

лические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.

8. Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. Современные месторождения типа Куроко в подводной кальдере у берегов Японии // Руды и металлы, 1999. № 4. С. 78-80.

9. Criss R.E., Taylor H.P. An $^{180}/^{160}$ and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 640-663.

10. Hawkesworth C.I., Morrison M.A. A reduction in $^{87}Sr/^{86}Sr$ during basalt alteration // Nature, 1978. Vol. 276. P. 381-383.

11. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра. 1990. 248 с.

12. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-X (Российская часть). Объяснительная записка / Мурзин О.В., Горшечников В.И., Жданов В.А. и др., 2000. - 137 с.

13. Чекалин В.М., Королев Г.Г. Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд на Рудном Алтае // Рудообразование и генетические модели рудных формаций. Новосибирск: Наука. 1988. С. 89-98.

УДК 553.411.491.493

КОМПЛЕКСНЫЕ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ – РЕЗЕРВ ХХІ ВЕКА

Коробейников А.Ф.

В настоящее время базовыми месторождениями для промышленности драгоценных и редких металлов служат однометалльные золотые, платиновые и редкометалльные объекты. Но среди ряда рудных месторождений геологи начали выявлять промышленно важные комплексные месторождения с золото-платиноидно-редкометалльными ассоциациями. Они могут внести значительный вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны в настоящем столетии. Для реализации промышленного потенциала таких новых нетрадиционных рудных объектов необходимо усилить дальнейшие комплексные минералого-геохимические и технологические исследования.

Введение

Сегодня основу промышленности драгоценных и редких металлов страны составляют отдельные месторождения золота, платиновых и редких металлов. Из них собственно золоторудные месторождения представлены магматогенно-гидротермальными, метаморфогенно-гидротермальными; платиноидные-магматогенными; редкометалльные (Ta, Nb, Sn, W, Mo, Bi, Te, Re) – магматогенно-гидротермальными. Однако среди ряда таких рудных объектов начинают геологи выявлять нетрадиционные месторождения, содержащие комплексные золото-платиноидно-редкометалльные руды промышленного значения. В этих месторождениях золото, серебро, платиновые и редкие металлы являются или главными, или сопутствующими второстепенными компонентами разных типов руд. Нарастающие потребности в минеральном сырье и истощаемость минеральных ресурсов требуют рационального использования полезных ископаемых для успешного развития общества. Возникает необходимость более полного извлечения всех компонентов из минерального сырья при минимальном объеме его извлечения из недр. Все это требует комплексного подхода к геолого-промышленным исследованиям рудных объектов с целью выявления и полного извлечения не только главных, но и второстепенных сопутствующих элементов разных типов руд, имеющих важное промышленное значение [1].

Новыми источниками для расширения и укрепления минерально-сырьевой базы благородных и редких металлов России в ХХІ веке могут явиться комплексные золото-платино-редкометалльные руды скарнового, кварцево-сульфидного, порфирирового, колчеданного, сульфидно-черносланцевого, сульфидно-цейхштейнового, океанско-железо-марганцевого и сульфидного, а также техногенного типов.

Постоянно растущее потребление благородных и редких металлов во многих отраслях промышленности и новейших технологиях позволило отнести их к полезным ископаемым

«лидерам» [2]. Анализ минерально-сырьевого потенциала этих металлов показал, что без полного комплексного использования нетрадиционных комплексных рудных объектов невозможно создать надежную минерально-сырьевую базу страны в XXI веке.

Распространенность и условия образования комплексных месторождений

В разновозрастных складчатых поясах российских и зарубежных территорий находятся нетрадиционные золото-платино-редкометалльные месторождения магматогенно-гидротермального и осадочно-гидротермального типов. Распространенные в орогенно-рифтогенных структурах черносланцевые толщи нередко несут крупные и уникальные комплексные золото-платиноидные рудные объекты, например, Сухой Лог в Забайкалье, Олимпиадинское в Енисейском крае, Бакырчик в Казахстане, Мурунтау в Узбекистане, Кумтор в Киргизии, Воронцовское на Урале, Средняя Падма в Карелии, Любина в Польше и др. Нетрадиционные рудные поля и месторождения находятся в сводово-глыбовых, террейновых структурах и формировались в зонах орогенеза, незавершенного и завершенного рифтогенеза, тектоно-магматической активизации (ТМА) в областях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма и метасоматоза. Такие магмо-рудно-метасоматические системы связаны общностью эндогенных (внутренних) и геодинамических режимов, обусловивших парагенезисы (сообщества) магматических, осадочных, метаморфических, рудно-метасоматических формаций и геохимических ореолов. Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, горсто-грабеновым структурам, к рифтогенным впадинам на участках активного разуплотнения пород под воздействием тектонических деформаций и гидротермального метасоматоза [3]. Комплексные месторождения возникали и оформлялись в различных геодинамических обстановках – в орогенных, начальнорифтогенных, завершеннорифтогенных, зонах ТМА. Формирование нетрадиционных комплексных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров под воздействием флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Индикаторами той или иной геологической обстановки служат характер проявления разломной тектоники, заложение и формирование рифтогенных впадин, продуктов магматизма и метасоматизма.

Размещение рудных полей и месторождений в отдельных блоках земной коры контролировалось разломами, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации и метасоматического замещения пород на участках проявления интрузий, дайковых тел диабазового, диорит-лампрофирового, плагиогранитного, гранит-сиенит-порфирового рядов. Гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами, обеспечивали разуплотнение исходных пород благодаря явлениям гидратации с увеличением объемов измененных пород на 12-22% [3]. Это способствовало заложению разломов и горсто-грабеновых структур компенсационного типа. Краевые участки развивавшихся рифтогенных куполов представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых формировались рудоносные черносланцевые формации. Внутригеосинклинальные поднятия и рифтогенные компенсационные впадины, прогибы возникали на участках наибольшего подъема мантийного диапира. Основными причинами проявления палеодиапиров явились периодически повторяющиеся объемные деформации мантии (деформации упругого последействия по Е.Д.Глухманчуку), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов. В компенсационных структурах рудные поля и месторождения формировались под влиянием палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового магматизма и метасоматизма. Рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались благодаря флюидным потокам при процессах растяжения и распада глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами. Магматические процессы, вызывающие ультрабазит-базит-плагиогранитные, гранодиорит-монцонит-сиенитовые, гранитные интрузии, сопровождалась метасоматическими явлениями с образованием крупных рудно-метасоматических колонн протяженностью по вертикали до 3-5 км. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали перераспределение, обмен и вынос компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Формирование комплексных месторождений происходило в благоприятных струк-

турах путем синхронного с метасоматозом рудоотложения при распаде глубинных флюидных систем благодаря смешению глубинных флюидов с трещинными водами верхних частей земной коры.

На этапе формирования флюидонасыщенных магм и сопровождающих флюидов в пределах мантии происходили процессы внутримантийного метасоматоза с выщелачиванием и выносом Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Os, Rh магмами и особенно глубинными флюидами. Вынос благородных металлов из мантийного вещества мог достигать 50%, а насыщение ими флюидов – до 21-410 раз (коэффициент накопления $K_n=21-410$ [3]). Можно выделить глубинные области (60 км), где преобладали процессы экстракции рудных элементов восходящими потоками глубинных флюидов и области "разгрузки" флюидов (15-3 км), где расплавы и флюиды, насыщенные Au и ЭПГ, отлагали их в зонах рудолокализации. Для рудоносных площадей свойственно наличие разноглубинных метасоматитов скарновой, пропилитовой, альбитит-калишпатитовой, грейзеновой, березит-лиственитовой, аргиллизитовой формаций и сопряженных с ними золото-платиноидно-редкометалльных руд разного состава. Метасоматиты и комплексные руды в общей рудно-метасоматической колонне размещаются зонально: внизу колонны находятся щелочные кали-натровые метасоматиты или пропилиты с вкрапленной золото-платиноидно-редкометалльной продуктивной минерализацией; в средней части – березиты-листвениты с основной вкрапленно-штокверковой золото-платиноидно-сульфидно-теллуридной минерализацией; в верхней части – ливениты, аргиллизиты с жильной золото-палладий-висмут-теллуридно-сульфосольной или золотой минерализацией.

Мантийный метасоматизм и формирование металлоносных флюидов

В глубинах Земли происходят глобальные процессы преобразования консолидированного вещества путем внутримантийного диапиризма и высокотемпературного метасоматизма. Глубинный высокотемпературный метасоматоз приводил к возникновению зональных гранатов, которые обнаружены во включениях мантийных пород среди магматических образований [4-8]. Эти гранаты были изучены на содержания золота, как и окружающие их глубинные породы [9]. Полученные данные позволяют судить о поведении благородных металлов в глубинных процессах.

Геохимические исследования показали, что в верхней мантии соотношения содержания большинства благородных и других элементов близки к хондритовым. Исключение составляют сидерофильные и летучие компоненты. Последние, вероятно, были утеряны в процессе высокотемпературной аккреции Земли. Часть сидерофильных элементов перешла в металлическое ядро по причине весьма высоких значений коэффициентов распределения в равновесии с металлической фазой. Установлено, что в исходных каменных и железных метеоритах содержания золота, платины, палладия, осмия, родия, иридия существенно выше, чем во всех типах горных пород земной коры и верхней мантии и колеблются от 11 до 1440 мг/т для Au, 1000-11230 мг/т Pt, 1000-4770 мг/т Pd, 1-5200 мг/т Rh, 1-2793 мг/т Os [9-11]. Поскольку состав метеоритов сопоставим с составом центральных частей Земли, многие исследователи это обстоятельство приводят как доказательство существенного накопления благородных металлов в ядре Земли. По представлениям Ю.Г.Щербакова [11], в образованиях различных геосфер Земли золото содержится в количествах 4 г/т во внутреннем ядре, 1,1 г/т во внешнем ядре, 9,5 мг/т в мантии и 4,4 мг/т в коре. Явления высокотемпературного метасоматоза вещества Земли, скорее всего, и обусловили резко различное содержание благородных металлов в составе внутреннего и внешнего ядра, мантии и земной коры. Как известно, в глубинах Земли происходят глобальные процессы преобразования консолидированного вещества путем внутримантийного диапиризма и высокотемпературного метасоматизма [4-8, 12, 13]. Сочетание высокотемпературного пластического течения вещества и глубинного его метасоматоза согласуется с известной моделью диапирового конвективного всплывания вещества верхней мантии под древними платформами [7, 8, 12, 13]. Глубинный высокотемпературный метасоматоз нередко приводил к возникновению зональности гранатов в породах верхней мантии [4, 6, 8, 13].

Для выявления особенностей поведения золота в процессе мантийного метасоматоза глубинных пород автором были проанализированы неизмененные и метасоматически преобразованные гранаты из включений мантийных пород в кимберлитах [9-14]. Оказалось, что в

перекристаллизованных гранатах из глубинных включений в кимберлитах содержание золота сократилось в два раза и составило 2,6-6 мг/т вместо 7-12 мг/т в исходных гранатах: $K_n^{Au}=0,5$. Это свидетельствует о существенном выносе металла из глубинных пород при их интريمантийном метасоматозе и возможном возникновении металлоносных флюидов.

Высокое содержание золота и платиновых металлов в нижних частях верхней мантии, возможно, обусловлено явлениями накопления его в остаточных реститах и расплавах благодаря фракционированию металлов между твердой, жидкой и флюидной фазами кристаллизующихся магм [14, 15]. Мантийный метасоматоз мог приводить к перераспределению золота и платиновых металлов и в образованиях внутренних геосфер Земли. Если летучие-минерализаторы (Cl, F, S, CO, CH₄, C₂H₂, CNS, B, P и др.) удалялись из области формирования глубинных магматитов, то последние обеднялись благородными металлами. Это обеспечивалось фракционированием металлов между расплавом, кристаллизатом и флюидами. Во флюидной фазе золото, платиновые металлы могли накапливаться до значительных количеств – коэффициент накопления, например для золота, K_n^{Au} мог достигать значений 50 и 290 [14, 15]. Такой вывод вытекает из определений золота в ранних, поздних минералах и в основной мелкозернистой массе интрузивных пород ультраосновного, основного, среднего и кислого составов [14]. Были изучены протокристаллы оливина, основных плагиоклазов, пироксенов, акцессорные минералы ультрабазитов, долеритов Сибирской платформы, порфириовидных диоритов штоков, дайковых диоритовых порфиритов и мелкозернистая основная масса тех же пород нижнепалеозойских продуктивных интрузий Алтае-Саянской складчатой области и соседних регионов. Изучалось распределение золота в различных фазах интрузивных тел, обнаруживших признаки останковки расплавов в промежуточных камерах. Во всех изученных интрузивных породах выявлено устойчивое накопление золота ($K_n=1,3-3,5$) в поздних ассоциациях минералов: в основной массе диоритов, гранодиоритов, диоритовых порфиритов оно достигает значений 2-5,5. Тем самым устанавливается накопление металла в остающихся после начала кристаллизации магматических расплавах. Выявлено накопление Au в акцессорных минералах поздних дифференциатов продуктивных гранитоидных интрузий ($K_n^{Au}=2-12$) и непродуктивных габбро-сиенитовых комплексов ($K_n=10-41$), что также свидетельствует о накоплении его в остаточных расплавах и особенно во флюидах. Повышенные значения содержания Au в минералах контактовых метасоматитов, аутометасоматитов ($K_n^{Au}=5-290$ и 20-190) указывают на существенное накопление металла во флюидной фазе формирующихся продуктивных интрузий. Изучение газово-жидких включений в минералах указывает на натриево-хлорную (Cl:F 2-10) специализацию флюидов для продуктивных интрузий. По-видимому, существенным накоплением золота в остаточных расплавах и растворах и объясняется нередкая пространственная совмещенность золотого, золото-платиноидно-редкометалльного оруденения с поздними дифференциатами габбро-плагиогранитных, габбро-сиенитовых интрузий или с малыми габбро-гранитными, щелочными интрузиями, имеющими признаки останковки исходных расплавов в промежуточных камерах. Трансмагматические флюиды также, вероятно, могли транспортировать благородные и редкие металлы, поскольку при кристаллизации толеитовых расплавов в промежуточных камерах выявлено 2-2,5-кратное накопление Au в продуктах их кристаллизации и установлено существенное накопление его ($K_n^{Au}=1,7-114$) в возникающих под воздействием растворов в магматический этап магнезиальных скарнах [10, 16, 17, 23].

Убедительным доказательством фракционирования золота в глубинных условиях Земли могут служить многочисленные примеры неодинакового его содержания в базитах и гипербазитах, выявляемых в различных регионах: от 0,5 до 43 мг/т Au. Особенно неоднородное распределение элемента зафиксировано в кимберлитах, лампроитах, альнеитах, т.е. в существенно щелочных образованиях, возникших в глубинных условиях Земли с участием мантийного метасоматизма: 1,2-2,4 мг/т вместо 3,4-9,6 мг/т [9, 18].

Большая роль в накоплении халькофильных и благородных элементов принадлежит сере. Если сера задерживалась в возникавших магматитах, то благодаря своим свойствам она могла захватывать эти элементы в интрузивах. Поэтому породы базит-гипербазитовых формаций, если они обогащены серой, характеризуются повышенными содержаниями Au и ЭПГ: концентрации их могли достигать $n \cdot 10^{-6}$ - $n \cdot 10^{-5}\%$ вместо $n \cdot 10^{-7}\%$ в рядовых пробах из аналогичных пород безрудных регионов.

Кроме того, накопление Au и ЭПГ в скоплениях самородного железа базитовых интрузивов (до 0,2-6 г/т Au и 0,1-19,6 г/т Pt, Pd, Os, Rh) установлено для траппов Сибирской платформы [19]. Самородное железо формировалось вследствие магматического взаимодействия базальтового расплава с интрателлурическим восстановительным флюидом, который транспортировал металлы в магматическую колонну.

Габбро-плагиогранитный коровый магматизм, метасоматизм и оруденение

Комплексные месторождения формировались в рифтогенных структурах на участках активного проявления глубинных палеодиапиров и флюидных потоков по крупным расколам земной коры и мантии. В разломах земной коры формировались гипербазиты, габброиды, плагиограниты, сиениты. Для наиболее крупных магмо-рудно-метасоматических зон, возникших в апикальных частях интрузий, выявлены признаки глубинных флюидопотоков. Они проявлены в магматитах и метасоматитах в виде протяженных на глубину зонально построенных метасоматических колонн, что подчеркивается последовательным изменением минеральных парагенезисов с глубиной [20-22]. В таких условиях формирование комплексных руд происходило путем синхронного рудообразования с метасоматизмом. Заложение рудоносных структур следовало в период завершения рифтообразования и габбро-плагиогранитного, габбро-сиенитового магматизма в бортах сводовых поднятий (куполов) над палеодиапиром. Для таких структурно-формационных зон свойственно интенсивное развитие базит-гипербазитовых, плагиогранитных, габбро-сиенитовых интрузий в форме крупных и мелких интрузивов, свит даек. Глубинные разломы I порядка контролировали размещение этих интрузий, а оперяющие разрывы II-III порядков – сопровождающих метасоматитов и комплексных золото-платиноидных, золото-редкометалльных руд. Ранние гипербазит-базитовые интрузии принимали участие в золото-платиноидном оруденении путем проявления аутометасоматоза и наложения гидротермально-метасоматических процессов, связанных со становлением габбро-плагиогранитных и габбро-сиенитовых интрузий. В этот период инверсии формировались флюидизированные малые интрузии и дайковые серии. Сопровождающие гидротермы осуществили дополнительное отторжение Au и ЭПГ, RE из магм, ранних магматитов, окружающих пород и насыщались металлами, образуя металлоносные гидротермальные системы.

В земной коре магматический и послемагматический метасоматозы приводили к перераспределению, выносу и локальному обогащению благородными металлами поздних околорудных метасоматитов – коэффициенты накопления Au и ЭПГ колеблются от 0,4 до 0,9 и от 1,7 до 410 [3, 9, 23, 24]. В случае, когда магматиты в земной коре не подвергались метасоматозу, они содержат Au и ЭПГ в количествах, близких к фоновому в исходных магмах. Чаще такие интрузивные породы несут повышенное количество благородных металлов в сравнении с вмещающими породами. Например, Норильские траппы Сибирской платформы, габброиды Скаергардской интрузии характеризуются 2-3-кратными повышенными содержаниями ЭПГ и Au по сравнению с таковыми в базальтоидах складчатых структур земной коры: 6-15 мг/т вместо 3-7 мг/т. Поскольку в различных структурах земной коры процессы магматизма и метасоматизма протекали неодинаково, то возникали тела с разным содержанием благородных металлов в одноименных породах. Эти различия в содержаниях металлов достигают 5-23-кратного значения. Поэтому специфика различных рудоносных структур, скорее всего, определялась повышенной фоновой золотоносностью исходных магматитов, боковых пород, а также активностью протекания последующих процессов метаморфизма и метасоматизма. Типичным продуктом магматического метасоматоза являются магнезиальные скарны. Слагающие их минералы обычно несут 1,7-21-кратные повышенные содержания золота по сравнению с окружающими породами - 7-435 мг/т вместо 2-4 мг/т в боковых породах. Во флюидных включениях минералов магнезиальных скарнов определено воднорастворимое золото в количестве $1,2-9,6 \cdot 10^{-6}$ моль/л [25]. В минералах известковых скарнов, образованных в послемагматический этап, установлено накопление Au от 3 до 57 с максимумами концентрации в полевоскарновых метасоматитах до 155-300 раз. Отмечается три максимума накопления халькофильных элементов, ЭПГ и золота в минералах разных минеральных ассоциаций скарновых зон. Первый максимум установлен в шпинели и магнетите магнезиальных скарнов (до 50-435 мг/т Au); второй максимум характерен для полевоскарновых метасоматитов, содержащих эпидот, актинолит, магнетит, хлорит с повышенными количествами Au, Ag, Bi, Te, As, Sb (до 20-

250 мг/т Au); третий максимум отвечает собственно рудной кварцево-карбонатно-сульфидной стадии с накоплением Au, Ag, W, Bi, Te, Pt до промышленно важных содержаний [16, 23, 24].

Становление интрузий в земной коре сопровождалось процессами площадного метасоматоза (калишпатизации, альбитизации, биотитизации) и околорудного локального метасоматоза (грейзенизации, гумбеитизации, березитизации-лиственитизации, аргиллизации, окварцевания). При площадном метасоматозе установлено перераспределение и вынос Au до 40-50% из пород зон щелочного метасоматоза в верхние горизонты гидротермально-метасоматических колонн (2-3 мг/т вместо 3,6-8 мг/т Au) и привнос Pt, Pd до $K_n^{ЭПГ} < 410$. Процесс околорудной грейзенизации, березитизации-лиственитизации, аргиллизации сопровождался накоплением Au, ЭПГ до K_n^{Au} от 50 до 300 и $K_n^{ЭПГ}$ до 410-600. Максимальные концентрации Au и ЭПГ выявлены в окварцованных и сульфидизированных околорудных породах: $K_n^{Au} > 300$ -1300 и $K_n^{ЭПГ} > 1000$ -9500 [3, 16]. В газовой-жидких включениях минералов околорудных метасоматитов выявлено $1,2 \cdot 10^{-6}$ моль/л Au.

Геолого-геохимические модели формирования комплексных месторождений

Для золото-платиноносных медно-никельсульфидных, хромитовых, титаномagnetитовых базит-гипербазитовых интрузивов магматическая природа золото-платиноидного оруденения обосновывается признаками парагенезиса породообразующих и рудных минералов, петрологическими и геохимическими данными довольно убедительно. Геохимическими исследованиями доказана ведущая роль серы, явлений сульфидизации в накоплении халькофильных и благородных металлов в базитах-гипербазитах [11, 26]. При высоких температурах и давлениях сера могла накапливаться в этих магматитах до 2-3% и, благодаря своим свойствам, захватывала и захоранивала благородные металлы в интрузивах. Особенно активно процессы сульфидизации расплавов протекали в промежуточных очагах при поступлении в них трансмагматических флюидов. Предполагается мантийная природа таких флюидов и насыщенность их родан-ионом, карбонилами, серой, хлором, фтором, способными транспортировать Cu, Ni, Bi, Te, Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Mo, W на магматическом и послемагматическом этапах формирования комплексных месторождений. При процессах сульфуризации магм Au, Pt, Pd, Cd, Bi, Te, Mo, W в виде растворимых комплексных соединений переходили в расплав. Наличие в магматической системе полисульфидов щелочных металлов способствовало интенсификации этих процессов [27]. Именно совмещением сульфидов благородных металлов с сульфидами щелочных металлов в очагах силикатных расплавов следует объяснять рудогенерирующие способности магм повышенной основности-щелочности. При процессах ферритизации железистых силикатов и металлизации базальтового расплава в условиях земной коры происходило активное растворение золота, платиноидов, редких металлов в окисно-силикатных расплавах. Во флюидонасыщенных расплавах, обогащенных серой, галогенидами, цианидами, карбонилами, происходило перераспределение благородных, халькофильных, редких элементов между различными фазами кристаллизации благодаря их химическому сродству с данными соединениями.

Формирование наиболее крупных и уникальных комплексных золото-платиноидно-редкометалльных гидротермальных месторождений в березитах-лиственитах, аргиллизитах черносланцевых толщ складчато-рифтогенных структур осадочно-вулканогенных поясов, порфировых, уртит-сиенитовых, габбро-плагиогранитных интрузивов протерозоя-фанерозоя трактуется с позиций астеносферного диапиризма, мантийного и внутрикорового метасоматизма [3, 21, 22]. В период внутримантийного метасоматизма происходило накопление благородных металлов во флюидных системах до 50% от общего их количества в исходном мантийном веществе [3, 9]. Комплексные месторождения складчатых областей, платформ связаны с магматическими формациями раннегеосинклинального, инверсионно-орогенного, посторогенного рифтогенно-субплатформенного этапов развития подвижных зон и с сопряженными метасоматитами. Во флюидированных расплавах промежуточных очагов, обогащенных цианидами, карбонилами, галогенидами, сульфидной серой, происходило интенсивное перераспределение золота, ЭПГ, редких металлов благодаря сродству последних с перечисленными соединениями. Различные соотношения CO, CO₂, CH₄, Cl, F, P, H₂S, CNS во флюидных системах различных интрузий и обеспечивало разнообразие сопровождающего комплексного ору-

денения. Геолого-генетическая модель таких комплексных рудных полей и месторождений представляется в таком виде [3, 9]:

1) внутримантийный метасоматоз с перераспределением Au, ЭПГ, RE между магматическим расплавом и флюидной системой ($K_n^{Au} > 0,5$) в астенолитах;

2) внедрение по глубинным расколам ультраосновных-основных-плагиогранитных магм и формирование флюидизированных интрузий под воздействием мантийного флюидного потока, обогащенного благородными металлами ($K_n^{Au} > 300$);

3) образование флюидизированных рудоносных магматитов через промежуточные очаги-камеры на глубинах 20-5 км при подтоке глубинных флюидов, обуславливающих сульфуризацию, ферритизацию, хлоридизацию-фторидизацию и дальнейшую дифференциацию мантийных базальтоидных магм;

4) становление при фиксации серы сульфидоносных, слабо обогащенных ($n \cdot 10^{-6-5}$ мас. %) золотом, платиноидами, редкими металлами (Bi, Te, Se, Mo, W, Re, Nb, Ta, P.З.Э.) ультрамафит-мафитовых тел;

5) контаминация магм коровым материалом при внутрикоровом диапиризме и насыщении их сероносными, карбонильно-роданистыми, хлоридно-фторидными металлоносными флюидами и формирование малых интрузий, серий даек габбро-плагиогранитной, сиенит-гранитной формаций и метасоматитов альбитит-калишпатит-скарново-грейзен-пропилит-березит-лиственит-аргиллизитовых формаций;

6) насыщение тел образующихся метасоматитов кварцем и сульфидами, сопровождавшееся концентрированием ЭПГ, Au, RE в определенных зонах рудно-метасоматической колонны: Ir, Os, Ru, Mo, Sn, W в нижней, а Pt, Pd, Rh, Au, Mo, W, Bi, Te, Se, Cd, Tl, Re (большая часть) в ее средней и верхней частях в грейзенах-березитах-лиственитах-аргиллизитах с сульфидами.

Расчеты объемного баланса вещества показали, что метасоматоз обеспечивал лишь 30-40 % общего количества Au, ЭПГ, RE в рудных телах. Основная часть этих металлов привносилась в зоны локализации руд глубинными гидротермами, отлагавшими их на окислительных барьерах.

Последовательность геологических и геохимических событий при формировании месторождений представляется следующая [3]:

Мантийный метасоматоз глубинного вещества	Становление базит-гипербазитовых интрузий	Зелено-каменное перерождение базитов и серпентинизация гипербазитов	Внедрение габбро-плагиогранитных, габбро-сиенит-гранитных интрузий	Оливинизация серпентинитов	Na-K метасоматоз	Пропилитизация вулканитов	Березитизация, лиственитизация, грейзенизация, аргиллизация магматитов, углеродистых сланцев	Окварцевание, сульфидизация альбититов, калишпатитов, грейзенов, лиственитов-березитов, аргиллизитов, сланцев углеродистых
$K_n^{Au}=0,5-0,6$	$K_n^{Au}=1,2-2,7$	1-0,9	1,7-5,6	0,7-0,8	0,8-0,6 $K_n^{Os}=0,5$	0,9-0,8 0,8	3-300 36-410	>300 >1050

Итак, комплексные золото-платиноидно-редкометалльные месторождения размещаются в орогенно-рифтогенных структурах разного возраста на площадях активного проявления палеодиапиризма и мантийно-корового метасоматизма.

Разломная тектоника, базит-гипербазит-плагиогранитный, диорит-гранодиорит-гранитный, щелочно-гранитный интрузивный магматизм, сопровождающий метасоматизм, контролирующие оруденение, активно проявились в орогенной и особенно в рифтогенной геодинамических обстановках. Глубинные разломы рифтогенного типа, проникая в мантию, дренировали ее и способствовали транспорту глубинного вещества в верхние слои земной коры. Различные типы магматитов, метасоматитов и комплексных руд формировались в начальный, незавершенный и завершенный этапы рифтогенеза. В этом направлении намечается эволюция магматизма от основного-ультраосновного через андезитовый к щелочно-крем-

некислороду, а также сопровождающего разнотипного метасоматизма и комплексного оруденения.

Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, горсто-грабеновым структурам, к рифтогенным впадинам, прогибам, зонам разломов на участках тектоно-гидротермального разуплотнения вмещающих пород.

В рудно-метасоматических колоннах проявилась следующая зональность метасоматитов и руд: внизу – скарны, щелочные метасоматиты, грейзены с вкрапленной золото-платиноидно-молибден-вольфрамовой минерализацией; в средней части – березиты, листвениты с штокверковой золото-платино-молибден-висмут-теллуридной минерализацией; вверху – листвениты, кварцево-жильные с золото-сульфидно-платино-палладиевой ассоциацией.

Платиновые металлы в золотых, сульфидных месторождениях выявляются в ранних скарновых (1-7,2 г/т Pt), альбит-калишпатовых (0,1-1,3 г/т Pt), в поздних грейзеновых, березит-лиственитовых, аргиллизитовых метасоматитах (1-9,3 г/т Pt) и особенно в мышьяково-сульфидных и висмут-теллуридных ассоциациях. Для них устанавливается ступенчато-последовательная природа накопления Au, ЭПГ, RE в зонах рудолокализации в периоды седиментогенеза, метаморфизма, метасоматизма и рудоотложения: КнЭПГ изменяется от 0,5 до 410 и 9150 [3, 28]. Платиновые металлы находятся в рудах в форме самородных металлов, их сплавов, теллуридов, селенидов, мышьяково-сернистых соединений (до 20-30 %) и тонкодисперсных примесей (до 80 %) в сульфидах, оксидах. Размер таких выделений составляет 0,01-0,1 и 0,1-9 мкм [3]. Такие ультратонкие выделения платиновых металлов, называемые класстерами, существенно затрудняют их диагностику и последующее извлечение из комплексных руд.

Наиболее перспективными для обнаружения нетрадиционных золото-платиноидно-редкометалльных рудных объектов следует считать протерозой-фанерозойские орогенные, рифтогенные структуры и зоны тектономагматической активизации ранее консолидированных блоков земной коры с черносланцевыми горизонтами, в которых обнаруживаются габбро-плагиогранитные, диорит-гранодиорит-гранитные, щелочно-гранитные интрузии. Среди них имеются плюмазитовые редкометалльные граниты с повышенными фоновыми содержаниями Au, Ag, Sn, W, Mo, Ta, Nb, Bi, Te, Se, As. Они отличаются широким проявлением аутометасоматических процессов альбитизации-калишпатизации-грейзенизации-березитизации-аргиллизации с сопутствующим комплексным оруденением. Интрузивы с такими минералого-геохимическими показателями распространены в Алтае-Саянском, Забайкальском, Верхоянском, Охотско-Чукотском, Камчатском, Уральском регионах России.

Геохимические причины совмещения различной рудной минерализации в комплексных месторождениях

Рассмотрим особенности распределения хлора и фтора в газовой-жидких включениях в минералах руд, окколорудных метасоматитов и в интрузивных биотитах разных типов комплексных рудных месторождений.

Состав и свойства газовой-жидких, рассольных включений изучены в минералах золото-скарновых, жильно-штокверковых кварцево-золото-сульфидных, золото-порфировых, медно-молибден-порфировых, золото-берилл-колумбитовых, золото-серебряных месторождений протерозоя-фанерозоя. Были изучены включения в минералах скарнов, альбит-калишпатовых, грейзеновых, гумбеитовых, березит-лиственитовых, аргиллизитовых метасоматитов и руд различных типов месторождений методами двойных и тройных водных вытяжек, анализа газовой фазы, декрепитации, гомогенизации [25]. Были получены такие результаты.

Магнезиальные и известковые скарны с золотым оруденением характеризуются хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциево-магниево-магнезиевым составом включений с соотношениями $Cl^-:F^- = 33:1 \div 200:1$, $Na^+:K^+ = 1,8:1 \div 5:1$, $Cl^-:HCO_3^-:SO_4^{2-} = 1:1:0 \div 7:10:1$ и температурами гомогенизации расплавно-рассольных включений в минералах магнезиальных скарнов 830-570°C, а газовой-жидких – 630-200°C в минералах магнезиальных и известковых скарнов. Жильные минералы золотых руд в скарнах имеют хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевый или хлоридно-сернисто-кальциево-натриевый состав газовой-жидких включений, температуры гомогенизации и декрепитации 440-240°C с соотношениями $Cl^-:F^- = 31:1$ и $Cl^-:HCO_3^-:SO_4^{2-} = 1,5:1:1,1$, $Na^+:K^+ = 1,8 \div 6:1$.

Продуктивные кварцы жильных, штокверковых золоторудных месторождений отличаются гидрокарбонатно-сернисто-хлоридно-натриево-кальциевым составом газово-жидких включений с соотношениями $\text{Cl}^-:\text{F}^-=233:1 \div 600:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:1:1 \div 19:12:1$ и $1,6:1:2,4$; $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,2:1 \div 6,6:1$; температурами гомогенизации и декрепитации 420-110°C.

Высокотемпературные околорудные актинолитовые метасоматиты имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевый состав включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=2,6:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=2:1:0 \div 1,1:6,5:1$, температуры гомогенизации 430-250°C. В гумбеитах состав включений отвечает гидрокарбонатно-сернисто-хлоридным, калиево-кальциевым типам с отношениями $\text{Cl}^-:\text{F}^-=35:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:4,9:1,2$; $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,2:1$ и температурами 420-220°C. Березиты и листвениты всех изученных золотых месторождений характеризуются кальциево-калиево-гидрокарбонатно-хлоридно-сернистым составом растворов включений с отношениями $\text{Cl}^-:\text{F}^-=8,1 \div 110:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1,2:1,3:1 \div 3:20:1$; $\text{Na}^+:\text{K}^+=2,7:1 \div 1:1,3$ и температурами гомогенизации и декрепитации от 360 до 180°C.

Золотоносные кварцы близповерхностных золото-халцедон-кварцевых месторождений в пропилитах, вторичных кварцитах, аргиллизитах имеют гидрокарбонатно-сернисто-калиево-кальциевый состав включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,1:1 \div 3,5:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=0:7:5 \div 1:25:7$ и температурами гомогенизации и декрепитации 220-30°C. Рудовмещающие пропилиты и кварциты обнаружили сернисто-хлоридно-гидрокарбонатный, магниевое-калиево-натриевый состав включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=4:1 \div 5,5:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=3:2:1 \div 1:0:5$ в пропилитах и от 1:1 до 1:6 и 0:3:1 $\div$ 0:0:1 в кварцитах и температуры гомогенизации 300-160°C.

В кварцитах медно-молибден-порфирового месторождения Кальмакыр в Узбекистане растворы включений имеют гидрокарбонатно-сернистый, натриево-кальциевый состав с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=3:1$; $\text{Cl}^-:\text{F}^-=300:1-170:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:2:1$. Жильные кварцы золото-порфирового месторождения Каульды того же рудного поля характеризуются гидрокарбонатно-сернистым, кальциево-натриевым составом включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,4:1$; $\text{Cl}^-:\text{F}^-=30:1-7:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:7:2$ и температурами гомогенизации и декрепитации 340-180°C.

Золотоносные альбититы и грейзены Кутурчинского золото-берилл-колумбитового месторождения Восточного Саяна показали хлоридно-фторидно-натриево-кальциевый состав растворов включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=3,6:1 \div 5:1$; $\text{Cl}^-:\text{F}^-=113:1 \div 1,1:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:6:1-113:1:12$ и температуры гомогенизации 460-260°C. При этом неизменные альбититы и грейзены обнаружили хлоридно-натриевый и гидрокарбонатно-фторидно-хлоридный, натриево-кальциевый или фторидно-натриевый состав включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=5:1 \div 1,3:1$; $\text{Cl}^-:\text{F}^-=1,1:1 \div 1,1:8$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=2:4:1 \div 5:2:1$ и температурами гомогенизации 480-280°C. Кварц-ортоклазовые метасоматиты имеют хлоридно-углекисло-кальциевый состав включений в кварце, ортоклазе с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,1:1 \div 5:3$; $\text{Ca}^{+2}:\text{Mg}^{+2}=2:1$; $\text{Cl}^-:\text{F}^-=5:1 \div 25:1$; $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1:3:0 \div 1:10:1$.

Полярографическими анализами в вытяжках из золотоносных кварцев определено золото в количествах $0,6 \div 15 \cdot 10^{-6}$ моль/л, а в золотоносных кальцитах - $31 \cdot 10^{-6}$ моль/л. В околожильных березитах содержания Au во включениях минералов составили $4,8 \cdot 10^{-6}$ моль/л, а в гранат-пироксеновых ассоциациях золотоносных скарнов - $1,7 \cdot 10^{-6}$ моль/л Au.

Для более наглядного представления в составах газово-жидких включений в минералах разных типов месторождений приведен график соотношений Cl^- к F^- (рис. 1). Анализ этого геохимического графика показал следующее.

Концентрации Cl^- и F^- в газово-жидких включениях минералов разных и одних и тех же рудных месторождений отличаются существенно. При этом наблюдается перекрытие полей отношений содержаний Cl^- и F^- для минералов руд, околорудных метасоматитов золото-скарновых, кварцево-золоторудных, золото-медно-порфировых и медно-молибден-порфировых объектов. Лишь минералы золотоносных альбититов, калишпатитов и грейзенов Кутурчинского золото-редкометалльного (с Au, Be, Nb, Ta, Sn, Zr) месторождения образовали на рисун-

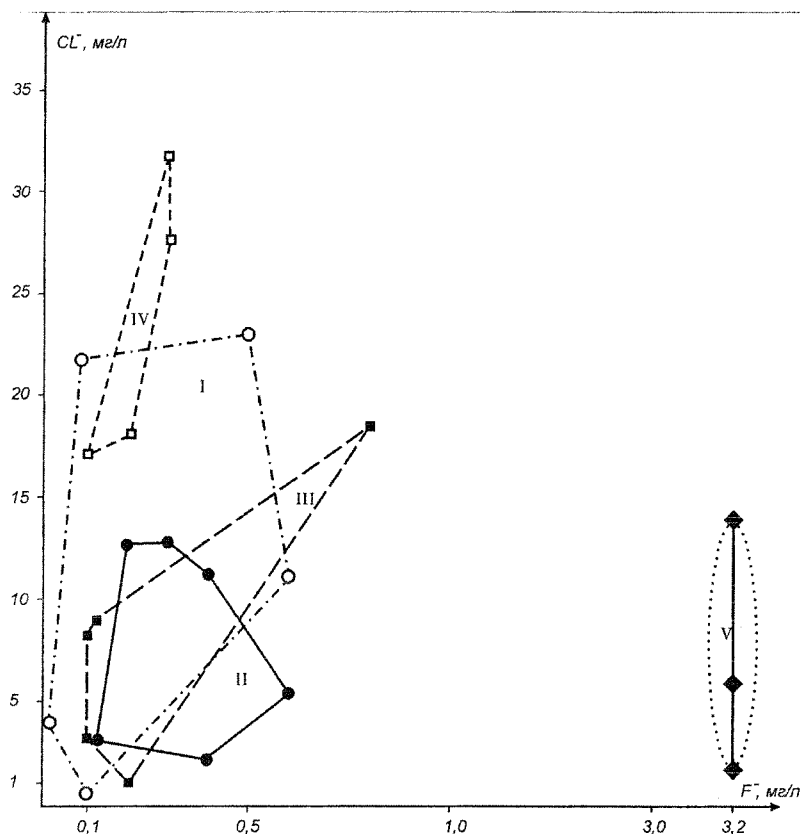


Рис. 1. Соотношение ионов Cl^- к F^- газовой-жидких включений в минералах скарнов (шпинель, фассаит, гранат, диопсид, геденбергит, везувиян, скаполит, волластонит), березитов, гумбеитов, альбитов-кальцитов (кварц, карбонаты) золоторудных, золото-медно-молибден-порфировых, золото-берилл-колумбит-касситеритовых месторождений по данным водных вытяжек (по Коробейникову, [25]).

I – жильно-штокверковые, вкрапленные золоторудные (с сопутствующей Bi , Te , W минерализацией) месторождения (Любавинское, Коммунарское, Балахчинское, Константиновское, Ударное, Эльдоринское, Чармитанское);

II – золото-скарновые месторождения (Ольховское, Медвежье, Тарданское);

III – золото-медно-порфировые месторождения (Каульдинское);

IV – медно-молибденное с Au Кальмакырское месторождение;

V – золото-берилл-колумбит-касситеритовое Кутурчинское месторождение.

ке обособленное геохимическое поле $\text{Cl}^-:\text{F}^-$ благодаря повышенному соотношению анионов Cl^- и F^- в составе газовой-жидких включений.

По данным исследований А.И.Гусева, Е.А.Гусева [29], В.М.Сотникова и А.П.Берзиной [30], А.П.Берзиной с соавторами [31] особенностей распределения Cl и F в составе биотитов гранитоидов золоторудных, золото-платиноидных и молибден-порфировых рудных полей Алтае-Саянской складчатой области, Забайкалья, станового хребта и Кураминского региона Тянь-Шаня [32] автором построены графики соотношений их концентраций, приведенные на рисунке 2.

Анализ построенных графиков показал следующее. Геохимические поля I, II и III соотношений Cl к F в биотитах золотоносных гранитоидов (плагиогранитов, гранодиоритов, тоналитов, монзонитов, сиенитов, лейкогранитов, сиенит-порфиров [29-31]) занимают резко обособленные площади по отношению к полю IV в гранит-порфирах, гранодиорит-порфирах, сиенит-порфирах медно-молибден-порфировых месторождений [30-32] на рисунке 2. Это подтверждает резко неоднородные распределения данных элементов-минерализаторов в интрузивных биотитах золоторудных и молибден-порфировых полей и месторождений. При этом соотношения Cl и F в биотитах кварцево-золоторудных и золото-скарновых месторождений образуют ареал совмещенных геохимических полей I, II и III на рисунке 2. Приведенные гра-

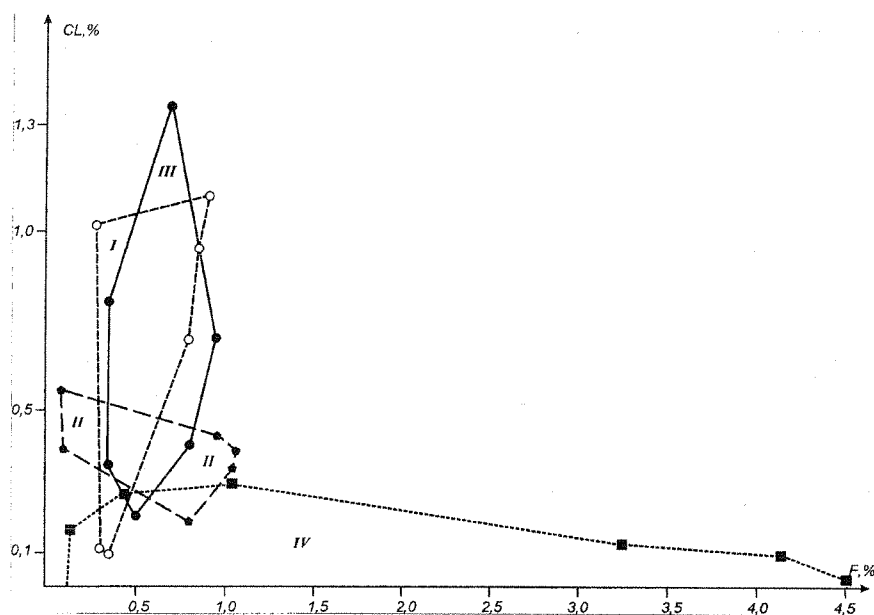


Рис. 2. Соотношение содержаний Cl и F в биотитах гранитоидов кварцево-золоторудных (поле I на графике), золото-скарновых (поле III), золоторудных проявлений Кураминского региона Тянь-Шаня (поле II); медно-молибден-порфировых (поле IV) месторождений Алтае-Саянской, Забайкальской складчатых областей [29-32].

Выделены геохимические поля соотношений Cl к F в биотитах гранитоидов Бериккульского, Федоровского, Центрального, Зун-Холбинского кварцево-золоторудных (поле I); Натальевского, Майского, Тарданского, Синюхинского, Ольховского, Ульменского, Чойского, Караминского золото-скарновых полей (поле III) Алтае-Саянской области; золотоносных гранитоидов Кураминского региона (поле II); гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров Сорского, Аксугского, Жирекенского, медно-молибден-порфировых месторождений Сибири и молибден-порфировых проявлений Станового хребта (поле IV) [31].

фики показывают, что концентрации Cl и F в исходных расплавах и магматических флюидах, формировавших магматиты, были близкими и не превышали значений их соотношений от 1:3 до 4:1.

Лишь в биотитах лейкогранитов, сиенит-порфиров Сорского молибден-порфирового рудного поля соотношения Cl:F в лейкогранитах, гранит- и сиенит-порфирах составили от 1:5 до 1:450, что существенно отличает их от биотитов интрузивных тел золоторудных полей. Тем самым подчеркивается различие концентраций хлора и фтора в исходных магмах и магматических флюидах золоторудных и молибден-порфировых полей.

А.Г.Владимиров с соавторами [33] показали, что содержание F резко преобладают над Cl в стеклах расплавных включений топазов и цирконов редкометалльных гранитов и онгонитов: отношения F к Cl составили от 23:1 до 200:1. Приведенные данные подтверждают резкое преобладание фтора над хлором в расплавах и рассолах, формировавших редкометалльные месторождения Юго-Восточного Памира.

На рисунке 3 показаны соотношения содержаний Cl и F в биотитах рудоносных гранитоидов складчатых поясов Урала, Забайкалья, Средней Азии, США, Монголии по данным исследований В.Н.Холоднова, И.Н.Бушлякова [34]. Как видно из рисунка, гранитоиды, несущие скарново-магнетитовое (поле 1 на рис. 3), золото-кварцево-сульфидное (поле 2 на рис. 3), золото-медно-молибден-порфировое (поле 3), оловорудное (поле 4), бериллий-тантал-ниобиевое, литиевое (поле 5) оруденение, образуют геохимические поля, существенно перекрывающиеся между собой по площадям на 50-20%. Это связано с тем, что минералообразующие послемагматические флюидные системы данных интрузий характеризовались повышенными и близкими концентрациями магматогенных анионов хлора и фтора. По соотношениям F и Cl в биотитах авторы выделили области их состава, характеризующие специализацию магматитов на различное эндогенное оруденение. При близких содержаниях Cl и F в минералообразующих растворах формировались комплексные золото-магнетитовые или золото-касситерито-

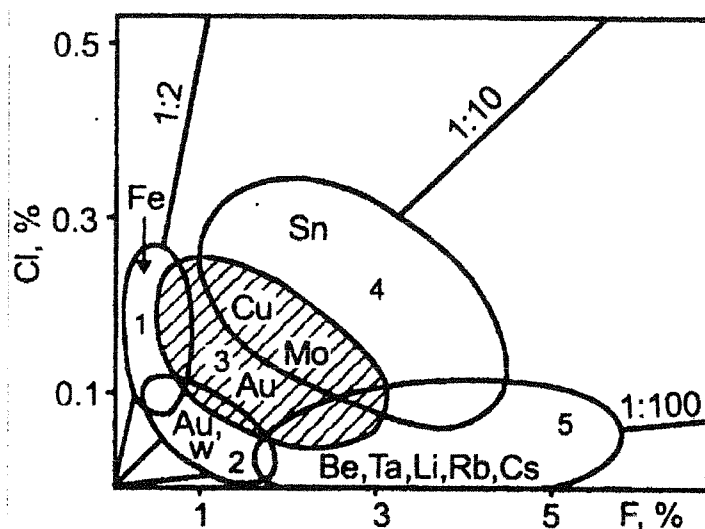


Рис. 3. Соотношение содержаний Cl и F в биотитах с составом рудной минерализации в гранитоидных ассоциациях складчатых систем (Урала и др.), по данным В.В.Холоднова, И.Н.Бушлякова [34].

Выделены геохимические поля: 1 – позднеостроводужные габбро-гранитные серии Урала со скарново-магнетитовым оруденением; 2 – тоналит-гранодиоритовые плутоны окраинно-континентального пояса С1, специализированные на Au-сульфидно-кварцевое оруденение; 3 – гранитоиды с Au-Cu-Mo-порфировым оруденением (Урал, Кураминский хребет, Забайкалье, США и др.); 4 – гранитоиды с оловорудным оруденением (Забайкалье и др. регионы); 5 – гранитоиды с Be, Ta, Nb, Li, Rb, Cs и другим редкометалльным оруденением (Урал, Монголия, Забайкалье и др. регионы).

них и тех же и разных типов месторождений обеспечивает перекрытие на графиках геохимических полей разных типов руд и магматитов. Именно флуктуация минералообразующих растворов приводит к возникновению переходных типов продуктивных минерализаций, т.е. комплексных руд в определенных структурных обстановках. Исследованиями автора показано, что комплексные золото-редкометалльные и золото-платиноидно-редкометалльные месторождения формировались при участии минералообразующих растворов, имевших соотношения Cl:F- от 5:1 до 1,1:1. Напротив, собственно золоторудные объекты характеризуются отношениями Cl:F- во флюидах от 5 до 110:1. В работах И.Н.Бушлякова, В.В.Холоднова показано, что по соотношениям Cl к F в интрузивных биотитах выделяются геохимические поля габбро-плагитогранитных интрузий с золото-сульфидно-кварцевым, гранитоидных интрузий с золото-медно-молибден-порфировым, оловянным и бериллий-тантал-ниобий-литиевым оруденением. Однако эти геохимические поля Cl и F на графиках существенно перекрываются, что свидетельствует о возможности формирования комплексных золото-редкометалльных руд послемагматическими флюидами. Близкие соотношения в биотитах гранитоидов Cl и F в пределах от 1:1 до 1:30 свойственны для комплексных руд, а для биотитов гранитов собственно редкометалльных месторождений этот геохимический показатель должен превышать значения 1:30-1:60 и более.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беневольский Б.И., Зубатарева Л.И., Мишиева Н.В. Благородные металлы в комплексных рудах зарубежных месторождений. М.: ВИЭМС, 1991. 47 с.
2. Орлов В.П. Минерально-сырьевой потенциал и геологическая служба России на пороге XXI века // Разведка и охрана недр. 1995. № 1. С. 3-5.

вые, или золото-медно-молибден-порфировые, или золото-берилл-танталитовые рудные ассоциации в общих геологических структурах. Тем самым создавались предпосылки для возникновения в особых структурных обстановках комплексных месторождений с совмещенными разнотипными рудными ассоциациями золота, ЭПГ и редких металлов.

Итак, геохимические исследования показали, что совмещенные золото-платиноидно-редкометалльные ассоциации формируются при близком соотношении основных минерализаторов Cl и F в рудообразующих растворах, что подтверждено изучением состава газовой-жидких включений в минералах и содержания Cl и F в магматогенных биотитах различных металлонесных интрузий. Следовательно, геохимическими причинами образования нетрадиционных комплексных руд золота, платиновых и редких металлов следует считать определенные соотношения хлора, фтора, а также карбонатов, цианидов, сернистых соединений в послемагматических гидротермах. Значительный разброс соотношений Cl:F- во флюидах од-

3. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1999. 237 с.
4. Лазько Е.Е., Серенко В.В. Перидотиты с зональными гранатами из кимберлитов Якутии: Свидетельство высокотемпературного глубинного метасоматоза и внутримантийного метасоматизма? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 41-53.
5. Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
6. Рябчиков И.Д., Бетчер А.Л. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких давлениях и температурах // Изв. АН СССР. Серия геол. 1980. № 3. С. 56-61.
7. Anderson D.L. The derthe of mantle zeservoirs. Magmatic processes Physicochemical in Principles // The Geochemical Society, Special Publication 1 // Edly B.O. Musen, 1987. P.3-12.
8. Boettcher A.L., O'Neil J.R., Windom K.E. et. al. Metasomatism of the upper mantle and the genesis of kimberlites and alkalibasalts \\ Proc. 2-nd Internat. Kimberlite konf. 1979. V.P. 173-182.
9. Коробейников А.Ф. Золото в эндогенных процессах земной коры и мантии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1233-1237.
10. Олейников Б.В., Коробейников А.Ф., Копылова А.Г. и др. Платина и палладий в металлической фазе земных базитов // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 1. С. 107-109.
11. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 280 с.
12. Green H.W., Gueguen Y. Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle \\ Nature, 1974. V. 249. N 5458. P. 617-620.
13. Lloyd. F.E., Bailey D.K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 389-416.
14. Коробейников А.Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 5. С. 1200-1204.
15. Рябчиков И.Д., Ефимов А.С., Кулигин В.М., Шилин Н.Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 14-18.
16. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1987. 177 с.
17. Олейников Б.В., Коробейников А.Ф., Чесноков В.Л. К геохимии золота в трапповых образованиях Восточной части Сибирской платформы // Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 105-119.
18. Олейников Б.В., Васильев Ю.Р., Коробейников А.Ф. и др. Золото в некоторых породах мантийного происхождения // Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 105-119.
19. Олейников Б.В., Копылова А.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в трапповых интрузивах севера Сибирской платформы // Отечеств. геология. 2000. № 5. С. 21-23.
20. Коробейников А.Ф. Мантийно-коровая модель формирования эндогенных месторождений золота // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Иркутск: ИПИ, 1990. С. 29-40.
21. Коробейников А.Ф. Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений. Томск: Изд-е ТПУ, 1995. 88 с.
22. Коробейников А.Ф. Геолого-геохимическая модель нового нетрадиционного золото-платиноидного оруденения в черносланцевых горизонтах складчатых поясов // Известия Урал. гос. горно-геол. академии. Серия геология и геофизика. Екатеринбург, 1996. Вып. 2. С. 19-24.
23. Коробейников А.Ф. Геохимические критерии золотоносности контактовых метасоматитов гранитоидных интрузий Сибири // Совет. геол. 1976. № 12. С. 37-50.
24. Коробейников А.Ф. Новый тип золотого оруденения в щелочных метасоматитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 1. С. 179-182.
25. Коробейников А.Ф. Состав и свойства минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах // Па-

раметры природного эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Ч. 2. С. 161-174.

26. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции магм. М.: Наука, 1982. 148 с.

27. Павлов А.Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск.: Наука, 1979. 80 с.

28. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные золото-редкометалльные месторождения складчатых поясов: Условия образования и критерии прогнозирования. М.: Геоинформмарк, 1999. 72 с.

29. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 25-32.

30. Сотников В.И., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1993. 132 с.

31. Берзина А.П., Курода И., Сотников В.И., Берзина А.Н. Изотопный состав водорода магматических пород Мо-порфирирового месторождения Сора (Кузнецкий Алатау) // Геол. и геофиз. 2000. Т. 41. № 6. С. 846-856.

32. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. Ташкент: Фан, Уз. СССР, 1983. 144 с.

33. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Чупин В.П. и др. Топаз-литиионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1991, № 4. С. 40-48.

34. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании – редкометалльные и золоторудные образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 285-304.

COMPLEX GOLD-PLATINOID-RARE METAL DEPOSITS – RESERVE OF THE XXI CENTURY

A.F.Korobeinikov

At present day mono-metal gold, platinum or rare metal deposits are basic objects for noble and rare metal industry. But among ore deposits commercial complex deposits with gold-platinoid-rare metal associations have been revealed. Such objects may introduce a significant contribution into raw material source development in the next century. To realize into practice the industrial potential of such non-traditional ore objects it seems to be necessary to develop and strengthen complex mineralogical, geochemical, and technological investigations.

УДК 553.065.2+553.411.071

КОНЦЕПЦИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНАХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Кучеренко И.В.

Обсуждаются вещественно-генетические и геологические критерии сходства и различий золотых месторождений, образованных в углеродистых сланцевых толщах и несланцевом субстрате. Доказывается магматогенное мезотермальное происхождение месторождений обеих совокупностей.

Введение

Результаты почти полувековых исследований металлоносности черных сланцев, образованных во временном интервале более двух млрд. лет, демонстрируют чрезвычайную сложность решения проблемы концентрирования благородных и сопутствующих металлов и образования в сланцевых толщах известных здесь крупных и уникальных месторождений золота.