

На правах рукописи



ДАМДИНОВ Булат Батуевич

**ТИПЫ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА: СОСТАВ,
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИС**

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

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Улан-Удэ - 2018

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Сибирского отделения Российской Академии наук (ГИН СО РАН), г. Улан-Удэ

Научный консультант

член-корреспондент РАН,
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Н. А. Горячев (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан,
главный научный сотрудник)

Официальные оппоненты:

член-корреспондент РАН,
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Е. В. Скляр (ИЗК СО РАН, г. Иркутск,
главный научный сотрудник)

доктор геолого-минералогических наук
А. Г. Мочалов (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург,
ведущий научный сотрудник)

доктор геолого-минералогических наук
Ю. А. Калинин (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск,
главный научный сотрудник)

Ведущая организация: Федеральное государственное унитарное предприятие
Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных и благородных
металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва

Защита диссертации состоится «01» июня 2018 года в 10.00 часов на заседании диссертационного совета Д.003.002.01 при ГИН СО РАН, в конференц-зале, по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба. Тел. 8(3012)433955, e-mail: meta@ginst.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГИН СО РАН, по адресу: 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба и на сайте института: <http://geo.stbur.ru/>

Автореферат разослан «___» _____ 2018 года.

Ученый секретарь диссертационного совета,
кандидат геолого-минералогических наук



О. К. Смирнова

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Главной целью большинства научных исследований, посвященных различным аспектам изучения благороднометалльных рудообразующих систем, является выяснение генетической природы оруденения и его распределение во времени и пространстве. Юго-восточная часть Восточного Саяна является благоприятной территорией для изучения процессов благороднометалльного рудообразования, поскольку в её пределах сосредоточено значительное количество месторождений и рудопроявлений золота и элементов платиновой группы (ЭПГ), часть из которых разрабатывается в настоящее время. Регион характеризуется сложным геологическим строением, с широким развитием покровно-складчатых структур, в связи с чем, многие вопросы геологии и минерации Восточного Саяна в целом, и его юго-восточной части в частности, остаются до настоящего времени дискуссионными. Практически все ранее проводившиеся научные исследования, касающиеся генезиса месторождений, были сосредоточены в пределах Холбинского рудного узла. Более поздние поисковые работы позволили выявить большое количество месторождений и рудопроявлений золота и ЭПГ практически на всей территории юго-восточной части Восточного Саяна, большинство из которых до сих пор недоизучены. Решение генетических вопросов осложнялось отсутствием достоверных данных по возрасту и физико-химическим условиям формирования руд. Минеральный и химический состав, а также изотопные характеристики руд подавляющего большинства золоторудных и платинометалльных объектов региона также оставались практически не изученными. Все это определяет актуальность исследования.

Цель работы: Выявление генезиса разнотипного благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна на основе изучения минералого-геохимических, изотопных характеристик, физико-химических условий формирования и геохронологических исследований руд золоторудных и платинометалльных месторождений и рудопроявлений региона.

Задачи:

1. Изучить состав руд золоторудных и платинометалльных месторождений и рудопроявлений юго-восточной части Восточного Саяна;
2. Выявить изотопно-геохимические характеристики руд и их изотопный возраст;
3. Определить физико-химические и геодинамические условия формирования оруденения;
4. Выяснить основные закономерности размещения благороднометалльных объектов;
5. Установить основные возрастные этапы формирования благороднометалльных рудообразующих систем в ходе развития Восточно-Саянской складчатой области.

Научная новизна. В результате проведенных исследований установлено, что золоторудные и платинометалльные месторождения и рудопроявления юго-

восточной части Восточного Саяна представлены разными минеральными типами оруденения, отличающимися по особенностям их геологического положения, минерального и химического состава и условий формирования руд. Многие признаки указывают на генетическую связь золото-пирротинового, золото-полисульфидного и золото-кварцевого типов и позволяют отнести их к генетической группе метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Источником рудообразующих компонентов этих объектов являются породы офиолитового комплекса. Выявлено четыре минеральных типа плутоногенно-гидротермальных месторождений: золото-теллуридный, золото-антимонитовый, золото-тетрадимитовый и золото-висмут-сульфосольный, происхождение которых связано со становлением малых интрузивов надсубдукционных гранитоидов. Изучение геологического положения и состава проявлений платиновых металлов позволило выявить четыре минеральных типа оруденения: Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, связанных с дунит-гарцбургитовым комплексом; Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам; Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах; Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabазитах. Все платиноносные объекты локализуются в базит-ультрабазитах офиолитового комплекса Восточного Саяна. Получены новые данные по изотопному возрасту руд и вмещающих пород, на основе чего выделены главные возрастные этапы и геодинамические обстановки формирования золотого и платинометального оруденения. Предложены новые для региона геолого-генетические модели формирования метаморфогенно-гидротермальных и плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений.

Теоретическая и практическая значимость. Представленная работа вносит вклад в развитие теории благороднометального рудообразования. В ходе проведения исследований уточнена схема металлогенического районирования юго-восточной части Восточного Саяна, определена минерагеническая специализация породных комплексов региона, специализированных на благородные металлы и выделены площади, перспективные на выявление золотого и платиноидного оруденения. Для всех типов золотого и платинометального оруденения разработаны комплексы поисковых критериев и признаков. Полученные данные по минеральному составу руд могут быть использованы при создании методик обогащения и добычи благородных металлов. Выявленные геолого-структурные особенности, состав и условия формирования месторождений позволили определить генетическую природу объектов и оценить вероятные источники рудообразующих компонентов. Полученные данные являются теоретической основой для создания прогнознописковых моделей различных вещественно-генетических типов месторождений благородных металлов. Эти знания расширяют перспективы прогнозирования и поисков месторождений благородных металлов в складчатых областях, поскольку понимание генезиса месторождения, во-первых, облегчает работу по его поискам, а во-вторых, позволяет проводить более точную геолого-

экономическую оценку и грамотную эксплуатацию месторождения. Кроме того, результаты проведенных исследований могут служить основой для региональных металлогенических построений и создания прогнозно-металлогенических карт исследуемой территории.

Фактический материал и методы исследований. Исследования по теме диссертационной работы начаты автором в 1997 году и продолжаются по настоящее время. Фактическим материалом послужили данные полученные в ходе проведения полевых работ в Восточном Саяне, в периоды 1997 – 1999 гг, 2004 – 2015 гг, в составе экспедиций ГИН СО РАН, а также при выполнении хоздоговорных работ с ОАО «Сосновгео» и проведения ГДП-200 на листе N-47-XXXIV.

В ходе геологических маршрутов на объектах исследований, изучались геолого-структурные особенности строения месторождений и рудопоявлений, проводились наблюдения и описания геологических взаимоотношений рудных зон с вмещающим субстратом, отбор штучных, бороздовых и задириковых проб, образцов руд и вмещающих пород. Пробы и образцы подвергались дроблению и истиранию по стандартной методике, с применением щековой, валковой дробилки, истирателей разных модификаций.

Вещественный состав пород и минералов исследовался в шлифах, аншлифах и препаратах концентратов искусственных шлихов, с использованием рудно-петрографических микроскопов марок Полам и Olympus BX-51. Искусственные шлихи выделялись с помощью концентрирования в воде или бромформе. В ходе выполнения диссертационной работы автором просмотрено более 500 шлифов и более 1000 аншлифов пород и руд, использовано 200 определений изотопного состава серы, углерода и кислорода. Химико-аналитические исследования, включающие определения содержаний благородных металлов, элементов-примесей и петрогенных элементов включают более 1000 проанализированных различными методами проб. В работе использованы собственные данные по изотопным возрастам пород и руд на основе U-Pb метода (по циркону) – 10 датировок, Ar-Ar метода (по слюдам и амфиболам) – 6 датировок, Rb-Sr метода (по валовым составам березитов и гранитов) – 5 датировок, K-Ar метода – 1 датировка, а также имеющиеся датировки, опубликованные в литературе и производственных отчетах. В ходе термобарогеохимических исследований было просмотрено более 200 пластин, проведены термо-криометрические исследования около 300 флюидных включений. Электронно-зондовый анализ и электронно-микроскопические исследования минералов проводились по аншлифам, шлифам и минералам (в том числе концентратам руд), запечатанным в эпоксидную смолу. Всего проанализировано более 200 препаратов.

Определение петрогенных компонентов проводилось методами силикатного анализа в ГИН СО РАН. Содержания элементов-примесей определялись рентгено-флюоресцентным, атомно-абсорбционным анализами, методом ICP-AES в ГИН СО РАН, методом ICP-MS в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г.

Екатеринбург). Концентрации благородных металлов были определены химико-спектральным и атомно-абсорбционным методами в ГИН СО РАН, пробирным методом в Республиканском Аналитическом Центре РБ. Полный анализ на шесть ЭПГ был проведен в ЦНИГРИ: Pt, Pd и Rh – атомно-эмиссионным, Ir, Os и Ru – кинетическим методами. Химический состав минералов определялся в ГИН СО РАН, ИГМ СО РАН, ИГЕМ РАН с помощью электронно-зондовых микроанализаторов MAP-3 (ГИН СО РАН), Camebax Micro (ИГМ СО РАН), JEOL JXA-8200 (ИГЕМ РАН), а также сканирующей электронной микроскопии (SEM-EDS) на приборах LEO 1430 VP (ГИН СО РАН) и JSM-5610LV (ИГМ СО РАН). Для термобарогеохимических исследований были использованы микротермокамеры Linkam THMSG-600 с диапазоном измерений температур в интервале от -196 до +600°C (ГИН СО РАН).

Определения изотопного состава O и C производились в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Изотопный состав S определялся ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, ЦНИГРИ, г. Москва, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Для обеспечения межлабораторного контроля, а также возможности сопоставления данных по разным объектам (и по другим регионам) исследования проведены в параллелях. Расхождения оказались в пределах $\pm 2\%$.

Геохронологические исследования проводились U-Pb датированием по цирконам с помощью метода LA-ICP-MS, а также Rb-Sr изохронным (ГИН СО РАН), Ar-Ar (ИГМ СО РАН) и K-Ar (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) методами.

Апробация работы. Автором всего опубликовано 97 работ, из них 24 статьи в рецензируемых журналах, 1 учебно-методическое пособие. По теме диссертации опубликовано 19 статей в рецензируемых изданиях из списка ВАК, 2 статьи в научных сборниках и 64 публикации в материалах конференций и симпозиумов. Результаты исследований докладывались на всероссийских научных конференциях «Проблемы геологии и геохимии юга Сибири» (Томск, 2000), «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока» (Иркутск, 2005), «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении» (Новосибирск, 2006), «Магматизм и метаморфизм в истории Земли – XI Всероссийское петрографическое совещание» (Екатеринбург, 2010), «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований» (Москва, 2010), «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2011), «Современные проблемы магматизма и метаморфизма» (Санкт-Петербург, 2012), «Минерагения Северо-Восточной Азии» (Улан-Удэ, 2012), «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений» (Москва, 2013), «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования» (Москва, 2015), «Современные направления развития геохимии» (Иркутск, 2017); годичном собрании РМО «Минералогия во всем пространстве сего слова: проблемы

укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» (Санкт-Петербург, 2012); «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей» (Иркутск, 2007, Улан-Удэ, 2012, 2017); всероссийских конференциях по термобарогеохимии (Москва, 2008, Иркутск, 2014, Улан-Удэ, 2016); Молодежных научных школах «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, 2010, 2011, 2016); Всероссийских молодежных конференциях «Геология Западного Забайкалья», «Геология Забайкалья», «Байкальская конференция по геологии и геофизике» (Улан-Удэ, 2011, 2012, 2016, 2017); международной Школе по наукам о Земле – ISES-2010 (Одесса, Украина); международных конференциях: «Understanding the genesis of ore deposits – 12th Quadrennial IAGOD Symposium» (Москва, 2006), «Граниты и эволюция Земли» (Улан-Удэ, 2008), «Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых – Судакские геологические чтения» (Судак, Крым, Украина, 2013), Азиатских конференциях по флюидным включениям - ACROFI (Сиань, Китай, 2014; Мумбаи, Индия, 2016), а также в ежегодных научных сессиях ГИН СО РАН.

Защищаемые положения:

1. Золоторудные месторождения и рудопроявления юго-восточной части Восточного Саяна подразделяются на три генетические группы, включающие восемь минеральных типов золотого оруденения: 1) метаморфогенно-гидротермальную, куда входят золото-пирротиновый, золото-полисульфидный и золото-кварцевый типы оруденения, 2) плутоногенно-гидротермальную, включающую объекты золото-теллуридного, золото-тетрадимитового, золото-антимонитового и золото-висмут-сульфосольного типов, и 3) телетермальную, с проявлениями золото-блеклорудного типа.
2. Месторождения метаморфогенно-гидротермальной генетической группы возникли в результате метаморфического преобразования первичных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных руд, в условиях аккреционно-коллизивной тектоники. Надсубдукционный гранитоидный магматизм продуцирует месторождения плутоногенно-гидротермальной генетической группы. Телетермальные месторождения формируются в результате деятельности низкотемпературных гидротермальных систем в связи с дайковым магматизмом рифтогенной природы.
3. Выделено четыре генетических типа платинометальной минерализации, различающихся составом минеральных ассоциаций: частичное плавление и становление реститового комплекса ведёт к формированию Pt-Ru-Ir-Os минерализации в хромититах; высокотемпературный углеродистый метасоматоз вызывает обогащение ультрабазитов Pt, Pd и некогерентными элементами; при массовой серпентинизации и сопутствующей сульфидизации базит-ультрабазитов во вкрапленных сульфидных рудах накапливаются Pt и Pd; высокобарический метаморфизм и последующий диафорез базит-ультрабазитов обуславливают формирование Au-Pt-Pd минерализации.

4. Благороднометальное оруденение разных типов формировалось в течение пяти этапов геодинамической эволюции региона: (1) 1034 – 860 млн. лет (неопротерозойский океанический) – платиноносные хромиты и первичные субмаринные гидротермально-осадочные сульфидные руды. (2) 860 – 800 млн. лет (неопротерозойский островодужно-обдукционный) – золото-теллуридное оруденение в связи с островодужными гранитоидами, Pt-Pd минерализация в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам, Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах. (3) 530 – 500 млн. лет (раннепалеозойский островодужный) – месторождения плутоногенно-гидротермальной генетической группы (золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый минеральные типы) в связи с надсубдукционным магматизмом. (4) 500 – 420 млн. лет (раннепалеозойский аккреционно-коллизийный – орогенный) – проявления золото-висмут-сульфосольного типа в связи с коллизийным магматизмом; месторождения золото-кварцевого типа в связи с тектоническими деформациями. (5) 380 – 325 млн. лет (позднепалеозойский внутриплитный) – месторождения золото-полисульфидного типа в связи с региональными сдвиговыми деформациями, проявления золото-блеклорудного минерального типа на завершающей сдвигово-рифтогенной стадии.

Обоснование первого защищаемого положения содержится в главах 3 и 6, второго – в главе 6, третьего – в главах 4 и 6, четвертого – в главах 5 и 6.

Личный вклад автора. Автором лично проведено геологическое изучение 19 золоторудных месторождений, 3 офиолитовых базит-ультрабазитовых массивов, 5 рудопоявлений Cu, Ni и Co, содержащих платинометальную минерализацию. В ходе полевых исследований были изучены взаимоотношения рудных зон и вмещающих пород, особенности геолого-структурного положения рудных тел, отбор каменного материала, на основе которого изучены минералого-геохимические и изотопные характеристики руд, вмещающих пород и околорудных метасоматитов, определены их изотопные возрасты. Автором проведена обработка и интерпретация полученных данных, имеющихся опубликованных и фондовых материалов, на основе которых выделены генетические группы и типы золотого и платинометального оруденения, определены условия формирования рудных минеральных ассоциаций, сделаны выводы о генезисе месторождений, выделены основные возрастные этапы формирования месторождений и рудопоявлений благородных металлов.

Объем и структура работы. Диссертация объемом 480 страниц состоит из введения, семи глав и заключения, включает 81 таблицу, 156 рисунков. Список литературы содержит 448 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории геохимии и рудообразующих процессов ГИН СО РАН. Автор выражает глубокую благодарность научному консультанту чл.-корр. РАН Н. А. Горячеву. Исследования по теме диссертации начаты под руководством д.г.-м.н. А. Г. Миронова, д.г.-м.н. С. М. Жмодика, которым автор искренне благодарен за

всестороннюю поддержку и помощь в проведении исследований. Полевые и научные исследования проводились в тесном сотрудничестве с Ю. Ч. Очировым, к.г.-м.н. Б. Л. Гармаевым, к.г.-м.н. А. А. Куликовым, Б. Б. Гунтыповым.

Автор выражает огромную признательность за совместные исследования, консультации и ценные советы, следующим ученым: чл.-корр. РАН И. В. Гордиенко, д.г.-м.н. А. А. Цыганкову, д.г.-м.н. А. В. Татаринovu, д.г.-м.н. А. Н. Булгатову, д.г.-м.н. В. В. Мурзину, д.г.-м.н. В. В. Дистлеру, д.г.-м.н. Ф. Г. Рейфу, д.г.-м.н. А. С. Борисенко, д.г.-м.н. О. Р. Мининой, д.г.-м.н. И. В. Викентьеву, д.г.-м.н. Н. С. Жатнуеву, к.г.-м.н. А. А. Боровикову, к.г.-м.н. Н. С. Карманову, к.г.-м.н. С. В. Канакину, к.г.-м.н. Д. А. Орсову, к.г.-м.н. Г. С. Риппу, к.г.-м.н. А. В. Григорьевой, к.г.-м.н. С. Ф. Служеникину, к.г.-м.н. Т. Т. Врублевской, к.г.-м.н. Е. В. Кислову, к.г.-м.н. Е. В. Айриянц, к.г.-м.н., В. И. Васильеву, к.г.-м.н. А. Е. Будяку, к.г.-м.н. И. Г. Татькову, к.г.-м.н. Н. Г. Бугаевой, к.г.-м.н. О. Н. Киселевой, Н. А. Дорониной, сотрудникам производственных геологических организаций: П. А. Рошкетаяву, В. Г. Скопинцеву, В. В. Минину, В. Я. Бухарову, С. У. Зайцеву, Г. Б. Шуляку. Автор признателен тем, кто помогал проводить исследования: В. Е. Григорьевой, Г. П. Ключеревой, Н. М. Паданиной, Н. Н. Егоровой, Г. Н. Загузину, Е. А. Хромовой, Е. В. Ходыревой. За помощь в проведении исследований флюидных включений автор выражает благодарность к.г.-м.н. Л. Б. Дамдиновой. Аналитические работы выполняли: В. Ф. Посохов, к.т.н. Б. Ж. Жалсараев, А. А. Цыренова, Т. И. Казанцева, В. А. Иванова, Э. М. Татьянакина, М. Г. Егорова, Л. А. Левантуева, И. В. Звонцов, Б. Б. Лыгденова, М. Г. Егорова, Л. В. Митрофанова, О. В. Корсун, И. Н. Рандина, О. С. Хмельникова, к.г.-м.н. С. Е. Борисовский, Л. О. Магазина, к.г.-м.н. Т. А. Веливецкая, к.г.-м.н. С. Г. Кряжев, к.г.-м.н. В. Н. Реутский, М. Н. Колбасова, к.г.-м.н. В. И. Силаев, к.г.-м.н. В. Б. Хубанов, М. Д. Буянтуев, В. Л. Посохова, д.г.-м.н. А. В. Травин, к.г.-м.н. Д. С. Юдин, к.г.-м.н. В. В. Акинин. Всем перечисленным специалистам автор искренне благодарен.

Работа выполнена в рамках бюджетных тем НИР ГИН СО РАН (№ гос. регистрации 01.2.00705169, 01201050857, 01201282372, 0340-2016-0005); проектов РФФИ (гранты №03-05-65162-а, 06-05-64993-а, 10-05-00012-а, 18-05-00489-а); гранта Фонда содействия отечественной науке, Интеграционных проектов СО РАН №119, 31; хоздоговорных работ с ОАО «Сосновгео» и ООО «Хужир-Энтерпрайз».

Особую благодарность автор выражает своей семье за заботу, помощь, поддержку и понимание.

Глава 1. Основные проблемы в изучении благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

Благороднометалльное оруденение в юго-восточной части Восточного Саяна известно с середины XIX века, когда были обнаружены россыпные месторождения золота в бассейнах рек Ока и Китой и начата их добыча. Наряду

с самородным золотом, в россыпях отмечались и находки минералов ЭПГ. Первые публикации, рассматривающие вопросы строения, состава, генезиса и пространственного распределения золоторудных месторождений начали появляться в 50 – 60-х гг. XX века. Публикации, касающиеся вопросов платиноносности, появились лишь в начале XXI века.

Первая часть главы 1 посвящена рассмотрению состояния изученности благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, на основе чего сделаны следующие выводы: (1) вещественный состав руд большинства золоторудных месторождений и рудопроявлений изучен недостаточно детально; (2) практически отсутствуют изотопно-геохимические и геохронологические данные по рудам месторождений; (3) представления о генезисе золотого и платинометального оруденения в регионе остаются предметом дискуссий; (4) классификационные критерии для выделения тех или иных типов оруденения различны у разных авторов; (5) Какие-либо представления о генезисе ЭПГ, за исключением пространственной связи проявлений с породами офиолитовой ассоциации отсутствуют.

Во второй части главы 1 приведен обзор современного состояния исследований золоторудных месторождений, где рассмотрены некоторые дискуссионные вопросы в мировых исследованиях золотого оруденения: типизация, источники вещества и возрастные этапы формирования золоторудных месторождений. По каждому из указанных вопросов приведен краткий обзор, основанный на анализе современных публикаций.

В третьей части главы 1 рассмотрены некоторые дискуссионные положения в исследованиях платинометального оруденения в связи с породами офиолитовой ассоциации, а также приведен краткий обзор нетрадиционных типов платинометального оруденения.

Глава 2. Геологическое строение и металлогения золота юго-восточной части Восточного Саяна

В первой части главы 2 рассмотрены особенности геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна. Приведены её тектоническое строение, характеристики основных стратиграфических подразделений, состав интрузивного магматизма. Сложность геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна, обусловлена широким развитием покровно-складчатых структур (Добрецов, 1985; Федотова, Хаин, 2002). Тектоническая структура региона интерпретируется как северная окраина Тувино-Монгольского микроконтинента с фрагментами островодужных ассоциаций Дунжугурской, Сархойской и Шишхидской островных дуг, включающих офиолиты, отложениями Окинской аккреционной призмы. С микроконтинентом граничат Ильчирский и Хамсаринский террейны (Гордиенко и др., 2016; Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Kuzmichev, 2015). Тектоническая природа Ильчирского террейна интерпретируется как окраина Джидинской палеоокеанической структуры. Природа Хамсаринского террейна до конца не ясна. В пределах

рассматриваемой территории, он на 80% сложен интрузивными породами, среди которых фрагментами распространены карбонатные, реже терригенно-сланцевые и вулканогенные толщи.

2.1. Металлогеническое районирование региона

Исследуемая территория выделена в качестве Окинского рудного района. Более мелкими подразделениями рудного района являются структурно-металлогенические зоны – Ильчирская, Боксон-Гарганская, Окинская и Хамсаринская, в состав которых входят золоторудные зоны и узлы (рис. 1). Границами структурно-металлогенических зон являются либо глубинные разломы, например, Жомболокский, отделяющий Хамсаринскую зону, либо крупные тектонические швы – границы Боксон-Гарганской зоны. Максимальная плотность развития месторождений и проявлений золота приходится на обрамление Гарганской «глыбы» и окаймляющие её выходы офиолитов, что в совокупности с проявлениями Тисса-Сархойского рудного узла составляет *Боксон-Гарганскую структурно-металлогеническую зону*, включающую Урик-Китойскую золоторудную зону, в составе которой объединяются Гарганский, Улзытинский, Урикский и Холбинский рудные узлы; Ольгинскую золоторудную зону и самостоятельные рудные узлы – Тисса-Сархойский, Оспинский и Дибинский. В пределах *Ильчирской структурно-металлогенической зоны* выделяются Уртагольская и Сагансайрская золоторудные зоны. В *Окинской структурно-металлогенической зоне* известен Хонченский рудный узел. В северо-западной части региона выделяется *Хамсаринская структурно-металлогеническая зона*, в состав которой входят Хужирский, Илейский и Жомболокский рудные узлы. Кроме того, выделены Окинская и Гарганская платиноносные минерагенические зоны.

2.2. Обзор представлений о геодинамической эволюции юго-восточной части Восточного Саяна

Наиболее древние породы региона представлены выходами архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганская «глыба»). В последующей истории геодинамического развития юго-восточной части Восточного Саяна выделяются несколько этапов: океанический, островодужный, аккреционно-коллизийный, рифтогенный (Гордиенко и др., 2016; Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013; Жмодик и др., 2007; Буслов, 2011; Федотова, Хаин, 2002 и др.). Наличие этих этапов обосновывается существованием террейнов, сложенных породными комплексами, сформированными в соответствующих геодинамических обстановках. Самый ранний этап – это формирование и эволюция Дунжугурской энсиматической островной дуги (более 1 млрд. – 800 млн. лет) (Khain et al., 2002). Следующий этап (800 – 600 млн. лет) связан с формированием Сархойской активной континентальной окраины, появление которой обусловлено коллизией Дунжугурской островной дуги с Гарганским континентальным блоком, обдукцией офиолитов (Кузьмичев, 2004).

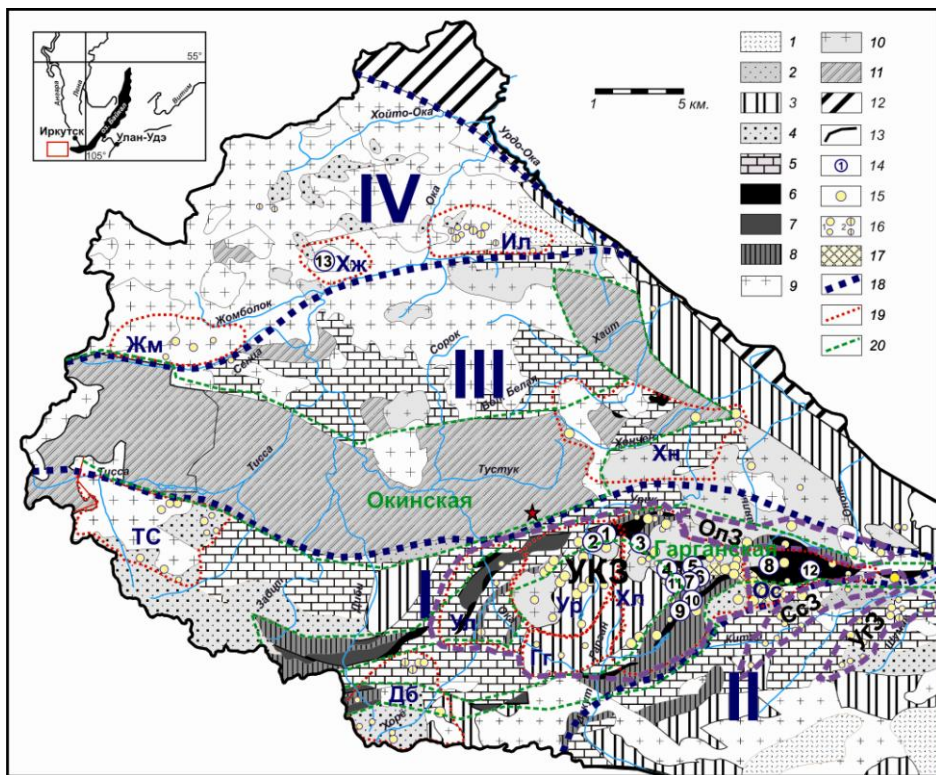


Рис. 1. Схема мегаллогенического районирования золоторудных объектов юго-восточной части Восточного Саяна. Формации континентальных моласс: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия, Mz), 2 – пестроцветная (сагансайрская свита, Pz₂); Тувино-Монгольский микроконтинент: 3 – кристаллический фундамент (гранитоиднейсы, амфиболиты); 4 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская свита); 5 – карбонатная формация (боксонская серия, монгошинская и иркутная свиты); Офиолитовый комплекс: 6 – ультрабазиты, 7 – базиты, 8 – вулканогенно-осадочные и черносланцевые отложения (дибинская, оспинская свиты, ильчирская толща); 9 – палеозойские интрузии; 10 – протерозойские интрузии; 11 – образования Окинской аккреционной призмы (окинская серия); 12 – цоколь Сибирской платформы; 13 – разломы; 14 – месторождения золота: 1 – Водораздельное, 2 – Кварцевое, 3 – Барун-Холбинское, 4 – Зун-Холбинское, 5 – Гранитное, 6 – Самартинское, 7 – Пионерское, 8 – Зун-Оспинское, 9 – Динамитное, 10 – Зеленое, 11 – Владимирское; 12 – Таинское, 13 – Коневиное; 15 – рудопроявления золота; 16 – мелкие проявления и пункты минерализации золота (1), золота и серебра (2); 17 – группа пространственно сближенных проявлений и пунктов минерализации золота; 18 – границы структурно-металлогенических зон: I – Боксон-Гарганская, II – Ильчирская, III – Окинская, IV – Хамсаринская; 19 – границы золоторудных зон и узлов: рудные зоны – УКЗ – Урик-Китойская зона, ОлЗ – Ольгинская, ССЗ – Сагансайрская, УГЗ – Уртагольская; рудные узлы: Хл – Холбинский, Ул – Ульзытинский, Гг – Гарганский, Хж – Хужирский, Ил – Илейский, Жм – Жомболокский, Хн – Хонченский, ТС – Тисса-Сархойский, Ос – Оспинский, Дб – Дибинский, Ур – Урикий; 20 – границы потенциально платиноносных минерогенических зон (названия зон выделены зеленым цветом). Звездочкой показано положение Хурай-Жалгинского Au-ЭПГ рудопроявления.

В это же время во внешней части океанического бассейна, отделявшего Гарганский континентальный блок от Сибирского кратона(?), формировалась Шишхидская островная дуга с задуговым бассейном и аккреционной призмой (Кузьмичев, Ларионов, 2013). Этап заканчивается столкновением Шишхидской островной дуги с Сархойской активной окраиной Гарганского континентального блока и формированием Тувино-Монгольского микроконтинента, в пределах которого начинается накопление отложений чехла в позднем неопротерозое – раннем палеозое, в период 600 – 500 млн лет (Вишневская, Летникова, 2013). На рубеже 500 млн. лет происходили масштабные аккреционно-коллизийные события, связанные с аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским кратоном и островодужными комплексами, сопровождающиеся интенсивным гранитоидным магматизмом (Руднев, 2013; Kuzmichev, 2015). По окончании коллизийного этапа в регионе установился континентальный режим. В позднем палеозое (380 – 285 млн. лет) рассматриваемая территория, в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса, была подвергнута сдвиговым деформациям (Буслов, 2011; Буслов и др., 2009), осложнившим непростую структурную схему юго-восточной части Восточного Саяна. Период с начала мезозоя по кайнозой в тектоническом облике региона практически не проявлен. Лишь в кайнозое отмечается этап активизации внутриплитного базальтового магматизма.

Глава 3. Золотое оруденение юго-восточной части Восточного Саяна

3.1. Боксон-Гарганская структурно-металлогеническая зона

3.1.1. Урик-Китойская золоторудная зона

В состав Урик-Китойской зоны включены 4 рудных узла: Холбинский, Урикий, Улзытинский и Гарганский, где известны 10 месторождений (Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Пионерское, Водораздельное, кварцевое, Владимирское, Гранитное, Самартинское, Динамитное, Зеленое) и большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации (см. рис. 1). Наиболее крупным объектом является Зун-Холбинское месторождение, хотя промышленная значимость многих объектов юго-восточной части Восточного Саяна окончательно не оценена. Месторождения Урик-Китойской зоны рассматриваются на примере нескольких типовых объектов: Зун-Холбинского, Пионерского, Барун-Холбинского, Зеленого, Динамитного, Водораздельного месторождений.

Зун-Холбинское месторождение. Зун-Холбинское месторождение – крупнейшее в регионе, оно детально изучено и описано в ряде работ (Бражник, 1995; Гребенщикова, Шмогов, 1997; Золото Бурятии..., 2000; Миронов и др., 1995; Феофилактов, 1970; Zhmodik et al., 1993 и др.). Месторождение располагается в крупной Самарта-Холбинской зоне разломов (сдвиговой зоне) северо-западного простирания (Жмодик и др., 2006; Корольков, 2007). В пределах зоны широко проявлены тектонические деформации, включающие как дизъюнктивные дислокации, так и участки хрупких и пластических деформаций

пород, в результате чего вся Самарта-Холбинская зона представляет собой крупноблоковый меланж.

В геологическом строении Зун-Холбинского месторождения принимают участие архейские породы фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганской «глыбы»), сланцево-карбонатные породы чехла, породы офиолитового комплекса и интрузия гранитоидов сумсунурского комплекса. В небольшом количестве присутствуют дайки и sillы холбинского комплекса, дайки керсантитов и покровы четвертичных базальтов. Морфологию рудных тел Зун-Холбинского месторождения определяют особенности строения кругопадающей сложно дислоцированной пачки (зоны меланжа) в различной степени золотоносных пород и сульфидных руд и пространственно совмещенной с ней зоны рассланцевания и метасоматических изменений, включающей золото-кварц-сульфидное оруденение. В результате формируются два основных типа рудных тел: минерализованные зоны и жилообразные рудные тела, различающиеся по некоторым параметрам. На месторождении выделено несколько морфологических типов руд: 1) слоисто-полосчатые руды с послойной сульфидной минерализацией; 2) массивные колчеданные, колчеданно-полиметаллические и линзовидно-полосчатые метасоматические кварц-сульфидные руды; 3) кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы; 4) зоны прожилкования и прожилково-вкрапленные руды. Разные типы руд характеризуются некоторыми отличиями в морфологии, строении и составе минеральных ассоциаций, однако общий набор главных рудных минералов одинаков (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин), различаются только относительные их содержания. В виде единичных зерен в рудах встречаются теллуриды, сульфосоли и Ag-содержащие сульфиды. Самородное золото преимущественно мелкое и тонкодисперсное (10-50 мкм), хотя встречаются и относительно крупные выделения. Весьма характерен значительный разброс пробности (от 300 до 950‰). В главных кварц-сульфидных рудах выделено два типа золота: низкопробное (интервал пробности 550 - 650) с примесью Sb в связи с полисульфидной ассоциацией (галенит-сфалерит-халькопирит) и среднепробное (750 - 850‰) без примеси Sb, при общем разбросе значений 514 – 816‰, в ассоциации с пиритом. В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe, Cu, Pb, Zn, Au и Ag. Отмечаются также повышенные содержания Cd, Ni. В некоторых пробах присутствуют примеси As и Sb, однако в целом, содержания полуметаллов в рудах низки и крайне неравномерны. Формирование Зун-Холбинского месторождения происходило в течение длительного периода. Так, возраст метаморфизма первичных металлоносных отложений, представленных в настоящее время сульфидизированными углеродистыми сланцами, оценивается в **709** млн. лет (Посохов и др., 1994). Ar^{40}/Ar^{39} датирование, проведенное нами по слодам и серициту из минерализованных зон Зун-Холбинского месторождения (рудное тело Северное-3) показало значения **353.9 – 386.4** млн. лет (рис. 2, а).

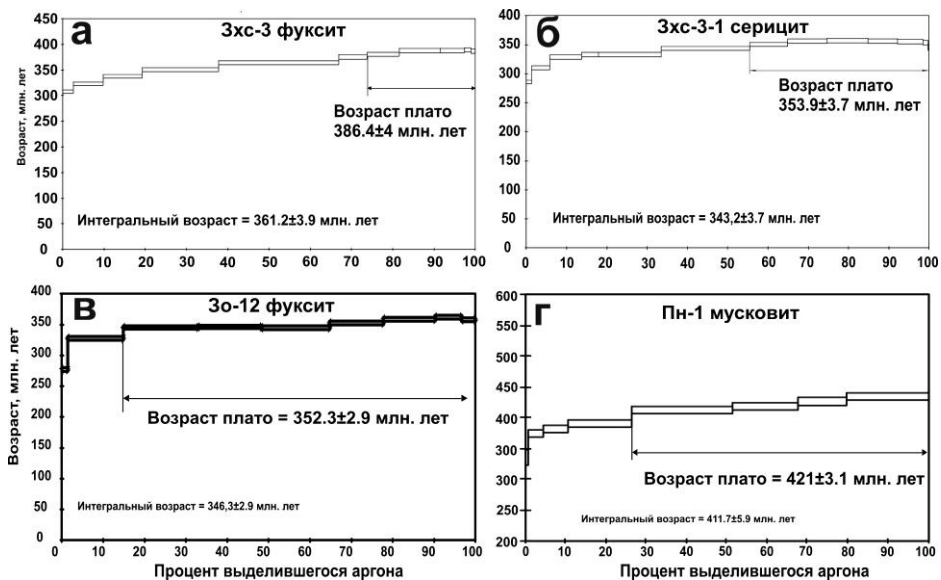


Рис. 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд из руд золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна: а, б – Зун-Холбинское; в – Зун-Оспинское; г – Пионерское.

Пионерское месторождение. Пионерское месторождение является первым открытым в регионе, коренным золоторудным объектом. Оно локализуется преимущественно в гнейсогранитах Гарганской «глыбы» вблизи Зун-Холбинского месторождения. Рудные тела, называемые жилами, представляют собой зоны рассланцевания с согласно залегающими в них кварцевыми, карбонатно-кварцевыми и карбонатными жилами, линзами и прожилками. Руды месторождения относятся к малосульфидным и убогосульфидным, где содержание рудных минералов в среднем около 3 об.%, хотя варьирует от долей до 16 об. %. Выделяется 4 типа руд: 1 – кварцевые жилы, практически не содержащие сульфидов, слабо золотоносные; 2 – продуктивные пирит-кварцевые жилы; 3 – сульфидизированные, часто окварцованные зоны рассланцевания во вмещающем субстрате; 4 – березитизированные гранитогнейсы. Из рудных минералов преобладает пирит, в меньших количествах присутствуют сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит. Редко встречаются теллуриды, борнит, станин, марказит. Установлено 2 типа самородного золота с пробностью в интервалах 625 – 650, 925 – 950%. Высокопробное золото – более позднее и ассоциирует с теллуридными минералами, тогда как средне-низкопробное золото встречается непосредственно в кварце и в составе полисульфидной ассоциации. По химическому составу руды Пионерского месторождения характеризуются относительно пониженными содержаниями таких элементов как Cu, Pb, Zn, по сравнению с Зун-Холбинским, хотя общий геохимический спектр руд в этих

месторождениях близок. В рудах присутствуют также примеси W, Cr, Ni, Co, характерны низкие концентрации полуметаллов. Так, несмотря на наличие теллуридных минералов в рудах, значимых концентраций Te, на уровне выше 3 – 5 г/т не отмечается. Содержания Au и Ag в исследованных пробах достигают 29.6 и 136.7 г/т соответственно. Возраст оруденения полученный Ar-Ar датированием мусковита из кварцевой жилы, составляет 421.9 ± 3.1 млн. лет (см. рис. 2, г).

Барун-Холбинское месторождение. В геологическом строении Барун-Холбинского месторождения участвуют метаморфизованные плагиогнейсограниты Гарганской глыбы, терригенно-осадочные породы иркутской свиты и прорывающие их гранитоиды сумсунурского комплекса. Структурные особенности месторождения обусловлены его приуроченностью к северо-западному флангу Самарта-Холбинской сдвиговой зоны. Золотое оруденение связано с серией крутопадающих рудных тел в рудоконтролирующих тектонических зонах среди расланцованных и милонитизированных гнейсогранитов. Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и маломощными минерализованными зонами с прожилково-вкрапленным оруденением. Жилы сложены кварцем с примесью карбонатов, серицита, эпидота и рудными минералами, содержание которых обычно не превышает 10–15 %. Главные минералы руд – пирит, галенит, сфалерит, самородное золото, в меньших количествах присутствуют пирротин и халькопирит, редко отмечаются борнит, висмутин, блеклая руда. Общий разброс значений пробности самородного золота попадает в интервал 714 – 788‰, соответствующий среднепробному золоту. Одномодальное распределение пробности свидетельствует о наличии в рудах одной генерации золота, связанной с полисульфидной (пирит-галенит-сфалеритовой) минеральной ассоциацией. В геохимическом составе руд, судя по результатам анализов проб богатых сульфидно-кварцевых руд, преобладают такие элементы как Fe, Pb, Zn и Cu, относительно повышены содержания As. Содержания благородных металлов в изученных образцах сульфидно-кварцевых руд высокие: Au – 45.6 – 370 г/т, Ag – 48 – 506 г/т. В рудах также присутствуют примеси элементов, характерных для ультрабазитов – Cr, Ni и Co.

Месторождения Динамитное и Зеленое. Эти месторождения небольшие по масштабам, являются аналогами и рассматриваются совместно. Месторождения представлены кварцевыми жилами с гнездово-вкрапленной рудной минерализацией, приурочены к тектоническому контакту карбонатных пород с гнейсогранитами фундамента (Динамитное), либо к зонам милонитизации карбонатных пород, интродуцированным дайками метабазитов холбинского(?) комплекса (Зеленое). Рудная минерализация представлена гнездово-вкрапленными выделениями блеклых руд (тетраэдрит и фрейбергит), с примесью галенита, сфалерита, буланжерита, в рудах также установлены полибазит, миаргирит, пираргирит, прустит, самородное серебро и единичные вкрапленники пирита. Самородное золото ассоциирует с выделениями блеклых руд, слагает выделения изометричной формы, реже дендриты, размером от 10

до 150 мкм. По пробности выделяется два типа золота – 800 – 840‰ и 520 – 610‰, т. е. среднепробное золото и электрум.

Водораздельное месторождение. Рудное поле Водораздельного месторождения сложено архейскими гнейсогранитами фундамента, карбонатно-сланцевыми отложениями чехла, вулканогенно-осадочными отложениями офиолитов и гранитоидами сумсунурского комплекса. Рудные тела, представленные кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами, сопровождаются оторочками березитов и по морфологическому типу относятся к жилам. Жилы имеют сложную морфологию, состоят из разобщенных кулис или участков, приуроченных к линейно-вытянутой системе однотипных разрывов. Главные минералы руд: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, самородное золото, редко встречаются аргентит (акантит) и блеклая руда (фрейбергит). Самородное золото в рудах месторождения чаще всего ассоциирует с галенитом, реже с пиритом и пирротинном, либо образует мелкие выделения в кварце. Пробность золота варьирует от 418 до 602‰, что соответствует электруму. Максимум определений пробности попадает в интервал – 500 – 550‰. В повышенных концентрациях в рудах содержатся Fe, Pb, Zn, Cu. Кроме того, устойчиво повышены концентрации Cr, Ni и Co. Среднее содержание золота по выборке из 42 штуфных образцов руд составляют 21.4 г/т, серебра – 80.84 г/т.

3.1.2. Ольгинская золоторудная зона

Ольгинская золоторудная зона протягивается в субширотном направлении вдоль северной оконечности Оспинско-Китойского ультрабазитового массива, объединяет серию однотипных рудопроявлений золота, локализованных в толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород оспинской свиты – верхней пластины офиолитового комплекса. В пределах зоны известно несколько рудопроявлений золота: Барун-Оспинское, Подкова, Вересень, Галенитовое, Брод и др., наиболее крупным из которых является проявление Ольгинское.

Рудопроявление Ольгинское. Площадь Ольгинского рудопроявления сложена кварц-биотитовыми, кварц-амфибол-биотитовыми сланцами с гранатом, переменными количествами углеродистого вещества и сульфидных минералов, а также амфиболовыми, кремнистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами, реже амфиболитами, среди которых локализуются субогласные сульфидные тела и редко – малосульфидные кварцевые жилы и линзы. Сульфидные тела сложены пирротинном (26.5 – 77.92 об.%) и углеродисто-силикатным агрегатом (4.77 – 73.2 об.%). Они представляют собой насыщенные сульфидами, углеродисто-биотит-гранат-кремнистые сланцы с примесью тремолита, хлорита, эпидота, мусковита и присутствием в небольших количествах таких минералов как диопсид, плагиоклазы, K-Na полевые шпаты, хлорит, эпидот. Из рудных минералов преобладает пирротин, в небольших количествах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит. В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe (до 41.65 мас.% FeO_{общ.}), SiO₂ (33.0 – 55.6 мас.%) и S (10.49 – 17.8 мас.%). Характерно повышенное содержание MnO (до 2.63 мас.%). Геохимические особенности

рудных сланцев позволяют считать, что первичным субстратом являлись вулканогенно-осадочные породы – производные базальтоидов, обогащенные сульфидами Fe и минералами Mn. Содержания золота в сульфидных рудах варьируют в пределах 0.1 – 4.4 г/т при среднем значении 1.48 г/т; в кварцевой жиле – 1.25 г/т. Пробность подавляющего большинства золотин высокая, в пределах 884 – 992‰, в то же время отмечаются единичные зерна, имеющие низкую пробность, изменяющуюся от самородного серебра (10‰ золота), через кюстелит (248-356‰), электрум (500‰) до низко-среднепробного золота (702‰). Возраст сульфидного оруденения оценивается как неопротерозойский по аналогии с возрастом офиолитов, в состав которых входит рудовмещающая оспинская свита. Метаморфизм сульфидных руд связан, по-видимому, с процессом обдукции офиолитов. Проведенное Rb-Sr датирование аналогичных сульфидизированных сланцев в рудном поле Зун-Холбинского месторождения показало значение **709** млн. лет, принятое как вероятный возраст метаморфизма (Посохов и др., 1994).

3.1.3. Оспинский рудный узел

Оспинский рудный узел в пространственном отношении включает Оспинско-Китойский ультрабазитовый массив и его ближайшее обрамление. Рудный узел рассмотрен на примере двух самых крупных объектов – Зун-Оспинского и Таинского месторождений.

Зун-Оспинское месторождение. Зун-Оспинское месторождение расположено в приконтактной части гранитоидного массива сумсунурского комплекса, вблизи западной оконечности Оспинского офиолитового покрова (Оспинско-Китойского ультрабазитового массива), среди покровно-меланжевых образований, в которые вовлечены отложения оспинской свиты и базит-ультрабазиты офиолитовой ассоциации, а также гранитоиды сумсунурского комплекса. Рудные тела контролируются зонами тектонического меланжа, видимая мощность которых колеблется от 200 до 600 метров, и представлены кварцевыми жилами и линзовидными будинообразными телами кварц-сульфидного состава, где соотношения кварца и сульфидов могут варьировать от массивных сульфидных руд, до кварц-сульфидных агрегатов с равными количествами кварца и рудных минералов. В минеральном составе руд преобладают пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. В качестве второстепенных и редких минералов диагностированы пирротин, пентландит, хизлевудит, блеклые руды (теннантит, фрейбергит), сульфосоли Ni и Ag (ульманнит, миаргирит), сульфиды Ag (полибазит, маккинстриит, стефанит, аргентит), самородное золото и серебро, кюстелит. Общий разброс значений пробности самородного золота составляет – 138 – 852‰, причем состав подавляющего большинства золотин укладывается в интервал пробности 300 – 500‰, что отвечает кюстелиту и электруму. В химическом составе руд преобладают Cu, Pb, Zn и Fe, повышены содержания Cr и Ni. Также в рудах присутствуют примеси Sb, реже As. Средние содержания Au и Ag, по данным анализа 48 образцов 3.35 г/т и 100.5 г/т, соответственно. Датирование околожилных метасоматитов по

слюде Ar-Ar методом, дало значение возраста **352.3±2.9** млн. лет, сопоставимое с возрастом Зун-Холбинского месторождения (см. рис. 2, в)

Таинское месторождение. Месторождение локализовано в штоке гранодиоритов и плагиогранитов размером 300 x 700 м, прорывающем серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты Оспинско-Китойского массива. Гранитоиды представлены гранодиоритами, плагиогранитами и подвержены вторичным изменениям: серицитизации, березитизации, углеродизации, сульфидизации, а также катаклазу и милонитизации. Совокупность геохимических и петрохимических данных позволяет отнести гранитоиды Таинского штока к островодужным гранитам. Полученная датировка U-Pb методом по цирконам дает значение возраста **852.9 ± 10** млн. лет. Имеющаяся Re-Os датировка молибденита из руд Таинского месторождения имеет значение **860** млн. лет (Mironov et al., 2005), что, с учетом погрешности анализа, свидетельствует о синхронном формировании гранитоидов и оруденения. На месторождении выделяется три типа рудных тел: кварцево-жильные малосульфидные тела, кварц-мусковит-пирротиновые руды и прожилково-вкрапленные руды. Все они локализованы непосредственно в гранитоидном массиве. Главные рудные минералы месторождения представлены пирротинном, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, а также ассоциацией теллуридов с минералами Au и Ag: гесситом, верлитом, аргентитом, самородным золотом и серебром. Кварц-мусковит-пирротиновые руды характеризуются высоким содержанием сульфидов (пирротина) (до 60-70 %), наличием светло-серого и белого зернистого кварца и мусковита. Руды прожилково-вкрапленного типа представляют собой зоны кварцевого прожилкования в измененных плагиогранитах. Самородное золото в рудах Таинского месторождения характеризуется значительными вариациями пробы, где присутствует ряд Au-Ag минералов от самородного серебра, до высокопробного золота.

3.1.4. Тисса-Сархойский рудный узел

Тисса-Сархойский рудный узел расположен в восточном обрамлении Шутхулайской «глыбы», в междуречье рр. Тисса и Сархой. Объекты рудного узла включают рудопроявления Хорингольское, Сагангольское и ряд других, более мелких объектов, приуроченных к малым интрузиям гранитоидного состава.

Рудопроявления Хорингольское и Сагангольское. Оба проявления локализованы в телах гранитоидов, прорывающих метаэффузивы сархойской серии и метаморфические породы билинской свиты. Рудовмещающие гранитоиды представлены плагиогранитами и гранодиоритами. Их петрогеохимические особенности соответствуют островодужным гранитам. U-Pb датирование крупнозернистых плагиогранитов вмещающих Сагангольское рудопроявление показало значение возраста **528.5 ± 6.0** млн. лет. Rb-Sr датировка валовых проб околожильных березитов соответствует значению возраста – **537 ± 15** млн. лет, при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении – 0.70409.

Такой возраст околорудных метасоматитов, с учетом погрешности методов анализа, свидетельствует о синхронности процессов гранитообразования и околожильной березитизации. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с оторочками околожильной березитизации, кроме того, присутствуют зоны кварцевого прожилкования и вкрапленные пиритовые руды в плагиогранитах. Рудные минералы представлены преобладающим пиритом, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, пирротин, галенит, халькозин, висмутин, самородное золото, а также минералы теллуридной ассоциации: калаверит, гессит, петцит, мелонит, алтаит и теллуровисмутит, ассоциирующие с самородным золотом. Пробность золота варьирует от 822 до 999%. Распределение пробности золота одномодальное, с максимумом в интервале 900 – 950%. Содержания золота варьируют в пределах 0.02 – 52.4 г/т, при среднем значении 3.36 г/т, теллура – 3 – 51 г/т.

3.1.5. Дибинский рудный узел

Дибинский рудный узел расположен в южной части исследуемого региона, в бассейнах верхнего течения рек Дибь и Хоре, вблизи Государственной границы РФ. В состав рудного узла входит ряд рудопроявлений, среди которых наиболее крупным является проявление Пограничное.

Рудопроявление Пограничное. Золотое оруденение приурочено к массиву гранитоидов сархойского комплекса, провывающему вулканогенно-осадочные отложения дибинской свиты, сархойской серии, а также, карбонатные породы боксонской серии. Рудовмещающие гранитоиды представлены среднезернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами. По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды соответствуют коллизионным гранитам. Во многих пробах гранитов фиксируются значимые примеси рудообразующих элементов, таких как As, Sb, Cu, Zn, Pb, Mo и др. Изучение ассоциаций аксессуарных минералов позволило установить в их составе такие минералы как молибденит, самородное золото, серебро, теллуриды Au, Ag, Pb. Проведенное U-Pb датирование циркона из гранитов, вмещающих золотое оруденение, показало значение возраста **497.8** млн. лет. K-Ar датировка мусковита из околожильных грейзенизированных гранитов имеет значение **537±11** млн. лет. Такой возраст метасоматитов, с учетом разброса данных, свидетельствует о близодновременном образовании гранитоидов и оруденения. Рудные тела представлены жилами и прожилками кварца, обрамленными зонами грейзенизации среди вышеописанных гранитоидов. В рудах установлено три последовательно сменяющих друг друга рудных минеральных ассоциации пирит-арсенипиритовая, сфалерит-галенитовая (полисульфидная) и висмут-сульфосольная. Типоморфная *висмут-сульфосольная* ассоциация распространена достаточно широко, но в весьма рассеянном состоянии. Сульфосоли представлены комплексом висмутовых минералов (висмутином, лиллианитом и самородным висмутом), ассоциирующих с самородным золотом и сульфоантимонидами свинца и железа (буланжерит, джемсонит). Самородное золото имеет пробность от 710 до 988%, с максимумом определений в интервале

850 – 925%. Руды проявления Пограничное характеризуются своеобразной геохимической специализацией – As-Bi-Pb-Sb-Cu-Au. Концентрации Au невысоки, варьируют в пределах 0.15 – 1.3 г/т, содержания Ag в большинстве проб менее 1 г/т.

3.2. Ильчирская структурно-металлогеническая зона

Ильчирская структурно-металлогеническая зона занимает юго-восточную часть исследуемого региона и ограничивается с севера Ильчирской ветвью офиолитового пояса. В состав Ильчирской зоны включаются две золоторудные зоны – Сагансайрская и Уртагольская.

3.2.1. Сагансайрская золоторудная зона

В составе Сагансайрской золоторудной зоны известно 11 рудопроявлений и одно мелкое месторождение золота. Все они представлены кварцевыми жилами или непротяженными зонами прожилкового окварцевания среди карбонатных конгломератов. Самым крупным объектом является месторождение Южное.

Месторождение Южное. В геологическом строении месторождения принимают участие гранитоиды и мелкогалечные известняковые конгломераты сагансайрской свиты, причем гранитоиды надвинуты на конгломераты, контакты этих пород повсеместно тектонические. Рудные зоны представляют собой участки дробления в карбонатных конгломератах с кварцевыми, карбонат-кварцевыми жилами и прожилками. Рудная минерализация представлена вкрапленностью, гнездами и прожилками блеклой руды в ассоциации с редкими сульфидами – пиритом, галенитом, сфалеритом и самородным золотом. В небольших количествах в рудах присутствуют сульфосоли (буланжерит, полибазит, миаргирит, прустит), редко – киноварь. Выделения самородного золота ассоциируют с блеклой рудой, реже с кварцем и карбонатами. По пробности выделяются три типа золота: первый - с пробностью 830 – 860, второй - 900 – 960, третий - 960 – 990, причем второй тип имеет наибольшее распространение. В химическом составе руд преобладают такие компоненты как Cu, Zn, Sb, As, Pb. Концентрации Au и Ag в рудных гнездах достигают значений 14.5 и 242.2 г/т соответственно.

3.3. Хамсаринская структурно-металлогеническая зона

Хамсаринская структурно-металлогеническая зона расположена в северной части рассматриваемого региона и приурочена к одноименному террейну. В пределах этой зоны на исследуемой территории выделены следующие рудные узлы – Хужирский, Жомболокский и Илейский.

3.3.1. Хужирский рудный узел

Хужирский рудный узел расположен в междуречье р. Жомболок и её левого притока – р. Сайлаг. Главным объектом рудного узла является Коневинское золоторудное месторождение.

Коневинское месторождение. Месторождение пространственно приурочено к массиву гранит-гранодиоритового состава, отнесенного к таннуольскому комплексу нижнего палеозоя (Сайлагский массив). Массив представляет собой интрузив округлой формы, размером 12x7 км, окруженный карбонатными

отложениями иркутской свиты и лишь в западной части контактирующий с эффузивами илейской толщи. Породы массива представлены преимущественно гранодиоритами, подверженными березитизации, окварцеванию, калишпатизации. Геохимические характеристики гранитоидов свидетельствуют о том, что их формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины. Характерными особенностями гранитоидов Сайлагского массива являются повышенные содержания Au (0.05 – 0.25 г/т) и равномерная мелкая вкрапленность сульфидных минералов (пирит, халькопирит), кроме того, в слабоизмененных гранитоидах присутствуют тонкие прожилки кварц-пирит-молибденитового состава. Массив прорван дайками основного и среднего состава «субвулканической фазы» Илейского вулканогенного комплекса. Проведенное нами U-Pb датирование по циркону показало значение возраста гранитоидов 497.7 ± 3.9 млн. лет. Ar-Ar датировка, полученная по биотиту из дайки микродиоритов, показала значение возраста в 324 млн. лет. Рудные тела Коневинского месторождения представляют собой кварцевые жилы с оторочками березитов. Главные минералы руд: пирит, тетрадимит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, блеклые руды, самородное золото, реже встречаются теллуриды петцит, гессит, колорадоит. Выделяется 2 генерации самородного золота. Золото₁ входит в состав золото-кварц-пиритовой ассоциации и характеризуется интервалом значений пробности 856 - 976‰ при максимуме определений в интервале 925 - 950‰. Золото₂, с пробностью 719 – 943‰, при максимуме 825 – 850‰, слагает сростания с тетрадимитом, реже с галенитом, блеклой рудой, либо присутствует в виде прожилковидных выделений в кварце. В западной части рудного поля, в дайке лиственитизированных метабазитов среди карбонатных пород, локализована кварцевая жила, содержащая сливные агрегаты блеклых руд, в составе которых присутствуют включения пирита, халькопирита, а также интерметаллиды системы Au-Ag-Hg. Геохимический спектр руд Коневинского месторождения в целом можно охарактеризовать как Au-Ag-Cu-Pb-Zn-Sb-Mo-Bi-Te-Hg с неравномерным распределением компонентов.

3.3.2. Жомболокский рудный узел

Жомболокский рудный узел расположен в междуречье рек Жомболок и Сенца. Главным объектом рудного узла является рудопроявление Туманное, кроме него известны мелкие проявления и пункты минерализации Au и Sb.

Рудопроявление Туманное. В составе рудного поля принимают участие гнейсы и амфиболиты билинской свиты, мраморизованные известняки. Осадочно-метаморфические породы прорваны субвулканической интрузией кембрийского(?) возраста и рудовмещающими гранитоидами таннуольского комплекса. Гранитоиды представлены биотит-рогообманковыми гранодиоритами и мусковитовыми лейкогранитами. По петрогеохимическим характеристикам гранитоиды схожи с гранитоидами Сайлагского массива и соответствуют гранитам, сформированным в обстановке активной континентальной окраины. Возраст гранитоидов соответствует 533 ± 5.8 млн. лет

(U-Pb датировка по циркону). Возраст оруденения определенный Ag-Ag методом по мусковиту из рудной кварцевой жилы составляет 439.4 ± 3.5 млн. лет. Однако, несмотря на наблюдаемое расхождение, данная датировка свидетельствует о достаточно древнем возрасте оруденения, скорее всего, сопоставимом с возрастом гранитов. В пределах участка выделено 2 пространственно разобщенных рудных зоны, характеризующиеся развитием разных рудных минеральных ассоциаций, условно названных согласно типоморфным химическим элементам – *золото-висмутовой* и *золото-сурьмяной*. Кварцевые жилы в светлых измененных лейкогранитах содержат пирит-арсенопиритовую с минералами Bi, минерализацию (Au-Bi ассоциация), а кварц-антимонитовые жилы (Au-Sb ассоциация) приурочены к зонам катаклаза в серых среднезернистых биотит-амфиболовых гранодиоритах. В то же время, многие рудные минералы присутствуют в обоих типах, а концентрации большинства рудообразующих элементов (Au, As, Bi, Te) в жилах разных типов близки, различия наблюдаются лишь в содержаниях Sb. Главными минералами руд являются пирит, арсенопирит и антимонит, второстепенные минералы - халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, андорит ($PbAgSb_3S_6$), тетрадимит, кобеллит ($Pb_{22}Cu_4(Bi,Sb)_{30}S_{69}$), цинкенил ($Pb_9Sb_{22}S_{42}$), Ag-содержащий тетраэдрит, халькостибит ($CuSbS_2$), аурустибит ($AuSb_2$), самородные висмут, сурьма и золото. Общий разброс пробности золота составляет 582 - 999‰, выделено три типа золота низкопробное, среднепробное и высокопробное, соответствующие разным рудным минеральным ассоциациям. В химическом составе руд преобладает Sb, в меньших количествах присутствуют As, Bi, Mo, Pb. Средние содержания Au по данным анализа 27 образцов руд, варьируют от 3 г/т в золото-висмутовой ассоциации, до 13 г/т в золото-сурьмяной.

3.4. Типизация золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

Проведенные исследования строения и состава золоторудных объектов юго-восточной части Восточного Саяна позволили установить, что наиболее информативным для типизации месторождений региона является разделение на минеральные и соответствующие им геохимические типы оруденения. Однако в силу того, что, главные минералы в большинстве объектов идентичны (пирит, арсенопирит или пирротин и др.), то типизация месторождений должна быть основана на составе наиболее золотопродуктивных минеральных и геохимических ассоциаций, которые специфичны для каждого из выделенных типов. Вследствие неравномерного распределения рудообразующих компонентов, геохимические особенности руд не всегда могут корректно отражать минеральный тип оруденения. Следовательно, наиболее применимым классификационным признаком является **состав продуктивных минеральных ассоциаций**, на основе которых выделены следующие минеральные типы оруденения: золото-полисульфидный, золото-кварцевый, золото-теллуридный, золото-тетрадимитовый, золото-антимонитовый, золото-висмут-сульфосольный,

золото-пирротиновый и золото-блеклорудный.

Характерными особенностями руд *золото-полисульфидных* месторождений являются: полиметаллический состав, где преобладают сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит±пирротин, блеклые руды) в ассоциации с самородным золотом; структурный контроль оруденения; приуроченность рудных тел к зонам меланжа, сдвига, надвига; неявная связь (либо отсутствие видимой связи) с магматизмом. Примеры объектов – Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Водораздельное, Зун-Оспинское месторождения и большое количество рудопроявлений, локализованных в пределах Урик-Китойской зоны и Оспинского рудного узла. *Золото-кварцевые* месторождения представляют собой малосульфидные кварцевожилвные объекты, приуроченные к зонам дробления и милонитизации в породах архейского кристаллического фундамента. К этому типу отнесены месторождения Пионерское, Барун-Холбинское и Владимирское, так же как и предыдущие, входящие в состав Урик-Китойской золоторудной зоны. Месторождения и проявления *золото-теллуридного* типа локализуются в телах островодужных гранитоидов плагиогранит-гранодиоритового состава неопротерозойского и раннепалеозойского возрастов. Примеры объектов – Таинское месторождение, Хорингольское и Сагангольское рудопроявления. Проявления *золото-антимонитового* типа оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна, известны в пределах Жомболокского золоторудного узла Хамсаринской структурно-металлогенической зоны (бассейн р. Сенца). Самым крупным объектом является рудопроявление Туманное, представляющее собой серию кварцевожилвно-прожилковых зон, локализованных в гранитоидах таннуольского комплекса. Типичным представителем объектов *золото-тетрадимитового* типа является Коневинское золоторудное месторождение, приуроченное к массиву гранит-гранодиоритового состава таннуольского интрузивного комплекса. Оруденение *золото-висмут-сульфосольного* типа связано с кварцевожилвными хонами в коллизионных лейкогранитах сархойского комплекса и представлено рудопроявлением Пограничное. Особенность объектов *золото-пирротинового типа* – приуроченность к сланцевой толще, слагающей верхнюю, вулканогенно-осадочную часть офиолитовой ассоциации (оспинская свита). Руды представляют собой линзовидные залежи сульфидных руд (преимущественно пирротина, с небольшой примесью пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита), субсогласные со сланцеватостью вмещающих пород. Примеры – Ольгинское, Барун-Оспинское и др. рудопроявления. Месторождения *золото-блеклорудного* типа локализуются в зонах окварцевания и кварцевого прожилкования в карбонатных породах – известняках, карбонатных конгломератах. Такие объекты известны в пределах Сагансайрской, Урик-Китойской золоторудных зон, Оспинского и Дибинского рудных узлов (месторождения Южное, Динамитное, Зеленое, проявления Саган-Сайрское, Жильное и др.).

4.1. Платинометальное оруденение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива

Платиноидное оруденение в хромититах. В пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива известны 2 проявления, 13 пунктов минерализации и 2 вторичных геохимических потока хрома (Скопинцев и др., 2013ф). Все они приурочены к дунит-гарцбургитовому (реститовому) комплексу и чаще всего локализованы в участках чередования тел дунитов и гарцбургитов и в зонах перехода от дунитов к гарцбургитам. Большая часть образцов отобрана в пределах двух рудопроявлений, расположенных в бассейнах рек Ильчир (приток р. Оног) и Горлык-Гол-Дабан-Жалга (приток р. Саган-Сайр) (см. рис. 3).

Первое («Ильчирское») проявление представляет собой зону маломощных хромитовых прожилков, мощностью около первых сантиметров, хотя в раздувах отмечаются линзы до 10 см. Второе («Горлык-Гол-Дабан-Жалгинское») представлено глыбовыми развалами сливных хромититов. Мощность некоторых жил, судя по обломкам, достигала полуметра и более, хотя площадь развалов невелика, не более 10 м².

Хромитовые руды имеют следующий минеральный состав: хромшпинелиды ряда алюмохромит – хромит – 10-80% и силикаты (оливин, серпентин, хлорит, пироксены, тальк, тремолит-актинолит, эпидот) – 10-80%. В рудах присутствуют минералы ЭПГ, аваруит (Ni₃Fe), Au-Ag минералы, сульфиды, арсениды (Ni, Pb, Fe). Из платиноидов в хромитовых рудах преобладают минералы системы Ru-Ir-Os – самородные Os, Ir, Ru, рутениридосмин, соединения системы Pt-Ir-Os-Ru с микровключениями сульфидов, сульфоарсенидов (лаурит-эрлихманит, ирарсит-осарсит, рутенарсенид), зональные зерна сплавов Os-Ir-Ru состава, редко более сложные соединения – гарутит, Ir-Ni-Cu-S и др. В меньшем количестве присутствуют соединения других ЭПГ: изоферроплатина, сперрилит, Pt-Cu фазы, закаринит (RhNiAs), потарит (PdHg), гиверсит (PtSb₂) и др.

Платиноидное оруденение в углеродистых метасоматитах. Углеродистые метасоматиты представлены двумя морфологическими типами: штокверковым и жильным. Штокверкоподобной углеродизацией охвачены практически все поля малоизмененных дунит-гарцбургитов в южной части Оспинско-Китойского массива. К жильному типу относятся довольно разнообразные по составу линейно вытянутые (реже ветвистые) тела, развивающиеся по зонам катаклаза и милонитизации, сложенные преимущественно обильноуглеродистыми разновидностями метагипербазитов: серпентинитов, тальк-карбонатных пород, серпентинизированных дунитов и гарцбургитов.

Углеродистые метасоматиты характеризуются широким развитием минеральных фаз некогерентных элементов, нехарактерных для ультрабазитов (Pb, Zr, Ti, K, PЗЭ, U, Th, As, Sb, Bi, Te, Zn). Диагностированные минеральные фазы отнесены к нескольким классам: самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, оксиды и силикаты. Минералы ЭПГ представлены в подавляющем большинстве сплавами Pt-Pd состава, в единичных случаях отмечены халькогениды Pt и Pd, при практически полном отсутствии минералов

тугоплавких ЭПГ – Ru, Ir, Os. Наиболее распространенными являются соединения Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd ($PdPt_{0.1}$) до палладистой платины ($PtPd_{1.1}$). Кроме того были обнаружены соединения Pt и Pd с Sn, соответствующие масленицковиту – $(Pt,Pd)_3Sn$ и интерметаллиду Pt, Pd и Sn. Минералы Au представлены ртутистым, медистым и самородным золотом разной пробыности. Наличие аксессуарных минералов некогерентных элементов в углеродистых метасоматитах, зафиксированное минералогическими наблюдениями, подтверждается и их геохимическими характеристиками. Содержания благородных металлов в углеродистых метасоматитах Оспинско-Китойского массива достигают: Au – 2.4 г/т, Ag – 265.2 г/т, Pt – 1.6 г/т и Pd – 0.13 г/т, но распределение этих элементов в породах крайне неравномерное.

Благороднометальное оруденение в апоультрабазитовых метасоматитах Оспинско-Китойского массива и его обрамления. Зоны сульфидизации в серпентинитах имеют широкое распространение в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и в его обрамлении, хотя известны практически во всех массивах офиолитовых базит-ультрабазитов региона (Кислов, Дамдинов, 2010). Нами были изучены несколько рудопоявлений Cu, Ni и Co, локализованные в серпентинитах (см. рис. 2): Хуша-Гольское, Контактное, Борнитовое и Арлыкское. Все указанные проявления представляют собой участки вкрапленной сульфидизации в серпентинитах, иногда содержащих тела родингитов и дайки хлоритизированных метабазитов. Сульфидные минералы представлены пиритом, пентландитом, пирротином, халькопиритом, миллеритом, зигенитом, борнитом, реже хизлевудитом, орселитом, ковеллином. Все сульфидные руды характеризуются повышенными концентрациями Pt (до 0.34 г/т), редко Au (до 0.35 г/т), Ag (до 19.5 г/т). В то же время содержания Ni и Co в сульфидизированных разностях сопоставимы с бессульфидными серпентинитами. Повышение концентраций Cu фиксируется в случае наличия в серпентинитах тел родингитов (проявление Борнитовое) или хлоритизированных даек (проявление Арлыкское). Из минералов благородных металлов диагностированы выделения самородного золота, медистого золота и сперрилита ($PtAs_2$). Изучение распределения Au, Pt, Pd в сульфидном, магнетитовом и хромитовом концентратах из руд показало, что накопление благородных металлов происходит в связи с сульфидными минералами.

Рудопоявление золота Русловое значительно отличается от вышеописанных объектов. Оно локализовано в зоне лиственизации, обрамляющей тело гранитоидного состава, прорывающее серпентиниты. Рудная минерализация связана с кварц-галек-карбонатными, кварц-карбонатными и кварц-фуксит-карбонатными листвениками. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, в меньшей степени – блеклыми рудами (тетраэдритом). Содержания Pt в сульфидизированных листвениках проявления Русловое достигают 0.09 г/т, тогда как содержания остальных платиноидов крайне низкие. Концентрации золота и серебра достигают 0.4 г/т и 71.2 г/т

соответственно. Самородное золото имеет состав Au_2Ag с примесями Cu (до 2.94 мас.%) и Hg (до 0.35 мас.%), минеральные фазы ЭПГ не обнаружены.

4.2. Сагансайрский базит-ультрабазитовый массив

Массив расположен на водоразделе рек Саган-Сайр и Барун-Саган-Сайр и представляет собой юго-западное продолжение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Площадь массива около 2.25 км². Саган-Сайрский массив сложен образованиями кумулятивного (габброиды, пироксениты) и сетчато-полосчатого (серпентиниты) комплексов офиолитовой ассоциации, подвергнутых вторичным изменениям. В массиве широко распространены зоны вкрапленной сульфидизации. Преобладающим сульфидным минералом в метабазитах и метапироксенитах является пирит, тогда как в серпентинитах появляется пирротин, пентландит и миллерит. Редко в виде включений присутствуют халькопирит и галенит. Сульфидизированные породы характеризуются устойчиво повышенными концентрациями Pt и Pd в районе 0.0n – 0.n (до 0.39 г/т суммы $Pt+Pd$) г/т. Проведенное определение концентраций Pt и Pd в монофракциях пирита показало, что содержания ЭПГ в валовых составах проб в некоторых случаях выше, чем в пирите. Такой характер распределения ЭПГ свидетельствует о наличии минеральной формы платиноидов в рудах.

4.3. Хурай-Жалгинский ультрабазит-базитовый массив

Хурай-Жалгинский ультрабазит-базитовый массив расположен в верховьях руч. Хурай-Жалга, на водоразделе рек Тустук и Улзыта, в юго-восточной части Окинской структурно-металлогенической зоны. Он представляет собой тело субширотного простираения, размером 4 км на 600 м, расположенное в сланцевой толще, сложенной отложениями Окинской аккреционной призмы. Массив имеет тектонические контакты с вмещающими сланцами и представляет собой фрагмент офиолитового блока. Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов, кварц-эпидот-актинолит-амфиболовых пород и серпентинитов. Отмечаются также прослои измененных (амфиболизированных и хлоритизированных) пироксенитов, редкие фрагменты слабоизмененных габброидов и лерцолитов. Работами Н. Л. Добрецова и Е. В. Склорова показано, что толща, вмещающая массив, представленная отложениями окинской серии, метаморфизована в условиях глаукофансланцевой фации и входит в состав Окинского глаукофансланцевого пояса (Добрецов и др., 1985, 1989). Возраст метаморфизма оценивается в 640 млн. лет. Рудная и благороднометалльная минерализация сосредоточена в зонах (до 800 м) пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах, сложенных пирит-магнетит-хлоритовыми метасоматитами. На контактах амфиболитов с серпентинитами локализуются мелкие тела сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родинитов. Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты представляют собой интенсивно пиритизированные, магнетитизированные и хлоритизированные амфиболиты, содержащие высокобарические минералы – кроссит, магнизиорибекит, глаукофан, в виде оторочек по реликтам амфиболов – роговой обманки и

минералов ряда винчит-барруазит. Рудная минерализация приурочена к хлоритовой части породы. Среди рудных минералов преобладают магнетит и пирит, также присутствуют гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит. Родингиты представляют собой зеленовато-желтые и светло-зеленые интенсивно сульфидизированные породы гранатового, гранат-хлоритового и пироксен-гранат-хлоритового составов. Сульфидные минералы родингитов представлены пиритом и халькопиритом, в подчиненном количестве встречаются магнетит и зигенит. Рудные образования Хурай-Жалгинского массива обогащены Pt (до 0.16 г/т), Pd (до 0.55 г/т), Au (до 1.47 г/т) и Ag (до 60 г/т). Минералы Au представлены высокопробным самородным золотом, соединениями систем Au-Cu-Hg-Sn, Au-Hg, Au-Cu. Платиноиды (теллуриды и арсениды Pt и Pd – сперрилит, мончеит, меренскиит и темагамит) чаще всего находятся в виде включений в пирите.

4.4. Типизация платиноидного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

В результате проведенных нами исследований, среди изученных проявлений платинометальной минерализации в офиолитах Восточного Саяна можно выделить четыре минералого-геохимических типа оруденения:

1. Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, связанных с дунит-гарцбургитовым (реститовым) комплексом офиолитов;
2. Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах по ультрабазитам;
3. Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах;
4. Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих метабазитах.

Платиноносные хромититы содержат целую гамму минеральных видов ЭПГ, где преобладают минералы системы Ru-Ir-Os, представленные как твердыми растворами (сплавами), так и соединениями – сульфидами, сульфоарсенидами и др., в небольшом количестве присутствуют соединения Rh, Pt, Pd. *Углеродистые метасоматиты* характеризуются крайне неравномерным распределением элементов-примесей, в том числе и благородных металлов. Тем не менее, в ряде случаев в этих породах установлены повышенные концентрации и минеральные формы ЭПГ, среди которых преобладают соединения Pt и Pd, самородное золото, а также сплавы системы Cu-Ag-Au. *Сульфидизированные серпентиниты* содержат устойчиво повышенные концентрации Pt, на уровне десятых долей г/т. Среди рудных минералов преобладают пирит, пирротин, а также сульфиды Cu, Ni и Co (халькопирит, пентландит, миллерит, зигенит, борнит). Минералы благородных металлов представлены сперрилитом и самородным золотом. Платиноидное оруденение в *глаукофансодержащих метаморфизованных базит-ультрабазитах* локализуется в зонах пирит-магнетитовой минерализации среди амфиболитов, а также в мелких телах сульфидизированных родингитов. Руды имеют Pt-Pd геохимическую специализацию, где содержания Pt и Pd достигают 0.1 и 0.55 г/т соответственно. Минеральные фазы ЭПГ представлены арсенидами и теллуридами Pt и Pd. Кроме платиноидов в рудах присутствуют минералы золота.

Глава 5. Возрастные этапы и геодинамические обстановки процессов благороднометалльного рудообразования

Полученные нами данные, а также анализ опубликованных материалов о возрасте благороднометалльного оруденения и вмещающих его комплексов, позволяют выделить **пять** главных возрастных этапов благороднометалльного рудообразования: неопротерозойский океанический, неопротерозойский островодужно-обдукционный, раннепалеозойский островодужный, раннепалеозойский аккреционно-коллизийный (орогенный) и позднепалеозойский сдвиговый (рис. 4).

Неопротерозойский океанический этап связан с формированием пород офиолитов ассоциации Ильчирской и Боксон-Харанурской ветвей в пределах Дунжугурской энсиматической островной дуги, содержащих платиноносные хромититы.

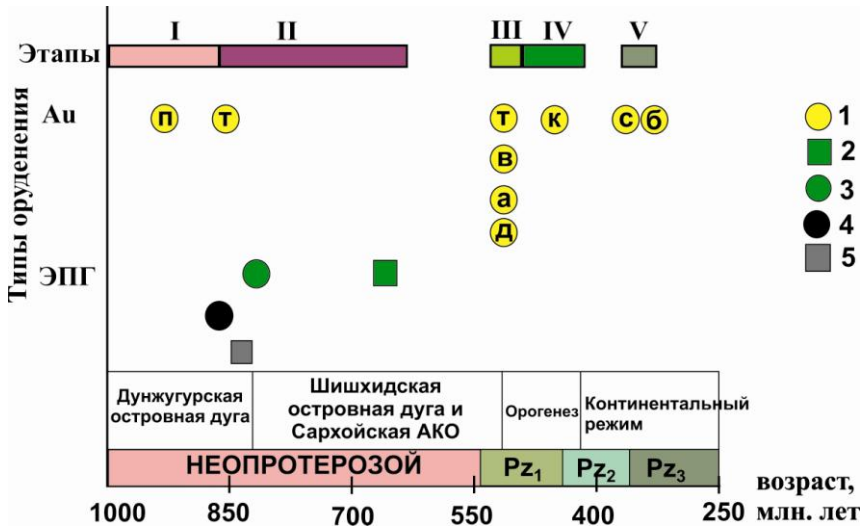


Рис. 4. Распределение этапов благороднометалльного рудообразования и типов оруденения юго-восточной части Восточного Саяна на шкале геологического времени. Этапы: I – неопротерозойский океанический, II – неопротерозойский островодужно-обдукционный, III – раннепалеозойский островодужный, IV – раннепалеозойский аккреционно-коллизийный (орогенный), V – позднепалеозойский сдвиговый. Типы оруденения: 1 – золотое: п – золото-пирротинный, т – золото-теллуридный, в – золото-висмутовый, а – золото-антимонитовый, д – золото-тетрадимитовый, к – золото-кварцевый, с – золото-полисульфидный, б – золото-блеклорудный; 2 – Pt-Pd в метаморфизованных базит-ультрабазитах; 3 – Pt в сульфидизированных серпентинитах; 4 – Pt-Ru-Ir-Os в хромититах; 5 – Pt-Pd в углеродистых метасоматитах.

С этими офиолитами ассоциируют и глубоководные гидротермально-осадочные сульфидные руды. Офиолиты имеют возраст 1022 – 1034 млн. лет (Кузьмичев, Ларионов, 2013; Khain et al., 2002). На стадии частичного плавления

мантии и становления реститового комплекса офиолитов, происходит формирование хромитовых жил и прожилков и накопление в них ранних парагенезисов ЭПГ.

Неопротерозойский островодужно-обдукционный этап. В этот возрастной этап, в небольших масштабах происходило формирование плутогенно-гидротермального оруденения золото-теллуридного минерального типа в связи с островодужными гранитоидами (см. рис. 4), имеющими возраст 852.9 млн. лет. Близкий возраст получен Re-Os методом по рудному молибдениту – 860 млн. лет, что, с учетом погрешности аналитических методов, свидетельствует о синхронности магматического и рудообразующего процессов.

На поздней стадии развития Дунжугурской островодужной системы происходила углеродизация ультрабазитов с формированием Pt-Pd минерализации, а также трансформация минеральных ассоциаций ЭПГ в хромититах с появлением сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов платиновых металлов. По данным U-Pb датирования U-Pb цирконов, возрастные рамки процесса углеродизации (825 – 796 млн. лет) совпадают с возрастом конечной стадии развития неопротерозойской Дунжугурской островной дуги.

На рубеже около 800 млн. лет произошла обдукция Дунжугурских офиолитов, обусловившая дальнейшие преобразования первичной платиноидной минерализации, при массовой серпентинизации ультрабазитов. В ходе серпентинизации и сопутствующей сульфидизации формировались соединения Pt-Pd и Ni-As в хромитовых рудах, а также зоны Pt-содержащих сульфидизированных серпентинитов.

Появление золотого оруденения на поздненеопротерозойском этапе эволюции Дунжугурской островодужной системы связано с метаморфизмом первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд, приведшим к пирротинизации пирита, укрупнению частиц самородного золота и появлению объектов золото-пирротинового минерального типа. Имеющаяся Rb-Sr датировка 709 ± 75 млн. лет отражает возраст метаморфизма.

К этому же этапу относится формирование платинометального оруденения в метаморфизованных базит-ультрабазитах Хурай-Жалгинского массива, представляющего собой фрагмент офиолитового блока, попавший в отложения Окинской аккреционной призмы. Возраст офиолитов Бельско-Дугдинского пояса, обрамляющих образования аккреционной призмы получен нами U-Pb методом по циркону и соответствует 806 млн. лет. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма, с которым связывается появление благороднометального оруденения, оценивается в 640 млн. лет (Геология и рудоносность..., 1989). Дальнейшая эволюция благороднометальных рудообразующих систем связана с завершением развития Дунжугурской островной дуги и становлением Сархойской и Шишхидской островных дуг в позднем неопротерозое.

Раннепалеозойский островодужный этап. Следующий этап формирования золотого оруденения, раннепалеозойский островодужный, связан с магматизмом на завершающих стадиях эволюции Шишхидской островной дуги и Сархойской

активной континентальной окраины. В связи с раннепалеозойскими гранитоидами формируется плутоногенно-гидротермальное золотое оруденение разных минеральных типов – золото-теллуридного, золото-антимонитового и золото-тетрадимитового, особенности состава которых рассмотрены в главе 3. На основе U-Pb датирования золотоносных гранитоидов выявлен интервал возрастов 530 – 500 млн. лет, характеризующий формирование плутоногенно-гидротермального золотого оруденения.

Раннепалеозойский аккреционно-коллизийный (орогенный) этап. U-Pb датировки краевых частей зерен циркона из пород Ехэ-Шигиньского офиолитового массива имеют значения около 500 млн. лет, что позволяет выделить на этом рубеже тектоническое событие, интерпретируемое как аккреционно-коллизийный этап, связанный с аккрецией островодужных комплексов Шишхидской дуги к окраине Тувино-Монгольского микроконтинента. Такой же возраст (500 млн. лет) имеют коллизийные граниты, продуцирующие золото-висмут-сульфосольный тип оруденения, развитые в краевой части Тувино-Монгольского микроконтинента. В ходе аккреционно-коллизийных событий произошло формирование месторождений золото-кварцевого типа и ранних ассоциаций золото-полисульфидных месторождений. Возрастной диапазон формирования этих типов оруденения оценивается в 465 – 421 млн. лет, согласно Rb-Sr и Ag-Ag датировкам березитов, оруденелых тектонитов и слюд из рудных кварцевых жил Зун-Холбинского и Пионерского месторождений.

Позднепалеозойский внутриплитный этап. Начало позднепалеозойского этапа связано со сдвиговыми деформациями, проявленными в это время, в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса (Буслов, 2011). Связь месторождений золото-кварцевого и золото-полисульфидного типов со сдвиговыми структурами отмечается как в их геологическом положении, так и на космодатировках (Жмодик и др., 2006, Корольков, 2007). Максимальная концентрация сульфидных минералов (и золота) приурочена к участкам наиболее интенсивной тектонической переработки пород. Возрастной диапазон 380 – 350 млн. лет, полученный Ag-Ag датированием руд Зун-Холбинского и Зун-Оспинского месторождений, позволяет выделить этот этап рудообразования. Последующая сдвигово-рифтогенная стадия характеризуется дальнейшим развитием сдвиговых деформаций, сопровождающихся внутриплитным магматизмом рифтогенной природы, с внедрением даек, относимых к холбинскому комплексу, с возрастом 324 млн. лет. Проявления внутриплитного дайкового магматизма обусловили формирование мелких месторождений и рудопроявлений золото-блеклорудного типа. Магматизм связан с влиянием мантийного плюма, сформировавшего Баргузино-Витимскую крупную изверженную провинцию (Кузьмин, Ярмолюк, 2014).

Глава 6. Условия формирования и генетические модели благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

6.1. Условия формирования золоторудных месторождений

Выявление физико-химических условий формирования и генетической природы оруденения основано на результатах геологических, минералогическо-геохимических, изотопных и термобарогеохимических исследований золоторудных и платинометалльных месторождений и проявлений юго-восточной части Восточного Саяна.

Золото-пирротиновый тип. Проявления золото-пирротинового минерального типа ассоциируют с вулканогенно-осадочными отложениями – производными базальтов, с примесью кремнистых и углеродистых пород, представляющими собой верхнюю пластину офиолитового разреза. Геологическими наблюдениями установлено, что сульфидные тела имеют согласное с вмещающими породами залегание и характеризуются достаточно большой протяженностью. В рудах отмечаются реликты первичной обломочной структуры и отсутствуют околорудные гидротермальные изменения. По минеральному составу, сульфидные руды представляют собой обогащенные сульфидными минералами, преимущественно пирротином, углеродисто-гранат-биотит-кремнистые сланцы с примесью других силикатных минералов – тремолита, хлорита, альбита, плагиоклаза, диопсида, эпидота. Изотопный состав «рудных» сульфидов варьирует в пределах 0.5 – 5‰ и соответствует составу серы современных и древних гидротермальных систем океанических и задуговых спрединговых зон – «черных курильщиков» (Богданов и др., 2006; Викентьев, 2004; Seal, 2006). Осадочные сульфиды, присутствующие в виде вкрапленности в основной массе пород, резко отличаются отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (-8.4 – -21.5‰). Полученные по минеральным и изотопным геотермометрам P-T условия метаморфизма пород имеют следующие значения: температура – 430 – 540°C, давление ~ 5 кбар, отвечающие нижней границе эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что подтверждается наличием типоморфных минералов (гранат, эпидот, амфиболы и др.). Таким образом, появление золотоносных сульфидных руд связано с отложением металлоносных осадков в ходе развития субмаринных гидротермальных систем («черных курильщиков») в глубоководных условиях, позднее подвергнутым метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. Этот тип оруденения может быть отнесен к метаморфизованному аналогу вулканогенных массивных сульфидных месторождений (тип VMS). В ходе метаморфизма происходит преобразование рудных минералов, в частности, пирротинизация пирита, вынос некоторых рудообразующих элементов в составе метаморфогенного флюида, который обогащается S, Cu, Pb, Zn и Au. Часть золота, высвобождаясь при переходе пирит-пирротин, укрупняется и образует редкие зерна размером до 1–1.5 мм. Термобарогеохимические исследования позволили установить, что данный флюид, представлял собой высококонцентрированный солевой раствор (26-33 мас.% экв. NaCl), в составе которого преобладали хлориды Fe и Mg, с

небольшой примесью хлоридов Na. Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида (12.2 – 17.3‰) соответствуют метаморфогенным водам. Установленные P-T параметры растворов соответствуют интервалу температур 350 – 536°C, давлений 200 – 800 бар. Выносящиеся рудные компоненты переотлагаются в зонах тектонических деформаций и являются одним из главных источников вещества золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений региона.

Золото-полисульфидный тип. Поскольку все месторождения золото-полисульфидного минерального типа в юго-восточной части Восточного Саяна локализируются в меланжевых или сдвигово-надвиговых структурах, где проявлены процессы динамометаморфизма, можно заключить, что последние явились одним из ключевых факторов формирования золотого оруденения, учитывая, что изотопный состав кислорода в жильном кварце ($\delta^{18}\text{O}=8 - 19\text{‰}$) свидетельствует об его формировании преимущественно из метаморфогенных флюидов. Флуктуации изотопных составов кислорода обусловлены гетерогенностью вмещающего субстрата. О немагматической природе рудообразующих растворов говорит и тот факт, что синхронные с рудами магматические породы, в рудных полях месторождений отсутствуют. Близкие изотопные составы серы в рудных минералах всех изученных золото-полисульфидных месторождений ($\delta^{34}\text{S}=0.1 - 5.1\text{‰}$) свидетельствуют о гомогенности источника серы и рудообразующих компонентов. Этим источником являются субмаринные гидротермально-осадочные сульфидные руды, фрагменты которых присутствуют в составе офиолитового комплекса и слагают объекты, отнесенные к золото-пирротиновому минеральному типу. К такому выводу склоняют следующие факты: постоянная пространственная ассоциация золото-полисульфидных месторождений с выходами пород офиолитового комплекса, наблюдаемые реликты золото-пирротиновых руд в рудных полях, близость изотопного состава серы и геохимических характеристик руд указанных типов, близкий солевой состав рудообразующих растворов, приуроченность рудных зон к участкам тектонических деформаций пород офиолитовой ассоциации. Естественно, другие породы, входящие в состав тектонических зон также привносят часть компонентов, но их вклад представляется не определяющим.

Исследования изотопов Pb в рудах Зун-Холбинского и других месторождений Холбинского рудного узла, показали, что изотопные составы свинца галенитов из колчеданных пиритовых руд, кварц-полиметаллических и кварцевых жил имеют близкие значения и образуют компактное поле на свинец-свинцовой диаграмме (Жмодик и др., 1999; Неймарк и др., 1995) и, согласно указанным исследователям, оруденение не связано с гранитоидным магматизмом, а обусловлено ремобилизацией рудного вещества из вмещающих комплексов.

Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что формирование рудоконтролирующих тектонических зон происходило явно после обдукции офиолитов и внедрения гранитоидов. Интенсивные деформации

пород привели к их деволатилизации (дегидратации) и появлению метаморфогенных флюидов, переотлагающих рудообразующие компоненты. Эти растворы характеризуются преобладанием хлоридов Fe и Mg в солевом составе, что сближает их с растворами руд золото-пирротинового типа. Температурные условия рудоотложения продуктивных ассоциаций золото-полисульфидных месторождений соответствуют интервалу 386 – 170°C. По совокупности геологических и минералого-геохимических признаков, месторождения этого типа соответствуют орогенным мезотермальным месторождениям, формирование которых связывается с обстановками тектонического сжатия или сдвига (Groves et al., 1998; Ridley, Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005). Согласно модели метаморфической деволатилизации (metamorphic devolatilisation model) (Phillips, Powell, 2010), появление рудообразующих флюидов связывается с дегазацией и дегидратацией пород при метаморфизме, в ходе которого за счет пирротинизации пирита происходит высвобождение серы и формирование водно-сероводородных растворов (Tomkins, 2010). Представленные результаты свидетельствуют в пользу такого метаморфогенно-гидротермального генезиса рассматриваемых месторождений золото-полисульфидного типа.

Золото-кварцевый тип. Месторождения золото-кварцевого минерального типа локализуются в породах архейского фундамента, однако пространственно близки к выходам пород офиолитовой ассоциации и имеют весьма схожие с объектами золото-полисульфидного типа, вещественный состав и изотопно-геохимические характеристики руд, а также близкий солевой состав рудообразующих растворов, где преобладают хлориды Mg и Fe. Рудоотложение золото-кварцевых месторождений происходило в более низкотемпературных условиях: 285 – 125°C на Пионерском, 360 – 170°C на Барун-Холбинском, по сравнению с золото-полисульфидными месторождениями, но, тем не менее, интервалы температур перекрываются. Структурно-геологическое положение рудных тел золото-кварцевых месторождений контролируется зонами тектонических деформаций, которые зачастую являются продолжением рудовмещающих структур золото-полисульфидных месторождений. Все эти данные указывают на то, что объекты золото-полисульфидного и золото-кварцевого минеральных типов являются генетически родственными образованиями. Следовательно, по крайней мере, одним из источников рудообразующих компонентов были породы офиолитовой ассоциации, в частности, металлоносные осадки, рудное вещество которых переотлагалось метаморфогенными флюидами в зонах тектонических деформаций. Некоторые отличия в составе руд золото-кварцевых месторождений (присутствие минералов Vi и Te , различия в пробыности золота и др.) можно объяснить примесью рудного вещества, мобилизованного из вмещающих гнейсогранитов, учитывая, что последние, так же как и офиолиты, имеют повышенный геохимический фон золота (Гребенщикова, Шмотов, 1997). В итоге можно сделать вывод, что месторождения золото-кварцевого минерального типа имеют

близкие с золото-полисульфидными структурные, минералого-геохимические, термобарогеохимические и изотопные характеристики, что позволяет отнести указанные объекты к единой (метаморфогенно-гидротермальной) генетической группе.

Золото-теллуридный тип. К этому типу отнесены объекты, содержащие золотопродуктивную теллуридную ассоциацию в рудах. Наиболее крупными объектами этого типа являются Таинское месторождение и проявления Хорингольское и Сагангольское. Эти месторождения приурочены к островодужным гранитам, причем возраст руд соответствует возрасту вмещающих гранитоидов. Формирование рудных минеральных ассоциаций происходило при снижении температуры от более 400 до 120°C и повышении активности теллура в растворах. В солевом составе рудообразующих растворов преобладают хлориды Na и Ca. Значения $\delta^{34}\text{S}$ довольно близки между собой: в сульфидах Таинского месторождения варьируют от 3.1 до 4.1 ‰, на проявлениях Хорингольское и Сагангольское несколько легче, но также имеют значения, характерные для ювенильной (магматической) серы (-3.1 – 1.2‰). Изотопные составы кислорода в рудном кварце обоих изученных месторождений имеют значения 12.7 – 13.3‰. Пересчет на состав равновесного флюида для температуры 300°C дает значения $\delta^{18}\text{O}$ (5.7 – 6.3‰), характерные для магматического флюида. По многим характеристикам (геологическому положению, морфологическим и минералогическим особенностям руд) изученные месторождения золото-теллуридного типа близки. Подобные характеристики имеют месторождения золото-(медно-молибден)-порфирирового типа, происхождение которых генетически связано с формированием материнских гранитоидов (Кривцов и др., 1986; Сазонов и др., 2001; Сизых и др., 2004; Hedenquist et al., 1998; Rowins, 2000; Seedorff et al., 2005 и др.). Указанные признаки определяют принадлежность золото-теллуридных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна к плутоногенно-гидротермальной генетической группе золоторудных месторождений.

Золото-висмут-сульфосольный тип. Объекты этого типа в юго-восточной части Восточного Саяна редки, но, тем не менее, этот тип оруденения в исследуемом регионе присутствует. В настоящее время выявлено и изучено только одно рудопроявление Пограничное, хотя не исключается возможность обнаружения и других подобных объектов. Рудопроявление характеризуется тесной пространственной связью с коллизионными гранитами и по вещественным характеристикам соответствует месторождениям золото-висмутового типа, детально изученным на Северо-Востоке России. Возраста вмещающих гранитов и околожильных грейзенов близки. Кроме того, в рудоматеринских гранитах установлены акцессорные минералы, присутствующие и в рудах: самородное золото, серебро, теллуриды Au, Ag и Pb, арсенопирит, пирит, самородный висмут. Изотопные составы серы имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ в интервале 4.9 – 7.6‰, соответствующие коровой природе гранитоидов. Изотопные составы кислорода в жильном кварце варьируют от

12.9 до 14.0‰. Установлено закономерное «утяжеление» изотопного состава кислорода кварца от вмещающего гранита, через околожильный грейзен к жильному кварцу, что, по-видимому, является результатом фракционирования изотопов при дегазации гранитоидного расплава. Расчетное значение $\delta^{18}\text{O}$ равновесного флюида составляет интервал 7.3 – 8.4‰ и отвечает магматогенному флюиду с примесью метаморфогенных вод. Относительно высокотемпературные условия рудоотложения, определены как по расчетным, так и по термобарогеохимическим данным и соответствуют интервалу 500 – 275°C. Таким образом, геолого-структурные, минералого-геохимические и изотопные признаки подтверждают магматогенную природу золото-висмут-сульфосольного минерального типа и позволяют отнести этот тип оруденения к плутоногенно-гидротермальной генетической группе.

Золото-тетрадимитовый тип. Условия формирования этого типа оруденения рассмотрены на примере промышленного Коневинского месторождения. Своеобразная Vl -теллуридная минерализация Коневинского месторождения обязана своим происхождением формированию плутоногенно-вулканогенной рудно-магматической системы. Температурные условия рудоотложения, полученные при термобарогеохимических исследованиях варьируют от более 309 до 161°C, общая соленость растворов – 13.9 – 15.9 мас.% экв. NaCl , солевой состав флюида отвечает системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Учитывая, что граниты Сайлагского массива повсеместно обогащены золотом и сопутствующими рудными компонентами, можно предположить, что гранитный расплав изначально был обогащен рудообразующими компонентами, что также выразилось в кристаллизации рудных минералов в качестве аксессуарных. Следует отметить широкую распространенность ртути в рудах, формирующей собственные минеральные фазы (колорадоит) на поздних низкотемпературных стадиях рудообразующего процесса. В более высокотемпературных ассоциациях ртуть растворяется в самородном золоте, формируя золото-серебро-ртутные интерметаллиды и амальгамиды. Наличие разнотипных и разнотемпературных минеральных ассоциаций обусловлено наложением двух генетически различных типов оруденения. Гранитоидный расплав формирует минерализацию золото-медно-молибден-порфирирового типа в ходе аутометасоматических процессов. Наложение более поздних дайковых вулкано-плутонических систем привносит такие элементы как Hg и Te , с формированием низкотемпературных ассоциаций. Сульфиды имеют ювенильный изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S} = -1.2 - 2.8\%$). Значения $\delta^{18}\text{O}$ рудного кварца (13.3 – 14.0‰) и расчетный изотопный состав кислорода равновесного флюида (6.4–7.1‰) отвечают его магматогенному происхождению. В итоге мы полагаем, что формирование Коневинского золоторудного месторождения происходило в два этапа: (1) в связи со становлением материнского интрузива и формированием золото-медно-молибден-порфирирового оруденения и (2) позднего внедрения даек вулканоплутонической ассоциации, привнесших в систему такие элементы как Hg и Te и сформировавших эпитермальный золото-ртутно-теллуридный парагенезис.

Следовательно, Коневинское месторождение можно отнести к генетической группе плутоногенно-гидротермальных месторождений.

Золото-антимонитовый тип. Самым крупным объектом этого типа является рудопоявление Гуманное, в пределах которого известны две рудные зоны, различающиеся по составу оруденения, разделенного на золото-висмутовую и золото-сурьмяную ассоциации. Эти типы оруденения характеризуются наличием «сквозных» минералов, имеющих идентичный химический состав (пирит, арсенопирит, антимонит, андорит и др.), что позволяет считать их продуктами эволюции единой рудообразующей системы. Имеющиеся определения изотопного состава серы в антимоните попадают в интервал от -2.5 до -3.8‰. Расчет изотопного состава серы в H_2S рудообразующего флюида показывает интервал значений от -0.2 до -1.5‰, что свидетельствует о магматогенной природе серы. Значения $\delta^{18}O$ варьируют от 13.0‰ в кварце, содержащем раннюю пирит-арсенопиритовую ассоциацию, до 15.8‰ в кварце кварц-антимонитовых жил. Расчет изотопного состава кислорода равновесного флюида показывает значения $\delta^{18}O$ в интервале 5.6 – 8.4‰, что соответствует магматическому источнику с примесью метаморфогенных вод. Термобарогеохимическими исследованиями установлены сходные физико-химические параметры рудообразующих растворов разных ассоциаций: близкие интервалы температур эвтектики (-32 – -39°C), температур гомогенизации ФВ (173 – 457°C) и солёности растворов (5.8 – 12.8 мас.% NaCl экв.). Максимум определений температур попадает в интервал 250 – 300°C. В солевом составе преобладают хлориды Mg и Fe с примесью K и Na. Рудообразующий потенциал вмещающих гранитоидов подтверждается повышенными концентрациями в них таких элементов как Au, As и Sb, наличием золотого оруденения в скарнах экзоконтакта гранитного массива. Учитывая, что возраста гранитоидов и руд близки, можно заключить, что золото-антимонитовый тип оруденения также относится к плутоногенно-гидротермальной генетической группе.

Золото-блеклорудный тип. Месторождения золото-блеклорудного минерального типа представляют собой небольшие по масштабам участки жильно-прожилкового сульфосольно-кварцевого оруденения среди известняков и карбонатных конгломератов. Рудные тела, как правило, приурочены к зонам дробления, в которых иногда (но не всегда) встречаются дайки среднего-кислого состава. Изотопный состав сульфидной серы в месторождениях золото-блеклорудного типа несколько утяжелен ($\delta^{34}S=4.9 – 8.1‰$) по сравнению с серой золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений, но часть минералов содержит ювенильную серу ($\delta^{34}S=0 – 2.4‰$), что можно интерпретировать как серу из смешанного мантийно-корового источника. Термобарогеохимическими исследованиями установлены низкотемпературные условия формирования руд, в интервале 250 – 110°C, свидетельствующие о близкповерхностном характере минералообразования. В солевом составе включений преобладают хлориды Na и K, с примесью хлоридов Ca. Общая солёность варьирует от 5 до 23 мас.% экв. NaCl. Наличие в регионе даек,

непосредственно содержащих кварц-блеклорудную минерализацию, позволяет увязать оруденение с дайковым магматизмом, хотя она проявлена не на всех объектах, что позволило отнести месторождения золото-блеклорудного типа к телетермальной генетической группе.

Таким образом, полученные нами результаты по геологическому положению, составу и условиям формирования разных типов золотого оруденения позволяют выделить три генетические группы месторождений, объединяющие близкие по генезису и особенностям вещественного состава руд, типы оруденения. В первую очередь следует отметить связь месторождений золото-пирротинового типа с объектами золото-полисульфидного и золото-кварцевого минеральных типов. В результате чего указанные типы оруденения можно отнести к единой генетической группе метаморфогенно-гидротермальных месторождений. В другую группу объединяются следующие типы оруденения: золото-теллуридный, золото-висмут-сульфосольный, золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый. Структурно-геологические особенности и вещественные характеристики руд всех изученных объектов этих типов свидетельствуют о генетической связи оруденения с гранитоидным магматизмом, что позволяет отнести их к группе плутоногенно-гидротермальных или связанных с интрузиями (invasion-related), золоторудных месторождений. Для объектов золото-блеклорудного типа присущи признаки телетермальных месторождений, близких по генезису к месторождениям карлинского типа.

6.2. Модель формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений

Накопление древних металлонесных осадков связано с развитием подводных гидротермальных систем – аналогов современных «черных курильщиков». Обдукция офиолитов, происходившая около 800 млн. лет назад, привела к формированию покровов, где породы офиолитовой ассоциации приобрели опрокинутое залегание и вулканогенно-осадочные отложения оказались в подошве надвига, где подверглись интенсивному динамометаморфизму, P-T параметры которого оцениваются в 455°C и 5 кбар, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации. Под действием метаморфизма и выделяющегося при этом флюида, произошло перераспределение и частичный вынос рудных компонентов, а также появление собственных минеральных фаз некоторых примесных компонентов (Au, Cu, Zn, As, Pb). В локальных участках разрывов за счет метаморфогенного флюида формируются золотоносные кварцевые жилы, содержащие в небольшом количестве такие минералы как галенит, сфалерит. Термобарогеохимические исследования кварца подтверждают полученные температурные условия (~350-536°C) и относительно низкие давления (~200 – 800 бар), поскольку отложение кварца происходит при падении давления и вскипании флюида, что доказывается наличием сингенетичных существенно-водных и существенно-газовых ФВ в кварце. Метаморфогенный флюид выносит часть рудообразующих компонентов из первичных сульфидных руд и переотлагает их на геохимических и термодинамических барьерах в зонах

тектонических деформаций – сдвига, надвига, осевых частях зон меланжа, участках брекчирования и дробления, где главным фактором рудоотложения является снижение P-T параметров, тогда как состав вмещающего субстрата на процессы рудоотложения влияет в меньшей степени. В результате, руды золото-пирротиновых, золото-кварцевых и золото-полисульфидных объектов приобретают идентичные изотопные и близкие минералого-геохимические характеристики. Часть рудообразующих элементов поступает из вмещающих пород, например, постоянно присутствующие в рудах примеси Cr, Ni и Co, а также Te, W и др. Крупные тектонические зоны контролируют локализацию золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождений региона (Жмодик и др., 2006; Корольков, 2007; Сизых и др., 2001). Максимальная концентрация оруденения приурочена либо к осевым частям сдвиговых зон (Зун-Холбинское месторождение), либо к локальным участкам растяжения (дуплексным разрывам) в общей обстановке сдвига-сжатия (Зун-Оспинское месторождение).

6.3. Модель формирования плутоногенно-гидротермальных месторождений

Гранитоиды, вмещающие золотое оруденение, отнесены к надсубдукционным и коллизионным гранитам. Среди надсубдукционных гранитоидов различаются островодужные и граниты активной континентальной окраины. Преобладают плагиограниты, гранодиориты и диориты нормальной щелочности, натриевой специализации (Na/K отношение более 1). Коллизионные граниты натриево-калиевые представлены преимущественно гранитами и лейкогранитами. Установлено, что островодужные граниты продуцируют золото-теллуридный, гранитоиды активной континентальной окраины – золото-тетрадимитовый и золото-антимонитовый, а коллизионные граниты – золото-висмут-сульфосольный минеральные типы оруденения.

Формирование золоторудной минерализации в гранитоидах можно представить в рамках так называемой ортомагматической модели, различные аспекты которой опубликованы в большом количестве работ (Кривцов и др., 1986; Heinrich, 2005; Lang, Baker, 2000; Seedorf et al., 2005; Sillitoe, 2000 и др.). Согласно этой модели источником гидротермальных рудообразующих растворов и компонентов является материнский гранитоидный расплав. Этот факт подтверждается минералого-геохимическими и изотопными характеристиками руд, изученных нами объектов вышеуказанных типов. В то же время наиболее золотопродуктивными являются надсубдукционные гранитоиды, представляющие собой производные от дегидратации и плавления субдуцирующего слэба. Океаническая кора, судя по составу офиолитов Восточного Саяна, содержит повышенные концентрации золота (Гребенникова, Шмотов, 1997; Жмодик и др., 2008; Конников и др., 1995). Следовательно, при субдукции океанической плиты, формирующийся надсубдукционный расплав обогащался золотом вследствие высокого коэффициента распределения золота во флюидную фазу. Формирующиеся гранитоиды, в таком случае, являлись промежуточным коллектором золота. Растворимость золота в расплавах

среднего состава, в особенности, гибридных, каковыми являются островодужные диориты, выше, чем в кислых или основных породах, что позволяет переносить золото в составе надсубдукционных расплавов и переотлагать его при кристаллизации и выделении постмагматических гидротерм. Таким образом, в надсубдукционной обстановке основным источником компонентов является субдуцирующая океаническая плита и расплав, формирующийся при дегидратации и частичном плавлении слэба. В случае энсиматической островной дуги, ведущими элементами-спутниками золота являются мантийные компоненты – Те и Нг, руды имеют мантийные изотопные отношения S и O. В обстановке активной континентальной окраины, наряду с мантийными компонентами отмечается привнос корового материала, обусловивший появление парагенезисов с Vi и Sb, а также изменения изотопных отношений в рудных и жильных минералах, по сравнению с островодужными. Согласно исследованиям Ф. Г. Рейфа, решающим фактором рудоносности гранитоидного расплава является повышенное содержание воды (и других летучих компонентов) (Рейф, 1990). Поскольку все изученные золотоносные граниты имеют преимущественно биотит-роговообманковый состав темноцветных минералов, можно сделать вывод об относительно высокой водонасыщенности материнских расплавов, обусловившей формирование рудной минерализации. Геохимическая специализация материнских гранитоидов, определяется составом исходного субстрата, и фиксируется, как в геохимических характеристиках гранитоидов (обогащение теми или иными рудообразующими элементами), так и в составе ассоциаций аксессуарных минералов.

6.4. Происхождение месторождений телетермальной генетической группы

Появление золото-блеклорудного оруденения в карбонатных породах можно связать с внедрением даек позднепалеозойского возраста. В ряде случаев такие дайки непосредственно содержат кварц-блеклорудные жилы (Коневиновское месторождение), однако чаще всего, видимой связи руд и даек не отмечается. Дайки и руды наложены на раннекаменноугольные карбонатные толщи, причем возраст даек – среднекарбонный. Ассоциация локальных близповерхностных рудообразующих систем с дайковым магматизмом, обусловлена функционированием гидротермальных систем за счет нагрева метеорных вод. Малые объемы магматизма, и, соответственно, теплового поля, продуцируемого этими расплавами объясняют малые масштабы оруденения золото-блеклорудного типа. Гетерогенные значения изотопного состава серы в сульфидах из руд месторождений золото-блеклорудного типа, варьирующие от 0 до 8.7‰, свидетельствуют о том, что сера привносилась, как из мантийных источников, так и из вмещающего субстрата – карбонатных пород. Такой же смешанный источник имеют, вероятно, золото и сопутствующие элементы. Формирование этого типа оруденения связано с процессами рифтогенеза, внутриплитного магматизма и синхронных с ними сдвиговых деформаций

(Буслов, 2011; Жимулев и др., 2011; Яромлюк и др., 2010, 2011) в позднепалеозойское время в юго-восточной части Восточного Саяна и обусловлено воздействием мантийного плюма, сформировавшего Баргузино-Витимскую крупную изверженную провинцию (Кузьмин, Яромлюк, 2014).

6.5. Генезис платиноидного оруденения

В юго-восточной части Восточного Саяна нами выделены следующие минеральные типы платиноидного оруденения: Pt-Ru-Ir-Os в хромитовых рудах, Pt-Pd в углеродистых метасоматитах, Pt в сульфидизированных серпентинитах и Au-Pt-Pd в глаукофансодержащих метабазитах.

Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромитовых рудах. Взаимоотношения минералов ЭПГ и сопутствующих рудных минералов в хромититах из офиолитов Восточного Саяна позволили выделить следующие стадии минералообразования ЭПГ. *Раннемагматическое образование хромититов.* Твердые растворы (Os-Ir-Ru) являются первичными, наиболее высокотемпературными образованиями мантийного происхождения (Дистлер и др., 1986; Bird, Bassett, 1980; Weiser, Wachmann, 1999). Включения изоферроплатины в хромититах северной ветви представляют первичные, образованные на магматической стадии, твердые растворы с примесью Ir и отсутствием Cu, субсолидусная область для изоферроплатины 835°C. Предполагается, что изоферроплатина образовалась после хромшпинелида, но учитывая примеси тугоплавких платиноидов в изоферроплатине, температура её образования была достаточно высокой. *Позднемагматическая стадия.* Остаточные расплавы, богатые летучими компонентами воздействуют и преобразуют высокотемпературные ассоциации с образованием лаурита, ирарсита, рутенарсенида. Формы выделений и ассоциации с низкотемпературными минералами позволяют предполагать вторичное происхождение (в ходе низкотемпературных постмагматических процессов) следующих минеральных фаз: гаругит (NiFeIr), закаринит (RhNiAs), (IrNiCu)₃S₃, Pt-Cu, (Pt, Cu, Fe, Ni), (Cu, Pt, Pd) и др. Обогащение Pt, Pd связывается с магматической гетерогенностью, на которую впоследствии были наложены два этапа метаморфогенного изменения. Первый этап изменения первичных Pt-содержащих фаз и, по-видимому, первичных Os-Ir-Ru фаз происходил в ходе ранней серпентинизации, вероятно, в мантийных условиях при T=450 – 600°C, P=13—16 кбар (Рингвуд, 1981; Слущкий и др., 1984). При участии глубинных восстановленных флюидов (H₂, CH₄, CO) растворялись Pt-содержащие сульфиды с формированием сульфидов Ni, Fe и интерметаллических соединений типа Pt-Cu, (Pt,Cu,Fe,Ni), (Ir,Pd,Cu), (Pt,Pd,Cu). Второй этап изменения Pt-содержащих фаз связан с тектоническими перемещениями офиолитов и повышением fO₂ в процессах корово-метаморфогенно-метасоматического преобразования ультрамафитов и хромититов. В это время происходит последовательное преобразование хромшпинелида в феррихромит-хроммагнетит и формируются фазы Ni-As и соединения ЭПГ с As, Sb, Sn. Температуры образования минеральных фаз этого этапа соответствуют следующим значениям: Ni_{5-x}As₂, Ni₁₁As₈ – 400 – 700°C;

феррихромит – 500°C; сперрилит (PtAs₂) – 670 – 710 °C.

Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах. Формирование золото-платиноидной минерализации в Оспинско-Китойском массиве непосредственно связано и с процессом углеродизации. Для углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива, был определен изотопный состав некарбонатного углерода. Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от –8.8 до –16.6‰, причем максимум определений ложится в интервал от -10 до -14‰. При этом, значения изотопного состава не зависят от состава углеродсодержащего субстрата. Такие значения более отвечают мантийному интервалу, учитывая, что изотопный состав углерода в алмазах, углистых хондритах и мантийных ксенолитах может варьировать в относительно широких пределах (Бужайте и др., 1983; Deines, 2002). Как установлено петрографическими наблюдениями, в углеродистых метасоматитах штокверкового типа углеродистое вещество (УВ) приурочено к первичным высокотемпературным минералам ультрабазитов – оливину и ортопироксену и отсутствует во вторичных серпентине и карбонатах. Высокие температуры экзотермического эффекта (более 600 – 700°C) фиксируются и при термическом анализе УВ. Жилообразные тела обильноуглеродистых метасоматитов развиваются по зонам трещиноватости, милонитизации и катаклаза, где происходит перераспределение и концентрация УВ. Эти зоны углеродизации синхронны с образованием вторичных метасоматических пород (альбититов, родингитов, нефритов, диопсидитов, тальк-карбонатных и карбонатных пород).

Выявленные особенности геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов, свидетельствуют о некоторой «унаследованности» минералогическо-геохимических особенностей черносланцевых отложений палеоокеанического бассейна. Так, углеродистые сланцы, входящие в состав офиолитовой ассоциации, обогащены такими элементами как Y, Zr, U, Th, P3Э и др., в особенности, K (Мионов и др., 2002). Повышенные концентрации этих элементов, а также их минеральные фазы диагностированы нами и в составе углеродистых метасоматитов. Крайне неравномерно в породах распределены благородные металлы (Au, Pt, Pd и Ag), но, тем не менее, они присутствуют в углеродистых метасоматитах в повышенных концентрациях, и образуют собственные минеральные фазы. Происхождение углеродистых метасоматитов можно представить в виде следующей модели. При плавлении слэба, углерод, содержащийся в породах субдуцирующей океанической коры, как один из летучих компонентов, уходил во флюидную фазу и обогащал породы вышележащего мантийного клина. В таком случае, взаимодействие мантийного углерода из ультрабазитов с просачивающимся флюидом, содержащим изначально биогенный углерод глубоководных отложений, должно было привести к формированию УВ с необычным изотопным составом, значения $\delta^{13}\text{C}$ которого соответствовали бы промежуточным между мантийными и биогенными. Однако содержание углерода в мантийных породах невелико (кларк – 0.01 мас.%), поэтому влияние углерода пород мантийного клина на

просачивающийся флюид будет незначительным. Следовательно, для формирования углерода с измеренным изотопным составом (максимум определений $\delta^{13}\text{C}$ приходится на значения $-10 - -14\%$) необходимо поступление дополнительного мантийного вещества. Наиболее реальной моделью, в таком случае, является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления. В этом случае с мантийными флюидами происходит поступление C, Hg, Sn, ЭПГ и смешение их с продуктами дегидратации слэба, что приводит к обогащению углеродистых метасоматитов благородными металлами, а также некогерентными элементами.

Pt минерализация в сульфидизированных серпентинитах, метабазах и лиственитах. Известно, что серпентинизация гипербазитов происходит в температурном интервале $220 - 460^\circ\text{C}$ (Боуэн, Таттл, 1950; Варлаков, 1986; Уханов и др., 2002; Штейнберг, Чашухин, 1977; Johannes, 1968; Pistorius, 1963; Wenner, Taylor, 1973 и др.). Формирование сульфидной минерализации в серпентинитах также происходит в интервале температур $300 - 460^\circ\text{C}$, т. е. соответствует условиям антигоритовой серпентинизации (Мелекесцева, 2007). Это обосновывается также совместной наблюдаемой в шлифах кристаллизацией антигорита и сульфидных минералов. Однако, несмотря на присутствие сульфидной Cu-Ni-Co-минерализации, содержания этих элементов в сульфидизированных серпентинитах близки к кларку для ультраосновных пород, следовательно, формирование сульфидных руд происходит при перераспределении рудных компонентов, содержащихся в первичных ультраосновных породах. Благородные металлы при этом концентрируются в сульфидных минералах, что доказано изучением распределения Au, Pt и Pd в сульфидном, магнитном и хромитовом концентратах, а также наблюдаемой ассоциацией самородного золота с пентландитом. Следовательно, именно присутствие или отсутствие серы в серпентинизирующих растворах является решающим фактором появления сульфидной и благороднометалльной минерализации в серпентинитах. Изотопные составы сульфидной серы в серпентинитах показывают очень широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, варьирующий от 0.7 до 40.1%. Это обусловлено, по-видимому, сильной гетерогенностью источников серы. Формирование лиственитов связано с более поздними процессами метасоматического изменения серпентинитов при воздействии углекислых растворов повышенной щелочности. P-T условия формирования сульфидизированных фуксит-кварц-карбонатных лиственитов соответствуют интервалу $T=222 - 382^\circ\text{C}$ и $P=0.9 - 1$ кбар. Геологические наблюдения зон лиственитизации в пределах Оспинского массива отчетливо свидетельствуют о формировании рудоносных лиственитов при влиянии гранитоидных интрузий, прорывающих или контактирующих с ультрабазами. Так, пирит из сульфидизированного лиственита из экзоконтактового ореола гранитоидного интрузива, прорывающего ультраосновные породы западного фланга Оспинско-Китойского массива, имеет значение $\delta^{34}\text{S} = 3.4\%$, характерное для серы магматического происхождения. Расчетный изотопный состав кислорода

флюида имеет значения $\delta^{18}\text{O} = 5.52 - 12.8\%$, соответствующие смешанному магматогенно-метаморфогенному источнику. Это согласуется с геологическим положением сульфидизированных лиственитов в экзоконтактах гранитоидных тел. Таким образом, повышенные содержания рудообразующих элементов, таких как Pb, Zn, Au, Ag обусловлены влиянием гранитоидных интрузий, продуцирующих лиственитизирующие гидротермальные растворы.

Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих метабазитах. Проведенными исследованиями установлено, что золото-платиноносными являются зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах – пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, а также мелкие тела сульфидизированных родингитов, пространственно ассоциирующих с этими зонами. Минералогическими исследованиями показано, что основная масса железа выделяется при хлоритизации амфиболов. Изотопные составы сульфидной серы, определенные по пириту показали широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ от -5.7 до 7.9‰, что указывает на гетерогенный источник серы. Согласно минеральным геобарометрам давления образования этих пород (2 до 9 кбар) свидетельствуют о наличии этапа прогрессивного высокобарического метаморфизма при температурах (по минеральным геотермометрам) в 123 – 434°C. Полученные P-T условия формирования амфиболитов соответствуют условиям зеленосланцевой (эпидот-хлорит-амфиболовые породы) и глаукофансланцевой (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты) фаций метаморфизма. Глаукофансланцевый метаморфизм связывается с наличием субдукционной обстановки, где сохранность высокобарических минеральных ассоциаций объясняется быстрым выведением (экструзией) блока субдуцированных пород на поверхность (Добрецов и др., 1989). Считается, что такой процесс возможен при аккреции островной дуги с микроконтинентом, что позволяет увязать появление метаморфитов с аккреционно-коллизийным этапом развития региона. По результатам моделирования на ПК «Селектор» (Васильев, 2009) установлено, что подобные условия могут реализовываться и в пределах аккреционной призмы, в результате стрессового давления. Хлоритизация высокобарических Na-амфиболов является результатом регрессивного метаморфизма и приводит к высвобождению Fe, обуславливающему магнетитизацию пород и появление пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов при поступлении небольших количеств серы. Согласно проведенному компьютерному моделированию, равновесными рудными минералами для таких P-T условий в данной системе, будут соединения (халькогениды) Pt, Pd, а также Hg и Au. В природных парагенезисах присутствуют указанные минеральные формы благородных металлов: теллуриды, арсениды ЭПГ и ртутистое золото. Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что появление Au-Pt-Pd минерализации в метаморфизованных базит-ультрабазитах, связано с диафорезом продуктов высокобарического метаморфизма базит-ультрабазитов и накоплением ЭПГ в сульфидной фазе.

Глава 7. Оценка перспектив благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют уточнить особенности распределения благороднометалльных объектов на территории юго-восточной части Восточного Саяна.

Наиболее перспективным на обнаружение ЭПГ минерализации являются Оспинско-Китойский массив, а также Ильчирский и Боксон-Харанурский офиолитовые пояса, обозначенные на прогнозно-металлогенической карте под номером I (рис. 5). В составе верхней вулканогенно-осадочной составляющей офиолитового комплекса известны многочисленные проявления колчеданных существенно пирротиновых руд, содержащих золотое оруденение, и выделенных в качестве золото-пирротинового минерального типа. Области распространения руд этого типа совпадают с выходами вулканогенно-осадочных пород офиолитовой ассоциации и выделены на карте под номером II на рис. 5.

Участками развития месторождений золото-кварцевого и золото-полисульфидного типов являются крупные зоны тектонических деформаций, развивающиеся по породам офиолитового комплекса и фундамента микроконтинента. В результате, областью, перспективной на выявление золоторудных месторождений этих типов, является вся площадь выходов офиолитов Боксон-Харанурского и Ильчирского поясов, а также вся Гарганская «глыба» с её восточным и западным обрамлением (площадь III на рис. 5). В металлогеническом отношении эта площадь соответствует восточной части Боксон-Гарганской структурно металлогенической зоны.

Возможными участками развития золотого оруденения плутоногенно-гидротермального генезиса являются поля распространения надсубдукционных гранитоидов в юго-западной части региона, что позволяет оконтурить здесь площадь, перспективную на обнаружение месторождений плутоногенно-гидротермального генезиса (участок IV на рис. 4). В металлогеническом отношении, эта площадь включает Тисса-Сархойский и Дибинский рудные узлы.

К северу от указанной площади, в пределах Хамсаринского террейна, развиты гранитоиды, сформированные в обстановке активной континентальной окраины, относящиеся к таннуольскому интрузивному комплексу. Золоторудная специализация гранитоидов подтверждается наличием в них ряда месторождений и проявлений золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов, что позволяет выделить вторую область, перспективную на обнаружение золотого оруденения плутоногенно-гидротермального генезиса (участок V на рис. 4).

В литокомплексах Окинской аккреционной призмы известны многочисленные фрагменты базит-ультрабазитовых тел, представляющие собой в разной степени метаморфизованные реликты пород офиолитовой ассоциации. Au-Pt-Pd оруденение обнаружено в базит-ультрабазитах, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации и впоследствии подвергшихся диафторезу.

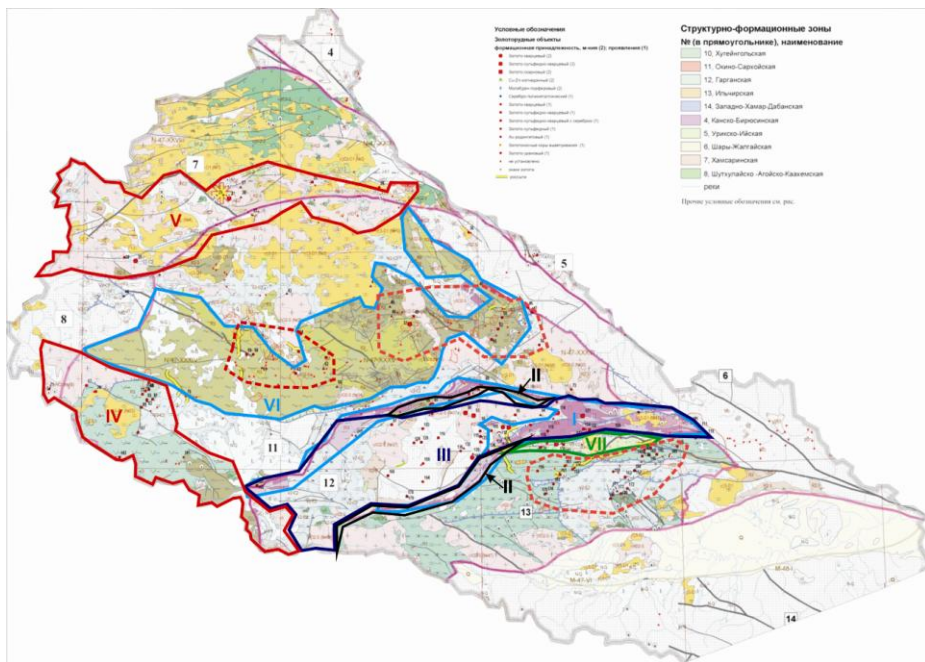


Рис. 5. Прогнозно-минерагеническая схема юго-восточной части Восточного Саяна. Римскими цифрами и контурами соответствующего цвета показаны площади, перспективные на обнаружение: I – платинометалльного (Ru-Ir-Os и Pt-Pd) оруденения в связи с хромититами, зонами углеродизации и сульфидизации реститовых ультрабазитов из офиолитов и продуктов их вторичных преобразований; II – метаморфогенно-гидротермально-осадочного оруденения золото-пирротинового минерального типа; III – метаморфогенно-гидротермального оруденения золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов; IV – плутоногенно-гидротермального оруденения золото-теллурического и золото-висмут-сульфосольного минеральных типов; V – плутоногенно-гидротермального оруденения золото-тетрадимитового и золото-антимонитового минеральных типов; VI – Pt-Pd оруденения в связи с метаморфизованными базит-ультрабазитами; VII – телетермального оруденения золото-блеклорудного минерального типа. Красным пунктиром выделены площади с неясной промышленной значимостью. Составлена автором на основе структурно-формационной схемы В. Д. Конкина и др., (Конкин, 2002ф).

Широкое распространение мелких тел (фрагментов) базит-ультрабазитов в отложениях Окинской аккреционной призмы позволяет выделить её площадь как область, перспективную на обнаружение Pt-Pd оруденения (участок VI на рис. 5). В пределах этой области известен также ряд мелких проявлений золота, пространственное положение которых контролируется экзоконтактовыми зонами гранитоидных тел (выделено пунктиром на рис. 5).

Месторождения золото-блеклорудного минерального типа отнесены к генетической группе телетермальных месторождений. Особенностью этих объектов является пространственная ассоциация с карбонатными породами, низкотемпературные условия образования золотого оруденения. Единичные

проявления этого типа оруденения известны практически на всей территории исследуемого региона, однако максимальная их концентрация наблюдается в поле развития отложений сагансайрской свиты в северной части Ильчирского террейна. В результате, эта площадь выделена в качестве перспективной на обнаружение телетермального золото-блеклорудного оруденения (номер VII на рис. 5). В центральной части Ильчирского террейна выделен участок развития мелких золоторудных проявлений неясного генезиса (выделен пунктиром).

Общими поисковыми признаками и критериями потенциальной золотоносности площадей, вне зависимости от типа золотого оруденения, являются наличие региональных или локальных геохимических аномалий или повышенных фоновых концентраций, а также присутствие шлиховых и геохимических потоков рассеяния золота. Для каждого конкретного типа набор критериев и признаков может несколько отличаться. В целом, среди поисковых критериев разных типов золотого оруденения можно выделить следующие:

литологические – наличие в регионе офиолитовых поясов, содержащих вулканогенно-осадочную составляющую офиолитовой ассоциации, либо развитие глубоководных отложений океанических рифтов, а также присутствие золотоносных пород, среди литокомплексов, подверженных тектоническим деформациям;

структурные – все объекты рассматриваемых минеральных типов приурочены к зонам тектонических деформаций, развитых по разным литокомплексам, причем более крупные месторождения – приурочены к региональным зонам, мелкие – к локальным. В случае плутогенно-гидротермальных месторождений, это развитие тектонических зон преимущественно в апикальных или приконтактных частях гранитоидных тел;

магматические – присутствие гранитоидных пород с определенными характеристиками и наличие даек и мелких интрузивных тел в полях развития карбонатных толщ;

минералого-геохимические – повышенные концентрации рудообразующих компонентов в гранитоидах или других рудовмещающих породах и наличие акцессорной рудной минерализации.

Все выделенные минеральные типы оруденения характеризуются набором прямых и косвенных поисковых признаков, большинство из которых универсальны. Это рудные свалы; охры вторичных минералов; выходы зон тектонической или метасоматической проработки пород с процессами окварцевания, березитизации, грейзенизации и сульфидизации; литогеохимические и шлиховые ореолы золота и элементов-спутников, геофизические аномалии, участки пересечения разных систем разрывных нарушений.

Для выявления платинометальной минерализации региона, главным критерием является *магматический (литологический)* выраженный в наличии ультраосновных пород офиолитовой ассоциации, либо в виде неизменных пород реститового комплекса с хромитовым оруденением, либо в составе блоков

в высокобарических метаморфитах. Одновременно поисковыми критериями и косвенными поисковыми признаками наличия Pt-Pd минерализации является присутствие зон углеродизации и сульфидизации в ультрабазитах. Прямые поисковые признаки выделены только для Pt-Ru-Ir-Os оруденения в хромититах и Pt-Pd оруденения в глаукофансодержащих метабазитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Юго-восточная часть Восточного Саяна является складчатой областью, характеризующейся сложным геологическим строением с широким развитием покровно-надвиговых структур. Разнообразие породных комплексов обусловило формирование разных генетических групп и минеральных типов золотого и платиноидного оруденения, появление которых во многом обязано наличию большого объема фрагментов океанических и островодужных тектонических блоков. Золоторудные объекты региона объединены в три генетические группы – метаморфогенно-гидротермальную, включающую месторождения золото-пирротинового, золото-кварцевого и золото-полисульфидного минеральных типов, плутоногенно-гидротермальную – с объектами золото-теллуридного, золото-висмут-сульфосольного, золото-антимонитового и золото-тетрадимитового минеральных типов, и телетермальную, включающую месторождения и проявления золото-блеклорудного минерального типа.

Происхождение *метаморфогенно-гидротермальных месторождений* связано с метаморфогенно-метасоматическими трансформациями первичных гидротермально-осадочных сульфидных руд золото-пирротинового минерального типа, формирующихся в субмаринных условиях на дне палеоокеанического бассейна. Важную роль при этом играли тектонические деформации в зонах меланжа, дробления и смятия, с выделением метаморфогенных гидротермальных растворов. Рудоотложение на золото-полисульфидных и золото-кварцевых месторождениях происходит в интервале температур 386 – 170°C, в солевом составе преобладают хлориды Mg и Fe с примесью Na и K.

Плутоногенно-гидротермальные месторождения формируются в пространственной и генетической связи с гранитоидными интрузивами надсубдукционной природы. Ведущую роль в составе оруденения имеют полуметаллы – Te, Bi, Sb, As, представляющие собой главные элементы-спутники золота. Рудные минеральные ассоциации таких месторождений отлагаются при последовательном уменьшении P-T параметров рудно-магматических систем в интервале температур 500 – 120°C.

Месторождения телетермальной генетической группы локализуются преимущественно в карбонатных породах и представлены золото-блеклорудным минеральным типом. Формирование оруденения происходит в низкотемпературных близповерхностных условиях 250 - 110°C, в ряде случаев отмечается связь оруденения с дайковыми породами позднепалеозойского возраста. На некоторых объектах видимая связь оруденения с магматическими

породами отсутствует, однако, позднепалеозойский возраст золото-блеклорудного оруденения доказывается геологическими соотношениями руд и вмещающего субстрата.

Платиноидное оруденение региона локализовано в породах офиолитового комплекса юго-восточной части Восточного Саяна. Исследования состава и генезиса ЭПГ-содержащих объектов позволили выделить четыре минералогическо-геохимических типа платиноидного оруденения: Pt-Ru-Ir-Os оруденение в хромититах, Pt-Pd оруденение в углеродистых метасоматитах, Pt оруденение в сульфидизированных серпентинитах, Au-Pt-Pd оруденение в глаукофансодержащих metabazитах.

Платиноидное оруденение в хромититах формировалось на разных стадиях эволюции реститовых ультрабазитов, в ходе которых происходила трансформация первичных мантийных парагенезисов ЭПГ Pt-Ru-Ir-Os состава, с появлением гексагональных твердых растворов системы Ru-Ir-Os, а затем – сульфидов и халькогенидов ЭПГ на позднемагматической и метаморфогенной стадиях, когда ультрабазиты подвергались массовой серпентинизации.

Проявления *углеродистого метасоматоза* являются характерной особенностью офиолитов юго-восточной части Восточного Саяна. На основе вещественных и изотопно-геохимических исследований сделан вывод о высокотемпературной мантийной природе углерода. В ходе углеродизации, ультрабазиты обогащались благородными металлами – Pt, Pd и Au, а также некогерентными элементами (Zr, Y, Hf, Nb, Th, U, P3Э). Наиболее реальной моделью формирования углеродистых метасоматитов является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления. В результате чего происходит поступление C, Hg, Sn, ЭПГ, некогерентных элементов и смешение их с продуктами дегидратации слэба.

Pt минерализация в серпентинитах обусловлена накоплением благородных металлов в сульфидной фазе, где могут формироваться собственные минеральные фазы Pt (сперрилит) и Au. Появление сульфидов происходит при поступлении серы в составе серпентинизирующих растворов из вмещающего субстрата, вследствие чего, изотопные составы серы имеют сильно гетерогенные значения.

Формирование *Au-Pt-Pd минерализации в глаукофансодержащих metabazитах* происходит в результате диафтореза офиолитовых базит-ультрабазитов, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации метаморфизма (7 – 9 кбар и 200 – 400°C). Появление высокобарических ассоциаций возможно в островодужной обстановке, при погружении и последующей экзгумации офиолитовых блоков из зоны субдукции.

Выделено 5 этапов формирования благороднометаллового оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: 1) *Неопротерозойский океанический этап* (1034 – 860 млн. лет) с Pt-Ru-Ir-Os оруденением в хромититах и накоплением металлоносных осадков – гидротермально-осадочных сульфидных руд; 2) *неопротерозойский островодужно-обдукционный* (860 – 800 млн. лет)

формирования золото-теллуридного оруденения в связи с островодужными гранитоидами и углеродизацией ультрабазитов с их обогащением Au, Pt, Pd и некогерентными элементами; 3) *Раннепалеозойский островодужный этап* (530 – 500 млн. лет) формирования месторождений плутоногенно-гидротермальной генетической группы в связи с надсубдукционным магматизмом в Сархойской активной континентальной окраине; 4) *раннепалеозойский аккреционно-коллизионный этап* (500 – 420 млн. лет) с золото-висмутовым минеральным типом оруденения; 5) *позднепалеозойский внутриплитный рифтогенно-сдвиговый этап* (380 – 325 млн. лет) с образованием месторождений золото-блеклорудного минерального типа.

На территории юго-восточной части Восточного Саяна выделено 4 структурно-металлогенических зоны – Боксон-Гарганская, Окинская, Ильчирская и Хамсаринская, включающие золоторудные зоны: Урик-Китойскую, Ольгинскую, Сагансайрскую, Уртагольскую, и рудные узлы: Холбинский, Улзытинский, Гарганский, Урикий, входящие в состав Урик-Китойской зоны, и самостоятельные – Хужирский, Илейский, Жомболокский, Хонченский, Тисса-Сархойский, Оспинский, Дибинский. Выделены также Окинская и Гарганская потенциально платиноносные минерагенические зоны. На основе полученных вещественно-генетических характеристик месторождений и рудопроявлений золота и ЭПГ в юго-восточной части Восточного Саяна, выделены главные поисковые критерии и признаки благороднометального оруденения юго-восточной части Восточного Саяна, а также определены породные комплексы, перспективные на выявление разных генетических типов благороднометального оруденения.

Список основных публикаций по теме диссертации (статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК):

1. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В., Жмодик А.С., Павлов А.Л., Мороз Т.Н., Айриянц Е.В., Куликов Ю.И., Боровиков А.А., Пономарчук В.А., **Дамдинов Б.Б.** Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика, 2004. т. 45, №2, с. 228 – 243.
2. Орсов Д.А., Очиров Ю.Ч., Миронов А.Г., **Дамдинов Б.Б.**, Жмодик С.М. Минералы платиновых металлов и типы их ассоциаций в россыпях Байкальской платиноносной провинции // Геология и геофизика, 2004. т. 45, №3, с. 335 – 346.
3. **Дамдинов Б.Б.**, Жмодик С.М., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. Благороднометальная минерализация в родингитах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 2004. т. 45, №5. с. 277 – 287.
4. Миронов А.Г., Татаринев А.В., **Дамдинов Б.Б.**, Ковалевская О.М., Яловик Л.И., Колесов Г.М. Новый тип платино-рутениевой минерализации в серебро-полиметаллических рудах // Доклады Академии наук, 2004. т. 395, №2, с. 231 – 235.
5. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А., **Дамдинов Б.Б.**, Гунтыпов Б.Б., Верховцева Н.В. Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) – представитель рифейского эпитептермального золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология рудных месторождений, 2004. т. 46, с. 407 – 426.

6. **Дамдинов Б.Б.**, Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л. Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2007. т. 48, №8, с. 833 – 847.
7. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Колесов Г.М., Митькин В.Н., **Дамдинов Б.Б.**, Заякина С.Б. Элементы платиновой группы в золото-сульфидных и полиметаллических рудах Саяно-Байкальской складчатой области и возможные формы нахождения платины и палладия в сульфидах // Геология рудных месторождений, 2008. т. 50, №1, с. 47 – 66.
8. **Дамдинов Б.Б.**, Гармаев Б.Л., Миронов А.Г., Дашинимаев З.Б. Золото-висмутый тип оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна. Доклады Академии наук, 2009. т. 425, №2, с. 1 – 5.
9. Кислов Е. В., **Дамдинов Б. Б.** Гидротермально-метасоматические сульфидные проявления, связанные с офиолитовыми гипербазитами Саяно-Байкальской горной области // Литосфера, 2011. №1, с. 106 – 114.
10. **Дамдинов Б. Б.**, Рошкетав П. А., Жмодик С. М., Канакин С. В., Дамдинова Л. Б. Интерметаллиды системы Au-Ag-Hg в рудах Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Записки РМО, 2012. № 3, с. 50 – 60.
11. **Дамдинов Б. Б.**, Мурзин В. В., Жмодик С. М., Миронов А. Г., Дамдинова Л. Б. Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна // Отечественная геология, 2013. №3, с. 74 – 84.
12. Васильев В. И., **Дамдинов Б. Б.** Физико-химическая модель образования рудоносных родингитов и магнетит-хлорит-эпидотовых метасоматитов Восточного Саяна // Литосфера, 2013. №5, с. 94 – 111.
13. Гармаев Б. Л., **Дамдинов Б. Б.**, Миронов А. Г. Золото-висмутное проявление Пограничное (Восточный Саян): вещественный состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений, 2013. т. 55, №6, с. 533 – 545.
14. Киселева О. Н., Жмодик С. М., **Дамдинов Б. Б.**, Агафонов Л. В., Белянин Д. К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспинско-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014. Т. 55, №2, с. 333 – 349.
15. **Дамдинов Б. Б.**, Жмодик С. М., Рошкетав П. А., Дамдинова Л. Б. Минеральный состав и генезис Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016. Т. 58, №2, с. 154 – 170.
16. Рампилова М. В., Рипп Г. С., **Дамдинов Б. Б.**, Рампилов М. О., Посохов В. Ф. Источники флюидов, формировавших апогипербазитовые метасоматиты Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых, 2017. Т. 40, №2, с.23 – 35.
17. Григорьева А. В., **Дамдинов Б. Б.**, Служеникин С. Ф. Рудная минерализация в ультрабазитах и метасоматитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 2018. №2 (в печати).
18. **Дамдинов Б. Б.**, Дамдинова Л. Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений, 2018. №3 (в печати).
19. **Дамдинов Б. Б.**, Жмодик С. М., Травин А. В., Юдин Д. С. Горячев Н. А. Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // Доклады Академии наук, 2018. Т. 479, №5, с. 1 – 4.