторождения отличается заметно более разнообразным составом включений, по сравнению с кварцем гранитов, близко расположенного крупного массива.

Таким образом, перечисленные термобаро-геохимические особенности магматических флюидов в совокупности с петрохимическими характеристиками гранитоидов свидетельствуют о высокотемпературных параметрах пород вольфрамоносных комплексов, подтверждая глубинную природу **их продуцирующих** расплавов.

5.2. Стадийность и изотопно-геохимические параметры рудообразования.

Постмагматические процессы эталонных вольфрамоносных РМС наследуют природу и свойства **их** продуцирующих расплавов на всех этапах минерализации, характеризуя восстановительные условия формирования, на что указывают минеральный состав метасоматических пород и руд, типоморфные особенности минералов, данные термобарогеохимических и изотопных исследований (Малахов и др., 1989; Хетчиков, Пахомова, **Гвоздев**, 1991; **Гвоздев** и др., 1998; 1999; **Гвоздев**, **1984**; 2001).

На всех месторождениях рудные тела сложены минеральными ассоциациями роговиков, скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов и сульфидов, формирование которых соответствует четырем этапам минерализации: 1 – контактового метаморфизма, 2 – скарновому, 3 – рудному, 4 – пострудному.

В **первый этап** вмещающие терригенные породы (алевролиты, сланцы, песчаники) в контакте с массивами и штоками гранитоидов были интенсивно ороговикованы, а известняки преобразованы в мраморы. На месторождениях Лермонтовское и Восток-2 карбонатные породы по периферии контактового ореола представлены разностями темно-серого (известняки) и серого (слабо мраморизованные известняки), а в контактовой зоне – белого (мраморы) цвета. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (**Гвоздев** и др., 1998; 1999), полученные для известняков этих месторождений (от 2.8 до 3.6‰ и от 23.1 до 23.8‰ соответственно), свидетельствуют об их морском генезисе. Близкие значения имеют серые и белые мраморы, наблюдаемые в контакте массивов и штоков гранитоидов (от 2.4 до 3.1‰ и от 22.0 до 24.1‰ соответственно). Это указывает на подчиненную роль гидротермального флюида при фракционировании изотопов углерода и кислорода в процессе контактного метаморфизма, а так же (узкий диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) на относительную закрытость рудо-магматической системы в этот этап и отсутствие какого-либо значительного водообмена с окружающей средой.

Более значительные вариации изотопного состава этих элементов получены для пород, измененных при скарнировании. Кальциты из мраморов контакта со скарнами имеют значение $\delta^{13}\text{C}$ от +1.9 до -0.5, а $\delta^{18}\text{O}$ от 19.0 до 15 ‰, что указывает на возрастающую роль гидротермального флюида в период скарнообразования. Кальциты, выполняющие пустоты среди скарновых и рудных минералов, а также кальциты из пострудных прожилков имеют значение $\delta^{13}\text{C}$ от -0.5 до -13.0‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от 17.0 до 3.0‰ соответственно (**Гвоздев** и др., 1999).

На месторождении Агылки мраморы, локализованные на периферии рудных тел, не только контактово-метаморфизованы, но и гидротермально изменены, на что указывают

значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (от -4,6 до -6,4 ‰ и 10,2 до 12,8 ‰ соответственно) близкие к значениям перекристаллизованных мраморов из контакта с пироксеновыми скарнами (от -3,9 до -4,0 ‰ и от 12,7 до 13,8 ‰ соответственно) и гидротермально измененных карбонатов месторождений Лермонтовского и Восток-2. По данным спектрального анализа примеси вольфрама в мраморах контактовых ореолов не установлено.

Во **второй этап** на всех месторождениях сформировались скарны нескольких временных периодов (стадий): ранний, средний и поздний.

«Ранние» скарны пространственно ассоциируют с меланократовыми породами гранодиоритового, тоналитового состава и наблюдаются в роговиках экзоконтактового обрамления крупных массивов (гранитоиды S- и I-S типов). Исключение - Лермонтовская РМС, где они встречаются и в контакте «рудогенерирующего» штока, который не выходит за пределы контактового ореола Шивкинского массива.

На Лермонтовской и Востоковской РМС эти скарны относятся к инфильтрационному типу и характеризуются более высокими, относительно средних и поздних скарнов, температурами формирования (пироксен-гранат-волластонитовая, пироксен-гранатовая фации; 750-500⁰С по В.А.Жарикову, 1968) и повышенной магнезиальностью, что отражается в их минеральном составе (преобладают пироксены диопсид-салитового состава, гранат – гроссуляр, везувиан, волластонит).

На Агылкинской РМС ранние скарны представлены более низкотемпературной пироксен-эпидотовой фацией (400-350⁰С; пироксен салит-ферросалитового состава; эпидот – цоизит-клиноцоизит; волластонит – не наблюдался). Промышленных содержаний вольфрама в «ранних» скарнах не установлено.

Скарны «среднего» временного периода наблюдаются непосредственно в контактах рудогенерирующих штоков и даек плагиогранитов и гранодиоритов (породы S-типа или I-S типа, обогащенные сиалическим материалом). Шеелитовую минерализацию этих скарнов согласно представлениям В.А.Жарикова (1968), следует подразделять на «сопутствующую» и «наложенную». *«Сопутствующая»* минерализация представлена гнездами (до нескольких сантиметров) кварц – плагиоклазового состава с мелкими идиоморфными кристаллами пироксена поздней генерации, шеелита, амфибола и сульфидами (пирротин, халькопирит). Взаимоотношения перечисленных минералов (отсутствуют структуры замещения и перекристаллизации) указывают на их последовательную кристаллизацию. Температура кристаллизации кварца из таких гнезд на всех месторождениях варьирует в диапазоне 300-350⁰С. На месторождении Восток-2 скарны и околоскарновые метасоматиты с сопутствующей минерализацией содержат повышенные (30-1000 г/т W), иногда промышленные (до 1,2% WO₃) концентрации вольфрама. *«Наложённая»* минерализация связана с окварцеванием, амфиболизацией и сульфидизацией пироксеновых скарнов (преобладают структуры замещения, катаклаза и др.). Пространственно участки таких скарнов тяготеют к зонам полевошпатовых метасоматитов или грейзенов и обычно содержат промышленные концентрации вольфрама (от 0,1 до более 2,0% WO₃).

Значительные вариации в изотопном составе ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от 20,0 до 15,0 ‰ и от 2,0 до 0,0 ‰ соответственно) перекристаллизованных карбонатов вдоль зон «ранних» и «средних» скарнов указывают на увеличение роли гидротермального флюида в этом процессе и могут косвенно свидетельствовать о неравномерном прогреве разных участков рудо-магматической системы, находя объяснение в инфильтрационно-биметасоматической природе скарново-рудных тел, при относительно высокой (более 500⁰С) начальной температуре скарнирующего флюида (Гвоздев и др., 1991; 1999; 2006). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в переотложенных карбонатах из центральных участков «средних» скарнов достигают -5,0 ‰. Такое обогащение карбонатов легким изотопом углерода подтверждает привнос скарнирующим флюидом магматогенного углерода со значениями $\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$. Мощность зон изменений вдоль скарновых тел не превышает первых сантиметров, что, вероятно, обусловлено резким падением температуры скарнирующего флюида.

Оценка параметров скарнообразования по константе равновесия (*Kp*) сосуществующих пироксенов и гранатов (по методике В.А.Жарикова, 1966) позволила установить, что «ранние» скарны Лермонтовского месторождения имеют узкий диапазон вариаций значений *Kp* от 1.0 до 10.2.; значения близкие к единице типичны для скарновых тел расположенных в контакте с гранитоидами, а близкие к 10.2 - на удалении от него. (Гвоздев, 1984; 2000; 2001). Следует отметить, что диапазон вариаций *Kp* не зависит от места локализации скарнов: в контакте штока или крупного массива гранитоидов. Незначительные колебания этого параметра могут косвенно указывать на относительно постоянный температурный градиент в контактовом ореоле этого месторождения. Скарны с полиметаллической минерализацией имеют константу равновесия от 0.47 до 1.5

Константы равновесия для скарнов месторождения Восток-2 (от 10.9 до 25.0), а также скарнов на сопряженной с ним территории рудопоявления Тисовое (от 25.3 до 47.3) изменяются в более широком диапазоне и имеют более высокие значения. С увеличением глубины залегания скарновых тел, наблюдается закономерное понижение значений константы равновесия до 9-16 (против 10-25 на верхних горизонтах). Если предположить, что месторождение Восток-2 и рудопоявление Тисовое имеют один и тот же рудогенерирующий источник, то на глубоких горизонтах первого, следует ожидать скарны с *Kp* меньше 9 (такие же, как и на Лермонтовском).

Для скарнов месторождения Агылки установлен интервал вариаций *Kp* от 2.3 до 40.4 и более. Первые значения *Kp* типичны для скарнов, локализованных в контакте с дайками, а вторые – для скарнов на небольшом (10-20 м) удалении от них. Этот факт, в совокупности с данными по петрологии роговиков, может свидетельствовать о крайне неравномерном температурном градиенте в поле контактового ореола, создаваемого серией субпараллельных даек гранитоидов.

В целом, в пределах каждого месторождения (Восток-2, Лермонтовское) намечается тенденция понижения кислотности скарнирующих растворов по мере их продвижения (удаления) от интрузивного контакта и от «ранних» типов скарнов к «поздним». В этом же направлении более высокотемпературные ассоциации с волластонитом (750-500°C), сменяются относительно низкотемпературными – пироксен-гранатовыми (650-450°C) и пироксен-эпидотовыми (менее 500°C).

В третий (рудный) этап формировались рудные тела с промышленным вольфрамовым оруденением. Они представляют собой метасоматические залежи, сложенные минеральными ассоциациями полевошпатовых метасоматитов, грейзенов, кварцево-шеелитовых и сульфидных руд, наложенных на скарны.

Полевошпатовые метасоматиты, мусковитовые грейзены и кварцево-шеелитовые руды представляют собой образования стадии кислотного выщелачивания (по Д.С.Коржинскому, 1955). Во времени они последовательно сменяют друг друга и имеют близкие Р-Т параметры, но несколько различаются по составу гидротермальных растворов. Источником растворов для таких пород могут быть относительно кислые по составу обогащенные Р, W, F, Na расплавы (граниты глубоких горизонтов штока Лермонтовского месторождения), возникновение которых возможно при фракционной кристаллизации как расплавов S-, так и I-S типов. Это согласуется с представлениями Ю.А. Костицина (2000), выделяющего две основные группы магматических пород: низко- (Low-P) и высокофосфорные (High-P). Первые - характеризуют расплавы I- и I-S- (Востоковская и Агылкинская РМС), а вторые - S-типов (Лермонтовская РМС), имея разные эволюционные тренды на классификационных диаграммах (рис. 8). Установлено, что на Лермонтовском месторождении кварц из полевошпатовых метасоматитов с шеелитом по данным гомогенизации газовой-жидких включений формировался в температурном интервале 380-280°C, при значениях рН=7,9.

В мусковитовых грейзенах (на всех месторождениях) сосредоточены максимальные концентрации шеелита и арсенопирита; присутствуют пирротин, халькопирит, галенит, станнин, турмалин; в сфалеритах отмечены высокие содержания кадмия (до 1,0 мас.%).

Эти породы на месторождениях Восток-2 и Лермонтовском образовались в интервале температур 420-300⁰С и рН растворов в интервале 8,1-7,1. Температура гомогенизации включений в кварце из мусковитовых грейзенов и кварцево-шеелитовых прожилков месторождения Агылки изменяется в диапазоне от 340 до 300⁰С при рН от 7,0 до 6,4.

Биотитовые (на всех эталонных объектах) и флогопитовые (Лермонтовское) грейзены наложены на пироксеновые скарны (Лермонтовское, Агылки) и полевошпатовые метасоматиты (Лермонтовское, Восток-2) и отличаются от мусковитовых грейзенов по количественному соотношению сульфидных минералов и по содержаниям в них элементов-примесей. В них сосредоточены максимальные концентрации халькопирита, галенита, сфалерита, станнина; менее характерен арсенопирит; в сфалеритах установлены максимально высокие содержания кадмия (до 1,5 мас.%). На месторождении Агылки кварц из биотитовых грейзенов кристаллизовался в диапазоне температур 340-310⁰С и рН= 7,7. По представлениям Д.С.Коржинского (1955) и В.А.Жарикова (1968) эти образования следует относить к поздней щелочной стадии.

Изменение параметров рудообразующих растворов при кристаллизации минералов в пределах рассмотренных стадий приводит к формированию минеральных ассоциаций сульфидных руд: кварц-арсенопиритовой, кварц-пирротиновой, кварц-халькопирит-пирротиновой и др. На месторождении Агылки кварц из кварц-арсенопиритовых прожилков с висмутовыми минералами кристаллизовался при средней температуре 285⁰С, из растворов с рН равной 7,2, а кварц из кварц-пирротиновых прожилков с халькопиритом - при 270⁰С и рН=6,4. По данным изучения солевого состава газово-жидких включений роль СО₂ в растворах заметно увеличивалась с 62,2 до 76,5 моль% в направлении от ранних ассоциаций к поздним. Такая же закономерность установлена и для руд месторождения Лермонтовского. Сульфидные руды месторождения Восток-2 формировались из более щелочных (рН=8,2-8,5) растворов.

Полученные данные согласуются с результатами изучения висмутовых и висмутсодержащих минералов, которые отлагались в заключительные периоды формирования ассоциаций с шеелитом, после кристаллизации сульфидных минералов (пирротина, арсенопирита, халькопирита и др.). На относительно высокотемпературные условия образования сульфидных минералов указывают примеси серебра и висмута в галенитах месторождений, температура кристаллизации которого по экспериментальным данным 185-200⁰ С (Ненашева, 1975); присутствие в рудах пирротина и самородного висмута (271⁰ С; Годовиков, Колонин, 1964) свидетельствующих о восстановительных условиях кристаллизации минералов и о направленности процесса минералообразования в сторону смещения рН в близонейтральную область.

Четвертый - пострудный этап завершает гидротермальную деятельность на месторождениях появлением кварц-карбонатных и карбонатных (иногда с пиритом) прожилков, которые в пределах рудных тел пересекают все рассмотренные выше минеральные образования. Температура гомогенизации включений в кварце из поздних кварц-кальцит-хлоритовых прожилков с пиритом не превышает 200⁰С (Агылки). В этот этап наблюдается тенденция к обогащению карбонатов тяжелым изотопом кислорода при однородном изотопном составе углерода, что, вероятно, связано с общим понижением температуры минералообразующего флюида до 100-70⁰С и его менее интенсивным взаимодействием с вмещающей средой в завершающий период формирования РМС.

Изучение изотопного состава серы скарново-шеелит-сульфидных месторождений показало вариации $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -0,9 до -6,7 ‰. Максимально легкая сера (от -4 до -6,7‰) характерна для минералов месторождений Лермонтовского и Восток-2; на месторождении Агылки он изменяется от -3,0 до -0,8‰ и более близок к метеоритному стандарту, указывая, вероятно, на глубинный источник ее происхождения из восстановленных расплавов.

В целом, на изученных объектах изотопный состав кислорода в минералах магматических пород близок к его составу в минералах ассоциирующих с ними

«вольфрамоносных» метасоматитов и руд. Прослеживается закономерная эволюция в вариациях изотопов кислорода и углерода в направлении от пород, преобразованных процессом контактового метаморфизма, до пострудных прожилков. Это обусловлено главным образом температурой и степенью участия в их формировании гидротермальных флюидов, с вариациями $\delta^{18}\text{O}$, приближающимися к значениям рудопродуцирующих магматических пород (от +10 до +13‰), а $\delta^{13}\text{C}$ - к значениям -7,0‰, характеризующим глубинный источник. В то же время шеелиты изученных месторождений обогащены легким изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от +7,8 до +6,3‰), что сближает их с шеелитами из руд месторождений Балтийского щита (Борщевский и др., 1976), которые имеют «коровую» природу рудопродуцирующих расплавов и гидротермальных флюидов (рис. 8).

III. МОДЕЛИ ЛОКАЛЬНЫХ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ РМС И КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ.

III.1. Модели РМС типовых месторождений.

Главным, определяющим элементом в локальных моделях вольфрамовых РМС I-порядка (рудный район) является месторождение (локальная РМС III-порядка). В число составных частей любой модели месторождения входят осадочные, магматические, метасоматические породы и руды, формирование которых происходит на разных уровнях земной коры. Условно, в земной коре можно выделить три зоны, которые характеризуются принципиально разными проходящими при различных температурах процессами: 1 – зона генерации расплавов, 2 – зона анатексиса и магматической дифференциации расплавов; 3 – зона переноса, кристаллизации расплавов и рудоотложения. Температурные параметры в первых двух зонах более, а третьей менее 500°C. Каждая зона отражает разные периоды в эволюции магматических расплавов и продуцируемых ими гидротермальных флюидов. Для оценки уровня зарождения магматических расплавов, их петрохимических особенностей и особенностей продуцируемых ими гидротермальных растворов наиболее приемлема модель, разработанная Д.В.Рундквистом (1985) и усовершенствованная автором с использованием данных Rb/Sr изотопии. В соответствии с ней, магматические породы, продуцирующие скарново-шеелит-сульфидную минерализацию, относятся по петрохимическим характеристикам к I-S и S типам ильменитовой серии, а их расплавы – формировались в начальный (ранний или раннеорогенный) этап развития РМС, на её разных гипсометрических уровнях. По современным представлениям (Ханчук, 2006; Голозубов, 2006), учитывающим структурно-тектонические признаки, появление таких расплавов в одних и тех же структурах коры характеризуют режим трансформной окраины.

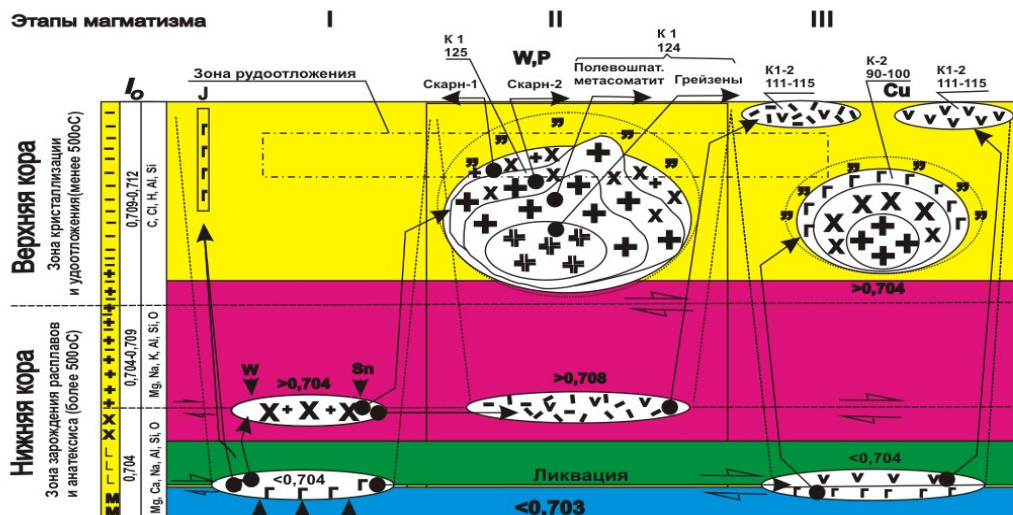
Для оценки эволюции магматических расплавов в зоне кристаллизации, использована «камерная» модель, предложенная Л.В.Таусоном (1977) и разработанная В.И.Коваленко с соавторами (1988). В этой модели, усовершенствованной автором в соответствии со стадийностью минералообразования типовых скарново-шеелит-сульфидных месторождений, разные по составу магматические породы в процессе кристаллизации продуцируют разные по Р-Т параметрам и минерализации гидротермальные флюиды. Миграция флюидов и образование рудных тел происходит по системе пор и трещин, выполнение которых создает единую флюидную систему. Оценка параметров такой системы основывалась на разработке и сопоставлении в совокупности нескольких частных моделей: метасоматических, геохимических, изотопных, стадийности минералообразования.

Для скарново-шеелит-сульфидных месторождений (РМС третьего порядка) за типовую принята модель Лермонтовской РМС (рис. 9-А). Основанием для этого послужили: 1 – близкие петрохимические характеристики гранитоидов крупных массивов и пород рудогенерирующего штока месторождения; 2 – близкий возрастной интервал формирования гранитоидов и сопряженной с ними шеелитовой минерализации; 3 – отсутствие (или встречаются редко и слабо проявлены) метасоматических пород и минерализации, ассоциирующих с другими по петрохимическим характеристикам

магматическими комплексами. Согласно этой модели интрузивные породы Лермонтовской РМС сформировались в три этапа: юрский, раннемеловой и ранне-позднемеловой. В первый - юрский этап магматизма, вероятно, на нижнем уровне коры происходило зарождение магматических очагов, свидетельством которых могут быть встречающиеся на эрозионной поверхности интрузивные тела габброидов, интенсивно измененные более поздним гранитоидным магматизмом Васильевского комплекса. В это же время первичные расплавы были частично перемещены в пределах этой же температурной зоны на более высокий уровень («зона анатексиса») коры, где происходило их обогащение кремнием, глиноземом, вольфрамом и др. элементами. Во второй - раннемеловой этап - в результате активизации РМС расплавы из «зоны анатексиса» были перемещены в «зону кристаллизации», где их эволюция в процессе кристаллизации по «камерной» модели привела к формированию магматических пород Васильевского комплекса и ассоциирующих с ними скарнов, полевошпатовых метасоматитов и грейзенов, сопровождающихся шеелит-сульфидной минерализацией. Судя по геофизическим данным (Петрищевский, 1984; 1986), магматический очаг, продуцирующий вольфрамовую минерализацию, был значительно смещен по горизонтали относительно очага зоны анатексиса, что привело к формированию в зоне кристаллизации относительно «закрытой» системы. В третий – верхне-нижнемеловой этап магматической деятельности Лермонтовской РМС - произошла повторная активизация нижнекорового очага и перемещение расплавов в зону кристаллизации, приведшее к формированию средних по составу вулканитов алчанской свиты (110-115 млн. лет) и комагматичных им пород (габбро, гранодиориты, граниты) Самуро-Бикинского интрузивного комплекса (90-100 млн. лет). Появление вулканитов кислого состава, вероятно, следует связывать с перемещением расплавов из остаточного очага уровня «зоны анатексиса».

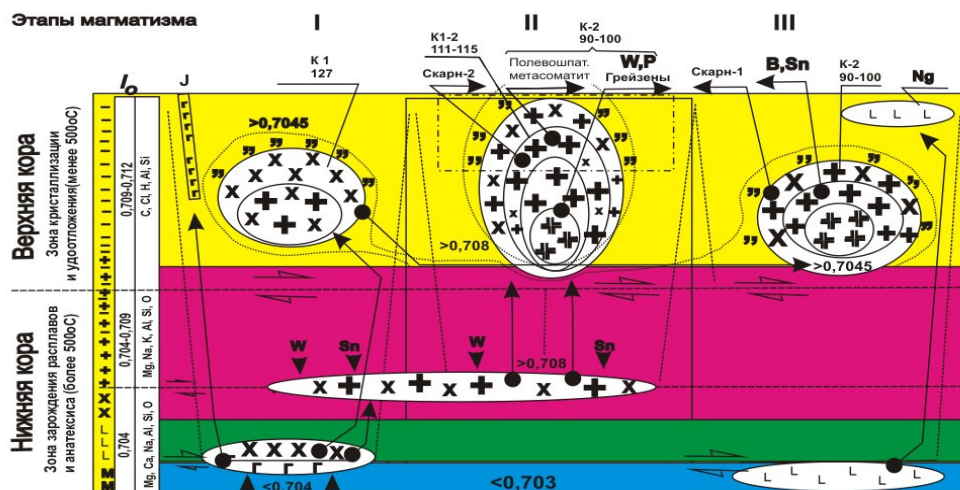
Несколько другой вид имеет модель Востоковской РМС (рис. 9-Б). Здесь магматические породы **Дальненского** комплекса сформировались в три временных этапа. Судя по минеральному составу, петрохимическим и изотопным характеристикам пород в первый – раннемеловой этап на нижнекоровом уровне системы зародился очаг первичных расплавов, о чем свидетельствуют небольшие тела габброидов, локализованных в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. В этот же этап, при высокой тектонической активности РМС (125-127 млн. лет - этап коллизии по А.И.Ханчуку, 2000), большая часть первичных расплавов была перемещена на более высокие уровни системы: одна часть – в «зону анатексиса», а другая часть - в «зону кристаллизации» (диориты, монцодиориты и др. **Дальненского** массива 125 млн. лет). Следующий импульс тектонической активизации системы (111-115 млн. лет) был менее интенсивным относительно первого. Он привел к разгерметизации очага «зоны анатексиса» и перемещению расплавов, обогащенных кремнием, глиноземом, калием, вольфрамом и др. элементами, в низкотемпературную «зону кристаллизации». Остывание этого продуцирующего вольфрамовое оруденение очага, как и на Лермонтовском месторождении, привело к последовательному формированию скарнов, полевошпатовых метасоматитов и грейзенов. Судя по определениям изотопного возраста грейзенов с шеелитовой минерализацией, время их формирования совпадает со следующим, третьим импульсом (90-100 млн. лет) тектонической активизации РМС. Во время этого импульса разгерметизировались только магматические очаги зоны кристаллизации: объемного очага Дальнинского массива (уже закристаллизовавшегося до фации гранодиоритов – краевая фация) и относительно малообъемного «вольфрамоносного» очага месторождения Восток-2. Их последующая эволюция привела к близкоодновременному формированию (по изотопным данным) главной фазы - порфировых гранитов Бисерного массива (бор-оловянная геохимическая специализация), тел пегматитов с турмалином и грейзенов с шеелитовой минерализацией.

Локальная генетическая модель Лермонтовской РМС.



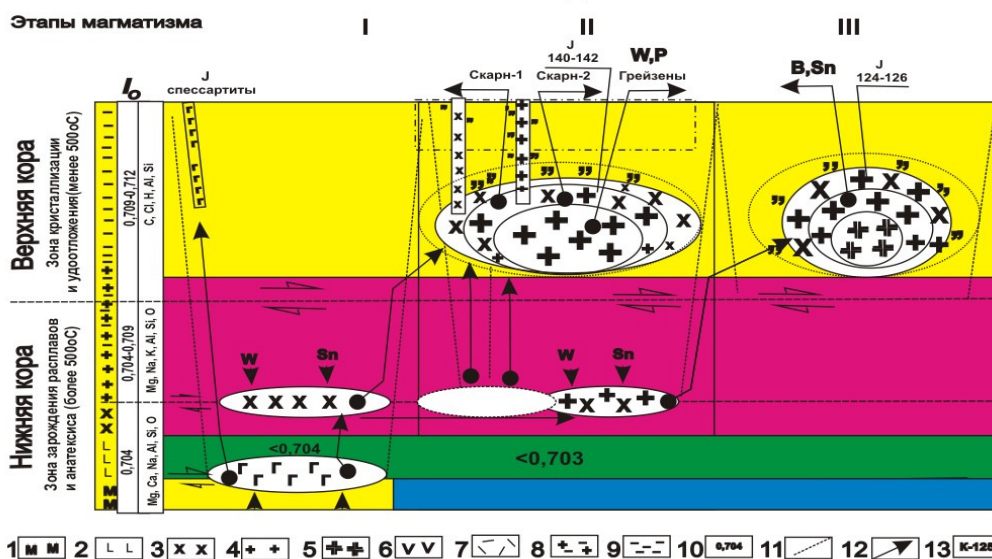
А

Локальная генетическая модель Востокской РМС.



Б

Локальная генетическая модель Агылкинской РМС.



В

Условные обозначения: 1 - мантия; 2 - базальтовый слой (базальты); 3 - диоритовый слой (диориты); 4 - гранитный слой (граниты); 5 - лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты; 6 - вулканиты среднего состава; 7 - вулканиты кислого состава; 8 - метаморфогенные породы; 9 - осадочный слой; 10 - отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; 11 - глубинные разломы; 12 - направление движения расплавов и гидротермальных растворов; 13 - изотопный возраст (млн. лет).

Рис. 9. Модели локальных РМС типовых месторождений.

Агылкинская РМС, с точки зрения изотопного (Rb/Sr) возраста, изучена недостаточно хорошо. В тоже время ее модель, судя по составу и петрохимическим характеристикам магматических пород, минеральному составу метасоматических образований и руд, их последовательности формирования, более близка к модели Востоковской РМС (рис. 9-В).

III.2. Универсальная модель вольфрамоносной РМС.

Универсальная (интегральная) генетическая модель РМС представляет собой сложное сочетание локальных субмоделей разнопорядковых систем с разной рудной специализацией, формирование которых обусловлено многоярусным строением кристаллической части земной коры, генезисом и эволюцией магматических расплавов разных гипсометрических уровней. В соответствии с этим, предлагаемая автором генетическая модель локальной «вольфрамоносной» РМС - это сложное сочетание элементов нижнекорового магматизма с элементами его последующей эволюции на верхних уровнях коры.

Традиционно, в любой генерализованной генетической модели РМС литосферный блок состоит из двух частей (рис. 10): **нижней** - область зарождения магматических расплавов (нижняя кора – верхняя мантия) и **верхней** - область их преобразования (кристаллическая часть литосферы - верхняя кора). Нижняя часть - информативна только в отношении природы зарождения первичных расплавов в связи с существованием двух разных, противоречащих друг другу концепций: «тектоники плит» (Хайн, 1980) и «горячих точек» - плюмов (Зоненшайн и Кузьмин, 1983; 1993; Литвиновский, 1985; Maruyama Sh., 1994). Независимо от этого, параметры магматических очагов этого уровня, вероятно, контролируют на поверхности параметры локальных РМС I-го порядка (рудный район) или структуры более высокого ранга. Верхняя часть - более информативна и её строение подтверждается данными геофизических исследований, которые могут служить одним из определяющих признаков в обобщающих моделях локальных рудно-магматических систем. В этих моделях большинство исследователей (Поспелов, 1962; Ициксон, 1973; Власов, 1979 Бакулин, 1979; 1991 и др.) условно подразделяют верхнюю часть коры на три составные области: 1 - область генерации; 2 - область переноса; 3 - область концентрирования рудного вещества («окализации», по Ю.И.Бакулину).

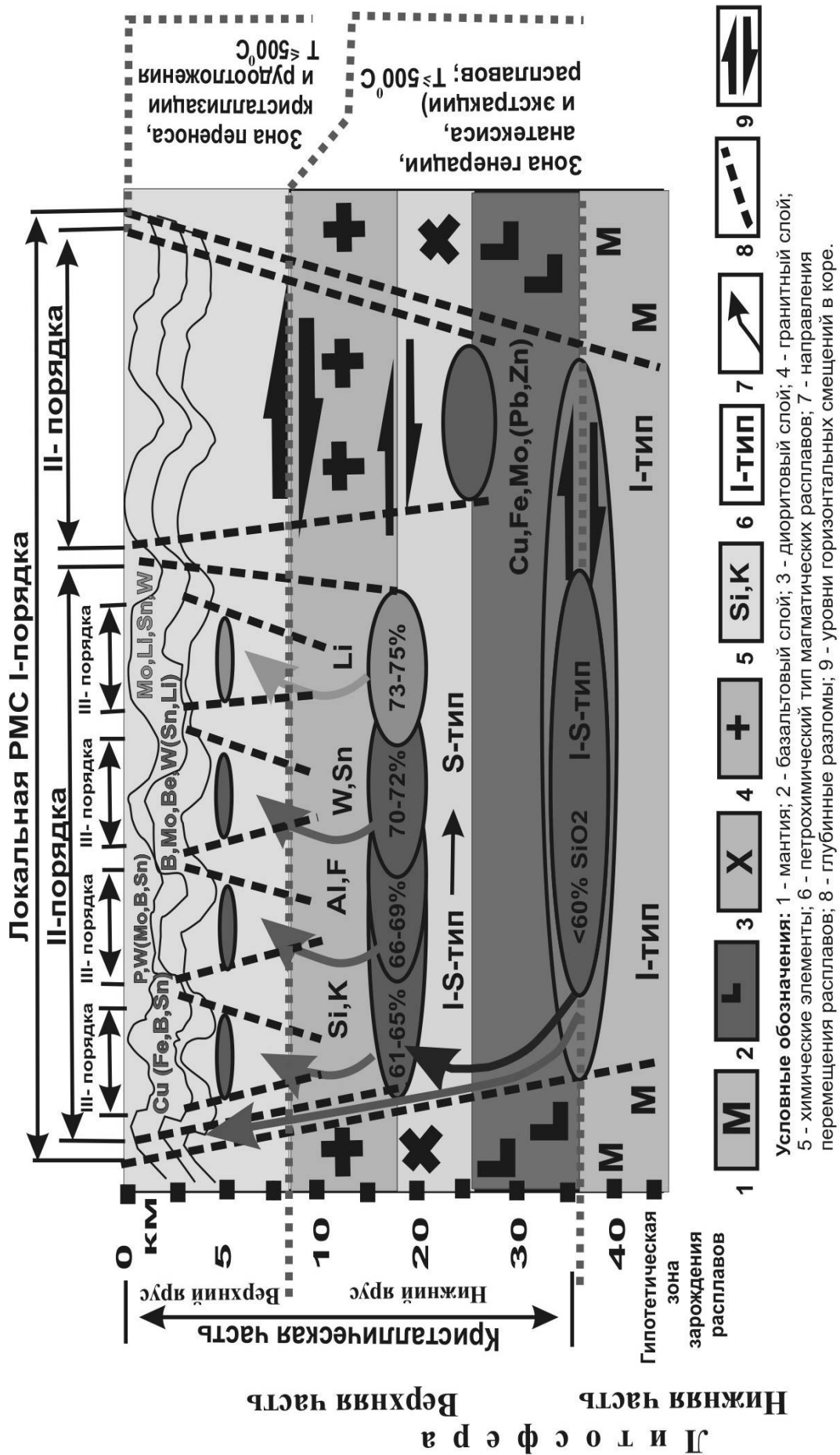
Учитывая геотектоническую позицию (аккреционно-складчатые системы) районов локализации крупных вольфрамовых месторождений, их пространственную приуроченность к поднятым (по геофизическим данным) блокам земной коры, расположенным в обрамлении «долгоживущих» глубинных разломов с развитием в их пределах плутонического магматизма на разных гипсометрических уровнях земной коры (гравитационные минимумы), автором предлагается генетическая локальная модель вольфрамоносной РМС, разработанная с учетом моделей «тектоногена» (Щерба, 1970), «зон глубинных разломов» (Крейтер, 1956; Казанский, 1972; Летников, Казанский, 1991), «надсубдукционных зон» (Ханчук, 2000) и «трансформных окраин» (Ханчук, 2006; Голозузов, 2006). Основанием для этого послужили и работы В.П.Уткина (1984; 1985; 1989) по геотектоническому районированию аккреционно-складчатой системы Сихотэ-Алиня, в которых акцентировано внимание на совмещенности в пространстве рудных районов с зонами растяжений, контролируемых положением «криптобатолитов» гранитоидов. Специфика гранитоидов определяется их принадлежностью к ассоциациям пород I-S и S-типа, расплавы которых формировались на разных гипсометрических уровнях коры, имея разную рудную специализацию.

В моделях локальных РМС I-порядка (рудный район), составной частью которых являются РМС вольфрамовых месторождений (локальная РМС III-порядка), по аналогии с моделями «зон глубинных разломов» и «оловорудных РМС» (Гоневчук, 2002), в строении кристаллической (верхней) части литосферного блока выделяются два уровня (яруса), которые характеризуются разными свойствами и определяют элементы магматизма и минерализации (эндогенной зональности) разных иерархических порядков (рис. 10): нижний ярус («зона генерации, анатексиса, магматической дифференциации и экстракции

расплавов») и верхний ярус («зона переноса и кристаллизации расплавов»). По последним данным мощность кристаллической части коры (до границы с манией) Лермонтовской РМС составляет 34-36 км, а расчетная температура на поверхности «Мохо» - 500⁰С (Малышев Ю.Ф. и др., 2004). Судя по геофизическим данным, близкие параметры имеют Востокская (33-35 км) и Агылкинская (35-38 км) РМС (Петришевский, 1984; Нестеров, Парфенов, 1985; Стогний и др., 1997).

Нижний ярус - это область с преобладанием пластических деформаций, отвечающая по Р-Т условиям высоким стадиям метаморфизма пород. Здесь наличие или возникновение пор и трещин весьма гипотетично, а решающую роль в транзитном массопереносе играет формирование тонкосланцеватой структуры бластомилонитов, появление которых может быть результатом «стресса» при реализации процесса метаморфической дифференциации пород в условиях температур более 400-450⁰С. В настоящий момент экспериментально доказана реальность переноса (скольжение) флюидов (почти на субмолекулярном уровне) вдоль плоскостей рассланцованных пород и показано, что по массоэффективности этот механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости (Летников, 1973; 1997).

Первичные расплавы, зародившиеся на нижнекоровом уровне, попадая в эту область, обогащаются силикатическим материалом коры (Si, Al и др.) и в зависимости от ее «зрелости» - рудными (Co, Cu, Mo, Be, Sn, W, As, Ta, Nb и др.) компонентами (Летников, 1965; 1967). Этот ярус является определяющим в металлогении рудных районов и узлов (локальные системы первого и второго порядков), а **так же** геохимии магматических расплавов, продуцирующих вольфрамовое (и сопутствующее) оруденение (Л.В.Таусон, 1973, 1977, 1989; М.Г.Руб и др., 1982; В.В.Ляхович, 1972, 1983; В.И.Коваленко, 1977; В.И.Коваленко и др., 1970, 1988, 1989; Ю.П.Трошин и др., 1981, 1983; В.С.Кудрин и др., 1985; Н.В.Соболев, 1964). Подтверждением этого служит наблюдаемая эволюционная этапность в формировании магматических пород в пределах рассматриваемых локальных РМС первого порядка: ранний, **средний** **поздний** (или раннеорогенный, среднеорогенный, позднеорогенный). Каждый этап характеризуется определенным геохимическим типом магматических пород (комплексов) и сопутствующей ему минерализацией, отражая общую эволюционную направленность процессов происходящих в РМС. Прекрасный пример – Арминский рудный район с месторождениями Восток-2 (W), Забытое (W-Sn с Mo, Be), Тигриное (Sn с W, Mo, Li) и др. Здесь магматические породы (судя по возрасту, петрохимическим и изотопным характеристикам; Руб и др., 1982; Крымский и др., 1998; Хетчиков и др., 1994; 1996; Гоневчук и др., 1988; 1990), с которыми ассоциирует продуктивная минерализация, отражают эволюцию расплавов на нижних уровнях РМС, в разной степени обогащенных коровой составляющей. Глубина залегания магнезифицирующих очагов по данным геофизических исследований и положению фигуративных точек на диаграммах распределения редких щелочей (Gondie, 1973; Gondie, Banagar, 1974; см. **рис. 5**) – 25-30 км. Предположительно, очаги этого ранга находятся на границе раздела базальтового и гранитного слоев коры. Их объем на глубине контролирует на поверхности параметры купольных структур второго порядка (Бикино-Малиновская сводовая структура; Размахнин и др., 1975; Томсон и др., 1984; Бороданов и др., 1998). Это согласуется с данными распределения в магматических породах РЗЭ. На диаграммах La/Yb_N-Yb_N точки их составов расположены в поле амфиболитов (базальтоидов) континентальной коры. Последующая эволюция таких расплавов на другом (более высоком) гипсометрическом уровне этого яруса (континентальная кора) приводит к формированию в РМС очаговых структур третьего порядка. Состав акцессорного граната (среднее значение пиропового минала: 16,1% – Лермонтовская РМС и 18,35% - Востокская РМС) указывает на нахождение этих очагов на глубине 15-20 км. Их разгерметизация и поступление расплавов в верхний ярус (зону кристаллизации) обуславливают формирование



месторождений и рудных тел с разнотипной минерализацией в зависимости от степени их обогащения силикатической - коровой составляющей. Подобные элементы эволюции магматизма рудных районов рассматривались в работах Э.П.Изоха с соавторами (1967; 1978), А.Д.Щеглова (1976, 1980, 1987), И.Н.Говорова (1977), Д.В.Рундквиста (1985), Ф.Р.Апельцина (1985), В.А.Труниной с соавторами (1985), Л.Н.Овчинникова (1976, 1988), В.С.Попова (1982, 1985), Г.Н.Щерба (1970), И.Н.Томсона (1969, 1988, 1998), В.Г.Гоневчука (2002), С.М.Родионова (2005) и многих других исследователей. Все авторы отмечают, что в пределах выделяемых комплексов магматических пород степень обогащенности продуцирующих их расплавов коровой составляющей закономерно увеличивается от раннего этапа к позднему. Применительно к вольфрамоносным РМС такая этапность (эволюция) проявления магматизма в орогенных областях детально рассмотрена в работах С.Г.Соловьева (Соловьев, 1994, 1997). Им показано, что разные области орогенеза имеют одинаковую последовательность (этапность) формирования магматических комплексов, в каждом из которых закономерно изменяются их петрохимические параметры, отражая эволюционную направленность процессов происходящих в РМС. Учитывая перечисленные факторы, автором предлагается генетическая модель локальной вольфрамоносной РМС, применимая к Дальневосточному регион. В соответствии с ней, магматические породы, продуцирующие скарново-шеелит-сульфидную минерализацию, относятся по петрохимическим характеристикам к I-S и S типам, а их расплавы  формировались на разных гипсометрических уровнях коры в начальный (ранний или раннеорогенный) этап развития РМС.

Верхний ярус - это область где происходит кристаллизация магматических расплавов и формирование рудогенерирующих флюидов. Она характеризуется низкими значениями Р-Т параметров (ниже уровня фации зеленых сланцев) и развитием хрупких деформаций. Расплавы поступающие в эту область характеризуют локальные РМС третьего порядка, а их очаги, вероятнее всего, эволюционируют по «камерной» модели, разработанной Л.В.Таусоном (1977) и В.И.Коваленко с соавторами (1988). В соответствии с этой моделью разные по составу магматические породы, образованные в процессе кристаллизации расплава, продуцируют разные по Р-Т параметрам и минерализации гидротермальные флюиды. Миграция флюидов и образование рудных тел происходит по системе пор и трещин, выполнение которых создает единую флюидную систему.

Для скарново-шеелит-сульфидных месторождений (РМС третьего порядка) за типовую модель эволюции расплава в процессе его «камерной» кристаллизации принята схема-модель последовательности минералообразования Лермонтовской РМС (**рис. 11; Гвоздев, 2006**), построенной с учетом моделей метасоматических пород рудного поля (**Гвоздев, 2004**), моделей изотопного состава карбонатов из метасоматических пород (**Гвоздев и др. 1999**), минералого-геохимических моделей строения рудных тел (**Гвоздев, 2005**), характеризующих разные параметры локальных РМС третьего порядка. Судя по типоморфным особенностям ассоциации скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов, сульфидных руд эта модель применима и для других «эталонных» месторождений (Восток-2 и Агылки). На сходство моделей в первую очередь указывает узкий диапазон вариаций основных параметров (SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$; отношения $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$, $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}+\text{Fe}^{+3}$ и $\text{K}/\text{K}+\text{Na}$; значения I_0 и REE) рудопродуцирующих магматических пород (**табл. 1-2; см. рис. 3-4**). На диаграммах Л.С.Бородин (1987) магматические породы рудогенерирующих штоков однотипных по генезису и минерализации месторождений образуют самостоятельные эволюционные тренды, отражающие степень обогащения первичных расплавов коровой составляющей в очагах нижнего яруса, в противоположность трендам петрохимических типов пород, характеризующих эволюционные процессы (кристаллизация расплавов) в верхнем ярусе РМС - зоне кристаллизации (**рис. 12**). Косвенно на это указывают эволюционные тренды обогащенности гранитоидов фосфором и фтором на диаграммах Ю.А.Костицина

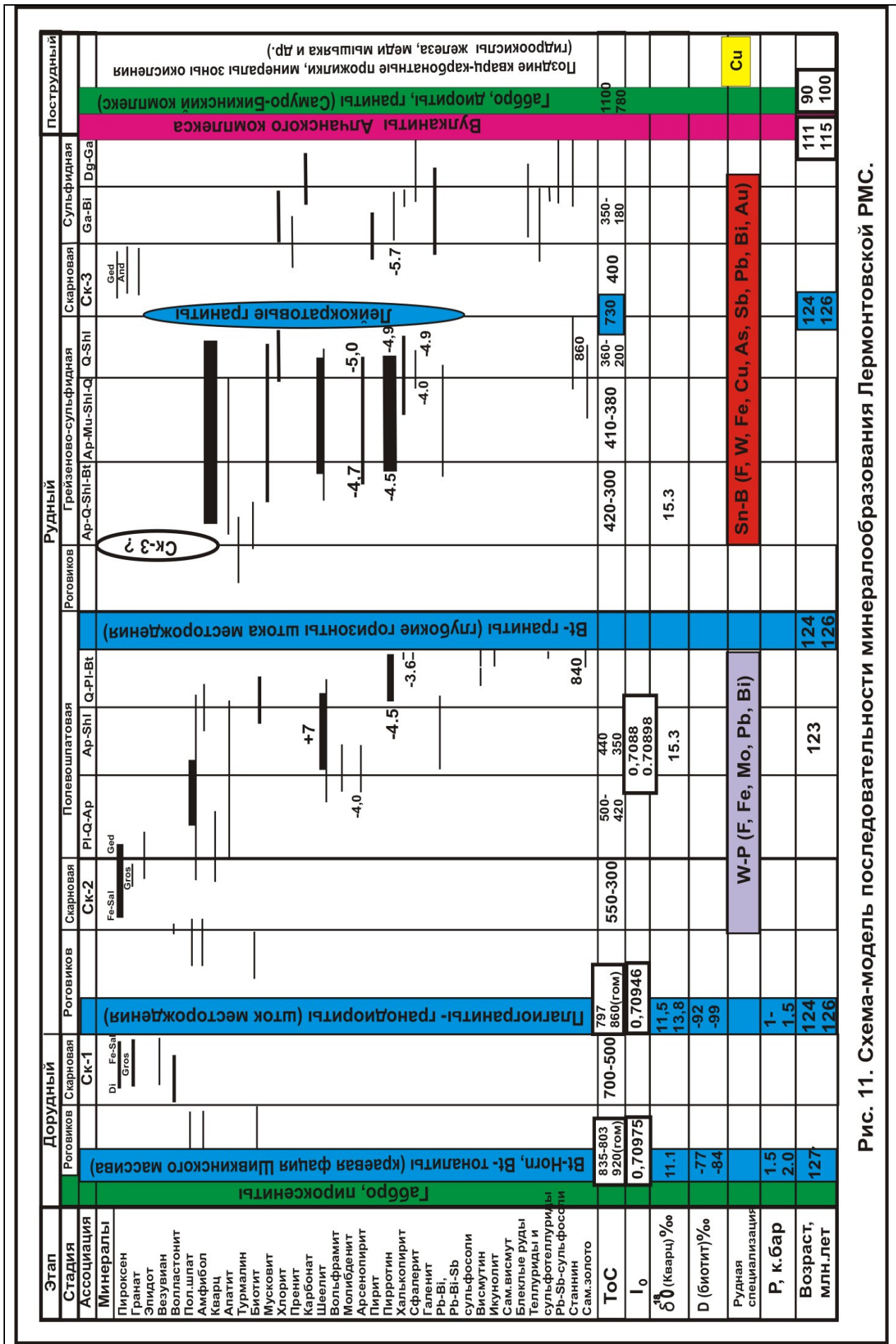


Рис. 11. Схема-модель последовательности минералообразования Лермонтовской РМС.

(Костицин, 2000; Гвоздев, 2005; см. **рис. 8**), а так же объемное соотношение разных типов метасоматических пород с шеелитовой и сульфидной минерализацией. Так, на месторождении Лермонтовском (расплавы S типа) широко распространены высокопродуктивные шеелит-апатит-полевошпатовые метасоматиты и сульфидные руды с арсенопиритом, в то время как на месторождении Агылки (расплавы I-S типа) – эти образования редки, а преобладают руды с халькопиритом.

Сопоставляя модели РМС месторождений Востока-2 и Лермонтовского, можно заметить, что они имеют одинаковые временные периоды тектонической активизации (разгерметизации систем). Это приводит к тому, что в одних и тех же структурных элементах наблюдаются магматические породы с разными петрохимическими характеристиками продуцирующие разнотипную минерализацию. Масштабность оруденения (минерализации) зависит: 1 – от петрохимического типа (I-S и S-) и объема расплава (массив, шток, дайки), формирующего магматическую колонну, продуцирующую рудогенерирующие флюиды; 2 – от степени «открытости» системы (связи с глубинным источником нижнего яруса); 3 – от интенсивности постмагматических процессов и их совмещенности в единых структурах.

По литературным данным, большинство вольфрамовых месторождений пространственно и генетически связано с небольшими штоками или дайками гранитоидов разных петрохимических типов (I-S и S), которые часто (в зависимости от степени эродированности районов) расположены в обрамлении крупных массивов. Обращает на себя внимание тот факт, что с крупными массивами обычно ассоциирует несколько мелких и средних по запасам месторождений с незначительным размахом оруденения по вертикали. Это может указывать на относительно спокойные условия кристаллизации массивов, что приводит к образованию большого количества локальных рудогенерирующих очагов (по камерной модели), магматическая колонна которых мала по объёму и обычно не выходит за пределы контактового ореола массива. В подобных системах (относительно «закрытых») практически отсутствует связь рудоформирующей магматической колонны с её глубинным (нижнекоревым) источником, на что косвенно может указывать элементный состав сульфосолей, сопутствующих вольфрамовой минерализации: сульфосоли Pb-Bi-Ag (Ag-козалит, Ag-галенобисмутит, густавит и др.) - в «закрытых», а Pb-Bi-Sb (Sb-козалит, кобеллит, Bi-джемсонит и др.) – в «открытых» системах. Эта закономерность установлена и для месторождений других минералогенетических типов Сихотэ-Алиньской аккреционно-складчатой области. Так, в крупных по запасам месторождениях Тигрином и Солнечном (с большим размахом оруденения) преобладают Pb-Bi-Sb сульфосоли; в малых и средних по запасам месторождениях Забытом, Рудном, Усть-Микула и др. (с малым размахом оруденения) - Pb-Bi-Ag сульфосоли (Гвоздев и др., 1990).

Примером РМС в обрамлении крупных массивов может быть Лермонтовское месторождение: шток гранитоидов расположен в контактовом ореоле крупного массива; гранитоиды – высокоглиноземистые, S-типа (как и массив); рудные тела локализованы в провесе кровли штока (25 тыс. тонн WO_3) или его периферии (от 3 до 7 тыс. тонн WO_3); размах оруденения не превышает 250 м по вертикали; сульфосоли Pb-Bi-Ag состава - система относительно «закрытая» (Степанов и др., 1980; Гвоздев, 1979; 1983; 1984).

Несколько иная ситуация наблюдается на месторождениях Восток-2 и Агылки. Здесь штоки и дайки гранитоидов, с которыми парагенетически связана вольфрамовая минерализация, находятся на значительном (более 400 м) удалении от контактового ореола крупных массивов и как следствие – РМС имеют большие параметры магматической колонны и очагов, продуцирующих гидротермальные флюиды, значительно удаленных от зоны рудоотложения. Вероятно, такое возможно только в тектонически- активных системах. Рудогенерирующими являются гранитоиды, **близки** по петрохимическим характеристикам к породам I-S-типа и для формирования крупных по запасам месторождений их расплавы обязательно должны быть обогащены коровой

Таблица 2

Основные параметры рудогенерирующих пород вольфрамоносных РМС

Петрохимический тип магматических пород	I-S-тип	S-тип	A-тип
SiO ₂ , %	65-69	68-70	70-75
K ₂ O+Na ₂ O, %	5-7	5-7	5-8
Al / (Na+K+Ca)	0,9-1,1	1,2-1,4	1,2-1,4
Fe ⁺³ / Fe ⁺² +Fe ⁺³	Менее 0,3	Менее 0,3	Более 0,3
K/(Na+K)	0.35-0.45	0.45-0.55	0.40-0.55
I ₀	0,7067	0,7097	0,7097
REE	Европиевый минимум слабо выражен	Европиевый минимум слабо выражен	Европиевый минимум слабо выражен
Рудная специализация	W, P (Fe,Cu)	W, P (Fe,Cu)	Sn, W, B, Cu (As)

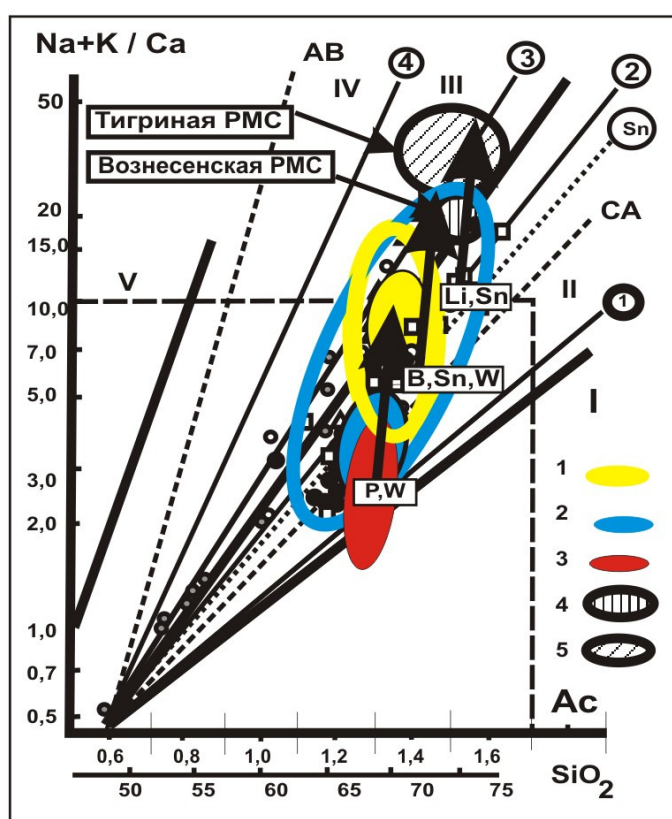


Рис.12. Диаграмма петрохимической типизации магматических пород по Л.С.Бородину, 1987.

I-V - поля щелочности и группы серий (в скобках): I - известковое (низкокалиевая толеитовая); II - известково-щелочное (средне и повышеннокалиевая); III - субщелочное (высококалиевая); IV - щелочное базальтовое; V - щелочное. Пунктирные линии - главные тренды: АВ - щелочно-базальтовый; СА - известково-щелочной. Цифры в кружках: 1 - островодужный известково-щелочной; 2 - орогенный известково-щелочной (повышеннокалиевый); 3 - латитовый; 4 - трахитовый; Sn - тренд оловоносных ассоциаций по Б.Ф.Налетову (1987) и В.Г.Гоневчуку (2002).

Условные обозначения магматических комплексов РМС: 1 - Лермонтовской; 2 - Востоковской; 3 - Агылкинской; 4 - Вознесенской (по В.Г.Гоневчуку, 2002); 5 - Тигринской (по П.Г.Коростелеву и др., 1990; и В.Г. Гоневчуку и др., 1998); залитые - поля гранитоидов рудогенерирующих штоков и даек. Стрелками показаны эволюционные тренды разнодифференцированных расплавов в очагах нижнего яруса РМС, продуцирующих однотипную минерализацию.

составляющей. Эти системы относительно «открыты» (сульфосоли Pb-Bi-Sb) с размахом оруденения более 500 метров (Восток-2).

Таким образом, определяющими (кроме традиционных критериев; «Вольфрамовые месторождения ...», 1980; Апельцин и др., 1985; Кудрин, 1985; Силаев, 1985; Кудрина, 1985; Чернов и др., 1993; Духовский и др., 2000) факторами РМС с крупными по запасам месторождениями могут быть следующие:

1. Локализация РМС в «очаговых» структурах аккреционно-складчатых областей, формирование которых в режиме трансформных окраин, характеризующихся развитием олистостромовых комплексов в сочетании крупных линейных элементов блоковой и разрывной тектоники с проявлением плутонического магматизма на разных гипсометрических уровнях коры. Наиболее благоприятны краевые части очаговых структур купольного типа с проявлением раннеорогенных интрузивных габбро-монцодиорит-гранитных (I-S-тип, с Sn-W специализацией) или гранодиорит-гранитных (S-тип, с W специализацией) комплексов повышенной основности, магнезиальности, глиноземистости с низкой степенью окисленности железа.

2. Узкий диапазон вариаций петрохимических и изотопных характеристик гранитоидов, продуцирующих шеелитовую минерализацию (табл. 2), для которых характерны: типовой набор их аксессуарных минералов (ильменит, фторпатит, сфен); повышенные концентрации в породах Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V; состав биотитов, отражающий высокотемпературные, восстановительные условия кристаллизации «первичных» расплавов.

3. Совмещенность в пространстве продуктивных на вольфрам минеральных ассоциаций скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов определяет масштабность оруденения в РМС: предпочтительны системы с магматическими колоннами, выходящие за пределы контактового ореола крупных массивов и с размахом оруденения по вертикали более 400 метров.

4. Многоэтапность (двух-, трех-) скарнового процесса в сочетании с проявлением высокопродуктивных (более 5 мас.% WO₃) полевошпатовых (апатит-плагиоклаз-шеелит-кварцевые) метасоматитов (более характерны для систем с высокодифференцированными расплавами S-типа - Лермонтовское и менее – систем со слабодифференцированными I-S-типа – Восток-2, Агылки) и грейзенов с B-Sn-As геохимической специализацией.

5. «Прямая» эндогенная зональность рудных тел, представленных одной стадией минерализации. Элементы «обратной» (Силаев, 1985) зональности в рудных телах наблюдаются исключительно в местах наложения минеральных ассоциаций разных стадий минерализации и могут использоваться только в качестве поискового критерия «рудоподводящих» каналов.

6. Одинаковый элементный (и минеральный) состав сопутствующей Ag-Pb-Sb-Bi минерализации, но различный – в стадиях формирования руд: в «закрытых» РМС - Pb-Bi-Ag ассоциация характерна для всех продуктивных на вольфрам этапов минерализации; в «открытых» - Pb-Bi-Ag ассоциация наблюдается только в скарнах «среднего» периода и полевошпатовых метасоматитах (с молибденитом), а преобладает Pb- Sb- Bi ассоциация в грейзенах и сопряженных с ними пропилитах (с арсенопиритом), с размахом оруденения более 500 метров (Восток-2). Минералогическая зональность в направлении от центра рудного тела к периферии (сульфосоли типа кобеллита – висмутового джемсонита - Sb-висмутит - самородных сурьмы, висмута и низкопробного золота), установленная на месторождении Восток-2 может использоваться в качестве оценки уровня его эрозийного среза.

7. Типоморфные особенности породообразующих и рудных минералов:

- геденбергитовый состав пироксенов шеелитсодержащих ассоциаций;
- апатиты из рудогенерирующих магматических пород и руд с шеелитом относятся к фтор-разновидности (более 1 мас.% F₂);

- сфалериты эталонных месторождений содержат повышенные концентрации кадмия (0,5-1,5 мас. %), количество которого увеличивается от ранних генераций к поздним;
- самородное золото имеет высокую (более 800) пробу в полевошпатовых метасоматитах и более низкую (740-780, до электрума) - в грейзенах и пропилитах;
- присутствие в поздних минеральных ассоциациях блеклых руд с высокими содержаниями серебра (18-30 мас.% – Восток-2, Агылки; до 42 мас.% - Лермонтовское), сульфотеллуридов и теллуридов висмута – с повышенными селена (до 4.99 мас.%);
- обогащенность шеелитов легким изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +6,3\text{‰}$).

III.3. Оценка перспектив шеелитового оруденения на примере месторождения

Скрытое (штокверковый тип).

3.1. Краткие сведения о месторождении.

Месторождение Скрытое - один из интересных объектов Приморского края с шеелитовой минерализацией, перспективность которого может быть определена на основе предлагаемых критериев и моделей. Оно расположено в центральной части Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой области в Малиновском рудном узле, **примыкающим** с запада к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому по бассейну р. Малиновки (Кораблинов и др., 1985 г.; Ханчук и др., 1995; Соловьев, 1995; 1997; **Гвоздев** и др., 2004; 2005). В геологическом строении месторождения принимают участие алевролиты, песчаники, туфопесчаники, базальты, спиллиты и др. породы юрского возраста, среди которых встречаются блоки и пластины карбонатно-кремнистых пород. Возраст последних, судя по аналогии с месторождениями Восток-2 и Лермонтовское - пермский (определен по форамениферам нижних частей разреза; Лосев и др. 1985 г.). По данным А.И.Ханчука (1993; 2000) это типовой разрез олистостромовой толщи, характеризующий Самаркинскую аккреционную призму.

Магматические породы на площади месторождения имеют подчиненное распространение. Среди них преобладают дайки и межпластовые тела **(часто залегающие согласно со слоистостью вмещающих пород)** основного состава: базальты, габбро, пироксениты и др. юрского возраста. Редко встречаются маломощные (до 1 м), сильно измененные дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров предположительно позднемелового возраста. Крупные массивы гранитоидов даль**нен**ского комплекса, с которыми парагенетически связывают вольфрамовую и оловянную минерализацию в Приморском регионе, расположены за пределами рассматриваемой территории.

По результатам опробования на месторождении выделено три рудные зоны северо-западного простираия: Скрытая, Средняя и Прожилковая. Рудные тела в них приурочены к пологопадающим горизонтам скарнированных карбонатно-кремнистых пород, которые пересекаются множеством прожилков кварц-полевошпат-шеелитового (иногда с апатитом и арсенопиритом) состава. Мощность скарнированных участков от 0,6 до более 6,9 м; мощность прожилков обычно не превышает 5-6 см. Максимальная их концентрация (до 7-10 на погонный метр) наблюдается в рудной зоне Прожилковой. Следует отметить, что на всех условно выделяемых гипсометрических уровнях месторождения присутствуют прожилки разные по минеральному составу: как существенно кварцевые с карбонатом, так и полевошпатовые или апатитовые. Прожилки с апатитом более характерны для рудных тел нижних горизонтов месторождения. Взаимоотношений (пересечений) между прожилками разного минерального состава автором не наблюдалось; исключение – поздние секущие прожилки преимущественно карбонатного состава.

Основные минералы в прожилках - кварц, полевые шпаты и апатит. Их количество и соотношения варьируют в широком диапазоне от единичных зерен до мономинеральных агрегатов того или иного состава; реже встречаются карбонат, турмалин, хлорит, слюды и др. Шеелит - главный рудный минерал. Он распространен в прожилках крайне неравномерно. Наиболее обогащены шеелитом (до 5-10%) участки пересечения прожилков с зонами скарнированных пород; иногда встречаются тонкие (менее 2 мм)

прожилки практически мономинерального (до 80% шеелита) состава. Размеры зерен шеелита – от менее 0,5 до 2,5 мм; крайне редко наблюдаются идиоморфные кристаллы до 1,5 см. Сульфиды обычно локализованы в зальбанде прожилок или в зоне околожильных метасоматитов. Среди сульфидных минералов в рудах месторождения преобладают арсенопирит и пирротин, а халькопирит, сфалерит и галенит имеют подчиненное распространение; еще реже отмечается присутствие в прожилках молибденита, станнина, касситерита и минералов висмута.

3.2. Оценка перспектив месторождения Скрытое.

К настоящему моменту, учитывая степень изученности месторождения, его можно предварительно оценить по минеральным типам метасоматических пород, типоморфным особенностям породообразующих и рудных минералов.

Минеральные типы метасоматических пород. Все породы на месторождении сильно изменены в результате последовательно сменяющих друг друга во времени процессов (этапов) ороговикования, скарнирования и оруденения (Гвоздев, 2004).

В первый этап (ороговикования) происходит образование кварц-полевошпат-биотитовых (по песчаникам или близким к ним породам), кварц-полевошпат-амфибол-биотитовых (по породам с вулканогенной составляющей: базальтам, спилитам (?), туфопесчанникам и др.) роговиков, перекристаллизация кремнистых пород и мраморизация известняков. Наиболее вероятно процесс ороговикования связан с присутствием на глубине куполовидного выступа массива (или штока) гранитоидов, **находящегося за пределами рассматриваемой территории.** *Во второй (скарновый) этап* образовались прожилки и зоны преимущественно инфильтрационных скарнов (волластонитовые, гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксеновые) и околоскарновые породы (пироксен- и амфибол-плагиоклазовые). Наиболее скарнированы горизонты карбонатно-кремнистых пород. *В третий этап* формируются кварц-полевошпатовые прожилки с шеелитом и сопровождающие их околожильные метасоматиты с сульфидной (арсенопирит, пирротин и др.) минерализацией. Среди метасоматических пород ассоциирующих с такими жилами можно выделить следующие минеральные типы: 1) эпидотовый - по зонам гранатового, пироксен-гранатового, пироксен-плагиоклазового состава; 2) турмалиновый - по роговикам; 3) амфиболовый - по скарнированным роговикам и карбонатно-кремнистым породам.

Кварц-полевошпатовые жилы имеют небольшую мощность, редко превышающую 3-4 см. Их состав изменяется от существенно кварцевого до полевошпатового (более 90% плагиоклаза); в небольшом количестве (до 10%) присутствуют апатит, шеелит и арсенопирит; еще реже - карбонат, турмалин, пирротин, флюорит, висмутин и др. Шеелит и апатит совместно с плагиоклазами образуют идиоморфные кристаллы размером до 0.3 см в зальбандах жил. Редко встречаются кристаллы шеелита размером более 1 см. Количество сульфидных минералов в жилах обычно не превышает 1-3%. Их основные концентрации сосредоточены в околожильных метасоматитах (до 30%). Структуры взаимоотношения минералов, наблюдаемые в прожилках, типичны для гидротермальных образований.

Эпидотовые околожильные метасоматиты широко распространены в местах пересечения гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов кварц-полевошпатовыми жилами. Обычно в них преобладает кварц (до 70%); эпидот (до 10-15%, замещает гранаты) и плагиоклазы (часто замещены серицитом, хлоритом, карбонатом и пренитом). Количество шеелита, апатита и флюорита не превышает 1-3%; среди сульфидов (до 15%) присутствуют арсенопирит, пирротин, пирит, реже сфалерит и халькопирит.

Турмалиновые околожильные метасоматиты имеют подчиненное распространение и наблюдаются только в местах пересечения кварц-полевошпатовыми жилами роговиков. По минеральному составу эти метасоматиты отличаются от роговиков присутствием в них турмалина (до 5%) и сульфидов (до 30%): арсенопирита и пирротина. Арсенопирит образует идиоморфные метакристаллы (до 1-2 мм) и пространственно тяготеет к

контактам прожилков. В таких участках **пород** биотит и амфибол часто замещаются хлоритом, а плагиоклазы - серицитизированы.

Амфиболовые околожильные метасоматиты по минеральному составу похожи на амфибол-плагиоклазовые околоскарновые породы, но отличаются от них присутствием значительного количества (до 30%) сульфидов (пирротина, реже халькопирита, сфалерита и др.) и кварца (до 50%). Здесь плагиоклазы серицитизированы на 50-70%. Существенно амфиболовые (до **90%** амфибола) разности метасоматитов имеют более крупнозернистое строение (0.7-1.8 мм) и образуются по габбро. В таких участках часто присутствуют апатит и кварц, а амфибол **иногда** образует пойкилитовую вкрапленность в плагиоклазе. Похожие по минеральному составу породы формируются и по пироксеновым скарнам среди карбонатно-кремнистых пород, но сульфиды для таких участков мало характерны.

Типоморфные особенности минералов. Наиболее информативными при сравнении метасоматитов и руд месторождения Скрытого с эталонными объектами оказались пироксен, гранат и минералы висмута. (Гвоздев и др., 2004; 2005). Установлено, что химический состав пироксенов и гранатов месторождения Скрытое близок к составу этих минералов из ассоциаций ранних (безрудных) скарнов месторождений Восток-2 и Лермонтовского, а главные попутные компоненты в рудах - висмут, медь, свинец, золото.

Висмутовая минерализация. По минеральному составу и взаимоотношениям минералов можно выделить три парагенетические ассоциации висмутовых минералов: 1 - сульфосольно-сульфидную, 2 - сульфотеллуридно-сульфидную и 3 - сульфидно-висмутовую (Гвоздев, 2005). В составе первой ассоциации преобладает висмутсодержащий галенит, менее распространены серебро-свинцово-висмутовые сульфосоли лиллианит-густавитовой серии; крайне редко встречается самородный висмут. Наблюдается следующая последовательность кристаллизации минералов: $\text{Bi}+\text{Ag}$ -галенит $\rightarrow$ Pb-Bi-Ag сульфосоли $\rightarrow$ самородный висмут. **Главный минерал второй ассоциации - сурьмасодержащий висмутин, а сульфотеллуриды висмута, икунолит и самородный висмут имеют подчиненное распространение. В составе третьей ассоциации преобладает самородный висмут; в небольшом количестве присутствуют сульфотеллуриды висмута, икунолит и висмутин. В двух последних ассоциациях наблюдается одинаковая последовательность кристаллизации минералов: висмутин $\rightarrow$ жозеит-А (или Se-жозеит-А) $\rightarrow$ икунолит $\rightarrow$ самородный висмут.**

Обращают на себя внимание взаимоотношения выделенных ассоциаций и типоморфные признаки входящих в них минералов. Так, сульфотеллуридно-сульфидная и сульфидно-висмутовая ассоциации наблюдается в кварцевых прожилках с полевым шпатом, апатитом и шеелитом, пространственно тяготея к скоплениям сульфидных минералов, преимущественно арсенопириту. В висмутине сульфотеллуридно-сульфидной ассоциации отмечаются максимальные (до 1,37 мас.%) концентрации сурьмы, а в сульфотеллуридах – низкие свинца и селена, соответственно до 0,3 и 0,1 мас.%. По составу и типоморфными признаками минералов похожие парагенетические ассоциации наблюдались на верхних горизонтах или периферии рудных тел скарново-шеелит-сульфидных месторождений Агылки (Якутия) и Восток-2 (Приморский край) (Гвоздев, 2002; Гвоздев и др., 2004).

Сопоставляя месторождение Скрытое по комплексу признаков с эталонными объектами, можно сделать следующие выводы:

1. Последовательность формирования метасоматических пород и руд месторождения Скрытое такая же, как и на эталонных объектах: месторождениях Восток-2 и Лермонтовском. Различие - интенсивность гидротермальных процессов: высокая степень ороговикования вмещающих пород; широкое распространение «ранних» скарнов и полевошпатовых метасоматитов с шеелитом; слабо проявлены минеральные ассоциации стадий «средних» скарнов, грейзенов и сульфидных руд.

2. Скарны месторождения по минеральному составу, наблюдаемым ассоциациям и их взаимоотношениям (зональность зон скарнирования) аналогичны ранним (безрудным)

скарнам месторождения Лермонтовского и рудопроявления Тисового (Востоковская РМС в контакте крупного Бисерного массива гранитоидов). Сходство скарнов подтверждается: химическим составом главных породообразующих минералов; константами равновесия (*Kp*) сосуществующих пироксенов и гранатов (диапазон вариаций от 3.3 до 9.6), что свидетельствует об их близких условиях формирования: принадлежность скарнов к фации нормальной щелочности (преобладание среди околоскарновых пород пироксен- и амфибол-плагиоклазовых ассоциаций); повышенные кислотность и активность алюминия, магния, фтора (диопсид,grossулар, гидроgrossулар, флюорит) в скарнирующих растворах при диапазоне температур кристаллизации минералов от **около** 700 (волластонит) до 450°C (пироксен-гранат) (Гвоздев, 1984; 2000).

3. Основные концентрации вольфрама сосредоточены в крутопадающих маломощных (первые сантиметры) кварц-полевошпат-шеелитовых (с апатитом и сульфидами) прожилками; редко встречаются жилы мощностью более 10 см (зона Прожилковая). Их состав изменяется в широком диапазоне: от существенно полевошпатового до кварцевого. Сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит и др.) имеют подчиненное распространение и локализованы, главным образом, в околоскарновых метасоматитах. Шеелит наблюдается как в альбандрах прожилков, так и в зонах околоскарновых метасоматитов, причем, **предпочтительны** участки пересечения прожилков со скарнами гранатового и пироксен-гранатового состава. В большинстве случаев распространение шеелита не выходит за пределы зон околоскарновых метасоматитов, в которых он часто имеет **ксероморфный** облик. По аналогии с эталонными объектами, этот период минерализации на месторождении Скрытом происходил на фоне увеличения роли железа, **углекислоты** и серы в гидротермальном флюиде, при **восстановительных** условиях и максимальной температуре около 400°C. Специфика рудогенерирующего флюида - повышенная фосфорность и фторность (apatит, флюорит), а также наличие сопутствующей (мышьяка, меди, свинца, цинка, висмута) минерализации.

4. По минеральному составу (отсутствие сурьмасодержащих минералов; присутствие в прожилках молибденита и минералов лиллианит – густавитовой серии др.) и типоморфным признакам висмутовых минералов сопутствующая минерализация наиболее близка к минерализации объектов со средними запасами вольфрама (10-40 тыс. тонн WO₃) и размахом оруденения не превышающим по вертикали 250 метров («закрытые РМС»). В то же время, прожилковые зоны с висмутовыми минералами, обогащенными сурьмой («открытые» РМС) **могут** быть перспективными на промышленные концентрации WO₃ на глубоких горизонтах месторождения. Не менее важно, **присутствие** в кварцевых прожилках кадмийсодержащего (более 1 мас.% Cd) сфалерита, который является типоморфным для типовых скарново-шеелит-сульфидных месторождений.

Таким образом, по геологическим и минералогическим-петрографическим признакам скарнов и околоскарновых метасоматитов, **в совокупности** с данными по висмутовой минерализации в рудах, месторождение Скрытое следует относить к группе объектов скарново-шеелитовой формации уже известных на территории Приморского края (Восток-2, Лермонтовское), а по запасам вольфрама – к группе средних (до 50 тыс. тонн WO₃). По морфологии рудных тел и распространению шеелит-сульфидной минерализации за пределы горизонтов скарнированных карбонатно-кремнистых пород, оно более близко к месторождениям с оруденением штокверкового типа, до настоящего времени не известных на территории Приморья. По аналогии с предлагаемой генетической моделью вольфрамоносной РМС и моделями рудно-магматических систем оловорудных месторождений, **не следует** исключать и возможность присутствия на глубоких горизонтах месторождения (в контакте с интрузивным телом) скарновых и грейзеновых рудных тел с шеелитовой минерализацией. Наиболее благоприятными для их обнаружения являются прожилковые зоны, где висмутовые минералы содержат **высокие** концентрации сурьмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

На основании выполненных по диссертационной работе исследований можно сделать следующие выводы:

1. Магматические комплексы вольфрамоносных РМС представлены «коровым» S- (Лермонтовское месторождение) и «переходным» I-S- (месторождения Восток-2, Агылки) петрохимическими типами, характеризующими расплавы разных гипсометрических уровней коры. Особенность локальных РМС скарново-щеелит-сульфидных месторождений определяется их генетической связью с плутоническими формациями (сериями, комплексами) раннего этапа орогенеза. Обязательным признаком рудогенерирующих штоков в комплексах «переходного» корово-мантийного петрохимического типа является обогащение расплавов коровой составляющей.

Рудогенерирующие штоки и дайки РМС эталонных месторождений (Лермонтовского, Восток-2 и Агылки) имеют глубинный источник продуцирующих их расплавов, в формировании которого заметное участие принимал сиалический, коровый материал. Штоки вольфрамоносных магматических пород однотипных по генезису и минерализации месторождений характеризуются одинаковым узким диапазоном вариаций основных петрохимических и изотопных характеристик в пределах выделяемых комплексов, а так же одинаковыми эволюционными петрохимическими трендами на диаграмме Л.С.Бородина (1987), ориентированными в направлении увеличения общей щелочности и калиевости пород, отражающими степень обогащения (ассимиляции) первичных расплавов коровой составляющей в очагах нижнего яруса РМС. По расчетам Р.Ш Крымского с соавторами (1998) для штока Центрального (Востоковская РМС) объем коровой составляющей более 50%. Косвенно на это указывает обогащение щеелитов всех изученных месторождений легким изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +6,3\text{‰}$), что характерно для щеелитов из руд месторождений РМС «короваго» типа Балтийского щита.

Локальные рудно-магматические системы (РМС) скарново-щеелит-сульфидных месторождений ДВ региона на магматическом этапе эволюции характеризуются восстановительными условиями формирования на уровне кварц-фаялит-магнетитового буфера и ниже. Разные петрохимические типы магматических пород различаются по изотопному составу кислорода и водорода слагающих их минералов: гранитоиды I-S-типа имеют значения параметров δD и $\delta^{18}\text{O}$ ранней фазы (Дальнинский массив) наиболее близкие к породам, содержащим магматическую H_2O , в то время как параметры гранитоидов S-типа (Шивкинский массив и рудогенерирующих штоков типовых месторождений) – незначительно смещены по δD в область пород, имеющих метаморфическую H_2O , а по $\delta^{18}\text{O}$ - в область магматических пород «переходного» типа, что может свидетельствовать об эволюции первичных расплавов на разных участках коры ниже температурного уровня кристаллизации пород.

Магматические породы рудогенерирующих штоков, продуцирующих однотипное вольфрамовое оруденение, обогащены кристалло-флюидными и газовой-жидкими (с твердыми фазами) включениями, которые практически отсутствуют в породах ранних безрудных массивов.

2. РМС крупных по запасам вольфрамовых месторождений характеризуются закономерным сочетанием последовательных процессов, обусловленных эволюцией расплавов в зоне кристаллизации по «камерной» модели. А именно, стадийность образования метасоматитов (скарнов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов и ассоциирующей с ними сульфидно-щеелитовой минерализации) на типовых месторождениях согласуется с последовательностью формирования магматических пород. Разные стадии минералообразования характеризуются определенной геохимической специализацией и разным количественным соотношением сопутствующих элементов (Cu, As, Pb, Zn, Bi, Sb, Te, Se, Ag, Au), зависящим так же от петрохимического (S или I) типа рудогенерирующих магматических пород и степени «открытости» РМС. Эта особенность прослеживается: по минеральному составу продуктивных на вольфрам минеральных

ассоциаций; по Р-Т параметрам процессов; по вариациям изотопного состава кислорода и углерода. В рудах, производных расплавов S-типа, более высокие концентрации мышьяка (очень много арсенопирита в рудах Лермонтовской и он практически отсутствует в рудах Агылкинской РМС), а в рудах, производных расплавов I-S-типа – высокие содержания меди (много халькопирита в рудах Востоковской, а еще более - Агылкинской РМС).

Установлена закономерная эволюция типов включений, их количества и солевого состава в направлении массив – рудогенерирующий шток – шеелитовая руда: 1 - присутствие в массивах и рудогенерирующих штоках гранитоидов минеральных и расплавных включений, причем, количество расплавных включений заметно больше в магматических породах I-S-типа крупных массивов; 2 – гранитоиды рудогенерирующих штоков обогащены кристалло-флюидными и газовой-жидкими (с твердыми фазами) включениями, которые практически отсутствуют в породах ранних безрудных массивов; 3 – максимальное количество жидко-газовых и газовых включений сосредоточено в рудогенерирующих штоках и кварцево-шеелитовых рудах (в 2-3 раза превышающее их количество в гранитоидах крупных массивов); 4 – все магматические породы характеризуются одинаковым солевым составом включений (карбонатов, хлоридов кальция, натрия и калия); хлориды магния появляются только во включениях пород близких по кислотно-щелочным характеристикам к гранодиоритам; хлоридами кальция наиболее обогащены включения гранитоидов I-Стипа.

Закономерная эволюция вариаций изотопов кислорода и углерода в процессе минералообразования (в направлении от пород, преобразованных процессом контактового метаморфизма, к скарнам и шеелитовым рудам, до пострудных прожилков) обусловлена главным образом температурой и степенью участия гидротермальных глубинных флюидов.

Основным сопутствующим элементом всех эталонных вольфрамоносных РМС является медь. Наиболее меденосны РМС с магматическими породами «переходного» (I-S) корово-мантийного типа, что сближает их с РМС, продуцирующими касситерит-силикатно-сульфидное оруденение.

На всех эталонных месторождениях сопутствующая минерализация имеет одинаковый Ag-Pb-Sb-Bi элементный состав. Основные концентрации сопутствующих элементов в рудах месторождений связаны с сульфидной минерализацией, которая с разной интенсивностью проявлена в заключительные периоды всех продуктивных на вольфрам стадий минерализации (скарнов, полевошпатовых метасоматитов, биотитовых, мусковитовых грейзенов, сульфидных руд).

Ассоциации сопутствующих элементов характеризуют разные типы метасоматических пород, а входящие в их состав минералы имеют разные типоморфные признаки. Разные стадии формирования руд имеют разный элементный состав, зависящий от степени «открытости-закрытости» системы в процессе ее формирования. В «закрытых» системах Pb-Bi-Ag и Pb-Sb-Ag ассоциации минералов разорваны во времени: первая - характеризует стадии продуктивные на вольфрамовую, а вторая (поздняя, наложенная и значительно обогащена оловом - станнин) – на полиметаллическую минерализации. В «открытых» системах Pb-Bi-Ag ассоциация наблюдалась только в скарнах «среднего» периода и полевошпатовых метасоматитах (с молибденитом), а Pb- Sb- Bi ассоциации минералов – в грейзенах и сопряженных с ними пропилитах (с арсенопиритом). Свинцово-сурьмяно-висмутовая минерализация часто выходит за пределы скарновых-рудных тел и более типична для месторождений с размахом оруденения более 500 метров (Восток-2). Минералогическая зональность в направлении от центра рудного тела к периферии (сульфосоли типа кобеллита – висмутового джемсонита - Sb-висмутита - самородных сурьмы, висмута и низкопробного золота), установленная на месторождении Восток-2, может быть использована в качестве дополнительного критерия оценки уровня эрозионного среза рудного тела или его удаленности от «рудоподводящего» канала.

3. Рудоносные флюиды локальных вольфрамоносных РМС наследуют «восстановительные» свойства продуцирующих их расплавов, а однотипные метасоматические породы и руды эталонных месторождений характеризуются одинаковыми типоморфными признаками (минеральный состав продуктивных на вольфрам ассоциаций; элементный состав сопутствующей минерализации; типоморфизм минералов), отражающими сходство в эволюции расплавов разных петрохимических типов в процессе их кристаллизации.

По комплексу признаков, предложенных М.Т.Энауди и др., (1984) и Р.Дж.Ньюберри (1991) для продуктивных магматических пород (восстановленная, ильменитовая серия) и постмагматических метасоматитов (парагенезисыgrossуляра с геденбергитом в скарнах; преобладание в сульфидных рудах пирротина), рудно-магматические системы изученных скарново-шеелит-сульфидных месторождений относятся к «восстановленному» типу.

Типоморфным признаком скарнов изученных локальных РМС эталонных месторождений являются: 1 – отсутствие магнезиальных скарнов (по сравнению с однотипными месторождениями Средней Азии и др. регионов); 2 - периодичность (двух-, трехэтапность во времени) скарнового процесса. На всех типовых РМС скарны «раннего» и «среднего» периодов – ассоциируют с вольфрамовой, а «позднего» - с полиметаллической минерализацией. Скарны разных периодов имеют разный минеральный состав, Р-Т параметры и интенсивность проявления шеелит-сульфидной минерализации. Промышленные концентрации вольфрама установлены только в пироксеновых (геденбергит), реже пироксен-гранатовых (*Kp* – более 9) скарнах «среднего» периода. В «ранних» скарнах (grossуляр, везувиан, диопсид-ферросалит, волластонит) содержания WO_3 не превышающие 0,1 мас.%. «Поздние» скарны имеют *Kp* менее единицы, что является типоморфным признаком скарнов месторождений с полиметаллическим оруденением.

Скарны всех месторождений формировались при участии хлоридных растворов и, судя по парагенезису пироксена с плагиоклазом, относятся к фации нормальной (Na-K) щелочности. Формирование скарнов раннего периода происходило при повышенной активности в растворах Al, Mg, летучих F, OH, на что указывает присутствие в них grossуляра, гидроgrossуляра, диопсида, фтор-апатита, сфена и др. Скарны среднего периода кристаллизовались при повышенной активности Fe, на фоне увеличивающейся роли в растворах CO_2 , F (флюорит) и серы, в **восстановительной** среде (присутствие пирротина), в температурном интервале 450-320°C. Соотношение объемов высоко- и низкотемпературных ассоциаций в скарнах, позволяет рассматривать месторождения Лермонтовское, Восток-2 и Агылки как эволюционный ряд скарновых месторождений разных температурных фаций.

Типоморфным признаком изученных локальных РМС является присутствие в них высокопродуктивных (более 5 мас.% WO_3) полевошпатовых (апатит-плагиоклаз-шеелит-кварцевые) метасоматитов. Они наиболее характерны для систем, расплавы которых максимально обогащены коровой составляющей (S-тип, месторождение Лермонтовское) и менее – для систем с расплавами I-S типа (Агылки).

Типоморфными признаками грейзенов являются: максимальные концентрации шеелита и повышенные - минералов мышьяка, меди, висмута и олова.

4. Генетическая модель локальной «вольфрамоносной» РМС представляет собой сложное сочетание структурных элементов с магматизмом нижнекорового генезиса (ильменитовая серия) с молибден-вольфрам-оловянным оруденением. Последующая эволюция РМС в режиме трансформной окраины в несколько (минимум два) временных этапов тектонической активности приводит к формированию магматических очагов на разных («зона анатексиса» и «зона кристаллизации») уровнях верхней коры, где продуцируется разнотипное по элементному составу оруденение.

В генетических моделях вольфрамовых РМС выделяется два разнотемпературных уровня (яруса): нижний (включает «зону генерации» и «зону анатексиса, ассимиляции»

магматических расплавов с температурой более 500⁰С) и верхний (зона «переноса» и зона «кристаллизации» расплавов с температурой менее 500⁰С). Ярусы характеризуются разными свойствами, отражая элементы магматизма и минерализации (эндогенной зональности) локальных РМС разных порядков.

Нижний ярус является источником первичных магматических расплавов, которые после обогащения коровой составляющей в зоне «ассимиляции» («анатексиса») и последующего перемещения их в зону «кристаллизации» продуцируют вольфрамовое (и сопутствующее) оруденение. Магматические очаги этого яруса на глубине определяют металлогеническую специализацию и параметры локальных РМС I (рудный район) и II (рудный узел) порядка на поверхности. Верхний ярус является определяющим в формировании месторождений и рудных тел (локальные РМС III порядка), обуславливая особенности эволюции расплавов по «камерной» модели. Здесь масштабность оруденения (минерализации) зависит: 1 – от петрохимического типа (I- и S-) и объема расплава (массив, шток, дайки), формирующего магматическую колонну, продуцирующую рудогенерирующие флюиды; 2 – от степени «открытости» системы (связи ее с глубинным источником); 3 – от интенсивности постмагматических процессов и их совмещенности в одних и тех же структурах. Необходимым условием формирования расплавов продуцирующих вольфрамовое оруденение является их обогащение коровой составляющей в нижнем (зона ассимиляции, анатексиса) ярусе РМС.

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ.

Гвоздев В.И., Степанов Г.Н., Романенко И.М. Минеральные ассоциации теллуридов на одном скарново-шеелитовом месторождении севера Приморья // Тихоокеанская геология. 1982. № 5. С. 113-116.

Гвоздев В.И. Некоторые особенности висмутовой минерализации на одном скарново-шеелитовом месторождении севера Приморья // Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. С. 57-65.

Степанов Г.Н., **Гвоздев В.И.,** Романенко И.М. Золото-серебрянная минерализация на одном из вольфрамовых месторождений Приморья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. С. 180-191.

Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения // Дисс... канд. геол.- минер. наук. Владивосток: 1984. 301с.

Степанов Г.Н., **Гвоздев В.И.,** Романенко И.М., Свешникова О.Л. О фрейбергите одного из скарново-шеелитовых месторождений Приморья // Новые данные о минералах СССР. 1985. Вып. 32. С. 231-235.

Степанов Г.Н., **Гвоздев В.И.** Вольфрамовые руды // Текстуры руд Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. С. 38-41.

Степанов Г.Н., **Гвоздев В.И.** Минералогия и геохимия попутных компонентов в рудах скарново-шеелитовых месторождений Дальнего Востока // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С.49-55.

Гвоздев В.И., Степанов Г.Н. Типы зональности оруденения на скарново-шеелит-сульфидном месторождении Приморья // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 112-120.

Малахов В.В., Игнатьев А.В., Боровик Л.В., **Гвоздев В.И.** Методы газовой хроматографии и изотопии в решении вопросов генезиса руд вольфрамовых месторождений Приморья // Физико-химические методы исследования горных пород и руд. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 81-87.

Гоневчук В.Г., Хомич В.Г., **Гвоздев В.И.** и др. Особенности состава рудоносных магматических формаций // Рудные формации вулканоплутонических поясов Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. С. 35-87.

Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г. Вольфрамоносные магматические формации // Рудные формации вулcano-плутонических поясов Дальнего востока (генетические типы и закономерности размещения). М.: Наука, 1989. С. 68-72.

Коростелев П.Г., Кокорин А.М., **Гвоздев В.И.** и др. Рудные формации олова и вольфрама // Рудные формации вулcano-плутонических поясов Дальнего востока (генетические типы и закономерности размещения). М.: Наука, 1989. С. 109-146.

Коренбаум С.А., Семеняк Б.И., **Гвоздев В.И.** и др. Грейзены // Рудные формации вулcano-плутонических поясов Дальнего востока (генетические типы и закономерности размещения). М.: Наука, 1989. С. 160-175.

Гвоздев В.И., Ефимова М.И., Василенко Г.П., Казаченко В.Т. Скарны // Рудные формации вулcano-плутонических поясов Дальнего востока (генетические типы и закономерности размещения). М.: Наука, 1989. С. 205-212.

Гвоздев В.И., Недашковский А.П., Сапин В.И. Минералы висмута в рудах месторождения Забытое // Минеральные ассоциации в рудах месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток, ДВО АН СССР, 1990, с.72-81.

Гвоздев В.И., Коростелев П.Г. Игнатьев А.В. и др. Минеральные ассоциации и генезис руд месторождения Забытое // Минеральные ассоциации в рудах месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. С. 3-16.

Недашковский А.П., **Гвоздев В.И.,** Демашов С.Б. Серебро-висмутовая минерализация месторождений Хингано-Олонойского района // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. С. 82-92.

Пахомова В.А. Хетчиков Л.Н., **Гвоздев В.И.** О составе флюидной фазы редкометальных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии // Тихоокеанская геология. 1991. №2. С. 99-103.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.,** Руб А.К. Эволюция флюидного режима некоторых рудно-магматических систем Приморья // Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поисков и оценки. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. Тезисы докл. С. 123-125.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.,** Руб А.К. Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья // Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. Препринт. 40 с.

Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., **Гвоздев В.И.** Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальнинского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрогенетическая интерпретация // Докл. АН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473-475.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.,** Окавитый В.Н. О составе флюидных включений в кварце гранитоидов Дальненского комплекса Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 3. С. 348-351.

Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А., Герасимов Н.С., **Гвоздев В.И.** Особенности генезиса гранитоидов Дальненского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 2. С. 17-28.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.,** Журавлев Д.З. Изотопный возраст гранитоидов и руд Лермонтовского месторождения Центрального Сихотэ-Алиня (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40, № 1. С. 74-80.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.** и др. Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье) // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 1. С. 99-109.

Гвоздев В.И., Игнатьев А.В., Уханева Н.Г., Веливецкая Т.А. Изотопный состав карбонатов Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье) // Новые

данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 1998. С. 83-94.

Гвоздев В.И., Игнатьев А.В., Уханева Н.Г., Веливецкая Т.А. Изотопный состав кислорода и углерода скарново-шеелит-сульфидных месторождений Приморского края // Докл. РАН. 1999. Т.367. № 5. С. 671-673.

Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., **Гвоздев В.И.**, Журавлев Д.З. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Руды и металлы, 1999, № 2. С. 30-36.

Гвоздев В.И., Игнатьев А.В., Раткин В.В., Уханева Н.Г., Веливецкая Т.А. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов месторождения Восток-2 (Приморье) // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. №1. С. 50-58.

Гвоздев В.И. Скарны шеелит-сульфидных месторождений Востока России.// Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. Вып.1. С. 55-69.

Гвоздев В.И. Типоморфизм скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Владивосток: Дальнаука. 2000. Выпуск 1. С. 19-23.

Кокорин А.М., **Гвоздев В.И.**, Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Искра - новый объект в Кавалеровском оловорудном районе (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. Выпуск 1. С. 226-247.

Гвоздев В.И. Геологическое строение, минералогия и генезис Агылкинского медно-вольфрамового месторождения Якутии // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Вып.2. С. 376-397.

Гвоздев В.И. Свинцово-сурьмяно-висмутовая минерализация в рудах скарново-шеелит-сульфидного месторождения Агылки (Якутия) // Геология и рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 4. С. 342-353.

Гвоздев В.И., Орехов А.А. Метасоматические породы и генезис шеелитового месторождения Скрытое (Приморье) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 540-551.

Гвоздев В.И., Цепин А.И. Висмутовая минерализация в рудах месторождения Восток-2 // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 2. С. 148-163.

Гвоздев В.И., Селтман Р. Висмутовая минерализация в рудах шеелитового месторождения Скрытое (Приморский край, Россия) // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья. Благовещинск: 2005. С. 128-132.

Гвоздев В.И. Магматические породы рудообразующих систем скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Изд-во Инст-та географии СО РАН, 2005. Материалы научной конференции. Т. 1. С. 33-36.

Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: 2006. Тезисы докл. С. 38-40.

Гвоздев В.И. Вольфрамоносные скарны: месторождение Восток-2; месторождение Лермонтовское // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2006. С. 630-637.

Gvozdev V.I. The Arminsky ore district // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins // Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 87-97.