

Секция 3

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. МЕТОДИКА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МПИ

МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

А.Ф. Коробейников, профессор

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Совместное нахождение золота, серебра, платиновых и редких металлов в повышенных концентрациях на отдельных месторождениях свидетельствует о специфических условиях образования таких рудных объектов, как Сухой Лог, Мурунтау, Бакырчик, Кумтор, Нежданинское, Воронцовское, Олимпиадинское, Ключус, Майское, Калгутинское, Дальнее, Березняковское, Цзуньи, Любина и другие. Они несут промышленно значимую золото-платиноидно-редкометалльную минерализацию среди известных золото-сульфидно-черносланцевых, золото-серебряно-вулканогенных, золото-колчеданных, золото-медно-порфировых, редкометалльно-редкоземельно-карбонатитовых, грейзеновых, альбититовых, золото-скарновых месторождений жильно-штокверкового, прожилково-вкрапленного типов. Такие месторождения создают закономерный ряд комплексных рудных объектов от редкометалльно-содержащих золоторудных (с Bi, Te, Se, Tl, иногда W, Mo, Pt, Pd) через редкометалльноносные золото-платиноидные (с Pt, Pd, Rh, W, Sn, Bi, Te, Se) к комплексным собственно золото-редкометалльно-редкоземельным (с Be, Ta, Nb, Zr, Sn, W, Mo, Bi, Te, La, Ga) объектам. Это значительно расширяет наши представления о существовании возможных новых формационных и геолого-промышленных типов комплексных месторождений, возникавших в специфических геологических обстановках. Такие рудные поля и месторождения контролируются поперечными или диагональными по отношению к глубинным разломам, прогибам и выступам поверхности Мохоровичича установленными гравитационными ступенями по границам горстов, грабенов. В таких структурных блоках рудные объекты располагаются над гравитационными ступенями глубинных сейсмических зон (ГСЗ), отражающих выступы, или гребни фундамента с магматитами, метаморфитами, метасоматитами разного состава с блоками разуплотненных пород низов земной коры и верхней мантии. Они служат доказательством активного проявления глубинных потоков нагретых мантийных флюидов – продуктов плюмтектоники, палеодиапиризма, рифтогенеза в отдельных блоках земной коры.

Формирование комплексных месторождений обеспечивалось процессами седиментации, дислокации, метаморфизма, магматизма и, особенно, метасоматизма на фоне длительно развивающихся мантийно-коровых палеодиапиров, возникавших под воздействием глубинных термофлюидных потоков в зонах расколов земной коры и мантии. Размещение рудных полей и месторождений в орогенно-рифтогенных блоках земной коры контролировалось разломами II порядка, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации и метасоматоза пород на участках проявления интрузий, даек долерит-диабазового, диорит-лампрофирового, гранит-сиенит-порфирового, габбро-плагиогранитного рядов.

Магматические процессы сопровождалась метасоматизмом пород с образованием крупных магмо-рудно-метасоматических колонн протяженностью по вертикали до 3...10 км. Длительно существовавшие и неоднократно проявлявшиеся термофлюидопотоки обеспечивали перераспределение, обмен и вынос компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Формирование месторождений происходило в особых структурах путем синхронного рудообразования с метасоматизмом при распаде глубинных термофлюидных систем благодаря смешению глубинных флюидов с трещинными водами верхних частей земной коры.

Мантийная магмо-термофлюидно-динамическая система. Термоядерные процессы, происходящие во внешнем и внутреннем ядре Земли, приводят к появлению и «дегазации» плазменно-флюидных внутримантийных систем. Импульсная дегазация внешнего ядра в условиях сверхвысоких давлений и температур обеспечивала возникновение вихревых солитонных образований. Возникавшие плюмы проникали во внешние слои Земли и создавали условия для формирования магмо-термофлюидных динамических потоков.

В пределах верхней мантии глубинные флюидопотоки создавали горизонты метасоматически преобразованных ультрабазитов (дунит-перидотитов) с образованием амфиболизированных и флогопитизированных ошелоченных пород. Внутримантийные процессы флюидного преобразования глубинного вещества (амфиболизация дунитов, эклогитов, перекристаллизация гранитов, перидотитов) сопровождалась перераспределением и выносом золота до 50 % от общего его количества в исходных породах мантии (2,6...4 мг/т вместо 10). Наши ранние исследования показали, что среди ксенолитов глубинных пород (гранатовых перидотитов) в кимберлитах, щелочных базальтах были выделены неизменные ультрабазитовые включения и метасоматически преобразованные их разности. В первых содержания Au составляли 8...43 мг/т, а во вторых – 2,6...4. Это свидетельствует о перераспределении и выносе металла при внутримантийном метасоматизме и о возможном формировании металлоносных (Au и ЭПГ) глубинных термофлюидных систем. Исследования гипербазитов, альнеитов, кимберлитов многих регионов показало, что распределение Au в магматитах крайне неоднородное: от 0,5 до 43 мг/т и более. Вероятно, это связано с перераспределением металла при мантийном метасоматизме. Этим и обеспечивалось возникновение магмо-флюидно-рудообразующих глубинных систем в мантии. Процессы глубинной гранитизации (магматического замещения по Д. С. Коржинскому) нижнекоровых блоков пород в областях их активного тектоно-гидротермального разуплотнения под воздействием глубинных флюидопотоков могут служить дополнительными доказательствами заложения «глубинных магмо-флюидно-рудообразующих систем» как продуктов плюмтектоники.

Энергетической основой глубинной тектоники и метасоматизма могли служить периодически повторяющиеся объемные деформации и их упругие последствия (по терминологии Е. Д. Глухманчука), если принять их солитонную природу.

Именно импульсная дегазация ядра и мантии Земли в условиях сверхвысоких давлений и температур обеспечивала появление плюмов как солитонных образований или самоорганизующихся систем по И. Р. Пригожину. Фиксируемые глубинными геофизическими зондированиями блоки отрицательных и пониженных магнитных и гравиметрических аномальных зон, вероятно, подтверждают структурные ловушки для металлоносных глубинных термофлюидов. Это и послужило основой для формирования мантийных магмо-флюидодинамических рудообразующих систем. Крупность возникавших в земной коре рудных объектов обеспечивалась размерами исходных структур-ловушек, а также солитонным-импульсным режимом глубинной дегазации.

Коровая магмо-флюидно-метасоматическая рудообразующая система. В верхних слоях земной коры глубинные флюиды производили разуплотнение пород благодаря процессам метасоматизма и общей гидратации исходных пород с оформлением структурно-литологических ловушек для рудообразующих растворов. Эти процессы приводили к возрастанию объемов отдельных блоков пород до 12...20 об. %, что способствовало возникновению сопряженных горсто-грабенных структур с магматическими телами и черносланцевыми горизонтами. В земной коре магматические процессы сопровождалась метасоматизмом с образованием крупных магмо-рудно-метасоматических колонн в рифтогенных глубинных разломах второго порядка. Рудно-метасоматические процессы развивались благодаря термофлюидным потокам в условиях растяжения и распада глубинной флюидной системы над мантийными диапирами. Наиболее крупные магмо-флюидно-метасоматические колонны по вертикали составляли 5...15 и 1...3 км. Ранние метасоматические процессы (альбитизации-калишпатизации при $T = 520...360$ °C) сопровождалась выносом металлов с K_H^{Au} 0,8...0,5 Pt, Pd 0,9...0,6. При завершающих процессах грейзенизации, березитизации-лиственнизации, аргиллизации происходило накопление металлов с K_H^{Au} до 10...300, $K_H^{ЭПГ}$ до 20...410. Тем самым, метасоматизм оказывался рудоподготовительным этапом в формировании комплексных месторождений.

В условиях земной коры вынос металлов из боковых пород мог достигать 30...50%, а насыщение ими флюидов – до 300...410 раз и более. Можно выделить глубинные зоны (≥ 60 км), где преобладали процессы экстракции рудных компонентов восходящими потоками нагретых флюидов, и области разгрузки флюидов (10...1 км), где отлагались Au, Pt, Pd, Re, Se, Te, Bi, Nb, Ta, W, Mo. При этом региональные процессы низших ступеней метаморфизма (эпидот-амфиболитовой, пренит-пумпеллиитовой) существенно не повлияли на перераспределение Au, ЭПГ, RE в боковых породах рудных полей. Потенциально продуктивными на комплексное золото-платиноидно-редкометалльное оруденение оказались интрузии габбро-плагиогранитной, диорит-гранодиорит-гранитной, габбро-сиенит-гранитной и гранодиорит-порфиоровой формаций. Для продуктивных интрузий архей-протерозойских зеленокаменных поясов, палеозойских и мезозойских складчато-рифтогенных поясов и зон тектономагматической активизации отмечается тенденция к накоплению золота от пород I фазы к породам II фазы – K_H^{Au} 1,1...1,2, а для гранитов III фазы – 0,5...0,9. Неодинаковые тенденции распределения Au в породах последовательных фаз интрузий обусловлены разными условиями становления и дегазации конкретных интрузий. В сложносональных дайках габбро-долеритов, диорит-лампрофиров ряда рудных полей, сформированных путем многократного внедрения расплава (до III-VI фаз) из промежуточных очагов-камер, установлено 2-3-х кратное возрастание содержаний Au в поздних генерациях даек: K_H^{Au} 1,8...7,5. Выявлены пониженные количества Au в ранних фазах внедрения: 2,7...3,5 мг/т вместо 4,6...16 в диабазах IV-VI фаз. Повышенные содержания металла определены в цементирующей массе этих порфиroidных габбро-долеритов: K_H^{Au} 1,3...3,5. Эти данные свидетельствуют о накоплении Au в остаточных магматических расплавах при дифференциации основных магм в промежуточных очагах-камерах (Саралинское золоторудное поле в Кузнецком Алатау). Геохимическими исследованиями установлены коэффициенты распределения Au между расплавом, твердой и флюидной фазами – K_H^{Au} 1,3:2,5:21 для габброидных и 1:53:290 – для гранитоидных магм.

Получены количественные геохимические показатели для потенциально продуктивных и безрудных гранитоидных интрузий и сопровождающих метасоматитов: для продуктивных интрузий $\bar{X}_{Au} \geq 3...4,5$ мг/т, K_H^{Au} 2...3, $\forall Au \geq 200$ %; для непродуктивных интрузий $\bar{X}_{Au} \leq 0,8...2$ мг/т, $K_H^{Au} \leq 1...1,3$; $\forall Au \leq 70$ %. Около продуктивных интрузий развиты золотоносные контактовые роговики и мраморы: K_H^{Au} 1,2...1,4. Основными геохимическими причинами образования комплексных руд Au-ЭПГ-RE следует считать определенные соотношения Cl и F в магмах и флюидах: Cl:F от 5:1 до 1:1 при формировании золото-платиноидно-редкометалльных, от 5 до 100:1 собственно золоторудных и 1:10...60 для редкометалльных руд.

Крупные рудные поля располагаются в террейнах, вулканогенных поясах, окраинных частях сводовых поднятий земной коры умеренной мощности 35...77 км. Они характеризуются блоковым строением и размещаются в узлах наиболее усложненных поперечных и продольных складчато-разрывных структур в зонах активного проявления палеодиапиризма. Внутриплитные поднятия и рифтогенные компенсационные впадины возникали по бокам блоков наибольшего подъема мантийного диапира. Краевые участки диапировых куполов представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых формировались рудоносные черносланцевые формации.

В рудных полях сначала возникали объемные геохимические поля металлов в блоках интенсивного проявления волновых-силовых полей и площадных метасоматитов через мантийно-коровые магмо-термофлюидодинамические системы. При повторных процессах рифтогенеза, метасоматизма происходило наложение и «скручивание» рудного вещества и формировались жильно-штокверковые богатые руды на фоне большеобъемных убоговкрапленных ранних руд.

Оценочными показателями крупных рудно-метасоматических колонн служат:

1) зоны рифтогенеза, плюмтектоники, выявляемые по наличию глубинных магматитов, метасоматитов, блоков разуплотненных пород и других неоднородностей в нижних слоях земной коры, а также выступов мантии в рудных узлах и рудных полях;

2) геохимическая и металлогеническая специализация на Au, Ag, Pt, Pd, Bi, Te, Tl интрузивных тел и метасоматитов;

3) распространенность в магматитах и метасоматитах самородных элементов (C, Bi, Zn, Sn, Au, Pt, Pd, Hg), карбидов (SiC, FeC₃), дефицитно-сернистых минералов (троилит, пирротин), производных глубинных флюидов восстановленного типа;

4) выявление вертикальной магмо-рудно-метасоматической колонны и ее зональности: внизу K-Na метасоматиты с Au-RE рудами, затем березиты-листвениты с Au-Pt-Pd-Re рудами и вверху – аргиллиты с Au-Te-Pd-Tl рудами;

5) проявление вертикальной геохимической зональности: надрудных Sb, Hg, Ba, Tl, околорудных Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Se, As, Au, Ag, Pt, Pd и подрудных Ti, Ni, Co, V, Mn, Be, W, Mo ореолов;

6) смешанный тип изотопных отношений Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, S-S в минералах руд, метасоматитов, свидетельствующий о мантийном и коровом поступлении рудного вещества в зоны локализации.

Итак, крупные и уникальные по запасам комплексные месторождения золота, платиновых и редких металлов формировались под воздействием двух минералообразующих систем: мантийной магмо-флюидно-динамической и коровой гранитоидно-гидротермально-метасоматической в условиях активного проявления процессов плюмтектоники и палеодиapiroзма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Минобрнауки РФ: гранты 06-05-64091, 1-2006-РН-112.0/001.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЗАПАДНОГО УЧАСТКА МАНЬХАМБОВСКОЙ ПЛОЩАДИ

Е.М. Алина

Научный руководитель доцент Л.А. Краснощекова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Маньхамбовская площадь расположена на восточном склоне Северного Урала в верхнем течении реки Ныйс. Она входит в состав Березовского района Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. В геологическом строении района принимают участие осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные, метаморфические образования, а также интрузивные породы широкого возрастного диапазона. Комплекс метаморфизованных образований подразделяется по возрасту на следующие свиты снизу-вверх: Маньхобейнская свита нижнего рифея (R1?mh), Хобейнская свита нижнего-среднего рифея нерасчлененная (R 2-3 hb), Мороинская свита верхнего рифея (R3 mr), Саблегорская свита верхнего рифея-нижнего венда (R3-V1sb).

В геологическом строении участка Западный принимают участие 3 свиты: Маньхобейнская свита (R1?mh); Хобейнская свита (R 2-3 hb); Мороинская свита (R3 mr). На участке Западный пройден профиль вкрест простирающихся основных структур, отобраны образцы пород двух свит: Маньхобейнской свиты нижнего рифея (R1?mh) и Хобейнской свиты среднего-верхнего рифея нерасчлененной (R 2-3 hb) с целью их дальнейшего детального петрографического изучения.

Макроскопически породы, преимущественно, серо-зеленого цвета различных оттенков, обусловленного наличием зеленых минералов – хлорита, эпидота, актинолита в различных сочетаниях с кварцем и мусковитом. Структуры пород средне- и мелкозернистые (размеры зерен соответственно 1...5 мм и менее 1 мм), а также неравномернозернистые. Текстуры преобладают сланцеватые, плейчатые, вкрапленные. Сланцеватые текстуры обусловлены плоскостной ориентировкой листоватых, чешуйчатых агрегатов слюд, хлорита, реже актинолита. Плейчатые текстуры характеризуются наличием микроскладок у пород кварцевого и мусковитового состава и характерны для мусковитовых кристаллических сланцев. Вкрапленная текстура обусловлена мелкой вкрапленностью зерен магнетита размером не более 4...5 мм в основной хлорит-мусковитовой, хлорит-эпидот-актинолитовой, эпидот-актинолитовой массе.

Микроскопически породы имеют кристаллобластовые, гетеро- и гомеобластовые, порфиробластовые, лепидогранобластовые, фибробластовые, гранонематобластовые, нематогранобластовые, гранолепидобластовые структуры. Микротекстуры пород либо ориентированные преимущественно вдоль сланцеватости, либо явно выраженные микрополосчатые.

Минеральный состав метаморфических пород Западного участка Маньхамбовской площади представлен в таблице (табл.).

Анализ таблицы показал, что основным породообразующим минералом является кварц, входящий в состав всех образцов пород в количестве от 15 % до 90 % от объема породы. Мусковит развит в меньшем количестве и составляет от 10 % до 35 % (образцы № 1, 6, 7, 8.). Содержание эпидота может достигать 20...30 % (в образцах № 2, 3, 4), актинолита – 15...35 % (в тех же образцах). Содержание хлорита не превышает 20 % (образец № 1), составляя в среднем 5...10 %. Роговая обманка фиксируется только в образце № 5, где ее

содержание достигает 45 %. Рудное вещество развито практически во всех исследуемых образцах, и визуально его содержания определяются первыми процентами – первыми десятками процентов.

Таблица

Минеральный состав пород Западного участка Маньхэмбовской площади

Название пород	Кварц	Рудное в-во	Мусковит	Эпидот	Актинолит	Лейкоксен	Хлорит	Рог. обманка	Биотит	Плагиоклаз
1. Хлорит-мусковитовый сланец	45	5	30				20			
2. Хлорит-эпидот-актинолитовый сланец	20	15		20	20	15	10			
3. Эпидот-актинолитовый сланец	25	7		20	35	10	3			
4. Актинолит-эпидотовый сланец	30			30	15	10	5			10
5. Эпидот-биотит-амфиболовый сланец	15	10		5			5	45	20	
6. Мусковитовый кристаллический сланец	55	10	35							
7. Мусковитовый кварцит	90		10							
8. Мусковитовый кристаллический сланец	60	5	35							

Изученные ранее [2, 3] парагенезисы породообразующих минералов, их взаимоотношения и история геологического развития района массива Маньхэмбо позволили наметить определенную последовательность процессов метаморфизма на данной площади. Так, установлена характерная особенность вмещающих толщ, выраженная в их полиметаморфических преобразованиях. А.Ф. Коптяев в 1966 г. произвел типизацию метаморфических процессов, наиболее сильно проявленных на Маньхэмбовской площади. Выделены следующие типы:

- 1) региональный прогрессивный метаморфизм верхнепротерозойских образований,
- 2) контактовый метаморфизм, связанный с внедрением гранитов Маньхэмбо,
- 3) динамометаморфизм, связанный с ранними блоковыми движениями,
- 4) региональный прогрессивный метаморфизм в отложениях Хобеинской свиты и диафторез древних пород,
- 5) динамометаморфизм, обусловленный поздними блоковыми движениями,
- 6) контактовый метаморфизм, связанный с малыми интрузиями кислого состава и дайками габбро-диабазов.

Полученные нами результаты петрографического определения вмещающих пород показали, что изученные образцы сформировались в условиях фаций регионального метаморфизма низких и средних температур и умеренных давлений. Согласно схеме метаморфических фаций [1], это фации В4, В3, В2.

К фации зеленых сланцев В4, возникающей на низшей ступени прогрессивного регионального метаморфизма с температурным интервалом $T = 300...500$ °С, нами отнесены хлорит-мусковитовый, хлорит-эпидот-актинолитовый сланцы.

К эпидот-амфиболитовой фации В3, выделяющейся на средней ступени прогрессивного регионального метаморфизма умеренных давлений и средних температур $T = 500...650$ °С, относятся эпидот-актинолитовый и актинолит-эпидотовый сланцы. Мусковитовые кристаллические сланцы также являются среднетемпературными метаморфическими продуктами метапелитов или кислых по составу протолитов, либо имеют диафторированную природу. Они отнесены нами к фации В3 по ассоциации «мусковит + кварц», являющейся наиболее типичной, устойчивостью которой ограничивает сверху эпидот-амфиболитовую фацию.

Амфиболитовая фация В2, возникающая на средних ступенях регионального метаморфизма умеренных давлений, характеризуется температурными интервалами 600...800 °С. К породам данной фации отнесен один из изученных образцов – эпидот-биотит-амфиболовый кристаллический сланец.

Таким образом, изученные породы западного участка Маньхэмбовской площади образовались в условиях фаций группы В регионального метаморфизма. По типичным и характерным парагенезисам образцы отнесены к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям.

К типоморфным минералам фаций следует отнести роговую обманку, актинолит, хлорит. В амфиболитовой фации наряду с роговой обманкой появляются и натровые синие амфиболы. В наиболее низкотемпературных фациях (эпидот-амфиболитовой и зеленых сланцев) роговая обманка сменяется серией актинолита. Хлориты широко распространены среди низкотемпературных метаморфических образований – пород фации зеленых сланцев. Роль их на среднетемпературных ступенях незначительна, а в более высокотемпературных комплексах они никогда не встречаются (за исключением диафторических проявлений).

Литература

1. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М.: Недра, 1972. – 288 с.
2. Щербин С. С., Коптяев А. Ф. О внутреннем строении, условиях и истории формирования гранитного массива Маньхамбо: Тезисы докл. второго Уральск. петрогр. совещ. – Свердловск: Изд-во УФАИ СССР, 1966.
3. Фишман Н. В., Голдин Б. А. Метаграниты герцинского интрузивно-метасоматического комплекса южной части Печерского Урала // Минералогия и петрография севера Урала и Тимана. – Сыктывкар: Комикижн. изд-во, 1967.

**КОСМОСТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ
КОРАЛЬВЕЕМСКОГО ЗЛОТОРУДНОГО УЗЛА**

А.П. Баталов

Научные руководители доцент Ю.С. Ананьев, доцент А.А. Поцелуев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Коральвеемский рудный узел располагается на территории Западной Чукотки, в междуречье рек Коральвеем, Орловка и Хребтовая. В структурном отношении узел расположен на пересечении Койгувеемской тектонической зоны со структурами Южно-Анхойской зоны. Центральную часть рудного узла занимает магматогенная структура, представляющая собой слабо вскрытое эрозией интрузивное тело диорит-монцитгранодиоритового состава мелового возраста, наиболее крупным выходом которого является массив г. Кекура.

Узел характеризуется сложным геологическим строением. В южной части узла вулканотерригенные породы сухорусленской толщи и прорывающие их габброиды и плагиограниты находятся в зоне влияния глубинного разлома. Здесь широко проявлены процессы динамометаморфизма, установлены надвиговые структуры. В строении центральной части участвуют флишеидные отложения нижнего триаса, северной – вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения верхней юры, слагающие прогиб.

По данным геохимических поисков масштаба 1:50 000 были выявлены контрастные аномалии золота, серебра, мышьяка, сурьмы, вольфрама, висмута. В пределах узла по геохимическим аномалиям, приуроченным к кварцевым жилам и апикальным частям интрузий, оконтурены рудные поля Кекура, Бонд, Гонч, Забытый, прогнозируются поля Трехречное и Левокоральвеемское.

По данным гравиразведки масштаба 1:500 000, Коральвеемский рудный узел приурочен к контрастной отрицательной гравитационной аномалии, протягивающейся на километры в северо-западном и юго-восточном направлениях. Магниторазведка масштаба 1:500 000 показала, что площадь узла характеризуется повышенными значениями магнитного поля.

В пределах узла известна разрабатываемая россыпь золота, расположенная в русле реки Коральвеем и ее притоках, а также отработанные россыпи в руслах рек Хребтовая и Орловка. Площадь характеризуется тяжелыми ландшафтными (горная тундра, лесотундра) и климатическими условиями (резкоконтинентальный климат). Особенностью ранее проведенных работ является невысокая достоверность полученной геологической информации и недостаточная изученность.

В связи с этим, актуальным является проблема создания геологической основы поисков с применением комплекса дистанционных методов исследования перспективных площадей, позволяющего оперативно и сравнительно недорого получить достоверную информацию о локализации оруденения.

Собственно, этим и определилась необходимость обработки и дешифрирования космических снимков территории Коральвеемского золоторудного узла с целью составления космоструктурной схемы, уточнения геологической карты района, выявления рудоконтролирующих факторов.

Преимуществами дистанционных методов является: 1. Объективность и метричность исходной информации; 2. Обзорность, непрерывность, наглядность и требуемая детальность; 3. Использование цифровых средств получения информации и обработка в среде геоинформационных систем; 4. Естественная генерализация и повышенная глубинность; 5. Высокая информативность, обусловленная возможностью получения данных в широком диапазоне спектра электромагнитного излучения; 6. Высокая экспрессность и низкая стоимость, что позволяет значительно сократить затраты и сроки выполнения геологоразведочных работ [1, 2].

В работе использованы материалы многозональной космической съемки системы «Landsat-7 ETM+», выполненной 30 июня 1999 г. При съемке использовались два тепловых канала с разрешением 60 м, панхроматический канал с разрешением 15 м и 6 каналов в видимой и ближней инфракрасной области спектра с разрешением 30 м.

Район характеризуется хорошей обнаженностью, практически полным отсутствием четвертичных отложений, которые распространены только в пределах русел наиболее крупных рек, на пологих склонах и плоских горизонтальных водоразделах.

Все операции по обработке снимков осуществлялись с помощью программы **ERDAS IMAGINE**, а дешифрирование и графические построения – с помощью **ArcGIS**.

Методику и последовательность работ можно представить в самом общем виде следующим образом: дешифрирование исходных растровых материалов; создание спектрального снимка с использованием каналов 1-5 и 7; расчет индексов, проведение классификаций, корреляционный анализ методом главных компонент и др.; интерпретация полученных результатов; графические построения.

Одним из наиболее важных этапов работы является создание таблицы признаков дешифрирования (табл.).

В таблице представлены основные элементы, контрастирующие на фоне остальных и имеющие, как правило, конкретные черты, присущие каждому отдельному элементу.

На снимках хорошо читаются интрузии гранит-гранодиоритового состава, которые определяются по монотонной окраске и ровной поверхности склонов. Практически во всех случаях интрузии сопровождаются ореолами измененных пород, предположительно роговиков, имеющих более темный фототон. Интрузии на снимках всегда оказываются приподнятыми над поверхностью остальных пород. Для вулканогенных образований характерен плоский широкий водораздел, границы которого трассируются бровкой более яркого фототона. Склоны прямые, иногда вогнутые.

Отчетливо видны элементы слоистости осадочных толщ, что позволяет разобраться в структуре района. Литологические разности терригенных толщ также подчеркиваются различием фототона, текстурой рисунка. Это объясняется, по-видимому, разницей в количественном соотношении примесей вулканогенного и терригенного материала. Необходимо отметить, что характер слоистости может также служить характеристикой компонентного состава пород. В некоторых случаях проявляются элементы залегания, поэтому можно выявить складчатые структуры.

Разрывные нарушения читаются по характерным смещениям соответствующих элементов структур друг относительно друга и контролируются отрицательными формами рельефа, долинами наиболее крупных рек, либо резкими ровными границами геологических тел. Ориентировка региональных разломов преимущественно северо-восточная и юго-восточная.

Несколько сложнее обстоит дело с выделением границ стратиграфических подразделений, которые проявляются относительно слабо, либо совсем не проявляются.

По результатам ранее проведенных геологоразведочных работ было установлено, что интрузивные образования приурочены к элементам разломной тектоники и имеют в плане вытянутую вдоль них форму. По результатам геохимических работ, выявленные на участке ореолы рудных металлов располагаются в апикальных либо центральных частях магматических тел и всегда к ним приурочены.

Таблица

Признаки дешифрирования элементов геологического строения Коральвеевского рудного узла

Вещественные комплексы	Краткая характеристика компонентов ландшафта и фотоизображения геологических объектов		
	Формы рельефа	Рисунок фотоизображения (текстура)	Спектральные характеристики и фототон
	Поверхность поймы и русла	Пятнистый, древовидный	Разные, но обычно четко отличаются от коренных пород
Меловые отложения	Грядовый, куэстовый, часто слоистый. Водоразделы узкие, склоны ровные	Однородный, точечный	Желтовато-фиолетово-синий, синий на спектральнональном снимке в комбинации 7-6-1
Юрские отложения	Холмистый, пологие склоны выпуклой формы, водоразделы широкие	Полосчатый, пятнистый	Зеленовато-желтовато-фиолетовый на спектральнональном снимке в комбинации 7-6-1
Триасовые отложения	Холмисто-сглаженный, водоразделы выпуклые, узкие	Однородный, пятнисто-точечный	Пока трудно сказать
Палеогеновые вулканы основного состава (базальты)	Приподнятые плоские широкие водоразделы, склоны вогнутые, полосчатые	Пятнистый	Более светлый, всегда подчеркивается контрастной бровкой
Ранне- и поздне-меловые интрузии гранит-гранодиоритового состава	Система гребней дугообразных и прямолинейных, водоразделы узкие, склоны ровные	Точечный, однородный	Яркие, монотонные
Элементы залегания	Пластовые треугольники, прямолинейные элементы слоистости		
Разрывные нарушения	Русла рек, уступы		

В процессе работы было установлено, что дешифрируемые разрывные нарушения и элементы слоистости осадочных толщ в пределах рудного узла контролируют положение в пространстве и ориентировку ореолов рассеяния металлов.

По результатам дешифрирования были уточнены границы магматических тел и закартированы новые интрузивные тела, установлены более точно границы стратиграфических подразделений, выявлены кольцевые структуры и крупные, ранее не выделяемые разломы. Выявленные в результате дешифрирования рудоконтролирующие признаки позволяют локализовать перспективные участки для постановки детальных поисковых работ.

Литература

1. Поцелуев А. А., Архангельский В. В. Дистанционные методы исследования окружающей среды. Учебное пособие для вузов. – Томск: СТУ, 2001. – 184 с.
2. Аэрокосмические методы геологических исследований / Под ред. А. В. Перцова. – СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2003. – 316 с.

**АНАЛИЗ МНОГОМЕРНЫХ ДАННЫХ СОДЕРЖАНИЙ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
СОБОЛЕВСКОГО УЧАСТКА БАСЕЙНА Р. КУН-МАНЬЕ ЗЕЙСКОГО РАЙОНА АМУРСКОЙ
ОБЛАСТИ**

О.С. Борзых

Научный руководитель доцент М.М. Лабушев

**Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья
(КНИИГиМС), г. Красноярск, Россия**

Целью исследований многомерных данных содержаний химических элементов в рудах было получение дополнительной информации для оценки медно-никелевых руд Соболевского участка Исполинской рудоносной структуры. Исходными данными для проведенной далее свертки цифровой информации с использованием коэффициентов пропорциональности послужили результаты химического анализа по скважинам 10,13 и 25 на медь, никель и кобальт. Эти анализы были предоставлены мне в ГУГПП «Дальгеофизика» во время прохождения преддипломной практики. Количество керновых проб по скважинам составляет соответственно 13, 30 и 40.

Для изучения распределения содержаний рудных элементов были определены выборочные статистики (табл. 1), построены гистограммы распределения содержаний никеля, меди и кобальта от кровли до подошвы рудного тела по каждой скважине. Вся обработка данных проводилась в компьютерной программе Excel.

Таблица 1

Выборочные статистики содержаний химических элементов

Номер скважины, хим. элемент	Среднее содержание, %	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
10 Ni	0,58	0,46	80
Cu	0,15	0,06	39
Co	0,011	0,006	53
13 Ni	0,78	0,50	65
Cu	0,24	0,17	69
Co	0,012	0,006	50
25 Ni	0,48	0,33	69
Cu	0,15	0,10	67
Co	0,008	0,004	48

Вместе с этими данными анализировалась пропорциональность изменения содержаний указанных элементов при помощи информационных коэффициентов пропорциональности (ИКП). Это позволило одновременно рассматривать пропорциональность содержаний трех, а не двух элементов. При помощи этих данных была обеспечена возможность сопоставления изменчивости содержаний элементов и изменчивости их пропорциональности как в пределах отдельных рудных подсечений, так и для всего разреза (рис. 1).

Информационные коэффициенты пропорциональности являются математическим обобщением понятия коэффициента пропорциональности для любого количества положительных чисел [1]. Формулы для его расчета аналогичны формулам для определения количества информации двух совместных событий.

Количество информации $T(a,b)$ двух совместных событий A и B рассчитывается с использованием понятий неопределенностей этих событий $H(a)$ и $H(b)$ и их совместной неопределенности $H(a,b)$

$$H(a) = -\sum_{i=1}^n p(a_i) \log_2 p(a_i),$$

$$H(b) = -\sum_{i=1}^m p(b_i) \log_2 p(b_i),$$

$$H(a, b) = -\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m p(a_i, b_j) \log_2 p(a_i, b_j),$$

где a_i и b_j принято считать множествами возможных состояний событий A и B с соответствующими вероятностями $p(a_i)$ и $p(b_j)$. Формулы приведены для случая, когда события A и B имеют, соответственно, n и m состояний каждое.

$T(a,b) = H(a) + H(b) - H(a,b)$, причем показатель $T(a,b)$ всегда положителен или равен нулю.

Примером применения этих уравнений могут служить точечные объекты на плоскости, сегментированной на 9 равных квадратов. Моделью такого пространственного распределения является квадратная матрица, в которой количество точек на сегменте плоскости определяет соответствующий элемент матрицы. В расчетах используется количество точечных объектов в строках (a_i), столбцах (b_j) и отдельных сегментах (a_i, b_j).

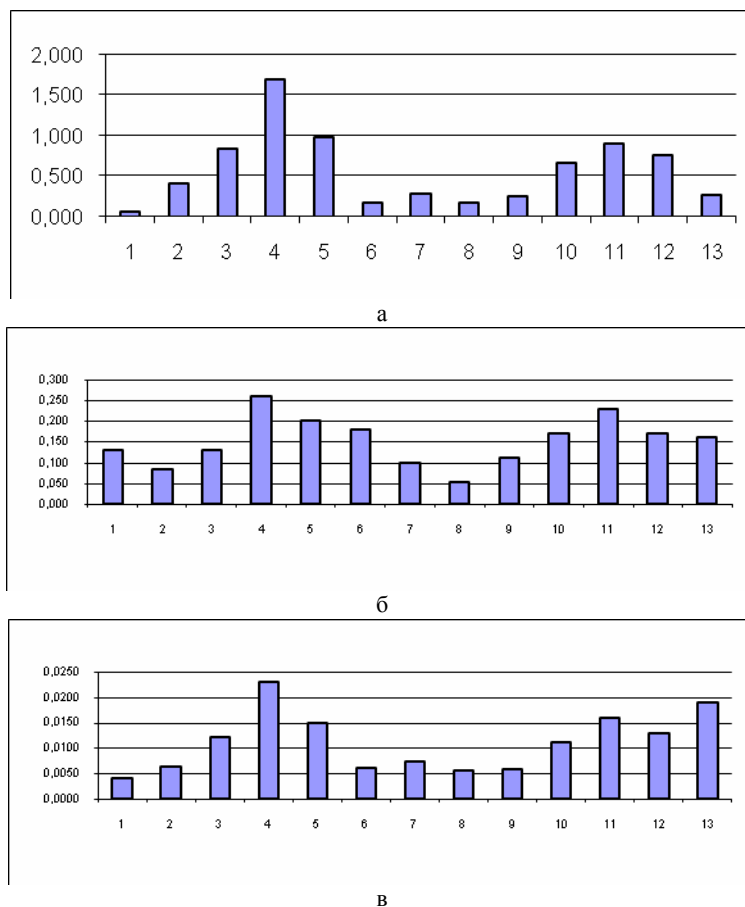


Рис. 1. Распределение содержания элементов по рудному подсечению скважины 10 от кровли до подошвы (А – никель, Б – медь, В – кобальт)

Как меру пропорциональности множества цифровых данных, предложено использовать информационный коэффициент пропорциональности $I(a,b)$ [1], который вычисляется с использованием понятий информационных коэффициентов строковой, столбцовой и матричной пропорциональности $K(a)$, $K(b)$ и $K(a,b)$ по формулам, которые аналогичны используемым для вычислений $T(a,b)$

$$K(a) = -\sum_{i=1}^n k(a_i) \log_2 k(a_i),$$

$$K(b) = -\sum_{i=1}^m k(b_i) \log_2 k(b_i),$$

$$K(a,b) = -\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m k(a_i, b_j) \log_2 k(a_i, b_j), \text{ где } k(a_i) \text{ и } k(b_j) \text{ – это обычные коэффициенты}$$

пропорциональности, числители которых равны соответственно суммам элементов i -строки и j -столбца, а знаменатели – сумме всех элементов матрицы вычислений. Формулы приведены для случая, когда матрица имеет n строк и m столбцов.

$I(a,b) = K(a) + K(b) - K(a,b)$, причем показатель $I(a,b)$, также как и $T(a,b)$, всегда положителен или равен нулю.

При вычислениях этого коэффициента отношения величин к их сумме находятся без интерпретации полученных частных от деления как вероятностей. Все действия выполняются только с этими отношениями и носят матричный характер.

Выбран стандарт изучения пропорциональности величин, предусматривающий использование квадратной матрицы вычислений, включающей 9 элементов. Использование при расчетах большей матрицы

приводит к росту вероятности получения равных информационных коэффициентов пропорциональности для существенно различных по элементам матриц.

Отказ от вероятностной интерпретации отношений отдельных элементов, сумм элементов по строкам и столбцам к общей сумме всех элементов является новым подходом. Перспективы изучения пропорциональности величин при помощи предлагаемого подхода связаны с аналогичностью формул количественного определения информации и расчета $I(a,b)$ и с возможностью в цифровом виде характеризовать пропорциональность любого количества чисел.

Гистограммы распределений содержаний рудных элементов и их пропорциональности по каждой скважине ведут себя по-разному. Наиболее простые распределения характерны для рудного подсечения скважины № 10. Здесь наблюдается отчетливое бимодальное распределение содержаний никеля и меди. Такая особенность характерна и для гистограммы информационных коэффициентов пропорциональности, хотя здесь наблюдается тримодальное распределение за счет более сложного характера поведения кобальта.

Важные данные были получены по скважине № 13. По гистограммам содержаний элементов выявляется пять участков, которые не проявлены так отчетливо в распределении коэффициентов пропорциональности (за исключением одного элемента). На всех четырех гистограммах четко виден резкий скачек содержаний в кровле рудного тела. Это объясняется тем, что первые четыре пробы были отобраны не в рудоносных вебстеритах, а в милонитах.

Резкий рост значения ИКП до уровня, характерного для рудного тела, происходит не в пятой а уже в третьей пробе, за счет характерного сочетания содержаний рудных элементов. Пропорциональность содержаний здесь является своеобразным индикатором приближения к рудному телу. Эта особенность подтверждается и для подошвы рудного тела, где резкие падения содержаний еще не сопровождаются резким уменьшением ИКП, которое ожидается на большем удалении от высоких концентраций рудных элементов. Такое поведение ИКП говорит о том, что высокие содержания рудных элементов могут сопровождаться более обширными ореолами «рудных» значений ИКП.

В рудном подсечении скважины 25 распределение содержаний и показателей их пропорциональности носит самый сложный характер. В кровле рудного тела в пятой пробе наблюдается резкое увеличение ИКП до уровня значений, характерного для рудного тела, а в подошве уменьшение значений ИКП происходит не так быстро, как уменьшение содержаний никеля, меди и кобальта. Это согласуется с тенденцией, отмеченной для скв. 13.

По всем полученным результатам можно провести аналогию с аномально высокими относительно фоновых содержаниями химических элементов вокруг рудных тел. Эта закономерность является основой геохимических методов поисков. И это подтверждает хорошие перспективы использования ИКП для выявления рудных тел.

Расчет коэффициента вариации для ИКП по всем рудным подсечениям (табл. 2) показывает, что этот показатель за счет существенно более низкого коэффициента вариации является более эффективной характеристикой рудных подсечений, чем содержания отдельных элементов. Возможно это позволит более детально характеризовать структуру рудных тел.

Таблица 2

Выборочные статистики ИКП

Номер скважины	Количество проб	Среднее значение	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации
10	13	0,49	0,12	23%
13	30	0,49	0,15	30%
25	40	0,46	0,14	30%

Литература

1. Лабушев М. М. Информация и пропорциональность величин в природе. – Красноярск: Изд-во ГУЦМиЗ, 2004. – 136 с.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И БИТУМИНОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ 101 ВОСТОЧНО-ХОХРЯКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.А. Воробьев

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Цель исследования – литолого-петрографическое и битуминолого-геохимическое выявление нефтематеринских пород в разрезе глубокой скважины 101 Восточно-Хохряковского месторождения.

Актуальность исследования связана с проблемой формирования многоэтажной нефтегазоносности палеозойских и юрских отложений. По имеющимся геофизическим и геологическим данным, в скважине 101 не ожидался приток углеводородных флюидов, а при испытаниях выявлена многопластовая залежь. Были поставлены следующие задачи изучения разреза скважины:

- построить детальную литологическую колонку разреза;

- определить фациальные палеогеографические обстановки формирования отложений на стадии седиментогенеза;
- уточнить геохимические фации диагенеза отложений, выявить в разрезе нефтематеринские породы, оценить их мощность и степень однородности;
- выявить особенности проявлений битумоидов в разрезе, пути их миграции;
- дать рекомендации по заложению следующей глубокой скважины, вскрывающей отложения палеозоя.

Хохряковское месторождение приурочено к северной части Александровского мегавала Васюганно-Александровской гряды.

Глубокой скважиной 101 (3000,0 м) вскрыты терригенные отложения мезозоя, залегающие на палеозойских кристаллических породах фундамента. Последний вскрыт на глубине 3000,0 м и сложен вулканитами, метаморфическими и метасоматическими породами.

Стратиграфический разрез мезозойских отложений представлен отложениями юры и низов мела. Юрские отложения сложены породами тюменской, наунакской, георгиевской и баженовской свит.

Методика изучения разреза скважины ориентирована на использование флюидодинамической концепции нефтегазообразования [2, 4], знание критериев выделения нефтематеринских пород [2] и наличие оборудования, позволяющего выявлять нефтематеринские породы, используя комплекс методов [4] и люминесцентный микроскоп Мик-Мед-2.

Изучение керна пробуренной на месторождении скважины осуществлялось в соответствии с технологией, разработанной в Томском политехническом университете. В технологической цепочке выделяются звенья традиционных литологических, петрографических и минералогических исследований, а также новых ядерно-геохимических и битуминологических.

Анализ литологических и фациальных особенностей юрских отложений разреза скважины проводился с использованием методики В.П. Алексеева [1] и позволил сделать выводы об условиях образования отложений баженовской, георгиевской, наунакской и тюменской свит. В отложениях тюменской свиты предполагаемые ландшафтные обстановки формирования отложений периодически меняются от морских переходных до континентальных. Континентальная обстановка осадконакопления была спокойной, и диагенез осадка происходил в условиях слабо восстановительной среды. Можно предположить, что это были озерно-болотные условия. Это подтверждается набором переслаивающихся пород – аргиллитов, алевролитов и песчаников. Текстуры, подтверждающие эти обстановки, тонкогоризонтальнослоистые, волнистослоистые, линзовиднослоистые, косослоистые, редко однородные. Для диагенеза пород в переходных обстановках в условиях малоподвижного бассейна характерны окислительные обстановки с отрицательными значениями ΔSi пород. В отложениях наунакской свиты обстановка осадконакопления была спокойной, и диагенез осадка проходил в условиях очень слабой восстановительной среды. Предполагаемая обстановка формирования отложений менялась сверху вниз по разрезу от переходной прибрежно-морской до континентальной озерно-болотной. Наличие континентальных озерно-болотных обстановок формирования пород подтверждается переслаиванием аргиллитов, песчаников и алевролитов, а также наличием характерных для этих обстановок текстурных признаков – тонкой горизонтальной, волнистой, линзовидноволнистой, косой и иногда однородной слоистостью. В отложениях баженовской и георгиевской свит особенности компонентного состава пород (присутствие глауконита, пирита и морской фауны) указывают на формирование отложений в морских обстановках сначала в условиях более пригодных для существования животного мира, а затем в более застойных и затхлых условиях осадочного бассейна доманикового типа. Дальнейшее преобразование пород происходило в восстановительных геохимических фациях диагенеза. Предполагаемая ландшафтная обстановка формирования пород – переходная прибрежно-морская в условиях мелководного малоподвижного соленого бассейна, а обстановка диагенеза менялась от слабовосстановительной до резко восстановительной [1].

Углубленные исследования были посвящены петрографической и минералогической характеристике пород. Из отложений разреза были взяты 15 образцов, представляющих отложения баженовской, георгиевской, наунакской и тюменской свит и пород фундамента в интервале 2508,0...3000,0 м.

В результате петрографического и минералогического изучения пород, обобщая результаты, можно сделать следующие выводы.

1. Породы изученного разреза скважины в значительной степени изменены процессами преобразования. Это заметно даже при визуальном просмотре пород и отображено в изменении оттенков и цветов пород. Минеральные преобразования вызывают осветление, побурение, пожелтение. Некоторые породы приобретают зеленоватые оттенки.

2. Визуально заметны проявления трещиноватости, зеркал скольжения, брекчирование и появление мелких зонк дробления, явлений катаклаза.

3. Под микроскопом видны факты замещения, коррозии и преобразования обломочных компонентов пород и минералов. На общем фоне преобразований пород образуются новые минералы – минералы кремнезема (халцедон, кварц, опал), карбонатные (кальцит, доломит, сидерит) и глинистые – каолиновые, иллитовые и монтмориллонитовые (смектиты).

4. В результате коррозии минералов, их частичного растворения и выноса петрогенных компонентов появляется новообразованная пористость (рис. 1).

5. Наиболее интенсивно процессы преобразования проявились в пластах Ю₁₋₃, Ю₂ и Ю₄.

Породы в пришлифовках изучены в ультрафиолетовом свете под люминесцентным микроскопом ЛЮМАМ, а петрографические шлифы – под люминесцентным микроскопом Мик-Мед-2.

Отложения георгиевской, наунакской и тюменской свит и палеозоя изучены в интервале 2508,0...3000,0 м. Результаты изучения показали широкое распространение следов миграции битумоидов в породах. По наличию миграционных зон битумоидов, их скоплений в порах и трещинах устанавливается факт интенсивной битуминозности разреза в целом. Сингенетично-битуминозные (нефтематеринские) породы представлены в

отложениях баженовской, георгиевской свит мезозоя (рис. 2) и в отложениях фундамента. Малоощные ураноносные отложения с сингенетичными битумоидами также обнаруживаются среди отложений тюменской свиты. В условиях активного дренажа они также служат источником битумоидов. Часто их скопления залегают над или под сингенетично-битуминозными арглллитами в пределах одного пласта (например, в пласте Ю₄).

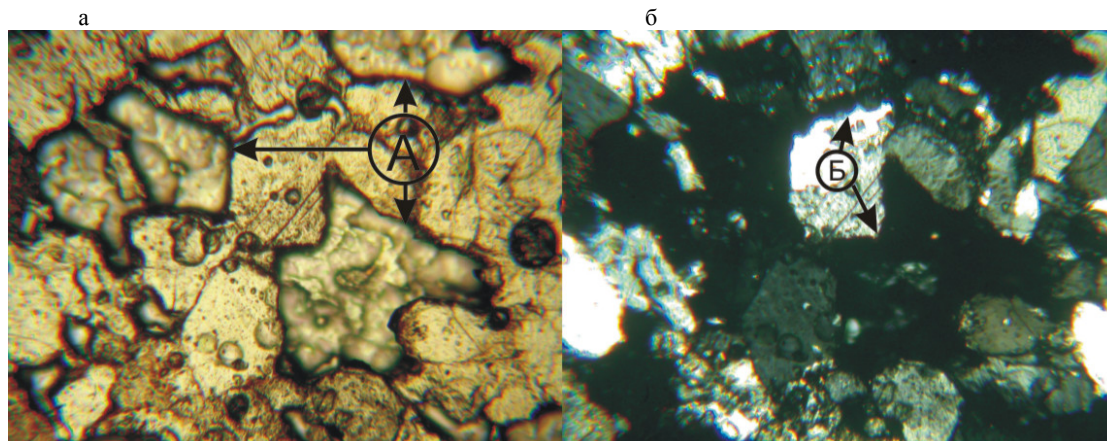


Рис. 1. Песчаник мелкозернистый, граувакковый аркоз
а - новообразованные крупные поры, б - интенсивная коррозия обломков
Наунакская свита. Пласт Ю₁₋₃. Шлиф 101/29. Скв. 101, гл. 2538,0 м

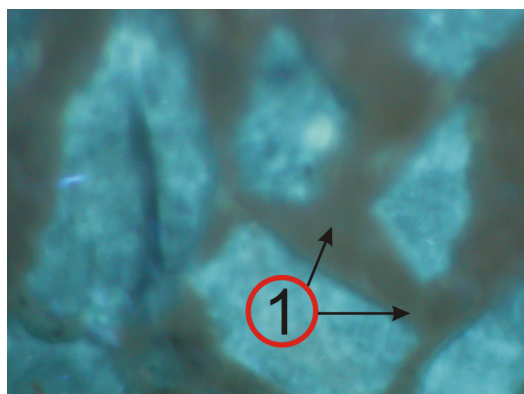


Рис. 2. Песчаник мелко-среднезернистый
с высоким содержанием миграционных
битумоидов маслянисто-смолистого
состава (буроватое свечение) в
межзерновых промежутках (1)
Георгиевская свита
Шлиф 101/1. Скв. 101, гл. 2508,0 м

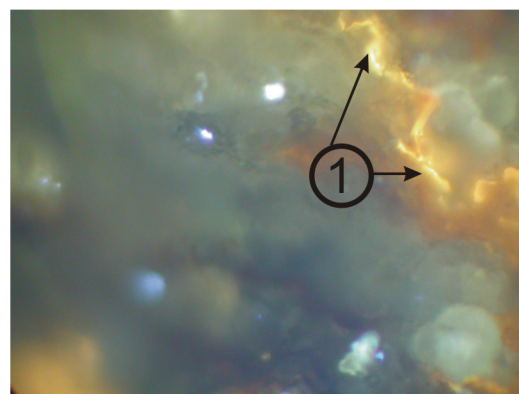


Рис. 3. Песчаник мелкозернистый с преобладанием
эпибитумоидов смолистого
состава в цементе (в трещинах – миграционные
битумоиды маслянистого состава (желтое
свечение – 1)
Тюменская свита. Пласт Ю₉
Шлиф 101/109. Скв. 101, гл. 2857,3 м

Особенностью сингенетичных битумоидов в нефтематеринских породах исследуемой территории, является преобладание в разрезах смолистых и смолисто-асфальтовых битумоидов, что, вероятно, свидетельствует о проявлении процессов нефтеотдачи в прослоях и пластах нефтематеринских пород. Большое разнообразие битуминозных структур и текстур в породах фундамента, вскрытых скважиной 101, указывает на начальные стадии миграции и процессы битумоотдачи.

В целом, результаты исследований свидетельствуют о возможности образования нефтегазовых залежей не только в пределах пластов юрских отложений, но и в породах фундамента.

Все данные люминесцентно-микроскопического анализа пород по скважине свидетельствуют о том, что процессы битумообразования происходили довольно интенсивно не только в мезозойских, но и в палеозойских отложениях. Факт битумообразования устанавливается по всему изучаемому разрезу скважины по широкому распространению следов миграции битумоидов в породах и наличию сингенетично-битуминозных пород. Следы миграции наиболее многочисленны и интенсивны в тюменской (рис. 3), наунакской, баженовской и георгиевской (рис. 2) свитах, а также в отложениях фундамента.

Сингенетично-битуминозные (нефтематеринские) породы представлены в отложениях баженовской, георгиевской свит мезозоя и в отложениях фундамента.

Важным результатом проведенных исследований является обнаружение в разрезе изучаемой скважины пород фундамента, которые по литологическим характеристикам можно отнести к нефтематеринским. Они представлены кремнисто-полевошпатовыми метасоматитами с аномально высокими концентрациями урана, что свидетельствует о присутствии в породах нефтегенерирующего керогена типа II. В породах обнаружены сингенетичные битумоиды и следы их миграции в поры и трещины. В породах видны реликты мелких гастропод, подтверждающие первично седиментационную природу нефтегенерирующих пород, превращенных в метасоматиты (рис. 4).

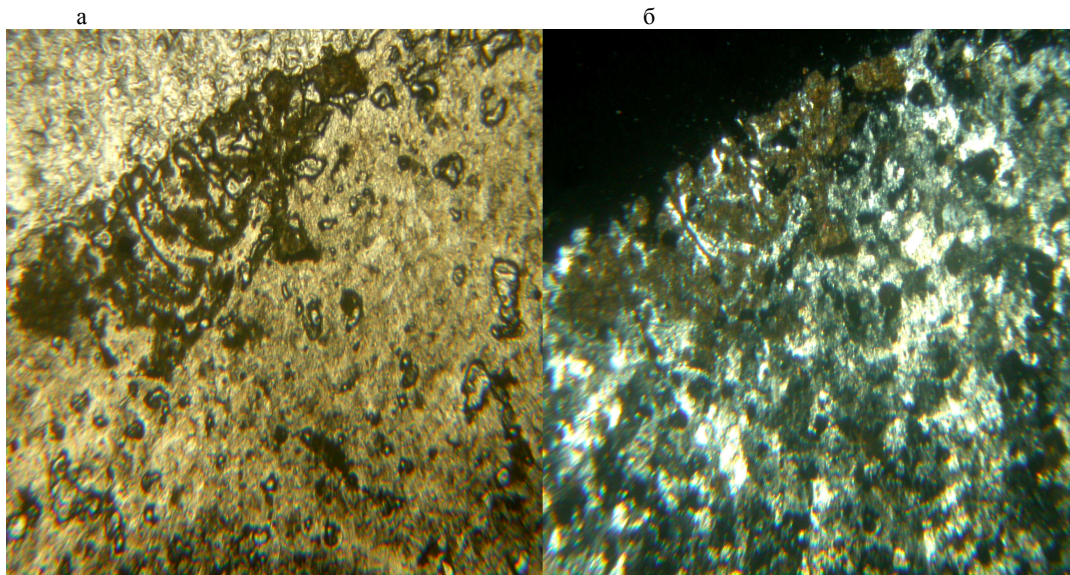


Рис. 4. Метасоматит (метариолит) с захороненным органическим веществом в виде реликта гастроподы в кремнисто-глинистой кристаллической массе породы Кристаллический фундамент. Шлиф 101/116. Скв. 101, гл. 2990,0 м

Практическую значимость обнаружения нефтематеринских пород в палеозойских отложениях трудно переоценить, так как дальнейшие исследования распространенности этих отложений позволят повысить эффективность поисковых работ. Развиваемая в последние годы флюидодинамическая модель нефтегазообразования предполагает активную генерацию УВ в породах фундамента и их аккумуляцию в терригенных отложениях Западной Сибири [3].

В заключение можно отметить, что комплексные литолого-петрографические и ядерно-геохимические исследования позволяют сопоставить перспективность отложений, вскрытых глубокой скважиной, с другими скважинами, пробуренными на территории месторождения, и указывают на целесообразность заложения следующей скважины на куполе Восточно-Хохряковской структуры вблизи скважины 101.

Литература

1. Алексеев В. П. Литолого-фациальный анализ. Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. – 147с.
2. Столбов Ю. М., Столбова Н. Ф. Способ определения типа захороненного органического вещества. Авт. св-во № 1394959 от 08.01.88.
3. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. – М.: Мир, 1981. – 501 с.
4. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Роль флюидодинамики в развитии нефтегазоносных бассейнов // Вест. моск. ун-та, 1994. – Сер.4. – № 5. – С. 3–11.

К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

Н. А. Зимановская

Научный руководитель профессор Б.А. Дьячков

**Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Казахстан**

Критерии прогноза и поиска месторождений цветных, благородных и редких металлов на Алтае разрабатывались многими научными и производственными организациями Казахстана и России (1950-1990 гг.), что привело к открытию ряда крупных месторождений меди, свинца, цинка, золота и других полезных ископаемых. Но к настоящему времени фонд открытых новых месторождений практически оказался исчерпанным, поэтому возникла острая проблема поиска новых путей для коренного усовершенствования методологии металлогенических исследований и прогноза месторождений. В этой связи появление новых мобилистских геотектонических гипотез позволяет пересмотреть традиционные взгляды на эволюцию

рудоносных структур региона с целью разработки новых подходов к прогнозно-металлогеническим работам. Особое значение имеет уточнение критериев прогнозирования сульфидного медно-никелевого оруденения, проявленного в Жарма-Саурском рудном поясе (типы Максута и Харатунги) [2, 3].

Месторождение Максут характеризует новый для региона тип сульфидного медно-никелевого оруденения, генетически связанный с гипабиссальными малыми интрузиями габброидов позднеколлизийной стадии развития региона (максутский комплекс C_{2-3}). Большой вклад в изучение месторождения внесли В. А. Денисенко, Б. В. Александров, Р. С. Сарваров, Г. А. Лузянин, В. П. Кадач и другие исследователи. Ранее оно относилось к магматической ликвационной и гидротермальной медь-кобальт-никелевой [4] или медно-никелевой формации. В региональном плане массивы габброидов размещаются над склонами поднятий метабазальтового слоя и выделяются гравимагнитными аномалиями [1]. Оруденение представлено вкрапленными, реже сплошными пентландит-халькопирит-пирротиновыми рудами.

В геологическом строении месторождения принимают участие две рудоносные габброидные интрузии – Северный и Южный Максут площадью 2,5 и 6 км², имеющие в поперечном разрезе чашеобразную форму с крутопадающим корнем. Они прорывают и метаморфизуют вмещающие алевролитопесчаниковые породы (C_{1s}) и интрузивные тела саурского комплекса (C_1); их экзоконтактовые зоны сопровождаются кварц-плагиоклаз-биотитовыми роговиками и альбит-гранат-пироксеновыми скарнами с пренитом.

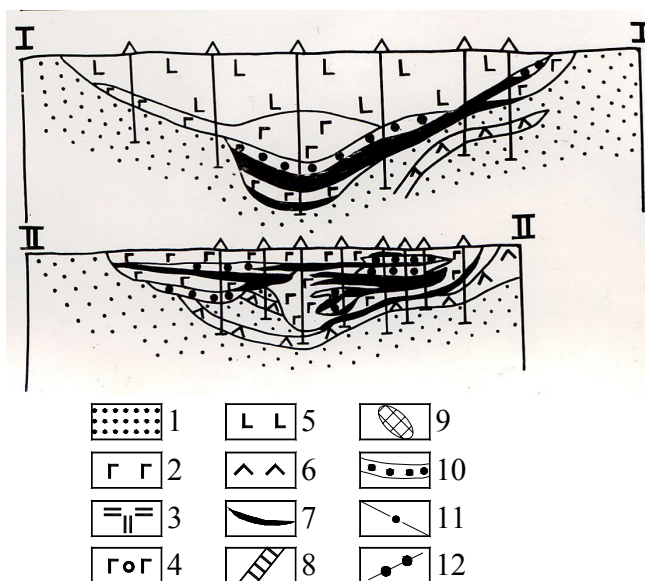


Рис. Месторождение Максут (по материалам геолого-разведочных работ)

1 – алевролитопесчаниковая толща (C_{1s}); 2-6 – габбро-норит-диорит-диабазовая формация, C_{2-3} :
2 – меланократовые габброиды, 3 – троктолиты, 4 – оливиновые габбро, 5 – габбро-нориты, 6 – диоритовые порфириты; 7 – сплошные руды; 8 – рудные тела в зоне окисления; 9 – то же в «железной шляпе»; 10 – вкрапленные руды; 11 – разрывы; 12 – линия разреза.

Прослоенные габброидные массивы имеют следующее строение.

- лейкократовые габбро и габбро-нориты апикальной зоны (безрудные);
- троктолиты центральной зоны с рассеянной пирротин-халькопиритовой минерализацией;
- меланократовые габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы придонной части интрузии, с которыми связаны вкрапленные или сплошные руды в виде пластообразных и линзовидных залежей (рис.).

Средний состав габброидов отличается от состава аналогичных пород Норильска и Талнаха, в основном, повышенной щелочностью и меньшей магниезильностью.

Основные рудные тела в восточной, наиболее расслоенной части массива Южный Максут и образуют пластообразную залежь со склонением к ее центру. Ее прослеженная длина 1200 м при мощности до 20...25 м, вертикальный размах оруденения достигает 600 м. Наиболее крупные рудные тела локализируются в меланократовых габброидах и приурочены к подошвенной части массива. На поверхности местами обнажаются окисленные медно-никелевые руды. По этим данным, структура месторождения грибообразная, прикорневая.

На месторождении преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды с содержанием сульфидов 30...45 %. По составу выделяются такие их разновидности:

- пентландит-халькопирит-пирротиновая;
- магнетит-халькопирит-пирротиновая;
- пирит-халькопирит-пирротиновая с пентландитом.

Руды, в основном, никелево-медные с примесью Co, Ag, Pt и других элементов, соотношение Cu:Ni:Co = 24:19:1. Содержание меди – 0,45 %, никеля – 0,33, кобальта – 0,02, серебра – 6,1 г/т [3]. По разведанным запасам месторождение мелкое (медь – 105 тыс. т, никель – 78 тыс. т, кобальт – 5 тыс. т).

Анализ геолого-геофизических материалов в целом по территории Жарма-Саура позволяет уточнить прогнозную оценку рассматриваемого сульфидного медно-никелевого оруденения, связанного с расслоенными массивами габбро-норит-диорит-диабазовой формации $C_{2,3}$ (аргимбайский и максутский комплексы). По геотектонической позиции это гипабиссальные малые интрузии и дайкообразные тела позднеколлизивной стадии активизации, контролируемые глубинными разломами и имеющие региональное развитие. Пространственно они ассоциируют с молассовой базальт-андезитовой формацией $C_{2,3}$ (майтюбинская и даубайская свиты). И образуют сложные вулканоплутонические ассоциации кольцевого строения, приуроченные к фокальным частям глубинных подвижных зон.

Следует подчеркнуть, что в последние годы на юго-восточном продолжении Жарма-Саурской зоны (в Китае) в аналогичных по возрасту и составу габброидах обнаружено месторождение Харатунга, которое по запасам никеля является крупным, а по меди – средним [2]. Соответственно, намечился региональный Максут-Петропавловско-Харатунгский пояс потенциально рудоносных габброидных интрузий, и значительно повысились перспективы обнаружения новых сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Восточно-Казахстанской области.

По геолого-геофизическим данным и выполненным подсчетам, общий объем рудоносной габбро-норит-диорит-диабазовой формации в Жарма-Сауре превышает 5 тыс. км³, тогда как на месторождении Максут их объем составляет только 15...20 км³, а на месторождении Харатунга интрузия совсем небольшая (в плане 700×300 м). Это дает обоснование для возобновления поисков месторождений на ряде перспективных участков с применением современных технологий геолого-геофизических и геохимических работ, особенно на полузакрытых и закрытых площадях (Северное Призайсанье и др.). Реализация прогнозов, возможно, приведет к открытию новых рудных объектов, более крупных по запасам меди и никеля, чем месторождение Максут.

Литература

1. Балута О. Е., Аношин Ю. К., Евстигнеев О. А., Александров Б. В. Медно-никелевое оруденение в Зайсанской геосинклинали // Развитие и охрана недр. – М. – 1975. – №10. – С. 7–11.
2. Бесплаев Х. А., Полянский Н. В., Ганженко Г. Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы, 1998. – 304 с.
3. Щерба Г. Н., Бесплаев Х. А., Дьячков Б. А. и др. Большой Алтай. Геология и металлогения. – Алматы, 2000. – Кн. 2. – 400 с.
4. Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Жарма-Саульский геотектоноген. – Алма-Ата, 1976. – 200 с.

К ПРОБЛЕМЕ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЗОЛОТА В БАУНТОВСКОМ ЗОЛОТО-РОССЫПНОМ РАЙОНЕ (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

М.В. Кириллов

Научный руководитель профессор Ю.А. Калинин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Территория исследования расположена в Баунтовском районе Республики Бурятия, в северо-западной части Витимского плоскогорья, известном как старый центр россыпной золотодобычи - Баргузинская Тайга. За полуторовековую историю здесь добыто более 160 тонн россыпного золота, причем запасы золотоносных песков не исчерпаны и по сей день. Но, несмотря на это, в пределах площади исследований, как и в большинстве золотороссыпных районов, существует проблема поисков коренных источников металла, давших такое количество россыпей. Причем до сих пор не выделена методика поиска, дававшая бы положительные результаты. Невыявленность обусловлена не тем, что нет значительных коренных проявлений, а тем, как отмечал Билибин, что даже при значительном потенциале россыпей были неправильно поставлены поисковые работы на их источники.

Основной целью работы являлось на основе изучения минералогического состава шлихов, типоморфных особенностей самородного золота, характера его распределения и условий концентрирования в пределах россыпных объектов оценить потенциальные типы коренных источников для этого золота и максимально оконтурить возможные коренные объекты. Было опробовано две площади – бассейны рек Чина и Талой, в пределах которых в совокупности изучено 15 россыпей и одно коренное проявление (Рис. 1, 2).

В геологическом строении районов работ принимают участие комплексы метаморфических и осадочных пород древнего возраста (от раннего протерозоя до кембрия), а также четвертичные терригенные отложения, оконтуривающие современную гидросеть. Интенсивно проявленный разновозрастный (от раннего палеозоя до юры) магматизм, выходы пород которого занимают около 30 % площади, представлен широким спектром преимущественно гранитоидного состава пород муйского, витимканского, нырокского и гуджирского интрузивных комплексов. В тектонической структуре районов особенно выделяется устойчивая линейная выдержанность складчатых и разрывных нарушений северо-восточного простирания. Оба изученных объекта (Чининская и Талойская впадины) характеризуются широким развитием гранитоидов, в том числе – гранит-порфиров, в области источников питания золотоносных притоков.

Основным объектом для изучения было выбрано само самородное золото россыпей. Из всех проанализированных характеристик самородного россыпного золота наиболее показательными в плане классификации этих объектов по типам руд являются гранулометрия, морфология и состав золота.

Основной объем проанализированного золота (с 11 объектов из шестнадцати) является сравнительно мелким, характеризуясь размерностью от 0,1 до 0,5 мм, слабоокатанным или рудного облика, что свидетельствует о слабой его гипергенной механической преобразованности и, соответственно, малой удаленности его от коренных источников. Часть россыпей обнаруживает появление в средних или хвостовых

своих частях в совокупности с мелким золотом, несущим следы механической окатанности и уплощенности, более крупного «свежего» золота, что указывает на наличие дополнительной подпитки из боковых притоков. Золото двух объектов Чининской впадины характеризуется крупными таблитчатыми и чешуйчатыми формами, несущими следы сдавливания, отражающими плоский характер полостей роста. Золото россыпей Талойской впадины в целом является более крупным, чем золото россыпей бассейна Чины. Картина распределения пробности золота в россыпях подтверждает разделение объектов на группы по типам источников, основанное на комплексном анализе всех остальных свойств как самого золота, так и россыпей в целом.

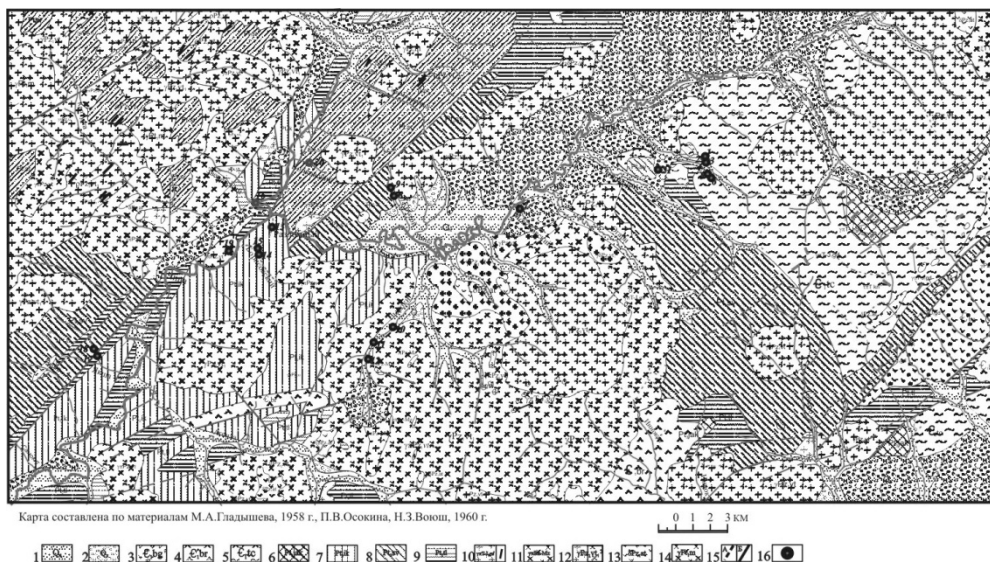


Рис. 1. Геологическая схема бассейна р. Чина. Условные обозначения: 1. Q_4 . Аллювиальные отложения; 2. Q_3 . Аллювиальные отложения; кора выветривания; Нижний Кембрий; 3. Багдаринская свита. Туфопесчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 4. Бурундинская свита. Известковые конгломераты, карбонатные и кварцевые песчаники, кварциты, фельзиты, фельзит-порфиры и их туфы, туфобрекчии; 5. Точерская свита. Конгломераты, песчаники, метаморфизованные кислые и основные эффузивы; Верхний Протерозой: 6. Якишинская свита. Хлорит-серицитовые, карбонатные, углистые и филлитовидные сланцы, песчаники; 7. Икатская свита. Хлоритовые, хлоритово-серицитовые, кварц-карбонатные сланцы; 8. Суванихинская свита. Биотит-хлоритовые и амфиболовые сланцы, песчаники, рассланцованные эффузивы; 9. Тилимская свита. Доломитизированные известняки; 10. Гуджирский комплекс. Гранит-порфиры, лейкократовые граниты, кварцевые порфиры; 11. Нырокский комплекс. Аляскитовые и амазонитовые граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 12. Витимканский комплекс. Биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты (gd), диориты, сиениты, пегматиты (r); 13. Атарханский (?) комплекс. Диориты, гранодиориты, кварцевые диориты; 14. Муйский комплекс. Очковые ортогнейсы, гнейсограниты; 15. Линии разломов: А - установленные и предполагаемые, Б - выраженные в рельефе; 16. Точки отбора проб

На основании проведенных исследований в пределах обеих изученных впадин прогнозируется по три потенциальных типа коренных источников золотого оруденения. По Чининской впадине:

– первый пространственно приурочен к ареалам развития позднепалеозойско-мезозойских гранитоидных комплексов пород и парагенетически связан с их становлением и эволюцией (россыпи ручьев Молоковский, Крутой, Ныроки).

– второй проявлен в виде минерализованных золотоносных зон, приуроченных к узлам пересечения разломов регионального масштаба и дизъюнктивных нарушений более мелкого порядка, которые в современном рельефе и представлены в виде изученных мелких притоков. Метасоматическая минерализация представлена двумя типами: зонами кварц-карбонатной проработки, брекчирования и сульфидизации в алевросланцах (коренное проявление Рудная Горка, водораздельная россыпь Сиво-Сивокон) и зонами окварцевания в черносланцевой толще (россыпи ручьев Разломный, Борисовский, Зверевский и Якша-2). Объекты Рудная Горка и Сиво-Сивокон характеризуются мелким золотом рудной морфологии, почти в ста процентах случаев содержащим небольшие количества ртути. Объектам второй группы (особенно ручьям Разломный и Зверевский) свойственно крупное уплощенное золото таблитчатой и чешуйчатой форм.

– третий представлен золото-кварцевым типом оруденения – проявление Войковское – признаки которого фиксируются в районе россыпей Борисовская и Якша-2. Эти объекты содержат мелкое или средней размерности золото различной степени гипергенной измененности, имеющее характерное трехмодальное распределение пробности (825-850, 900-925 и 950-975 %).

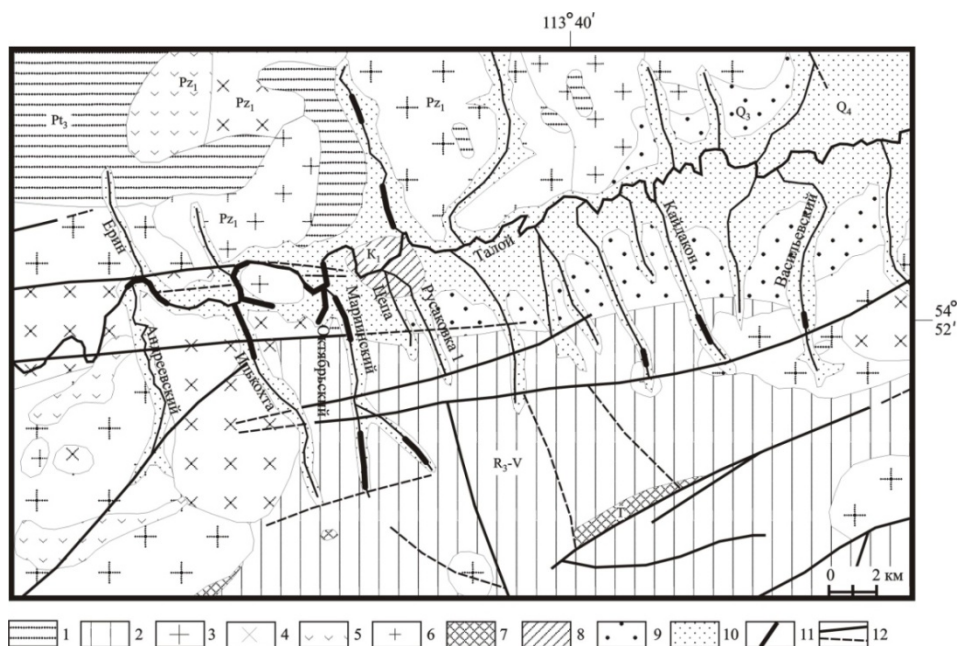


Рис. 2. Геологическая схема бассейна реки Талой.

Условные обозначения: 1 – Pt_3 . Известняки с прослоями сланцев; 2 – R_3-V . Сланцы актинолитовые, эпидотовые, туфопесчаники.; 3 – Pz_1 . Порфиридные граниты I фазы; 4 – Диориты и гранодиориты; 5 – Монцититы; 6 – Лейкокатовые, биотитовые граниты II фазы; 7 – Т. Кварцевые порфиры, андезиты, порфириды, туфы; 8 – К₁. Терригенно-сланцевые отложения; 9 – Q_3 . Аллювиальные и озерные отложения; 10 – Q_4 . Современные аллювиальные, пролювиально-аллювиальные и озерные отложения; 11 – россыпи золота; 12 – Разломы достоверные и предполагаемые

По Талойской впадине:

– первый связан с раннепалеозойскими порфиридными гранитами, среди выходов которых и располагаются россыпи (восточная часть долины, россыпи Васильевская и Кайдакон). Золото этих объектов характеризуется размерностью 0,25-1 мм, низкой или средней степенью окатанности и широкой вариацией состава.

– второй пространственно приурочен к зоне распространения рифей-вендской терригенно-метаморфической толщи и представляет собой, скорее всего, метасоматически минерализованную зону (Русаковка, Цеповский, Мариинский). Золото данной группы россыпей имеет бимодальное распределение granulometрии (максимумы приходятся на классы крупности 0,1-0,25 и 0,5-1 мм) и высокую пробность.

– третий тип оруденения связан с диоритовым и гранодиоритовым магматизмом (западная часть долины, россыпь Андреевская). Характерной особенностью является очень высокая пробность золота: 70 % зерен имеет пробность 950-1000 ‰, что отличает данный объект от всей остальной группы россыпей Талойской впадины.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект 06-05-64697).

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

А.В. Мельников

**Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН,
г. Благовещенск, Россия**

Березитовое золоторудное месторождение расположено на левобережье р. Хайкта в зоне сочленения Становой складчато-блоковой и Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой систем. Находится оно в южной краевой части Могочинского выступа Западно-Становой зоны и приурочено к пересечению продольной Сергачинской и поперечной Хайктинско-Лопчинской зоны разломов [1].

Особенности геологического строения. В районе месторождения породы кристаллического фундамента представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными раннепротерозойскими гранитоидами и мегаабброидами. Верхний структурный этаж образован мезозойскими (преимущественно меловыми) конгломератами, кислыми эффузивами и разнообразными гранитоидами и сиенитоидами — плутоническими и гипабиссальными. Рудное поле расположено на участке, где породы верхнего этажа эродированы. Рудная зона локализована в протерозойских тектонически переработанных плагиогранитах и гранодиоритах. Зона образована гранат-кварц-серицитовыми метасоматитами с золото-полиметаллической минерализацией, окаймленной гранат-кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. Мощность зоны от

10...12 до 110 м, простираение северо-западное при крутом падении на юго-запад, в плане имеет линзовидную форму [2].

На месторождении промышленный интерес представляют Au, Ag, Zn, Pb, Cd, возможно Cu. В повышенных концентрациях присутствуют As, Bi, Sb, Sn, Mo, W, в единичных пробах — In, Ge, Ga и Tl. Рудные минералы составляют до 10...12 % объема пород. Основные минералы: сфалерит, галенит, самородное золото, пирит, пирротин; второстепенные и редкие: марказит, аргентит, арсенипирит, халькопирит, блеклые руды, висмутин, самородный висмут, халькозин, самородная медь, станнин, шеелит, молибденит, гематит, натролит, алтаит, калаверит, киноварь, касситерит. Форма сульфидных выделений вкрапленная, гнездовая и прожилковая. Прожилки слагают линейный штокверк. Вторичные минералы представлены ярозитом, лимонитом, гидрогетитом, малахитом, ковеллином, халькантитом, англезитом, церусситом, смитсонитом и базовисмутитом. Мощность зоны окисления на месторождении не превышает 5...7 м.

Золото в рудах заполняет межзерновые пространства и микродрозовые пустоты в кварце, а также микротрещины в сульфидах. Содержание золота в рудах до 36 г/т, в среднем 2...7 г/т. Свободного золота в руде 10...24 %, сростков с сульфидами – до 80, включений в гранате, кварце и магнетите – 4...11. Содержание Au в пиритах до 56 г/т, в сфалерите – до 70, в галените — до 57...122. Величина частиц золота достигает 5 мм, составляя в среднем 0,082...0,093 мм. Цвет золота бледно-желтый с зеленоватым оттенком, желтый с красноватым оттенком, интенсивно-желтый и почти белый. Пробность его 688...780 и 840...860, что указывает на наличие нескольких стадий отложения золота, средняя проба золота 747. Форма золотин самая разнообразная, но преобладает ажурная, дендритовидная, комковидная и каплевидная. Содержания цинка и свинца – до целых процентов. Золото коррелируется с серебром и суммой свинца и цинка. Содержание серебра в рудах 15...25 г/т. Наиболее высокие содержания золота характерны для галенит-сфалеритовых и сфалеритовых (в меньшей степени) руд, низкие – для халькопирит-пирротин-сфалеритовых.

Таблица

Распределение золота и платиноидов в гидротермально измененных породах и рудах Березитового золоторудного месторождения

Типы руд (кол-во анализов)	Среднее содержание, г/т						
	Au	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh
Кварц-сульфидный агрегат (7)	0,65-1,31	0,07-1,24	0,001-0,47	0,01-0,04	0,01-0,02	0,002-0,004	0,002-0,003
Жильный кварц с сульфидами (3)	0,67-2,45	0,11-1,12	0,01-0,19	0,01-0,012	0,01-0,012	0,002-0,004	0,003-0,004
Гранат-кварц-серицитовый метасоматит (6)	0,76-2,22	0,22-1,26	0,01-0,21	0,01-0,02	0,002-0,02	0,002-0,004	0,002-0,003
Кварц-серицит-калишпатовый метасоматит (6)	1,22-4,55	0,55-1,45	0,01-0,14	0,02-0,023	0,02-0,022	0,002-0,005	0,002-0,004

По вещественному составу руды месторождения относятся к малосульфидному типу (содержание сульфидов 5...10 %), а по абсолютному содержанию полиметаллов и соотношению в них сфалерита и галенита подразделяются на следующие типы:

- сфалеритовый с содержанием суммы полиметаллов не менее 2 % и отношением Zn к Pb (К) не ниже 4;
- полиметаллический (К – 0,5...2);
- существенно галенитовый (К менее 0,5);
- пирротин-сфалеритовый;
- пиритовый (содержание полиметаллов менее 0,5%).

Для извлечения золота и серебра, в основном, приемлем метод прямого цианирования при условии извлечения в гравиконцентрат 27,8 % золота. В этом случае сквозное извлечение благородных металлов прямым цианированием составляет 89...93 % золота и 62...63% серебра с измельчением до крупности 75...80 % класса 0,074 мм. Извлечение при этом Zn и Pb составит соответственно 77,5...95 и 73,3...95 %. По запасам золота месторождение среднее.

Распределение платиноидов в рудах месторождения. Анализ геохимических данных, полученных на основе инверсионно-вольтамперометрического определения платиноидов в сульфидизированных метасоматитах и жильных кварц-золото-сульфидных рудах Боргуликанского месторождения (таблица), проведенный в лаборатории Томского политехнического университета (аналитики: Г.А. Новикова, З.С. Михайлова, Е.В. Яговкина, геохимические пробы А.В. Мельникова), показал следующее.

1. Содержание платины установлено в количестве 0,07...1,45 г/т (22 штучные пробы). Это свидетельствует о том, что на данном месторождении все типы руд содержат значительные концентрации платины.

2. Содержание палладия в большинстве проб этих же руд обычно не превышает фоновых значений от 0,001 до 0,03 г/т, максимальные количества достигают 0,1...0,47 г/т.

3. Сульфидная минерализация в кварц-серицит-калишпатовых метасоматитах характеризуется устойчиво умеренными концентрациями платины в пределах 0,85...1,15 г/т. При этом минимальное содержание этого элемента в этих рудах составляет 0,55...0,85 г/т, а максимальное – 1,150...1,45. Сульфидизированные гранат-кварц-серицитовые метасоматиты показали до 1,26 г/т Pt, жильный кварц с сульфидами – до 1,12 г/т Pt, кварц-сульфидный агрегат – до 1,24 г/т Pt.

4. Оценка среднего содержания платины в сульфидизированных кварц-серицит-калишпатовых и гранат-кварц-серицитовых метасоматитах составила 1,15 и 0,78 г/т соответственно, для кварц-сульфидного агрегата – 0,72 г/т (7 проб), а для кварцево-жильных сульфидизированных образований – 0,65 г/т (3 пробы).

Выводы. Таким образом, установление платиноносности на Березитовом золоторудном месторождении позволяет ставить вопрос о проведении дополнительных ревизионных работ на платиноиды, указывает на возможность выявления комплексного (с платиноидами) месторождения. Наличие ресурсов платиноидов при комплексном освоении может значительно повысить рентабельность эксплуатации Березитового месторождения.

Литература

1. Васильев И. А., Капанин В. П., Ковтонюк Г. П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. – Благовещенск: КГР, 2000. – 168 с.
2. Эйриш Л. В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область. Россия). – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 194 с.

СТРУКТУРА СОПРЯЖЕНИЯ ЗОН ЛИНЕЙНЫХ И РАЗЛИЧНООРИЕНТИРОВАННЫХ СКЛАДОВ В КУЗБАССЕ

А.В. Наставко

Научный руководитель доцент Ю.Н. Попов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Изучаемый участок находится в присалаирском тектоническом блоке центральной части Кузнецкого бассейна. В геологическом строении описываемой площади принимают участие верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Верхнепалеозойские образования включают отложения перми, распространенные в юго-западной части района, мезозойские представлены отложениями триасовой и юрской систем, распространенными в северо-восточной части. Пермские толщи мощностью 4200 м в литолого-фациальном отношении сложены песчано-глинистым материалом с пластами и тонкими прослоями каменных углей. Триасовые отложения общей мощностью 300 м представлены песчано-глинистым материалом, конгломератами (в основании толщи) и покровными базальтовыми телами, приуроченными к верхам разреза. Юрские образования мощностью 650 м венчают разрез. Они с размывом залегают на породах пермского и триасового возраста и представлены породами континентальных фаций – аргиллитами, алевролитами, песчаниками и пластами бурого угля [6].

В пределах изучаемого района присутствуют породы трапповой формации, залегающие в Караканском хребте. Эффузив расположен в центральной части Кузнецкого бассейна и исключительно прямолинейно простирается с северо-запада на юго-восток на 20 км, затем под прямым углом резко меняет свою ориентировку на северо-восток. Покров сложен излившимися базальтами триасового возраста с выдержанной мощностью 100 м, пологим падением (13...18°) на северо-восток. Форма тела пластообразная.

Структура бассейна сформирована, в основном, движениями пород фундамента и окружающих складчатых сооружений в течение нескольких геологических периодов (с девона до юры включительно) [1]. В изучаемой зоне находится верхнепалеозойский комплекс, который представляет собой сложное по форме покровно-линзовидное тело, характеризующееся изменчивой вертикальной мощностью, крайней неравномерностью распределения складчатости, существенными изменениями ее интенсивности, морфологии и нарушенностью разрывами как по разрезу, так и по площади [2]. Почти все крупные и подавляющее большинство среднеамплитудных разрывов представлены взбросами и надвигами. Образовались они в условиях горизонтального сжатия со стороны Салаира и простираются четко на северо-запад – юго-восток в региональной системе.



Рис. 1. Геологический разрез по линии 1-1 Кузнецкого бассейна [6]

1 – тарбаганская свита; 2 – морской нижний карбон; 3 – девон; 4 – пласты угля мощностью 0,7 м и более; 5 – разрывные нарушения и зоны дробления; 6 – стратиграфические границы: C_1 – морской нижний карбон; C_{1m} - P_1 – балахонская серия; свиты кольчугинской серии: P_{21} – тайлуганская, P_{2gr} – грамотеинская, P_{2ln} – ленинская, P_{2us} – ускатская, P_{2km} – казанково-маркинская, P_{2mt} – митинская; T_1 – базальты нижнего триаса

Напряженность складчатости и степень разрывной нарушенности возрастает от стратиграфически вышележащих толщ к нижележащим вкостр простиранию по направлению к Салаиру и по простиранию от флангов к средней части рассматриваемой зоны (рис. 1). По общепринятым данным [3, 4, 5], в поперечных вертикальных разрезах наблюдается четко выраженный ряд от широких плоскодонных синклиналей на северо-востоке к эллипсовидным в плане брахисинклиналям в переходной зоне и, наконец, сжатой («линейной») складчатости на сочленении с Салаиром.



Рис. 2. Структура сопряжения зон линейных и разноориентированных складок [6]
 – известняки D_3-C_1 ; – песчаники, аргиллиты, алевролиты P_2 ; – базальт T_{1mb} ; – отложения J_{1-2}

Однако, по направлению от Салаира к центральной части Кузбасса на фоне уменьшения напряженности складок вновь увеличивается напряженность складчатости в зоне сопряжения верхнепермских осадочных толщ с Караганским хребтом. Это является доказательством того, что в результате интенсивного складкообразования в мезозое при боковом давлении со стороны Салаира на менее прочные песчаники мощная толща Караганского хребта, сложенного крепкими породами базальтового состава, явилась упором. Южнее, в зоне резкого окончания упора, в осадочных толщах ослабевают тектонические разломы, а линейные складки постепенно становятся изометричными (рис. 2). Вышеизложенный факт выявлен впервые на территории присалаирской тектонической зоны.

Таким образом, в результате изучения тектоноструктурных признаков осадочных толщ в Присалаирском тектоническом районе центральной части Кузнецкого бассейна выявлено: 1) В поперечных вертикальных разрезах, направленных на северо-восток вкостр простиранию основных тектонических структур, наблюдается уменьшение степени складчатости от «сжатых» на границе с Салаиром до широких синклиналей в центре Кузбасса, а в зоне сочленения пермских осадочных отложений с триасовыми эффузивами Караганского хребта – увеличение дислоцированности осадочных толщ. 2) Подобная закономерность наблюдается и в плане. В области резкого поворота хребта напряженные складки выполаживаются в брахискладки.

Литература

1. Белицкий А. А., Пах Э. М. Закономерности тектонического строения Кузнецкого бассейна // Основные идеи М. А. Усова в геологии. – Алма-Ата, 1960.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Под ред. В. И. Яворского и др. – М.: Недра, 1969. – Т. 7.
3. Коудельный В.Я. Тектоническое районирование Кузнецкого бассейна // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. – М.: Недра, 1976. – С. 146–157.
4. Методика разведки угольных месторождений Кузнецкого бассейна / Отв. ред. Э. М. Сендерзон, А. З. Юзвический. – Кемерово: Кн. изд-во, 1978. – 235 с.
5. Терентьев Е. В. Палеотектонические реконструкции на геологических разрезах как метод анализа истории формирования структур и тектонических движений // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. – М.: Недра, 1976. – С. 185–205.
6. Угольная база России / Под ред. А. З. Юзвического. – М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. – Т. 2. – 604 с.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД КРУПНЕЙШИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**П.А. Неволько**

Научный руководитель профессор А.С. Борисенко

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Древнейшими районами рудной золотодобычи выделялась Восточная Сибирь и, прежде всего, Енисейский кряж, который давал две трети всей добычи золота в стране. На сегодняшний день этот рудный район остается лидером по добыче рудного золота. Восстановление истощенных запасов золотых руд требует разработки новых эффективных методов поисков и прогнозирования золоторудных месторождений.

Ведущими промышленными типами золотого оруденения здесь являются золотосульфидный (Олимпиадинское, Ведугинское, Боголюбовское месторождения), золотокварцевый (Советское, Васильевское, Эльдorado и др.) и золотосурьмяный (Удере́йское, Раздольненское). Одни исследователи [4] относят эти три типа месторождений к производным единых рудно-магматических систем, связанных с метаморфизмом и гранитоидным магматизмом неопротерозойского возраста, другие связывают их образование с вулканитами попутнического коматиит-базальтового комплекса [1, 2], третьи – с отложениями удерейской свиты сухопитской серии верхнего протерозоя и рассматривают эти месторождения как представителей стратиформного оруденения [3]. Надо отметить, что в последние годы активно развиваются две последние теории их образования.

Важной задачей является выяснение минерально-геохимических особенностей руд и условий формирования рудной золотосурьмяной минерализации объектов Северо-Енисейского и Южно-Енисейского золоторудных районов. Это необходимо для прогнозирования новых подобных рудоносных структур по прямым или косвенным признакам, установленным в процессе исследований по теме данной работы, а также выяснения генезиса этих месторождений и выявления вероятного источника рудного вещества. Особый интерес вызывает вопрос об источниках рудного вещества, как для ранних золотосульфидных руд, так и для золотосурьмяной минерализации.

Золотокварцевая формация. Типичными представителями этой формации являются месторождения Советское, Эльдorado (Северо-Енисейский район) и Васильевское (Южно-Енисейский район). Площадь месторождений сложена отложениями нижней и средней подсвиты удерейской свиты сухопитской серии рифейского геосинклинального комплекса. Рудовмещающими являются сланцы нижнеудерейской подсвиты – темно-серые до черных и зеленовато-серые, филлитовидные, глинистые и алеврито-глинистые, слоистые и неясно-слоистые. Преобладающая темная окраска пород обусловлена слабой импрегнацией основной ткани углеродистым веществом. Содержание органического углерода в сланцах варьирует, по данным Богдановича, от 0,01 до 0,22 %, по данным О. И. Шохиной и Л. В. Ли с коллегами – от 0,03 до 0,38 %, достигая в наиболее обогащенных им разновидностях сланцев 0,5 % [5].

Все три месторождения находятся в зоне влияния региональных глубинных разломов: Советское и Эльдorado – Татарского, Васильевское – Ишимбинского. Рудные тела месторождений сосредоточены в складчатых структурах. Связь с магматизмом не устанавливается. Ближайшие магматические образования располагаются на расстоянии 10...15 км и по своим геохимическим характеристикам не могут нести золотую минерализацию.

Самородное золото на этих месторождениях встречается в кварцевых жилах и прожилках, некоторые зерна достигают размеров до первых см. По составу оно является весьма высокопробным и содержит примесь серебра, количество которого варьирует на Советском месторождении до 4,5 %, на Эльдorado – до 10,5 %. Из рудных минералов встречаются: на Советском месторождении – пирит, пирротин, арсенопирит, на Эльдoradoинском – арсенопирит, пирит, на Васильевском – пирит, арсенопирит. Характерны небогатые минеральные ассоциации (в отличие от золотосульфидных и золотосурьмяных месторождений).

Золотосульфидная формация. Типичными ее представителями являются Олимпиадинское и Ведугинское месторождения (Северо-Енисейский район). Рудоносный горизонт месторождений сложен интенсивно сульфидизированными кварц-карбонат-слюдистыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков, кварц-углеродистых сланцев, слюдисто-полевошпатовых кварцитов, кварцитов. В породах горизонта устанавливается повышенное содержание углеродистого, кремнистого и туфового вещества. Все породы удерейской свиты (а рудоносный слой в особенности) содержат вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит) до 15 % и характеризуются повышенным фоновым содержанием золота от 0,1 до 1 г/т и выше. Наиболее высокие содержания устанавливаются в углеродистых сульфидизированных сланцах.

Подобно золотокварцевым месторождениям, золотосульфидные также находятся в зоне влияния Татарского глубинного разлома, а сами структуры месторождений тяготеют к пликвативным дислокациям. Связь с магматическими телами для этих объектов не установлена.

Минералогия руд довольно богатая, насчитывается несколько десятков рудных минералов, образованных в несколько стадий. Также стоит отметить, что на этих месторождениях проявлена более поздняя относительно золотосульфидного оруденения жильная золотосурьмяная минерализация. Сурьмяные растворы интенсивно замещали ранее образованные сульфиды, что привело к образованию целого ряда новых сурьмяных и сурьмасодержащих минералов. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, арсенопирит.

Золото в рудах месторождений этого типа мелкое, размер зерен не превышает 20 мкм. По составу оно не однородно. На Олимпиадинском месторождении выделено две генерации золота, на Ведугинском – три. Все они отличаются друг от друга не только минеральными ассоциациями, но и количеством примеси ртути и серебра.

Золотосурьмяная формация. Типичными представителями являются Удере́йское и Раздольнинское месторождения (Южно-Енисейский район). В металлогеническом отношении месторождения и рудопроявления

золото-кварц-сурьмяной формации локализованы в типичных геологических обстановках в пределах Раздольнинского (Раздольнинское золотосурьмяное месторождение) и Партизанского (Удере́йское золотосурьмяное) рудных узлов Южно-Енисейского рудного района.

В региональном плане район Удере́йского месторождения приурочен к зоне сопряжения Центрального антиклинория с Ангаро-Питским синклиниорием, осложненной Ишимбинским глубинным разломом. Район месторождений сложен метаморфизованными отложениями удере́йской свиты сухопитской серии среднего протерозоя.

Интрузивные образования развиты за пределами района месторождений к западу в 10...15 км. Рудоконтролирующей структурой обоих месторождений является Васильевская зона брахиморфных складок северо-восточного простирания. В районе отмечается широкое развитие дизъюнктивных нарушений, в основном, северо-западной, в меньшей степени, северо-восточной ориентировки.

Минеральный состав руд особым разнообразием не отличается. Отмечается стадийность образования: выявлены ранние сульфидные руды и наложенные на них сурьмяные (подобно вышеописанным золотосульфидным месторождениям). Главными минералами является антимонит и бертьерит, довольно часто встречаются арсенинит, пирит. Золото в рудах встречается редко, оно весьма высокопробное, с содержанием 1...1,3 г/т. Образовалось оно, по всей видимости, в ранний кварц-золото-малосульфидный этап.

Все описанные выше месторождения объединяются в единый Енисейский золоторудный пояс протяженностью около 400 км при ширине от 5 до 25 км [5]. Этот пояс приурочен к Татарскому и Ишимбинскому глубинным разломам и оперяющим их дизъюнктивам. Для всех объектов намечается четкий литолого-стратиграфический контроль оруденения и приуроченность к отложениям нижней и средней частей удере́йской свиты сухопитской серии. Ни для одного из месторождений не обнаруживается связь с магматизмом.

На сегодняшний день еще не выработаны эталонные модели для этих ведущих геолого-промышленных типов оруденения рудного района. По этому представляется важным провести детальное изучение этих месторождений, определить последовательность, стадийность и возраст их формирования, а также сделать предположение о вероятном источнике рудного вещества. Все это позволило бы выработать научно-обоснованную стратегию поисково-оценочных работ на золото в пределах Енисейского края.

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

Литература

1. Григоров В. Т. Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского края и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиций стратиформного оруденения. – М.: Научный мир, 2003 – 168 с.
2. Корнев Т. Я., Еханин А. Г., Князев В. Н., Шарифулин С. К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск: Изд-во КНИИГИМС, 2004. – 177 с.
3. Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1976. – 212 с.
4. Сазонов А. М., Ананьев А. А., Власов В. С. Об условиях пространственного совмещения золоторудной и сурьмяной минерализации в сланцевых толщах одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 84–96.
5. Сердюк С. С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минералогия и перспективы освоения. – Красноярск: Изд-во КНИИГИМС, 2004. – 479 с.

О СООТНОШЕНИИ ПЕРВИЧНЫХ И ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРАВОБЕРЕЖНОГО УЧАСТКА МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОГО РУДНОГО УЗЛА

П.А. Оди́нецкий, Т.В. Тимкин

Научный руководитель доцент В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Актуальность данной работы определяется необходимостью выработки новой методики поиска месторождений золота. Одними из наиболее эффективных методов поиска новых месторождений являются геохимические методы. Целью нашей работы было выявление соотношения первичных и вторичных геохимических полей участка Правобережного Майско-Лебедского рудного узла.

Майско-Лебедской золоторудный узел приурочен к области сочленения салаирско-каледонских и каледонско-герцинских структур Горной Шории, Западного Саяна и Горного Алтая, что обусловило длительную историю его формирования с неоднократными импульсами тектоно-магматической активности и гидротермальной деятельности [1].

В региональном плане рудный узел расположен в пределах Кондомско-Лебедской структурно-формационной зоны, вблизи глубинного разлома, являющегося восточной ветвью Кузнецко-Алатаусского структурного шва. На более локальном уровне Майско-Лебедский рудный узел находится в зоне торцового сопряжения двух крупных разломов (Кондомско-Чанышского и Майско-Лебедского) и приурочен к вулканотектонической депрессии, осложненной палеовулканическими структурами более высоких порядков и серий дизъюнктивных структур субмеридионального и северо-западного простирания. Основная часть разреза депрессии представлена раннекембрийскими слабодифференцированными вулканитами андезит-базальтового состава и кислыми эксплозивными фациями вулканитов девона. Подчиненное значение имеют прослои терригенных и карбонатных пород.

Большой поисковый интерес представляет район рудопроявления Правобережное, где по данным литогеохимического опробования выявлена аномальная зона мощностью более 150 м. Зона вкрест простиранию вскрыта горными выработками.

Для геохимических полей участка Правобережного характерны фоновые значения, приведенные в табл. 1, 2.

Таблица 1

Фоновые значения первичных геохимических полей, $10^{-3}\%$

Au	0,15	Sn	0,15	Mn	100	W	0,15
Sb	0,07	Cr	8	P	40	Bi	0,055
Pb	1,5	Co	3	Ba	12	B	1,5
Cu	8	Ni	5	Sr	8	As	1
Zn	12	Ti	150	Zr	5	Fe	5
Ag	0,8	V	15	Mo	0,06	Ca	0,6

Таблица 2

Фоновые значения вторичных геохимических полей, $10^{-3}\%$

Au	0,05	Sn	0,2	Mn	80	W	0,2
Sb	0,06	Cr	6	P	50	Bi	0,06
Pb	1,7	Co	2,5	Ba	35	B	3,5
Cu	4	Ni	4	Sr	8	As	0,5
Zn	15	Ti	450	Zr	17	Fe	2,5
Ag	0,6	V	10	Mo	0,1	Ca	0,7

Для расчета соответствия между первичными и вторичными ореолами применяется специальный коэффициент [2]:

$k = P_{\text{втор}}/P_{\text{перв}}$, где k – коэффициент соответствия между первичными и вторичными ореолами, $P_{\text{перв}}$ – продуктивность первичных ореолов, $P_{\text{втор}}$ – продуктивность вторичных ореолов. Продуктивность служит количественным показателем первичных и вторичных ореолов.

$P = \Delta X(\Sigma C - C_{\text{ф}})$, где P – продуктивность, ΔX – интервал влияния данной пробы, C – содержание элемента в данной пробе, $C_{\text{ф}}$ – фоновое содержание элемента.

Для участка Правобережного была подсчитана продуктивность первичных и вторичных ореолов по нескольким рудным подсечениям и определен коэффициент соответствия первичных и вторичных геохимических полей (табл. 3).

Для поисков рудных зон по вторичным ореолам рассеяния применяется коэффициент смещения $A = L/(h^2 \sin \alpha)$, где L – смещение вторичного ореола, h – мощность рыхлых отложений, α – угол склона рельефа (табл. 4).

Таблица 3

Коэффициенты соответствия первичных и вторичных ореолов

Au	0,17	Sn	0,86	Mn	0,25	W	2,51
Pb	0,32	Cr	0,16	P	1,29	Bi	0,81
Cu	0,07	Co	1,03	Ba	6,48	B	7,38
Zn	0,35	Ni	0,23	Sr	0,85	As	0,06
Ag	0,07	V	0,89	Mo	0,38	Fe	0,57

Таблица 4

Коэффициент смещения вторичных ореолов

Au	30,99639	Cu	34,64722	Ni	28,48016
Ag	29,03373	Bi	28,11806	V	34,02745
Pb	36,71192	Cr	24,54647	Ba	28,55133
Zn	37,93849	Co	33,48016	Mn	33,84623

Среднее значение коэффициента смещения по Правобережному участку составило 31,7.

В результате проведенных исследований были определены фоновые значения элементов для первичных и вторичных геохимических полей, определены коэффициенты соответствия первичных и вторичных геохимических полей и коэффициенты смещения вторичных ореолов рассеяния, с помощью которых были выявлены потенциально рудоносные зоны, рекомендуемые для вскрытия горными выработками (рис.). Выполняемые исследования являлись частью хозяйственных работ.

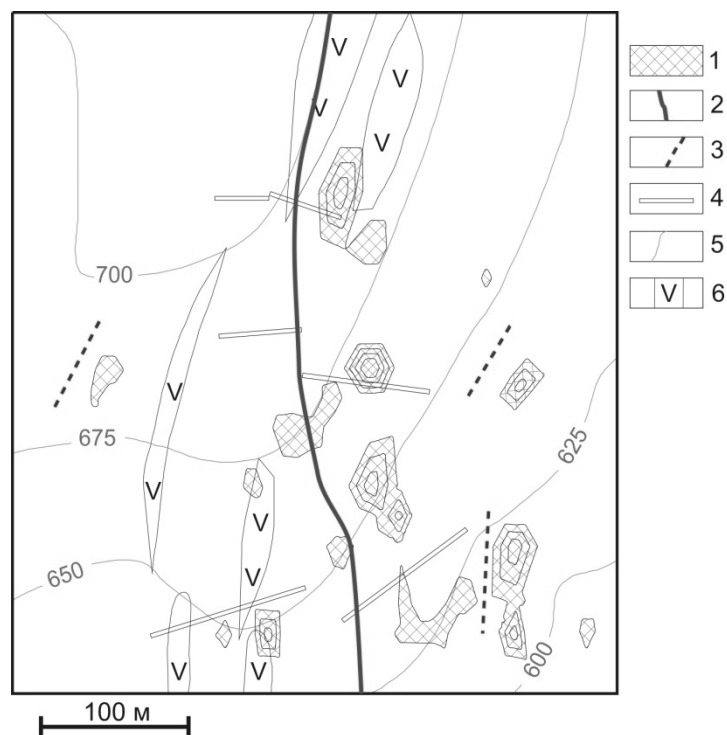


Рис. Структура геохимического поля участка Правобережного: 1 – вторичные ореолы Au; 2 – вскрытые горными выработками золотонесные зоны; 3 – предполагаемые золотонесные зоны; 4 – каналы; 5 – горизонтали рельефа; 6 – дайки диоритовых порфиров

Литература

1. Алабин Л. Б., Калинин Ю. А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. – 250 с.
2. Ворошилов В. Г. Методика выявления структуры аномальных геохимических полей рудных месторождений // Известия Томского политехнического университета, 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 55–61.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫЛКАИН (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Б.Б. Рахимбаева

Научный руководитель профессор Б.А. Дьячков

**Восточно Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Казахстан**

Недра Восточного Казахстана представлены уникальным комплексом полезных ископаемых, включающим минерально-сырьевые ресурсы различных видов (медь, полиметаллы, золото, редкие металлы, титан, стройматериалы, уголь и горючие сланцы, подземные воды и др.), созданная здесь инфраструктура крупных горно-обогатительных и металлургических комбинатов и предприятий нуждается в постоянном восполнении выбывающих запасов руды при эксплуатации месторождений.

Главная задача проводимых в настоящее время исследований заключается в разработке научных основ локального прогноза и поиска конкурентоспособных месторождений с использованием современных методологических приемов и технологий с целью восполнения сырьевых ресурсов в важнейших горнорудных районах Рудного Алтая, Калбы, Жарма-Саура и других сопредельных территорий [1-3].

В процессе научно-исследовательских работ, выполнявшихся Алтайским отделом Института геологических наук и Восточно-Казахстанским государственным техническим университетом, в Жарма-Саурском рудном поясе по геологическим данным и результатам дешифрирования космических снимков масштаба 1:500 000-1:100 000 уточнены границы и возрастные соотношения ряда геологических формаций, выделены системы разрывных нарушений, выявлены кольцевые вулcano-тектонические структуры и намечена связь с ними месторождений и рудопроявлений медно-порфирирового типа, золота и других полезных ископаемых. Определена рудоконтролирующая роль Зайсанского субширотного глубинного разлома-надвига, ограничивающего с юга Зайсанскую впадину от Саурского горно-складчатого сооружения. В оперяющих его разрывных структурах преимущественно меридионального простирания локализованы известные медно-порфирировые месторождения (Кызылкаин, Кенсай) и зоны минерализации.

Жарма-Саурский рудный пояс сформировался на гетерогенном каледонском фундаменте Казахстанской континентальной окраины. Геологические и металлогенические особенности пояса рассмотрены в работах [1-3]. Отметим некоторые новые представления и критерии с мобилистских построений. Чарско-Горностаевский сутурный шов, разделяющий Казахстанский и Горноалтайский микроконтиненты, по геодинамическим

реконструкциям рассматривается как структура планетарной или региональной ранговости, имеющая длительную и сложную историю развития (от докембрия до мезозоя). На поверхности сутурный шов фиксируется отдельными фрагментарными выходами, его юго-восточное продолжение к озеру Зайсан зафиксировано по космическим снимкам, а северо-западное перекрыто Кулундинской впадиной. Структура в целом слабо изучена и имеет высокие перспективы на обнаружение месторождений разных генетических типов. Докембрийские руды (Сг, Со, Ni и др.) контролируются мантийными разломами и встречаются в отторженцах метаморфитов и протрузиях гипербазитов в надвигово-меланжевых структурах, выжатых в стадию герцинской коллизии. Связанное с серпентизированными гипербазитами Au-Hg оруденение концентрировалось в процессе метаморфизма и регенерации. Позднее в мезозойских корах выветривания накапливались Ni-Co руды. Имеются определенные признаки платиноносности руд. Таким образом, главный поисковый критерий – практическая недоизученность крупной рудоносной структуры на глубину и по флангам. Центральная часть Жарма-Саурского пояса развивалась под влиянием глубинной подвижной зоны (ГПЗ), уходящей своими корнями в верхнюю мантию. Глубинное строение ее характеризуется приподнятостью ВМ и metabазальтового слоя повышенной мощности (24 км). Фокальная часть ГПЗ отличалась высокой магмонасыщенностью с мощным развитием синколлизийных интрузий габбро-диорит-гранодиорит – плагиигранитовой серии (С₁ и С_{2,3}), разместившихся в кольцевых структурах и продуктивных на медно-порфировое, медно-никелевое и золотое оруденения (саурский, максутский и другие комплексы). Широкое развитие здесь рудоносных интрузивных формаций указывает на возможность обнаружения скрытых и погребенных месторождений – Cu, Ni, Co, Mo, Au, Ag, (Pt) на закрытых резервных площадях (Базарский прогиб, Северное Призайсанье и другие.). На юго-восточном фланге рудного пояса перспективным объектом является месторождение Кызылкаин, еще недостаточно изученное.

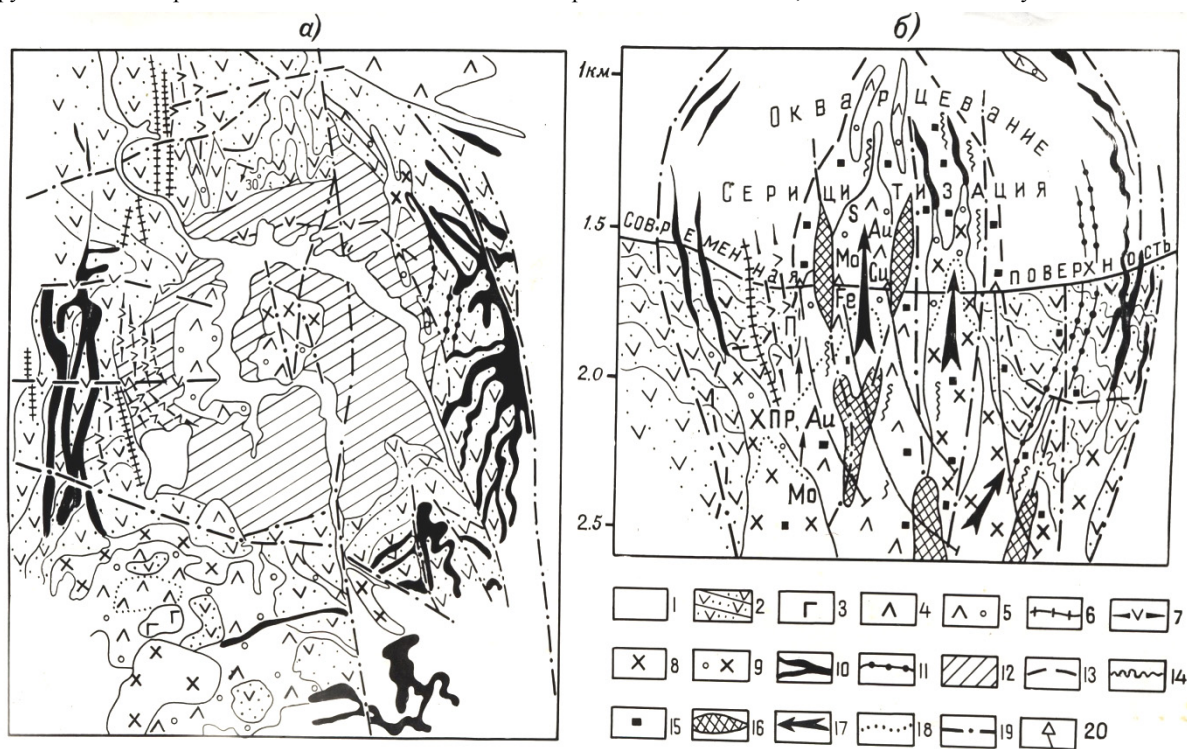


Рис. Месторождение Кызылкаин

Месторождение **Кызылкаин** расположено в Саурском рудном районе Восточного Казахстана. По рудноформационной систематике относится к медно-порфировому типу. Месторождение в разные годы изучали Н.Я. Шевченко, А.П. Ситников, С.Г. Кальсин, Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, Т.М. Никитина и другие геологи. В структурном плане оно приурочено к вулканотектонической постройке центрального типа, сложенной вулканитами андезит-базальтовой формации (D₃), прорванной габбро-диоритовой интрузией и дайками саурского комплекса (С₁). Непосредственно на месторождении широко проявлены субвулканические тела, дайки диабазовых и диоритовых порфиров, андезит-дацитовых и дацитовых порфиров (рисунк, а).

В центре кольцевой структуры в зонах дробления по гиповулканогенным образованиям сформировались рудоносные пропилиты, кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты. Рудные тела (с вкрапленной и прожилково вкрапленной минерализацией) определили линейно-штокверковую морфоструктуру месторождения (рисунк, б).

Выделяются две стадии рудообразования: 1) пирит-гематитовая, 2) молибденит-борнит-халькопиритовая (продуктивная). Главные рудные минералы – халькопирит, борнит и молибденит; второстепенные – пирит, магнетит, гематит и золото. Проявляется следующая зональность оруденения (снизу вверх): Mo+Cu→Au+Cu+Mo→Cu→Fe+S.

а) геологическое строение; б) линейно-штокверковая морфоструктура (вертикальный разрез).

1 – четвертичные отложения, 2 – андезит-базальтовая формация, D₃, 3-11 – саурский комплекс (3 – габброиды, 4 – диориты, 5 – диоритовые порфириды, 6 – дайки диабазов и 7 – диоритовых порфиритов); 12 – гранодиориты, 9 – гранодиорит-порфиры, 10 – субвулканические тела и 11 – дайки дацитовых порфиритов); 12 – гидротермалиты, 13 – граница метасоматитов и рудных тел, 14 – прожилки кварца, 15 – пиритизация, 16 – линейные штокверки с вкрапленным молибдено-медным оруденением, 17 – движение растворов, 18 – постепенные переходы, 19 – разрывы, 20 – проектные скважины.

По результатам буровых работ содержание меди в метасоматитах достигает 0,43 %, реже 1-1,2 % (среднее 0,24 %), среднее значение молибдена- 0,005 %. По запасам медных руд месторождение Кызылкаин мелкое, а по прогнозной оценке ряда авторов оно соответствует среднему и даже крупному объекту. Изученные геологические разрезы с учетом геохимических данных отвечают надрудному уровню, что повышает перспективность объекта с глубиной. С поверхности на месторождении широко проявлена пестроцветная кора выветривания, представляющая интерес для разработки методов кучного выщелачивания. Для реализации прогнозов необходимо дополнительное изучение данного месторождения с проведением технологических исследований руд.

Литература

1. Дьячков Б.А. Перспективы укрепления минерально-сырьевой базы Алтае-Чингизского региона (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. Геол. 2005. № 2. С. 63-79.
2. Селифонов Е.М., Степанов А.Е., Фрейман Г.Г. Введение в новую технологию прогнозно-поисковых работ // Геология и охрана недр. 2004. № 4. С. 64-68.
3. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. Большой Алтай (геология и металлогения). Книга 2. Металлогения / Алматы, РИО ВАК РК, 2000 г.-400 с.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МАЙСКО-ЛЕБЕДСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Т.В. Тимкин, П.А. Одинецкий

Научный руководитель доцент В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Майско-Лебедское рудное поле находится на границе Горной Шории и Горного Алтая, на стыке трех крупных тектонических структур: южного окончания салаиро-каледонских структур Горной Шории, каледоно-герцинских Горного Алтая и салаиро-каледонских Западного Саяна, граничащих друг с другом по глубинным разломам [1].

Установлено, что основной структурой рудного узла является вулcano-тектоническая депрессия, основная часть которой сложена ранне-среднекембрийскими слабодифференцированными вулканитами андезито-базальтового состава. Подчиненное значение имеют прослои терригенных и карбонатных пород.

На изучаемой территории метасоматические образования представлены скарнами, пропилитами и березитами.

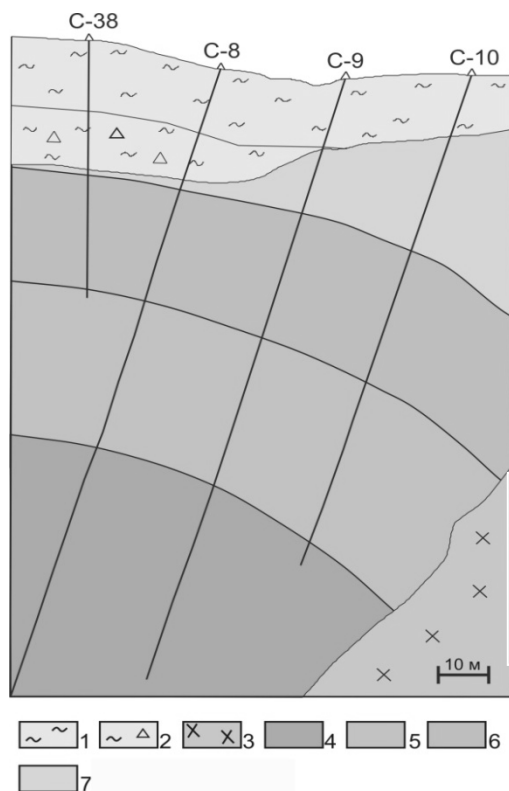


Рис.1. Геологический разрез. 1 – выветрелые аргиллизированные породы; 2 – обломочно-гидролюидный структурный элювий; 3 – предполагаемый шток девонских микродиоритов; 4-6 – участки максимального развития минералов: 4 – актинолита; 5 – эпидота; 6 – хлорита; 7 – пропилизированные вулканиты

Среди изученных по шлифам разновидностей пород совершенно “свежих” разновидностей нет. Все они в той или иной степени подвергнуты метасоматозу. Скарны – продукты слабощелочного-близейтрального метасоматизма. Пропилиты развиты по вулканическим породам, подвергнувшимся кальций-натриевому метасоматозу. В свою очередь, по пропилитам, скарнам в линейных тектонических и локально-узловых зонах под воздействием кислотного выщелачивания широко проявились процессы калиево-кремнистого метасоматоза, и образовались околорудные метасоматиты типа березитов.

Скарны развиты известковые, образованные в контакте диоритов и гранодиоритов Майского гранодиоритового интрузивного штока, с прослоями известняков садриной свиты.

Процессы скарнообразования наиболее интенсивно проявлены в южной половине Майско-Лебедского рудного узла. Зоны скарнированных пород протягиваются прерывистой полосой от Майского месторождения на юг до 5 км.

Практически везде на скарны наложено магнетитовое оруденение. Наиболее интенсивно – в структурах Майского месторождения [2].

Процесс пропилитизации, наложенный, главным образом, на вулканы среднего, средне-основного, реже кислого состава, очень широко проявился в центральной и северной частях Каурчакской структуры. Зоны пропилитизации являются отражением глубинного активного магматического очага, располагавшегося, по-видимому, в основании Каурчакской палеокальдеры. Пропилиты, как и скарны, сформированы в раннюю послемагматическую гидротермальную стадию.

Пропилитизация вулканических пород начинается с изменения полевых шпатов и актинолитизации темноцветных минералов – пироксена и роговой обманки, среди которых в резко подчиненном количестве находятся хлорит и эпидот.

На основании петрографического изучения большого количества шлифов (более 200) выделяются породы трех ступеней метаморфизма. Наиболее высокотемпературная – собственно актинолитовая ступень, следующие – актинолит-эпидотовая и низкотемпературная хлорит-эпидотовая (рис. 1).

Для актинолитовой ступени (зоны) пропилитовой формации, характерна устойчивая ассоциация эпигенетических (метасоматических) минералов: актинолита (15...81 %, чаще 40...50 %), серицита (серицитизация плагиоклаза от 10 до 100 % при его содержании в породе от 50 до 70 %), эпидота (от ед. зерен до 15 %, чаще 3...5 %). Карбонат присутствует не всегда. Для изученных шлифов весьма характерно резкое преобладание актинолита при широком развитии серицита.

Метасоматиты актинолит-эпидотовой ступени, как правило, обладают порфиروبластовой структурой, образованной за счет псевдоморфного замещения порфирировых выделений темноцветного минерала актинолитом. Остальная масса первичной породы практически полностью перекристаллизована, для нее характерны метасоматические структуры. Эта фация, видимо, соответствует более глубокой, по сравнению с актинолитовой, проработке. Изменениям, в основном, подвергнуты эффузивные и субвулканические андезибазальты и андезиты. Основные минералы этих метасоматитов – актинолит (20...50 %), эпидот (15...52 %). Не всегда присутствуют серицит, хлорит, кальцит. Количество сульфидов обычно невелико (1...3 %). Практически во всех шлифах присутствуют тонкие прожилки эпидота.

Метасоматиты низкотемпературной хлорит-эпидотовой фации пропилитов проявились в значительно меньшем объеме (по площади), чем вышеописанные образования. Среди них можно выделить разновидности от существенно эпидотовых (эпидозитов) до хлоритовых. А по породам кислого и средне-кислого состава (дацитам, риодацитам, кварцевым диоритам) часто развивается хлорит-серицитовая зона пропилитизации.

Нужно сказать, что границы между этими типами пород не резкие, а постепенные.

Участками пропилиты связаны с линейными зонами тектонитов и имеют постепенные переходы в кварц-альбит-эпидот-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, вплоть до серицит-кварцевых, серицитовых пород. А при наличии в этих породах карбонатов и сульфидов пропилиты превращаются в березитоподобные жильные тела метасоматитов. Последние в центральных частях содержат кварцевые прожилки и жилы. Серицит-кварцевые метасоматиты являются околорудными образованиями (рис. 2).

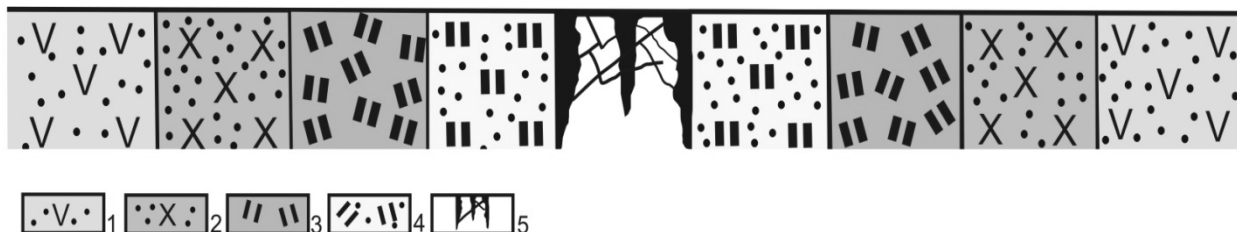


Рис. 2. Схема: 1 – пропилитизированные туфы андезитов; 2 – хлоритизированные породы; 3 – актинолитизированные породы; 4 – серицитолиты и серицит-кварцевые породы; 5 – кварцевые жилы и прожилки

Таким образом, можно утверждать, что пропилиты являются дорудными образованиями, а березиты – околорудными, оторванными во времени от образования пропилитов, но совмещенными с ними в пространстве.

Литература

1. Бабин Г. А., Владимиров А. Г., Руднев С. Н. Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и минерагии Юга Сибири: Матер. Всеросс. научно-практич. конф. – Новосибирск, 2001. – С. 18–30.
2. Сараев В. А. К геологии и металлоносности района Лебедского золото-скарнового месторождения // Известия Томского политехнического института. – 1968. – Т. 134. – С. 46–57.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ**М.А. Титова, О.Н. Кузьмина**

Научный руководитель профессор Б.А. Дьячков

**Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Казахстан**

Карбонатные и карбонатсодержащие формации пользуются широким распространением в геологических структурах Большого Алтая и образовались в различных геодинамических обстановках и условиях. Карбонатные породы сами являются ценным полезным ископаемым и, кроме того, они рассматриваются как благоприятная среда для концентрации определенных типов эндогенного оруденения (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, W и др.) [4, 6]. Поэтому детальное изучение карбонатных формаций и сопутствующие с ними оруденения вызывает большой практический и научный интерес. Собранные материалы по геологии, геофизике и металлогении позволяют наметить общие закономерности развития геологических структур и распределения золотого оруденения в Западно-Калбинской зоне.

Западно-Калбинская зона примыкает с юго-запада к Калба-Нарымской зоне. В плане имеет линейно-клиновидную форму с общей ориентировкой СЗ 310°. Протяженность зоны 730 км, ширина варьирует от 120 км в районе г. Семипалатинска до 20 км на границе с Китаем. Ее геологическими границами являются северо-западные глубинные разломы: Теректинско-Улунгурский (на северо-востоке) и Чарско-Зимунайский (на юго-западе). Рассматриваемая зона сформировалась на существенно базитовом фундаменте субокеанической ЗК во фронтальной части Горноалтайской континентальной окраины и размещается в осевой части Большого Алтая. По геолого-геофизическим данным это крупный терригенный прогиб, по бортам которого устанавливаются глубинные островодужные поднятия [2].

Известны наиболее ранние отложения герцинид, представленные алевролитами ранне-среднего фамена, мощностью около 300 м (по данным В.И. Тихоненко, игоревская свита D_3fm_{1-2}) и перекрывающими их базальтами с прослоями известняков, песчаников мощностью 1500 м, объединенные в карабайскую свиту ($D_3fm_3-C_1t$). Последние рассматриваются как показатели активности функционирования и углубления океанического бассейна.

В Западной Калбе после перерыва, в ранневизейскую эпоху процессы рифтогенеза фиксируются накоплениями известняково-песчаниково-алевролитовой формации, сменившиеся осадками островодужной флишевой углеродисто-известковисто-терригенной формацией (черниговская свита, $C_{1v_{2-3}}$). В составе обломочного материала увеличена доля основных и средних вулканитов, поступающих за счет размыва островных дуг Чарской палеозоны, характерно более мощное накопление известняков и кремнистых образований, а в пределах прогретых, насыщенных углекислотой участках морского дна формировались органогенные и рифовые известняки.

В этой связи, подчеркивается главная закономерность формирования карбонатно-терригенной формации Западной Калбы – островодужная геодинамическая обстановка, накопление осадков в междугловых депрессиях, в условиях сближения литосферных плит и образования покровно-надвиговых структур.

В конце визейского времени и в серпухове началось активное сближение литосферных плит Казахстанского и Алтае-Саянского микроконтинентов. Геодинамическая обстановка остаточных морей способствовала синседиментному покровообразованию при тектоническом сжатии и накоплении более грубых осадков граувакковой алевролитно-песчаниковой (молассоидной) формации (аганактинская свита, C_{1s}), которая считается предвестником коллизионных процессов. В составе граувакковой формации встречаются олистостромы и олистоплаки, содержащие кремнистые алевролиты, яшмы, вулканиты основного, реже среднего состава, обломки габбро и серпентинитов в виде небольших глыб, блоков и пластин.

Среднегерцинский этап развития (C_1-C_3) определялся коллизионными процессами на границе сблизившихся алтаид и казахстанид и сопровождался широким развитием молассовой лимнической угленосной формации (C_2), локальным проявлением вулканогенно-молассовых отложений, внедрением малых интрузий и даек габбронорит-диорит-диабазовой формации (C_{2-3}), гипабиссальных плагиигранит-гранодиоритовых интрузий и даек кунушского комплекса (C_3), с которыми связаны проявления сульфидной Cu-Ni минерализации, и гидротермальных золото-кварцевых (Кулуджун, Акжал, Боко), золото-мышьяково-углеродистой (Бакырчик) и золото-сульфидно-кварцевой (Васильевское, Жанан) формации.

Отличительной чертой позднегерцинского становления Западно-Калбинской зоны является формирование Семипалатинско-Буранского пояса постколлизионных гранитоидов повышенной щелочности (гранит-граносиенитовая и щелочногранитовая формации). Гранит-граносиенитовая формация представлена крупными массивами буранского, преобразованного и тастауского комплексов (P_2), потенциально перспективных на редкометалльно-редкоземельное оруденение (Zr, Nb, Ti, TR).

Общая структура Западно-Калбинской зоны на уровне наблюдений представляет асимметричный синклиниорий, выполненный флишеидными отложениями ($C_{1v_{2-3}}$) и граувакками серпухова. Северо-восточное его крыло постепенно, с разрывными осложнениями погружается к юго-западу, наиболее опущенная часть расположена вблизи Чарско-Зимунайского сутурного шва. В основании залегают отложения аспидной фамена

(игоревская свита), базальтовой известняково-терригенно-кремнистой позднего фамена–турне (карабайская свита). Ранневизейские образования представлены известняково-песчаниково-алевролитовой формацией мощностью 300 м. После внутривизейского перерыва образовалась флишоидная углеродисто-известковисто-терригенная формация $C_{1V_{2,3}}$ (черниговская свита мощностью 500 м). В средней и поздней стадиях герцинского цикла карбонатные формации не прослеживаются. На основании анализа и обобщения материалов выделяется следующий карбонатсодержащий формационный ряд зоны, охватывающий рифтогенную и островодужную стадии (от $D_3fm_3-C_{1t}$ до $C_{1V_{2,3}}$).

Отличительной особенностью флишоидной формации является ее резкая фациальная изменчивость при значительной роли фации рифовых известняков. Последние, по-видимому, формировались на наиболее поднятых участках дна в спокойной обстановке моря нормальной солености. В распределении рифовых построек наблюдается закономерность, приуроченность их к разломам (Западно-Калбинский, Баладжал и др.). Рифовые известняки отличаются чистотой и практически не содержат доломита. Анализ определения карбонатности методом Берга и нерастворимого остатка, выполненный Н.И. Киселевым в литологической лаборатории ВСЕГЕИ, показал содержание в их составе кальцита (от 99,4 % до 98,5 %) и только от 0,5 % до 1,5 % нерастворимого остатка. При термическом анализе проб известняков также установлено, что они полностью состоят из кальцита или содержат незначительные примеси доломита и графита.

В процессе исследований наметилась пространственная приуроченность многих золоторудных месторождений и рудопроявлений к карбонатным и карбонатсодержащим формациям, широко развитым в Чарско-Горностаевском поясе, Западной Калбе и Жарма-Сауре (месторождения: Суздальское, Баладжал, Жайма, Жанама, Байбура и др.). Проведенный анализ показывает, что наиболее значительные проявления золота пространственно ассоциируют с карбонатно-терригенными формациями островодужного типа [5].

Особенностью Западно-Калбинского рудного пояса, определившей его золоторудный профиль, является состав, строение и геохимическая специализация фундамента, представленного меланократовым, фрагментами сиалитизированным комплексом метапород разрушенной догерцинской земной коры с развитием офиолитов и пород яшмо-базальт-известняково-метапелитового состава. Основным элементом структуры бассейна седиментации являлся узкий (40-80 км) прогиб (трог) среднего ордовика протяженностью более 750 км, развивавшийся в переменном режиме до конца карбона, в котором накопилось 9-15,5 км вулканотерригенных осадков [2].

Прогиб расположен в системе региональных разрывов, по которым проникали магматиты в седиментный структурный ярус. Прикорневые части интрузивных тел подвержены процессам ультраметаморфизма, палингенеза и анатексиса, в которых под воздействием экзотермических эффектов при окислении восстановленных паров и флюидов мантийного уровня проявлены процессы околотрецинного метасоматоза и гидротермального рудообразования.

В Западно-Калбинской зоне выделяется несколько рудоносных уровней.

Докембрийский и каледонский уровни перекрыты герцинским структурным этажом, оруденение здесь достоверно не проявлено. По аналогии с Чарско-Зимунайской зоной можно предположить развитие на глубине рудоносного уровня в связи с гипербазитовым комплексом (Cr, Ni, Co, Au, Hg) [3].

В герцинском структурном этаже выделяются три рудоносных уровня.

1. Раннегерцинский островодужный ($D_3fm-C_{1V_{2,3}}$), связанный с производными андезито-базальтового островного вулканизма и синхронных с ним глинисто-кремнисто-известковистых и флишоидных отложений. Рудовмещающие породы представлены лиственитизированными субвулканическими телами основного и среднего состава, кремнистыми алевролитами и известняками. Золотое оруденение ассоциирует с вулканогенной кремнисто-карбонатно-терригенной формацией (C_1), и генетически связано с плагиогранит-гранодиоритовой формацией (C_3). Оруденение золото-сульфидное в зонах прожилкового окварцевания, лиственитизации и пропилитизации боковых пород. Типичным представителем является Суздальское месторождение, рудопроявления Мираж, Байбура, Мариновское, Свистун и др [5].

2. Раннегерцинский предколлизийный уровень (C_{1s}), сложенный морскими малоуглеродистыми граувакковыми (молассоидными) отложениями аганактинской свиты. Последние являются вмещающей средой для плутоногенного гидротермального оруденения золото-кварцевого типа (Кулуджун, Сентас, Баладжал и др.).

3. Среднегерцинский коллизийный уровень (C_2-C_3), объединяющий молассовые лимнические углеродистые (черносланцевые) толщи таубинской (C_2) и бакырчикской ($C_{2,3}$) свит. Характеризуется наземными условиями литогенеза и осушением бассейна седиментации. В состав уровня входят наземные сероцветные молассы, флювиолимнические и болотные углеродистые черносланцевые литофации седиментогенеза. Золотое оруденение генетически связано с гипабиссальной плагиогранит-гранодиоритовой формацией (кунушский комплекс C_3). Ведущим промышленным типом является золото-сульфидно-углеродистые минерализованные зоны и зоны прожилкового окварцевания (месторождения Бакырчик, Большевик, Сухой Лог) [1].

Киммеро-альпийский субплатформенный ярус отличается деструктивным характером, формированием остаточных кор выветривания К-Р и россыпями золота (бассейны рек Аганакты, Буконь, Кызылсу, Жанама), преимущественно ближнего сноса – делювиально-пролювиальные ложковые, аллювиальные, смешанные.

Имеются перспективы обнаружения скоплений мелкого и тонкого золота (0,1 мм до 40-50 мкм), вынесенного водотоками современной гидросети за пределы областей россыпеобразования альпийского эрозионно-аккумулятивного цикла в долинах рек Шегелек, Малая и Большая Буконь, Кулуджун, Кызылсу, Чаган и др.

Литература

1. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение) / Отв. ред. В.А. Нарсеев. – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 174 с.

2. Большой Алтай (геология и металлогения). Книга 1. Геологическое строение / Под ред Г. Н. Щерба. – Алматы: Гылым, 1998. – 304 с.
3. Большой Алтай (геология и металлогения). Книга 2. Металлогения / Под ред Г. Н. Щерба. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. – 400 с.
4. Глоба В.А. Золоторудные и индикаторные (на золото) рудные формации в карбонатсодержащих формациях Казахстана // Критерии поисков и оценки золоторудных месторождений Казахстана. КазНИМС. – Алма-Ата, 1988. – С. 4 – 12.
5. Дьячков Б.А., Черненко З.И., Кузьмина О.Н. Нетрадиционные источники золотого оруденения Восточного Казахстана // Инновационные технологии в геологических исследованиях: Сборник докладов научно-практической конференции, посвященной 75-летию Селифонова Е.М. – Алматы, 2005. – С. 76 – 78.
6. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. – Новосибирск, 1987. – 175 с.