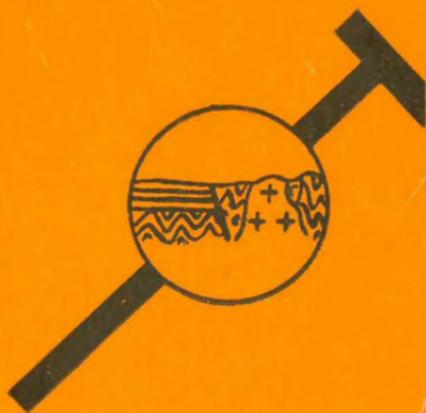




Актуальные вопросы геологии Сибири

(тезисы докладов)

Том II



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИИ

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В.В. КУЙБЫШЕВА

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Тезисы докладов
научной конференции
посвященной 100-летию открытия
Томского государственного университета

Том II



Томск - 1988

64657-2-1

УДК 549+551+552+553 (571.1/5)

Актуальные вопросы геологии Сибири. Тезисы докладов научной конференции, посвященной 100-летию открытия Томского университета 22-24 ноября 1988 г., г. Томск. Том II. Отв. редактор А.И. Гончаренко. - Томск, 1988, 156 с. - I р. 20 к. 300 экз.

Публикуются тезисы докладов региональной научной конференции, посвященных актуальным вопросам геологии Сибири.

Ответственный редактор А.И. Гончаренко

Редакционная коллегия

В.А. Баженов, И.А. Вылцан, А.И. Родыгин, В.М. Тюлюпо

НСВЫЙ ТИП МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ГИПЕРГЕНЕЗЕ БАЗАЛЬТОВ

Б.А.Осташенко

На Тимане и полуострове Канин в осадочных породах моложе девонского возраста и в аллювиальных отложениях встречаются минералы высокопараметрического генезиса: гранат (пироп-альмандинового ряда), диопсид, хромшкотит. Традиционно их происхождение объясняется разрушением гипотетических массивов ультраосновного и основного состава.

Нами в базальтах Среднего Тимана обнаружены гели, наиболее близкие по химическому составу к нонтрониту. Обычно природные коллоиды рассматриваются как минералообразующие системы, в которых кристаллизуется довольно широкий спектр минералов хотя и переменного состава, но в основном наследующий химический состав минералообразующей среды (Кукин, Назарова, 1962). В нонтронитовых гелях из тиманских базальтов нами впервые обнаружено (и рентгенографически диагностировано) большое количество минералов (в том числе типично высокотемпературных и высокобарических), химический состав которых на первый взгляд не имеет никакой связи с минералообразующей средой.

В природных нонтронитовых гелях установлены: кварц, халцедон, вестит, вольфрамит, цинкит, цинкохромит, хромшкотит, гетит, лепидокрокит, кальцит, магнезит, родохрозит, гранат (пироп-альмандинового ряда), диопсид, турмалин, плагиоклаз, хлорит, монтмориллонит, муассонит, латунь, селеноталлур, самородный цинк, сфалерит.

Температура образования кальцита, определенная методом гомогенизации включений, не превышает 60-70 °С, то есть верхней границы гипергенеза.

Электроннографическими исследованиями установлено, что рентгеноаморфные корочки у агатовых жезд в базальтах идентичны нонтронитовому гелю. Следовательно масштаб процессов гелеобразования в базальтах велик и может достигать десятков процентов от массы породы. В зоне гипергенеза базальтов гелеобразование следует рассматривать как значительный по масштабам процесс химической переработки эффузивных пород.

В докладе рассматриваются процессы массопереноса в систе-

ме гель-базальт, приводится минералогическая характеристика необычной ассоциации минералов, обнаруженных в гелях; рассматриваются вопросы образования в низкотемпературных и низкobaлических условиях минералов кимберлитового парагенезиса. Делается вывод о том, что нонтронитовые гели могут являться источником высокопараметрических минералов в осадочных образованиях палеозоя и в аллювиальных отложениях.

БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ НЮРОЛЬСКОГО
ПРОГИБА И ВАСИГАН-ПУДИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ
(Томская область)

Н.И.Кузоватов, Г.М.Татьянин

В зоне сочленения Нюрольского прогиба и Васиган-Пудинского антиклинория (структуры первого порядка позднегерцинской складчатости) расположена Калиновая разведочная площадь, на которой пробурено более 20 скважин, вскрывших достаточно мощный среднепалеозойский глинисто-карбонатный комплекс.

Магматические породы наиболее полно представлены по разрезам двух скважин (№№ 13, 16), в интервалах глубин 3400-4500 м. В верхней части указанного интервала (глубина до 3700-3900 м) в обеих скважинах вскрыты андезитовые и базальтовые порфириты в виде маломощных горизонтов среди карбонатных пород, составляя не более 4 % от общей мощности. В нижней части разреза скважин (глубины 3700-3900 м до 4500 м) магматические породы представлены долеритами, причем насыщенность ими разреза отложений сохраняется примерно на том же уровне.

Андезитовые и базальтовые порфириты характеризуются темной окраской, порфировой структурой и нередко миндалекаменной текстурой. Вкрапленники представлены сильно измененным плагиоклазом, реже роговой обманкой. Основная масса пород микролитовая, часто интенсивно преобразованная различными гидротермальными процессами (ожелезнение, карбонатизация, оквацивание).

Эффузивные породы сопровождаются витрокластическими

псаммитовыми туфами с зеленовато-серой окраской, мелкозернистой структурой и многочисленными миндалинами карбонатного состава. В шлифах обычно не видно каких-либо признаков исходных пород.

Долериты и трахидолериты характеризуются темной окраской, достаточной свежестью, варьируют по структуре от тонкозернистых до среднезернистых, давая переходы к габбро-долеритам.

В шлифах долериты и трахидолериты имеют типичные интерсертальную, интергранулярную структуры. Основу описываемых пород составляет плагиоклаз в виде мелких лейст и микролитов. Более крупные зерна (до 1,5 мм по длинной оси) определяют порфиловую структуру породы. Между лейстами плагиоклаза располагаются мелкие изометричные зерна моноклинного пироксена. Плагиоклаз в фенокристаллах имеет состав лабрадора № 53-57, а в основной массе раскисляется до андезина № 42-49. Оптические свойства моноклинных пироксенов позволяет отнести их к пиконитам, иногда к слаботитанистым авгитам.

В трахидолеритах во многих участках шлифов видны типичные микропегматиты в интерстициях между главными породообразующими минералами, иногда они окаймляют лейсты плагиоклаза. Обычно присутствие мелких зерен титаномагнетита и ильменита.

Продукты аутометаморфизма и гидротермального метасоматоза развиты незначительно (вторичная роговая обманка, биотит, хлорит, серпидит, кальцит, кварц).

Количественно-минералогический состав описываемых пород не подвержен большим колебаниям: плагиоклаз - 65-70 %, моноклинный пироксен - 15-20 %, микропегматит - 3-5 %, рудные минералы до 10 %, постмагматические минералы - до 5 %.

Химические анализы долеритов и трахидолеритов позволяют относить их к основным породам с несколько повышенным уровнем щелочности по сравнению со средним типом долерита. Однако даже максимальная щелочность у изученных пород заметно ниже, чем у среднего типа трахидолерита. Индекс Никака однозначно свидетельствует о промежуточном положении долеритов и трахидолеритов Калиновской площади между типичными известково-щелочными и щелочными сериями пород.

Нанесение аналитических данных на диаграмму $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ позволяет говорить о практически пол-

ном отсутствии процессов дифференциации при формировании долеритов на изученной площади в отличие от условий образования сходных пород на Сибирской платформе и в Кузбассе.

Для суждения о фациальных условиях становления магматических пород Калиновой площади можно использовать отношение весовых количеств окисного железа к закисному (по данным хим-анализов). На поверхности и покровах эффузивов степень окисленности железа будет всегда более высокой, чем в глубинных породах того же состава (как правило, в покровных эффузивах величина отношения $Fe_2O_3:FeO$ превышает единицу). В долеритах Калиновой площади это отношение окислов в среднем равно 0,6, что позволяет нам говорить о глубинных условиях их формирования (гипабиссальная фация). Вероятнее всего это мало-мощные силы, а также секущие дайки, которые можно сопоставлять с трапшовой формацией как по петрографическому составу, так и по возрасту.

Базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы на Калиновой площади наиболее целесообразно включать в состав вулканогенно-осадочной толщи среднего мезозоя складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНДИВИДОВ И АГРЕГАТОВ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Б.И.Пирогов, В.Н.Тарасенко, И.В.Холошин

Онтогенетический подход к изучению железистых кварцитов в комплексе с современными методами анализа позволяет вскрыть особенности формирования индивидов и агрегатов минералов на различных стадиях процессов минералообразования как при прямых наблюдениях, так и на основе косвенных признаков (электролитическое травление, облучение и т.п.), оценить их конструкцию и свойства с учетом следующих общих закономерностей процессов минералообразования:

I) процессы минералообразования имели определенную эволюционную направленность, обусловленную как геолого-структур-

ной позицией месторождений и составом вмещающих пород, так и характером и глубиной метаморфизма. Метаморфические реакции между минералами стимулировались физико-химическим эффектом (литостатическое давление, температура и химические потенциалы вполне подвижных компонентов) и нередко протекали в условиях направленного бокового давления — стресса, оказывающего каталитическое воздействие на ход реакций и миграцию вещества (метаморфическую дифференциацию). В конечном итоге это обусловило локальные изменения в различных толщах пород;

2) во многих случаях существенны были проявления дислокационного (катакластического) метаморфизма, обусловившие процессы механического разрушения пород с образованием деформационных структур и текстур: процессы перекристаллизации минералов нередко связаны с пластическим течением пород в твердом состоянии и инъекцией расплавленного вещества, особенно с усилением метаморфизма;

3) развитие процессов минералообразования в слоистых породах связано с проявлением анизотропии разнообразных физико-механических свойств со своей микросредой в каждом слое железистого кварцита, влияет на изменение симметрии среды, а в конечном итоге и симметрию кристаллов — морфологию индивидов и агрегатов;

4) сочетание процессов перекристаллизации и складкообразования в условиях анизотропии давления, определяет структурные особенности железистых кварцитов, морфологию индивидов, тип их агрегации, последующие изменения минералов, особенности проявления структур будиная, в том числе рудного будиная;

5) закономерная изменчивость при метаморфической перекристаллизации щелочности-кислотности перовых растворов в зависимости от температуры и давления, обуславливает определенную последовательность перекристаллизации и образования минералов железистых кварцитов;

6) последовательность формирования различных генераций минералов предопределяет соответствующее изменение во времени пластичности их слоев в кварцитах: так кварцевые слои на стадии перекристаллизации ведут себя как более пластичные, чем магнетитовые и другие по составу слои (Пирогов, Ахвезов, 1985).

Отмеченные выше особенности процессов минералообразования обусловили формирование различных минеральных ассоциаций сосуществующих минералов магнетита, гематита, кварца, хлоритов, слюд, гранатов, амфиболов, пироксенов, оливина, карбонатов, сульфидов. Наиболее ярко они проявились в морфологии, конституции и свойствах трех основных минералов — магнетита, гематита и кварца, предопределив ряд их характерных, типоморфных признаков, в том числе и их технологические свойства.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АЛЛЮВИЯ (НА ПРИМЕРЕ АЛЛЮВИЯ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Пермский университет

О.Б.Наумова

Традиционная методика изучения валового минерального состава тяжелых фракций четвертичного аллювия предусматривает определение в каждой размерной фракции 500 зерен минералов с дальнейшим вычислением средневзвешенного (в данном случае из трех размерных фракций — СВ₃ по 1500 зернам). Проведены определения минерального состава тяжелой фракции голоценового песчано-гравийного аллювия р.Китат Томской области по традиционной методике (по 1500 зернам) и по экспресс-методу (по 500 зернам). Сущность ЭМ заключается в том, что в каждой размерной фракции анализируется количество зерен минералов, пропорциональное процентному выходу этой фракции в гранулометрическом профиле. Результаты ЭМ мало отличаются от эталона (СВ₃). Имеющиеся отклонения от эталона обусловлены, в основном, ошибками выборки. Рассмотрим результаты сравнения методик.

Проба 2-28-6, песчано-галечный голоценовый аллювий р.Китат. По СВ₃ и ЭМ соответственно получили (в %): магнетит — 0,2 (0,6), эпидот — 33,3 (35,8), лимонит — 4,9 (4,2), циркон — 9,3 (8,2), ильменит — 30,1 (33,8), лейкоксен — 7,7 (7,2), амфиболы — 7,3 (5,2), пироксены — 1,5 (1,0), турмалин — 0,5 (0,8), дистен — 0,6 (0,8), хромит — 0,5 (0,6), сфен — 0,3 (0,6), ставролит — 0,1 (+), сростки — 0,7 (1,0), суммарное

отклонение от эталона - 9,8 %.

Проба 2-17-1, песчано-гравийный голоценовый аллювий р.Китат. По СВ₃ и ЭМ соответственно получили (в %): магнетит - 0,7 (0,4), ильменит - 53,0 (50,2), эпидот - 16,6 (18,2), циркон - 12,2 (12,0), лейкоксен - 6,3 (6,4), лимонит - 2,6 (3,0), пироксены - 0,2 (0,2), амфиболы - 4,9 (5,2), сростки - 1,2 (2,4), хромит - 0,7 (1,0), рутил - 0,1 (+), слюды - 0,1 (+), дистен - 0,6 (0,6), офеи - 0,5 (0,4), гематит - 0,2 (+), ставролит - 0,1 (+), суммарное отклонение от эталона - 7,8 %.

Проба 2-21.6, песчано-гравийный голоценовый аллювий р.Китат. По СВ₃ и ЭМ соответственно получили (в %): ильменит - 17,6 (16,4), эпидот - 20,9 (18,0), хромит - 0,6 (+), циркон - 7,9 (4,8), лейкоксен - 10,0 (11,0), амфиболы - 36,9 (43,8), пироксены - 1,4 (1,6), ставролит - 0,2 (0,2), рутил - 0,6 (0,4), сростки - 0,7 (-), дистен - 0,7 (0,8), лимонит - 1,0 (1,0), магнетит - 1,2 (1,2), офеи - 0,2 (0,2), гематит - 1,0 (0,2), суммарное отклонение от эталона - 17 %.

Проба 2-88-15, песчано-гравийный голоценовый аллювий р.Китат. Соответственно по СВ₃ и ЭМ получили (в %): магнетит - 0,6 (1,0), ильменит - 46,6 (43,2), эпидот - 33,5 (34,0), циркон - 8,3 (8,2), амфиболы - 3,6 (4,2), гранат - 0,6 (1,0), офеи - 0,5 (0,4), хромит - 0,5 (0,6), лейкоксен - 4,0 (5,4), сростки - 0,7 (0,8), дистен - 0,6 (0,6), ставролит - 0,3 (0,2), лимонит - 0,2 (0,4), суммарное отклонение от эталона - 7,4 %.

При определении валового минерального состава тяжелой фракции аллювия экспресс-метод достаточно эффективен, снижает затраты и увеличивает производительность труда. Точность анализа при этом не снижается. Аналогичные выводы получены и по другим районам нашей страны.

Метод определения валового минерального состава отложений может найти применение при изучении терригенных толщ разного возраста, расчленении по возрасту немых толщ, установлении источников питания и обломочным материалом (палеогеография), оценке минеральных ассоциаций шихов и продуктов обогащения разных аппаратов (геотехнология), исследований валового состава изверженных и метаморфических пород в протоочках, анализ грунтов в инженерной геологии и т.д.

КОНСТИТУЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕЙКОКСЕНА

В.Д.Игнатъев

Термином "лейкоксен" принято обозначать продукты изменения титановых минералов, главным образом ильменита. Ход геологических процессов, условия образования и изменения ильменита накладывают свой отпечаток на конституцию новообразованного лейкоксена. Изучение конституционных особенностей позволяет, с одной стороны, реконструировать ход указанных процессов, с другой стороны, выбирать оптимальные схемы и режимы обогащения и переработки лейкоксенового сырья.

В докладе приводятся результаты исследования конституции тиланского лейкоксена, характеризующегося неоднородностью химического и минералогического состава, большим морфологическим разнообразием зерен. Это привело к различным точкам зрения относительно генезиса лейкоксена и последовательности его стадийального изменения.

Автор впервые применил к исследованию лейкоксена метод количественного рентгенофазового анализа, с помощью которого в сильномагнитных разностях обнаружена частично разупорядоченная фаза изменения ильменита — псевдорутил и зафиксированы различные тенденции распределения рутила и анатаза по магнитным фракциям: содержание рутила возрастает с уменьшением магнитной восприимчивости, содержание анатаза, наоборот, уменьшается. На основе полученных результатов, дополненных изучением структуры, состава и строения другими современными методами, автором предложена модель образования лейкоксена, отличная от предыдущих.

Полученные данные имеют важное прикладное значение: показана возможность с помощью магнитной сепарации получать концентраты лейкоксена с существенно различным содержанием полезного компонента и вредных примесей, что позволит стабилизировать технологические режимы переработки лейкоксенового сырья и качество получаемой пигментной двуокиси титана.

СУЛЬФОСОЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АРЗАКСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ РТУТИ (Тува)

В.И.Васильцев, Н.К.Морцев

1. Арзакское рудопроявление является низкотемпературным эпitherмальным объектом кварц-киноварного минерального типа ртутной рудной формации (Гречищев и др. 1978).

2. Процесс рудообразования включает три стадии: а) кварц-арсенопиритовую, б) кварц-полисульфидную и в) кварц-киноварную. Околорудные изменения вмещающих пород выражены пропилитизацией, аргиллизацией и окварцеванием. Локально распространены цеолитизированные разности первично-окварцованных пород, связь которых с процессом рудоотложения не выяснена.

3. Сульфосольная минерализация входит исключительно в состав парагенетической ассоциации минералов кварц-полисульфидной стадии. Она объединяет: блеклую руду существенно сурьмянистого и смешанного состава с различными содержаниями серебра (до II мас %) и ртути (до I6 мас %), халькостибит, лицонит (?), фаматинит, энаргит, пираргирит, минералы изоморфного ряда полибазит-пирсерт с переменным количеством Sb и As. Сульфосоли сопровождаются самородным серебром, (Cd, Hg) - сфалеритом, галенитом, халькопиритом, хоулитом, кварцем и каолинитом.

4. По набору минералов сульфосольная ассоциация Арзакского рудопроявления близка минеральному составу руд объектов серебро-сульфосольной формации, но масштабы ее проявления здесь значительно выше. Тем не менее, это обстоятельство дает основание предположить существование в районе автономных объектов собственно серебро-сульфосольной формации, возможно локализованных в иной структурной обстановке в пределах рудной зоны, характеризующейся набором представителей рудных формаций единого генетического ряда этапа мезозойской тектономагматической активизации.

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ МРАМОРОВ НА ОДНОМ ИЗ СКАРНОВО-ЗОЛОТОРУДНЫХ ПЛЕЙ

В.Г.Ворошилов, Ю.А.Щеткин

Рудное поле расположено в экзоконтактной зоне крупного гранитоидного плутона. Оруденение накладывается на инфильтрационные гранат-воластонитовые и гранат-пироксеновые скарны, формировавшиеся по мраморам и вулканитам вмещающей нижнекембрийской толщи. Характерно широкое развитие разновозрастных даек, значительная часть которых также подвергалась скарнированию.

Таким образом, характер термолюминесценции карбонатной толщи определен в основном сочетанием четырех факторов: а) первичной неоднородности термовысвечивания известняков, б) термического воздействия гранитоидного массива, в) локального влияния внедряющихся даек, г) воздействия скарнирующих растворов. Влияние абсолютного возраста не учитывалось, поскольку все образцы взяты из одной толщи.

О первичной неоднородности термовысвечивания карбонатов в настоящее время судить сложно, поскольку неизменных известняков в рудном поле не сохранилось. Можно, однако, предполагать, что неоднородность носила случайный характер, судя по наблюдениям в толще мраморов, достаточно удаленных от даек и скарных тел. Кривые термолюминесценции (ТЛ) карбонатов исследованной свиты имеют 2 пика свечения в интервалах 190–210 °С и 260–280 °С. Термическое воздействие гранитоидов обусловило снижение интенсивности свечения, особенно низкотемпературного пика (J_1). В результате отношение $\frac{J_2}{J_1}$ обычно не превышает в рудном поле 0,3–0,6. На расстоянии первых десятков от интрузии низкотемпературный пик у карбонатов отсутствует полностью. В мраморизованных известняках, удаленных от контакта на 1,5 км, отношение $\frac{J_2}{J_1}$ нередко достигает 0,8–1,0.

Частичный "отжиг" низкотемпературного пика и общее снижение интенсивности ТЛ наблюдается и в экзоконтактах даек. Мощность зоны воздействия обычно не превышает первых метров. В то же время, непосредственно на контакте с дайкой нередко

отмечается локальное повышение интенсивности ТЛ, особенно для высокотемпературного пика. Вероятно, это обусловлено последующим просачиванием вдоль даек растворов, содержащих радиоактивные элементы.

По мере приближения к скарнам в мраморах обычно возрастает отношение $\frac{D_1}{D_2}$ за счет снижения D_1 при стабильном значении или некотором повышении D_2 . Внедрение послескарновых даек осложняет эту закономерность. Внимательный анализ кривых ТЛ позволяет в этом случае получить дополнительный материал об относительном возрасте даек и скарнов.

Послескарновые кальцитовые прожилки, в сравнении с мраморами, обладают пониженной в 3-5 раз интенсивностью ТЛ и отношением $\frac{D_1}{D_2}$ не более 0,1-0,3.

Таким образом, изменение характера ТЛ карбонатной толщи в существенной степени обусловлены влиянием на нее магматических и скарнообразующих процессов. Это позволяет использовать термолуминесцентный состав при генетических построениях и прогнозировании.

ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ж.В.Матвеева, В.Н.Столповская

Рассматриваемое месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой березито-лиственитовой формации. Рудоносные тела локализируются в поле развития даек диоритовых порфиритов, в которых содержатся ксенолиты габброидов. Они представлены серией субширотных, субмеридиональных крутопадающих и пологих кварц-сульфидных жил большой мощности и протяженности, сопровождающихся маломощными ореолами околорудных метасоматических пород. Внутри кварцево-жильных образований выделяются три парагенетические минеральные ассоциации: слабопродуктивная - кварц-пиритовая; продуктивная - золото-кварц-галенит-сфалеритовая; непродуктивная - кварц-карбонатная. В строении рудонос-

ных тел наблюдается концентрическая зональность. В плоскости вертикальных сечений тел устанавливается область ("ось инверсии"), вверх и вниз от которой уменьшается число зон в колонке метасоматитов и происходит постепенная смена ранних минеральных ассоциаций более поздними. Подобная концентрическая зональность проявилась и в типоморфных свойствах сульфидов (термоЭДС пирита и галенита) и кварца (температура декрепитации, геохимические показатели щелочных элементов, ИК-спектры поглощения).

1. Концентрическая зональность минералообразования наблюдается в термоэлектрических свойствах пирита и галенита кварцевых жил. Так, в области оси инверсии рудоносных тел присутствует пирит электронно-дырочного типа проводимости, средние значения коэффициента ТЭДС (в мкВ/град) варьируют от +257 до +329. По направлению вверх и вниз от оси инверсии пирит электронно-дырочного типа проводимости постепенно сменяется пиритом дырочной проводимости (+385 + +343). Коэффициент ТЭДС галенита также имеет концентрический характер распределения: -372 в верхней части жил; -285 + -315 в области оси инверсии; -357 в нижней части. Отметим, что по направлению вверх от оси инверсии градиент ТЭДС пирита, а также галенита примерно в 1,2 раза выше, чем по направлению вниз.

2. Термические исследования кварца показали инверсионный характер изменения температуры декрепитации минерала: максимум фиксируется в области оси инверсии и составляет 320-400°C, выше и ниже ее максимумы декрепитации смещаются в сторону понижения температуры с градиентами 75° на 100 м выше оси инверсии и 50° на 100 м - ниже. Установленная в кварцевых жилах температурная зональность концентрической формы, хорошо согласуется с минералого-геохимической зональностью рудоносных тел, отчетливо проявленной на данном месторождении.

3. Анализ состава кварца показал, что геохимические показатели щелочных элементов также изменяются концентрически относительно оси инверсии. В высокотемпературной области отношения K_2O/Na_2O , Na_2O/Li_2O , K_2O/Li_2O наибольшие, на верхних и нижних горизонтах их значения уменьшаются вдвое. Эти результаты показывают, что в начале процесса образования кварцевых жил была значительна роль калия, далее при снижении

температуры щелочность растворов менялась в сторону увеличения доли натрия. Концентрация алюминия изменяется подобно показателям щелочей, а постоянное присутствие его в кварце свидетельствует о гетеровалентном изоморфизме $Si^{4+}-Al^{3+}$, где в качестве компенсаторов зарядов выступают щелочные металлы.

4. ИК-спектроскопией были изучены кварцы разной температуры, результаты этих исследований подтвердили данные о зональном строении жил. В ИК-спектрах жильного кварца наблюдается широкая полоса поглощения в области валентных колебаний молекул воды - $3000-3800 \text{ см}^{-1}$. Интенсивность этой полосы поглощения, которая выражается как $J_0 = J_{3400 \text{ см}^{-1}} / J_{3800 \text{ см}^{-1}}$ прямо пропорциональна содержанию воды в кварце, что, в свою очередь, зависит от РТ-условий образования. В нашем случае, интенсивность полосы поглощения уменьшается от высокотемпературных кварцев к низкотемпературным, это указывает на возрастающее количество воды в минерале при понижении температуры.

Интерпретация геологических материалов и полученных данных по изменению типоморфных показателей кварца, пирита и галенита позволяют заключить, что концентрическая зональность рудоносных тел обусловлена постепенным и однонаправленным изменением физико-химически (температура, состав растворов, кислотность-щелочность и др.) параметров минералообразования по направлению вверх и вниз от оси инверсии, фиксирующей положение рудораспределяющего "канала". Эти выводы имеют значение для решения вопросов генезиса эндогенного рудообразования и могут быть использованы при поиске и оценке перспектив гидротермально-жильных золоторудных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Ю.С.Александровский

В пределах Кандатского и Восточно-Тувинского гранитоидных поясов совмещены интрузивные и вулканоплутонические фор-

мы магнетизма при значительном преобладании пород плутонической фации. Наблюдаются три типа взаимоотношений гранитных плутонов и комагматичных им эффузивов. В первом случае плутоны имеют непосредственную связь с кислыми вулканитами и характеризуются структурно-текстурными неоднородностями, изменчивостью состава и его зависимости от состава вмещающих вулканитов (массивы Адыр-Баштыгской, Урунешский, Барланыгской). Во втором типе гранитовые плутоны не имеют прямой связи с вулканитами, но находятся в непосредственной близости от полей вулканитов и содержат мощную жильную серию нормального и диасхистового ряда. Состав и структуры гранитных плутонов также подвергнуты колебаниям, но в меньшей мере (массивы Поселенский, Сорутский, Кош-Хемский, Улут-Алымский и др.). В третьем случае гранитные плутоны находятся изолированно и не имеют никаких видимых и пространственных связей с вулканитами. Сложены однообразными по структуре крупнозернистыми гранитоидами с вариациями в составе от граносиенитов до сиенитов (массивы Шан-Нястинский, Улут-Аргинский и др.). Довольно разнообразный набор петрографических и петрохимических ассоциаций в среднепалеозойских гранитах с различной рудоносностью отражает сложный петрогенетический процесс, который достаточно определенно выражен в структурах и фазовых характеристиках полевых шпатов. Все калиевые полевые шпаты укладываются в триклинную группу, сохраняя, тем самым, обширную преемственность минеральной эволюции, но с разной степенью упорядоченности и составом калиевого минерала. В первом типе (массивы Монгольский, Сорутский) калиевые шпаты представлены от низкого микроклина ($t_o = 0,89$, $Ус = 0,87$) до ортоклаза ($t_o = 0,36$, $Z = 0,34$), причем значительная напряженность ячейки калишпатов из этих массивов отражают, по-видимому, деформационные явления, связанные с процессами альбитизации, контролируемой в изученном районе, ослабленными зонами. С массивами связана редкоземельная минерализация. Калишпаты массивов Адыр-Баштыгской и Урунешский, составляющие группу гранитов с редкометальной минерализацией, относятся к неупорядоченному ряду с модификациями от низкого до промежуточного микроклина ($t_o = 0,45-0,98$, $Ус = 0,98-0,64$), редко ортоклаза ($Z = 0,68$) и характеризуют гипабиссальную фацию. Некоторую напряженность ячейки калишпатов можно связать

вать с микро- и криптопертитовым строением шпатов.

Промежуточные и максимальные микроклины ($t_{10} = 0,88-1,0$, $U_c = 0,95-1,30$) с сочетанием ортоклаза ($t_{10} = 0,40$, $Z = 0,51-0,58$) образуют единую группу, включающую гранитные ассоциации с полиметаллическим и вольфрам-молибденовым оруденением, не имея четкой дискретности значений коэффициентов Томпсона. Верхний предел напряженности аномальных ячеек калишпатов в этих типах соответствует пертит-антипертитовым фазам полевых шпатов. Плагноклаз во всех типах относится к низкому ряду с упорядочением $1,0-1,22$ и никаких различий не имеет. По процентному содержанию анортитовой и альбитовой составляющей хорошо выделяется первая группа гранитов с редкоземельным оруденением, где анортитовая составляющая изменяется от 0 до 24 % в связи со степенью альбитизации плагноклазов, вплоть до 97 % албита. Остальные включают в себя платноклазы от 5 до 15 % содержания анортита, понижаясь иногда до 1 % в альбитизированных разностях.

Обособленную группу образуют анализы полевых шпатов, определяемые только как максимальный микроклин (Шан-Няттинский массив), являющийся представителем рассеянной редкоземельной минерализации. Такой тип полевого шпата может указывать на его интрузивный характер и глубинную фацию гранитов.

Таким образом, структурно-фазовые характеристики полевых шпатов и их соотношение могут служить одним из признаков при определении фациальной принадлежности гранитоидов и их минерогенического типа.

МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ЭВМ ТЫЛОВЫХ ЗОН МЕТАСОМАТИТОВ ФОРМАЦИИ АРГИЛЛИЗИТОВ

М.Б. Войцеховская

Изучена зависимость парагенезисов тыловых зон аргиллизитов от изменения концентраций H_2CO_3 и HCl в растворах, реагирующих с неизменной вулканогенной породой - андезитовым

порфиритом, габбро-диабазом. Исходные породы слагают рудное поле Терлигхайского месторождения ртути (Тува).

Моделирование проведено методом минимизации изобаро-изотермического потенциала по программе "Gibbs", разработанной Шваровым Д.В. Изучена система $H - O - K - Na - Ca - Mg - Al - Si - Fe - C - Cl - S - Hg$ при $150^{\circ}C$ и $P = Pн.п.$ Система описана 40 твердыми фазами и 72 частями в растворе. Выполнено несколько серий расчетов с постоянными "навесками" породы разного состава. Качественный состав исходного раствора выбирался на основании анализа газово-жидких включений минералов жильной стадии метасоматоза. Количественная оценка состава исходных растворов проводилась путем решения серий задач взаимодействия растворов с вулканогенными породами. Результаты получены для следующего состава раствора (моль на 1000 г H_2O): $NaCl - 3,0 M$; $H_2CO_3 - 0,0 - 3,0 M$; $CaCl_2 - 0,1 M$; $HCl - 0,0 - 0,1 M$; $KCl - 0,1 M$. Данный раствор реагирует с вмещающими породами Терлигхайского месторождения ртути, формируя аргиллизиты кварц-каолининовой стадии метасоматоза.

Результаты моделирования. Для конкретного типа месторождения выделено два типа гидротермальных аргиллизитов. Результаты близки к данным по липаритам, полученным ранее.

Аргиллизиты 3i-типа. Формируются растворами, где концентрация HCl до 10^{-1} моль/кг H_2O и отсутствует CO_2 р-р. При изменении m породы (m H_2O р-ра от 10^{-4} до 10^{-2}) все изменения парагенезисов происходят за счет колебания концентраций HCl от 10^{-1} до 10^{-4} моль/кг H_2O . Получаем колонки: кварц \rightarrow кварц + каолинит \rightarrow кварц + гидрослюда \rightarrow кварц + гидрослюда + хлорит и т.д.

Аргиллизиты Al-типа. Формируются растворами, в которых концентрация H_2CO_3 до $3,0 M$ и отсутствует свободная HCl . В данном случае, при воздействии растворов одного состава на породы среднего и основного состава, в метасоматической колонке получена зональность различного типа. При концентрации H_2CO_3 $3,0 M$ и "навеске" 10 г (соответствует зоне следующей за тыловой), в породах среднего состава образуется кварц + каолинит ассоциация, а при изменении габбро-диабазы - кварц + каолинит + карбонат ассоциация. При той же "навеске" породы и концентрации $H_2CO_3 < 5 \times 10^{-1}$ моль/кг H_2O поле устойчивос-

ти кварца выклинивается, в других метасоматических колонках кварц — устойчив. Получаем колонки: каолинит → кварц + каолинит → каолинит + гидрослюда и т.д.

Результатом проведенных расчетов являются данные по возможным составам растворов, которые могут быть исходными при формировании низкотемпературных метасоматитов формации аргиллизитов с определенными тыловыми зонами. Они могут быть основой при построении генетической модели низкотемпературных гидротермальных месторождений, в частности Терлигхайского месторождения ртути.

ТЕРМОАКТИВИРОВАННЫЕ ПРОЦЕССЫ СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ И РЕЛАКСАЦИИ ДЕФЕКТОВ В ИОННЫХ КРИСТАЛЛАХ

А.А.Локтюшин

Известен обширный класс явлений, наблюдаемых при нагревании кристаллов. Сюда относятся термоактивированная люминесценция природных и синтетических минералов, акустические и радиоимпульсы, изменения окраски и диэлектрических свойств. Как правило, интенсивность этих явлений зависит от абсолютного значения температуры и скорости нагрева. Кривые зависимости интенсивности от температуры имеют немонотонный характер и представлены набором пиков. Интересной общей особенностью всех явлений является то, что при одинаковых скоростях нагрева положения максимумов пиков разных по характеру и механизму явлений в однотипных кристаллах, как правило, совпадают. Причем наблюдается близость их и для разных кристаллов и хотя сдвиги достигают иногда нескольких десятков градусов, всегда можно указать температурный диапазон, где они проявятся.

Такая общность в поведении термоактивированных явлений в кристаллах требует своего объяснения. Предпринимавшиеся до сих пор попытки носят, в основном, частный характер и основываются на формализованных положениях зонной теории. При таком подходе остается в тени природа "мелких уровней захвата" носителей заряда и механизмы начальных этапов термоактивирован-

ных процессов.

Поскольку инициация обсуждаемых явлений происходит под действием тепловых колебаний, то естественно предположить, что ответственными за запуск той или иной цепи процессов являются структурные элементы кристалла, с частотами колебаний отличающимися от континуума частот колебаний решетки и включение в структуру дефекта, находящегося в метастабильном состоянии.

Претендентами на роль таких структурных элементов могут быть молекулярные ионы и радикалы, содержащие легкие ядра водорода и его изотопов. Частоты колебаний радикалов с иными ядрами значительно меньше и возбуждаются при комнатных и более низких температурах, а поэтому не представляют значительного интереса.

Возбужденные радикалы, естественно, обладают повышенной подвижностью в решетке кристалла, проявляющейся в виде диффузионных переходов из узла и переориентации осей. В свою очередь, эти подвижки вызывают необходимость изменения состояния всей структуры кристалла в области, где расположен радикал, с выделением энергии, соответствующей разности энергий состояний локального объема.

Таким образом, структурные элементы кристалла с частотами колебаний отличающимися от континуума, играют роль спускового механизма в начале эволюции дефектных кристаллических областей. Подтверждением предложенного объяснения является наблюдение люминесценции и генерации радиоимпульса при селективном инфракрасном возбуждении кристаллов.

Понимание природы термоактивации различных процессов в кристаллах послужит привлечению аппаратурно простых и чувствительных физических методов к изучению структурных особенностей многокомпонентных кристаллов, полиморфных фазовых состояний и переходов.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ (НА ПРИМЕРЕ ПАТМСКОГО НАГОРЬЯ)

Х.Г.Ильинская

Изучение типоморфных особенностей акцессорных минералов позволило получить важную информацию об источнике материала пурпольской свиты протерозоя и решить дискуссионный вопрос о ее соотношении с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса с абсолютным возрастом 1,7–2,0 млрд. лет.

Соотношение пурпольской свиты с гранитными интрузиями изучалось нами на Чуйском и Лонгдорском антиклинориях.

Исследований циркона в гранитах Чуйского массива и песчаниках пурпольской свиты показало, что цирконы в песчанике унаследовали типоморфные признаки циркона материнских гранитов: идиоморфную призматическую форму кристаллов, два поколения цирконов, различающихся по цвету, твердые и газовой-жидкие включения, зональное строение.

Унаследованность пурпольским песчаником цирконов из гранитного массива особенно четко проявилась в близких значениях цирконий-гафниевое отношения (46,6 – в гранитах и 46,02 – в песчаниках), суммы цериевых и иттриевых земель, а также их отношений. Редкие земли в цирконах гранитов и песчаников существенно цериевые. В песчаниках наблюдаются также измененные выветриванием монациты из того же гранитного массива.

На Лонгдорском поднятии (р.М.Ходокан, в 5/6 км выше его впадения в р.Бульбухту) в гранитах Окаевского массива и метагравелитах из основания пурпольской свиты широко развит редко встречающийся в природе голубой кварц. Под микроскопом в шлифах отчетливо видно, что голубой кварц в метагравелите является реликтовым. Результаты исследования его на растровом микроскопе и методом термобарохимии показали идентичность голубого кварца гранитов и пурпольского метагравелита, что несомненно указывает о поступлении его в метагравелит из Окаевского гранитного массива.

Таким образом, пурпольская свита в значительной степени сложена продуктами перемыва гранитов чуйско-кодарского комплекса и следовательно моложе по возрасту гранитных интрузий.

Изучение акцессорных минералов послужило источником получения надежной информации о наличии в основании пурпольской свиты кор выветривания, существование которых некоторыми исследователями отрицается.

В корах выветривания, развитых на гранитах Бульбухтинского массива (Лонгдорское поднятие, верховье р.Джелинды), апатит, циркон и монацит по ряду признаков (цвету, габитусу и форме зерен, наличию зонального строения, минеральных включений) сходны с таковыми в гранитах. Но в коре выветривания они претерпевают значительные изменения. На фотоснимках шлифов видно, что длиннопризматические зерна апатита разбиваются трещинками, раздвигающими зерно на отдельные оптически единные блоки, пространство между которыми заполняется серицитом. Трещиноватость и заполнение трещин вторичными минералами наблюдалась в магнетите, монаците и весьма устойчивом к выветриванию цирконе. Монацит в результате выветривания замещается по периферии зерен тонкодисперсным бурым веществом (радофанит?) и гидроокислами железа. А магнетит маргитизируется.

Все эти признаки характерны для процессов выветривания.

На примере Патомского нагорья видно, что минералогический метод дает весьма ценную информацию и может быть использован в решении многих очень сложных геологических вопросов.

ПРОДУКТИВНОСТЬ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Д.С.Глухов, В.М.Глушков

Юго-западная часть Сибирской платформы, восточнее Енисейского края в междуречье Ангары и Нижней Тунгуски, выделяется по геолого-геофизическим данным в Байкитскую антеклизу. Она сложена в фундаменте кристаллическими породами архей-нижепротерозойского возраста (литоплинг) и перекрыта рифей-среднепалеозойским терригенно-карбонатным чехлом. По восточной периферии литоплинга по геофизическим данным предполагаются рифейские долгоживущие рифтоподобные структуры, активизирован-

ные в позднем палеозое триасе. Отложения верхнего палеозоя вдоль восточных склонов Байкинской антеклизы слагают угленосно-терригенную (глинисто-песчаную) формацию лимно-паралитического типа, накопление которой контролировалось внутриплатформенными конседиментационными структурами. Для верхней (C_{2-3} - P_2) части этой формации характерна угленосность (чинокская, еробинская, кербовская, дегалинская свиты) и цеолиточность (P_2 - дегалинская свита). Нижняя часть формации представлена суридинской свитой (C_{1-2}), в которой в последнее время обнаружены лилово-фиолетовые и оранжевые пиропы, что по аналогии с районами Якутии, значительно повышает интерес на поиски минералов, характерных для кимберлитов. Суридинская свита выделена Г.С. Глуховым на северо-востоке Байкинской антеклизы, она с размывом и структурным несогласием залегает на различных горизонтах ордовика, силура и девона без видимого несогласия перекрывается угленосными отложениями. Свита сложена преимущественно разномышными песчаниками олигомиктовыми, аркозово-кварцевыми светло-серыми, розоватыми с коричневыми пятнами с прослоями алевролитов, глинистых алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов. Встречаются пласти и линзы ко-сослоистых существенно кварцевых песчаников (5-20 м). Мощность свиты изменчива, достигает 40-45 м. Нередко в основании свиты по р. Чуне, р. Тычаны и их притокам отмечаются линзы гравийно-галечного состава. В конгломератах преобладают гальки кварца, кремнистых пород, окатыши подстилающих пород, с концентрацией галек в нижних частях линз. По простиранию отложения суридинской свиты по мощности и цвету могут изменяться, но она хорошо опознается. Отдельные хорошо окатанные зерна пиропов лиловой окраски обнаружены в бассейнах рек Чуни и Тычаны. Учитывая, что восточная окраина Байкинской антеклизы пространственно совпадает с рифтогенной зоной в фундаменте платформы (Зайченко, Чернышев, 1987), в которой могли проявиться кимберлиты, лампроиты в различное геологическое время, особенно в палеозое, находки пиропов представляют практический поисковый интерес. Заслуживают внимание в этом плане региональные зоны разломов и концентрические многофокусные кольцевые структуры в платформенном чехле.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Л.В.Алабин, Е.Ф.Доильницын, Л.К.Павлова, А.П.Перцева

Изучен изотопный состав серы сульфидных минералов - пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, арсенипирита, молибденита железорудных, золоторудных, молибденоворудных месторождений Кузнецкого Алатау. Исследования выполнены по общеизвестной методике в одной лаборатории (ИГиГ СО АН СССР), что весьма важно для сопоставительного анализа. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Диапазон колебаний изотопного состава серы контактово-метасоматических и гидротермальных железорудных, золоторудных, молибденоворудных месторождений региона составляет $\delta^{34}\text{S}$ (‰): -3,8+ +9,5, что свидетельствует о глубинном (мантийном) гомогенизированном источнике серы.

2. Преобладающая часть контактово-метасоматических железорудных месторождений региона обладает составом серы, близким метеоритному (мантийному) или обогащена тяжелыми изотопами - $\delta^{34}\text{S}$ (‰): Лавреновское - +0,4+ +3,9, ср.+2,5; Пыктун - +1,7+ +2,9, ср. +2,3; Темиртау - +0,7+ +6,2, ср. +2,5; Тяга - +1,4+ +5,5, ср.3,4; Шерегеш - +0,5+ +5,4, ср. +3,2; Таштагол - +3,9+ +9,5, ср.5,6. Лишь для Казской группы месторождений отмечается обогащение серы легкими изотопами - -3,8+ +5,1, ср. -0,2.

Вулканогенно-осадочные месторождения (Терсинский железорудный район) обладают составом серы $\delta^{34}\text{S}$ (‰) - -15,1 + -21,9, ср. -18,3. Эти цифры характеризуют серу, прошедшую цикл сульфатредукции в субмаринных условиях.

3. Золоторудные месторождения по изотопному составу серы разделяются на две генетические группы: I - золото-скарновые с $\delta^{34}\text{S}$ (‰) - -0,3+ +3,2, ср. +1,3; II - золото-сульфидно-кварцевые (жильные, штокверковые) с более широким диапазоном колебаний $\delta^{34}\text{S}$ (‰) - +1,1+ +9,2; ср.5,0. К.Р.Рабиновичем, В.А.Булыничковым, С.И.Гольшевым и др., а также нашими исследованиями, установлено, что золото-сульфидно-

кварцевые месторождения региона по изотопному составу серы подразделяются на две минеральные группы: а - медную (халькопирит-пиритовую) с $\delta^{34}\text{S} (\%)$ - +1,1+ +5,4, б - полиметаллическую (халькопирит-сфалерит-галенит-арсенопирит-пиритовую) с $\delta^{34}\text{S} (\%)$ - +2,5+ +9,2.

3. Молибденовые месторождения обладают изотопным составом серы $\delta^{34}\text{S} (\%)$ - +1,1+ +8,8, ср. +6,0.

4. Локальное фракционирование изотопов серы и отклонение ее состава от мантийного в контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях региона обусловлено удаленностью их от эндогенного источника. Ярким примером этому служит Центральное золоторудное поле, в прикорневой части которого руды содержат серу с $\delta^{34}\text{S} (\%)$ +3,2, в стволовой +4,5, во фронтальной +7,0. В Кондомском железорудном районе $\delta^{34}\text{S} (\%)$ от прикорневой части - Шерегешевское месторождение +3,2, Шалымское +3,7 увеличивается в стволовой и фронтальной части - Кочуринское +4,7, Талтагольское +5,6. По региону в целом - от фемических структурно-формационных зон, вмещающих железорудные месторождения контактово-метасоматического типа $\delta^{34}\text{S} (\%)$ +2,8, через сиалические-фемические с золоторудными месторождениями и средним значением $\delta^{34}\text{S} (\%)$ +5,0 к сиалическим структурно-формационным зонам с молибденовыми месторождениями и $\delta^{34}\text{S} (\%)$ +6,0 проявляется устойчивое обогащение серы тяжелыми изотопами. Иными словами обогащение серы эндогенных месторождений региона тяжелыми изотопами проявляется как в отдельных месторождениях, рудных районах, так и в регионе в целом, что свидетельствует об универсальности этого явления, имеющего закономерный характер и отражающего общую и единую эволюцию рудномагматических систем.

5. Результаты исследований изотопного состава серы могут быть использованы для построения генетических моделей месторождений, оценки глубин распространения промышленного оруденения, величин эрозионного среза и для решения других теоретических и практических задач.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРСЕНОПИРИТА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ

А.Я.Шеничкин, Е.В.Лукьянова

Кристалломорфология арсенопирита золоторудных месторождений вообще, и месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, в частности, в литературе почти не обсуждалась. Поэтому авторами сделана попытка систематизировать свои наблюдения по морфологическим особенностям арсенопирита золоторудных месторождений.

Изученные месторождения локализованы в углеродистых метаморфизованных терригенно-вулканогенно-карбонатных комплексах протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста Средней Азии, Восточного Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области, Енисейского края, Якутии и др. Для большинства из них характерно проявление прожилково-вкрапленного, штокверкового и жильного типов руд и пирит-арсенопиритового парагенеза. При этом в прожилково-вкрапленных и штокверковых рудах золото несвободное, а в виде тонкодисперсных, субмикроскопических выделений связано с пиритом и арсенопиритом, а в кварцевых жилах - свободное самородное.

Установлено, что арсенопирит встречается во всех типах руд в ассоциации с пиритом. При этом в прожилково-вкрапленных рудах (нижние части рудно-метасоматической колонны) арсенопирит обычно преобладает над пиритом, в штокверковых рудах (средняя часть колонны) соотношение арсенопирита и пирита близко 1:1, а в жильных типах руд (верхняя часть рудно-метасоматической колонны) пирит резко преобладает над арсенопиритом. За пределами рудных тел и зон арсенопиритовая минерализация почти не отмечается. Поэтому положительные ореолы мышьяка хорошо отбивают перспективные на золото рудные тела, участки, зоны.

В морфологическом отношении кристаллы арсенопирита большинства изученных месторождений имеют больше черт сходства, чем различий. При этом выделяются короткопризматические кристаллы, характерные в основном для кварцево-жильных руд, и

удлиненные — для штокверковых и прожилково-вкрапленных руд. Величина кристаллов варьирует в значительных пределах, от первых мм до сотых долей мм. Коэффициент удлинения кристаллов (отношение длины к ширине) колеблется в пределах от 1,2 до 5-10. Часто минерал образует агрегативные скопления. Нередко встречаются закономерные сростки, двойники срастания по $\{hko\}$ или крестообразные двойники прорастания по $\{hok\}$, в единичных случаях отмечаются тройники прорастания.

Кристаллы арсенопирита, как правило, представлены хорошо развитыми гранями ромбических призм (hko) или ромбических пирамид (hkl). Грани пинакоида (001), ромбических призм (okl) развиты слабо и несут на себе штриховку, параллельную зоне $[100]$.

По морфологическим особенностям можно выделить три разновидности кристаллов:

1) призматические, чаще всего удлиненные по оси "с" вплоть до игольчатых, или короткопризматические кристаллы с хорошо развитыми гранями призм (hko); грани (001), (okl), (hkl) развиты обычно слабо;

2) пирамидальные кристаллы, образованные только гранями пирамиды (hko) или чаще в комбинации с гранями (okl) и (001);

3) пирамидально-призматические с хорошо развитыми гранями призм (hko) и пирамиды (hkl), нередко в комбинации со слабо развитой гранью призм (okl).

Для золоторудных месторождений выделено около 30 морфологических типов арсенопирита. При этом в участках наиболее обогащенных золотом количество типов кристаллов максимальное, а в слабо золотосных — сокращается до 2-3 типов.

Установлена некоторая избирательная приуроченность кристаллов арсенопирита к вмещающим метасоматитам: наибольшие концентрации минерала связаны с листовниками, и здесь отмечаются в основном удлиненные кристаллы; затем идут метасоматиты по песчаникам, алевролитам, где наряду с удлиненными встречаются и короткопризматические; минимальные концентрации минерала — в метасоматитах внешних зон метасоматической колонки и в кварцеворудных телах, кристаллы здесь в основном короткопризматические.

Постоянная ассоциация пирит-арсенопиритового парагенезиса в большинстве золоторудных месторождений черносланцевых толщ, избирательная приуроченность арсенопирита в основном к оруденелым участкам и зонам и отсутствие мышьяковых ореолов за их пределами, промышленные концентрации золота в минерале делают арсенопирит одним из надежных минералогических типоморфных признаков при оценке перспективности на золото вкрапленных и штокверковых типов руд, локализованных в черносланцевых толщах.

ДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ АСТЕНОСФЕРНОГО ДИАПИРИЗМА В РАЗВИТИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.М.Черезов

В основе динамической концепция лежит физико-механическая модель образования и подъема астеносферных диапиров. Геосинклинальный процесс рассматривается в качестве механизма превращения коры океанической в кору континентальную, а его стадии отождествляются с развитием диапиризма по схеме: диапировый купол - диапировая ячея - гранито-гнейсовый диапиризм на фоне отмирания ячеи. С каждой стадией сопряжен закономерный парагенезис тектонических структур с присущими им геологическими формациями. Тем самым определен переход от формационного и сравнительного тектонического анализом к методу парагенетического анализа тектонических структур при выявлении связей между геосинклинальным процессом и глубинным тектогенезом. Апробация метода на примере докембрийских геосинклиналей Центральной Азии позволила получить следующие выводы.

1. Выделяются Байкальская, Сангиленская, Восточно-Саянская и Енкряжевская палеодиапировые структуры, развитие которых протекало в соответствии с отмеченной выше стадийностью, а каждая стадия подразделяется на подстадии активного и замедленного подъема.

2. Палеодиапировые структуры образуют сопряженные дина-

мопары (Байкальская-Сангиленская и Р^юсточно-Саянская-Енкряжевская), подъем которых происходил под углом к горизонту и навстречу друг другу, а их парагенезис тектонических структур в эрозионном срезе представлены в косом сечении.

3. Зарождение диапиров осуществлялось в пределах дугообразных астеносферных валов с выпуклостью, обращенной на юг и юго-запад, которые, по-видимому, сопрягаются с крупным астеносферным поднятием, расположенным под Сибирской платформой. Общий вихреобразный рисунок распределения валов свидетельствует, что их образование обязано подъему астеносферного поднятия, на которое одновременно воздействовал левосторонний крутящий момент, вызванный, в свою очередь, воздействием результирующего аксиального вектора, являющегося суммой вращения Земли вокруг Солнца и собственной оси. Подъем астеносферного поднятия сопровождался подъемом и упругим изгибанием литосферной плиты платформы, но до определенного предела, пока ее возросшая потенциальная энергия не превысила напряжения, обеспечивающие подъем этого поднятия. Обратная импульсная реакция литосферной плиты, равная произведению ее массы на ускорение и приходящаяся на выступающее и ограниченное по площади поднятие, вызвала резкий отток из него астеносферного материала и подъем докембрийских диапировых куполов из сопряженных с ним астеносферных валов, которые затем трансформировались в палеодиапировые ячеи. В стадии отмирания последних начался новый закономерный подъем астеносферного поднятия, сопровождающийся превращением Сибирской платформы в сушу к концу байкальского цикла. Затем вышеописанный процесс повторился, что привело к повторному погружению платформы и к появлению новых диапировых куполов, с которыми уже сопряжены салаирские геосинклинали.

4. Разработанная динамическая концепция геосинклинального процесса может служить основой при выявлении связей между тектоникой, магматизмом и эндогенной металлогенией с одной стороны и глубинным тектогенезом - с другой.

ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛЕННОЙ ТАКСОНОМИИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Г.С.Федосеев

1. Все еще остается проблемой рациональное использование обширной косвенной информации о предполагаемой практической значимости и относительной предпочтительности геологических объектов на стадии прогнозно-поисковых работ. Распознавание образов на базе априорных классификаций в некоторых случаях дает положительные результаты, однако логические принципы формирования таких классификационных построений основываются, как правило, на прямых признаках. Задача состоит в том, чтобы результаты содержательной и формальной классификаций, построенных в непересекающихся (либо частично пересекающихся) признаковых пространствах сделать сопоставимыми. Надежность прогнозирования определяется степенью изоморфизма данных классификаций.

2. Группирование (таксономия, кластеризация) объектов в автоматическом режиме производится на основе мер сходства-различия (расстояния по Хэммингу, Эвклиду и т.п.) в признаковом гиперпространстве. Задействованы практические гипотезы двух видов: выделение "по исключительности" и объединение "по аналогии". В первом случае основное внимание уделяется объектам, образующим самостоятельные таксоны, устойчивые при меняющихся операционных параметрах. Во втором случае значимость объектов оценивается по ассоциации (попадание в один таксон) с "важными" в каком-то отношении объектами. Данные принципы реализованы при интерпретации результатов решения рудопргнозных (Fe, Cu, Au) задач с помощью алгоритмов численной таксономии ("Форэль", "Динамический кластер", "Таксон") для отдельных территорий Алтае-Саянской складчатой области.

СВЯЗЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ С ЛИТОГЕНЕЗСОМ,
МАГМАТИЗМОМ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ
РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю.В. Индукаев

Рудообразование представляет собой одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития тектонических структур земной коры. Месторождения формируются в таких структурно-формационных зонах, которые характеризуются полнотой проявления этапов и стадий одного или нескольких тектоно-магматических циклов и имеют сложный разрез земной коры с широким распространением разнообразных осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций. Контактново-метасоматическое оруднение формируется либо в орогенный этап развития определенных геосинклинальных структур (медь-вольфрам-молибденовая, полиметаллическая, золоторудная, молибден-вольфрам-полиметаллическая, большая часть месторождений железо-рудной формаций), либо в субплатформенный период в участках тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых сооружений, когда земная кора достигает значительной жесткости и мощности. Для подобных зон характерны явления неоднократного концентрирования одного или нескольких металлов в виде оруднения различного генетического типа (осадочного, осадочно-вулканогенного, магматического, гидротермального и др.). Часто здесь же, в сравнительно узком интервале времени, формируются контактово-метасоматические рудные поля.

Возникновение структурно-формационных зон с различной металлогенетической специализацией обусловлено особенностями заложения геосинклинальных трогов в пределах качественно различных участков земной коры. Очень показательны в этом отношении салаирокаледонские сооружения, представленные крупными синклиниями и антиклиналиями, в пределах которых и концентрируются контактово-метасоматические месторождения. Так, синклиновые структуры, возникшие на месте прогибов, сложены формациями начальных этапов геосинклинального развития (спилито-диабазатовые, аспидные, карбонатные, сланцевые и др., а

также базитовый магматизм), указывающие на симатический состав земной коры. Эти зоны на протяжении геосинклинальной истории развития тесным образом взаимодействовали с базальтовым слоем земной коры. Они представляли крупные трог (желоба) с существенно фемическим составом земной коры. Этот фемический профиль унаследуется осадкообразованием, магматизмом и рудогенезисом (месторождения железорудной формации). Подобные эвгеосинклинальные области характеризовались интенсивным вулканизмом на всех стадиях их развития. Оруднение здесь приурочено к участкам максимального накопления основных и средних по составу вулканитов. К этим же участкам приурочены комагматичные рудоносные интрузивы и железорудные поля. Железоруднение формируется в ходе становления магматических комплексов, проявляясь либо (внутри их) после внедрения тел определенных фаз, либо замыкает интрузивный процесс, ограничиваясь периодом образования послерудных даек. Рудные тела локализуются в тех же структурах, что и плутонические образования. Однако, в зависимости от своеобразия строения и состава разреза земной коры, типа тектонических структур и особенностей их развития, а также металлогенической специализации формируются различные группы батолитовых гранитоидных формаций (гранитные, гранодиорит-тоналитовые и "пестрого" состава). Даже магматические комплексы одной и той же формации (например, гранитоидных батолитов "пестрого" состава) в разных структурно-формационных зонах характеризуются несколько отличающимся составом породных ассоциаций, имеют разнообразную форму проявления интрузивных тел и различную ассоциацию рудных элементов.

В пределах антиклинорий салаиро-каледонских структур, возникших из внутригеосинклинальных поднятий, широко развиты мощные толщи пород карбонатных формаций, а также продукты кислого магматизма. Особенно значительные площади здесь заняты магматическими комплексами формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава. С последними здесь связаны парагенетически скарновые месторождения ряда рудных формаций (Cu-W-Mo, Au, Pb-Zn, Fe). Подобное разнообразие месторождений обусловлено особенностями становления гранитоидных плутонов, характером взаимодействия магматического расплава с карбонатотерригенными толщами в верхних частях антиклинорий, специфи-

кой более мелких наложенных тектонических структур в участках расположения плутонов и особенностями строения земной коры в этих регионах (Батеневско-Беллыкский).

О ФАКТОРАХ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ш.В.Гумиров, Е.В.Гончарова, Л.М.Широкова, Е.Д.Шпайхер

Локализация оруднения обусловлена наличием барьера, способного ограничить миграцию рудного вещества. В качестве таких барьеров обычно рассматриваются:

- 1) геохимический барьер;
- 2) термобарьер, обусловленный резким падением температуры;
- 3) баробарьер, вызванный снижением давления;
- 4) малопроницаемый экран из малопористых пород или глины трещины.

При миграции рудогенных элементов сквозь малопроницаемый экран проявляется ситовой эффект. В то же время данный экран может быть проницаемым для безрудного флюида.

Авторы полагают, что на большинстве рудных месторождений, наряду с термо—баро—геохимическим барьером действовал и механический барьер из малопроницаемого экрана. Это, с одной стороны, вызвано тем, что оруднение развивалось в высокопористых породах, переработанных пневмо—гидротермальным воздействием. При этом вмещающие породы сохраняли низкую пористость. Кроме того, в приповерхностных условиях, при достаточно низких температурах минералы, слагающие руду, могли играть роль малопроницаемого экрана на локальных участках. В частности, на Рудногорном месторождении обогащенность верхних горизонтов и флангов месторождения литофильными элементами, связанными в нерудные минералы, могла обеспечиваться ситовым эффектом ранее сконцентрированного рудного вещества. Подобный "экран", снижающий пористость высокопроницаемых пород, мог формироваться на нескольких уровнях в несколько этапов.

По результатам геохимических исследований Ташгольско-Кочуринского рудного поля ранее были составлены ряды вертикальной зональности элементов в надрудной и рудомещающих толщах (Л.М.Широкова, В.Г.Медведев, Н.И.Немтина, 1987). Нами выполнен анализ последовательности элементов в фазовом пространстве их атомных объемов. Установлено, что внутри рядов зональности атомный объем элементов с глубиной возрастает, заканчиваясь барием. В то же время самым верхним элементом последовательности является свинец с большим атомным радиусом. Данное явление объясняется тем, что свинец принадлежит к ранней генерации рудогенеза и является экраном для последующей генерации. Вторая генерация начинается медью и продолжается кобальтом, ванадием, цинком, титаном, барием. Барий, заканчивающий вторую стадию рудогенеза, является экраном для последующей локализации рудных тел. Другими словами, локализация оруднения на незначительных глубинах могла происходить в высокопроницаемой толще под "элементным" экраном более ранней рудной генерации.

Таким образом, во всех генетических типах месторождений локализация и дальнейшая концентрация рудного вещества определялась экранированием, поскольку в роли полупроницаемых экранов выступили не только малопористые породы, но и отложившееся рудное вещество ранних генераций.

МНОГОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗОНЫ АКТИВИЗАЦИИ ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Б.Н.Лузгин

Герциниты Юстыдского наложенного прогиба на юго-востоке Горного Алтая являются типичным примером широкого развития мезозойской тектоно-магматической активизации. Основные особенности размещения оруднения определены структурно-тектоническими факторами. Металлогения этого периода своеобразна. Наблюдается взаимоперешлетение рудопроявлений широкого спектра металлов, таких как ртуть, серебро, висмут, кобальт, ни-

кель, медь, свинец, цинк и полуметаллов – сурьма, мышьяк, селен. Так, на замкании структур Курайской ртутной зоны в ее проявлениях (Коксаир, Отсала и др.) в тех или иных количествах появляются серебросодержащие блеклые руды. Повышенными концентрациями ртути характеризуются галенит-сфалеритовые руды Кызылчинского месторождения. В Озерной рудной зоне, где доминирует серебросодержащая сульфосольно-блеклорудная минерализация, по простиранию происходит отчетливая смена свинцового оруденения на медное, причем "свинцовый" фланг далее вмещает преимущественно сульфидные полиметаллические рудопроявления. На отдельных проявлениях первого типа (Янтау) присутствует ртутная (кинварная) минерализация. Каракульская зона, являющаяся концентратором висмут-кобальт-медной минерализации, содержит в небольших количествах серебросодержащие сульфосоли, включающие блеклые руды. И тому подобное.

Геологические данные свидетельствуют о близкоодновременном характере образования этих разнообразных рудопроявлений.

Об источниках их рудных компонентов мнения исследователей противоречивы. Бытует представление о заимствовании металлов из вмещающих стратифицированных толщ. Так, ртуть "продуцируется" из кембрийских (Грицок и др.), ордовикских, силурийских, девонских (Коллеганов) вулканитов и осадков. Серебро считается производным седиментационных процессов девона (Борисенко и др.). В иных вариантах из тех же пород заимствуется кобальт, медь, висмут (Амшинский). Причем "бассейны" подобных источников указанных металлов, как правило, выделяют по геохимическим особенностям пород самих рудных полей.

Альтернативно представление о глубинных источниках тех же рудных компонентов. Это достаточно убедительно показано для ртути В.А.Кузнецовым. И предполагается для других перечисленных элементов, в частности для серебра, кобальта, меди, висмута по наличию рудопроявлений и в иной геологической обстановке (среди полей гранитных массивов и в более древних отложениях, чем предполагаемые первичные источники металлов) и чрезвычайно тесных пространственных связей с региональными разломами.

Заслуживают самого пристального внимания дайковые поля средне-основного (теректинский) и щелочно-основного (чуйский

комплексе) состава, относимые к понятию малых интрузий. В Ост-тыдском рудном узле нами уже обращалось внимание на резкую и четкую смену в области предполагаемого рудоподводящего разлома серий однотипных даек теректинского комплекса с доминирующего меридионального простирания на юге до широтного на севере.

Здесь известны группы слабоинтенсивных положительных магнитных аномалий, природа которых не установлена. Часть из них, возможно, отвечает пирротинсодержащим рудоносным объектам, но они могут соответствовать и породным, в том числе относительно глубоко залегающим не крупным объектам. Допустимо предположение, что это нелинейные малые интрузивные тела родственного дайкам теректинского комплекса.

С подобным по составу комплексом более обычной связи рассматриваемых нами рудных элементов, чем извлечение их из вмещающих существенно осадочных толщ. При этом лучше объяснимы многочисленные случаи пространственного совмещения разнометальной минерализации перечисленных руд. Вероятно, указанные рудопроявления не поли-, а моногенны. А геохимически "запретные" ассоциации, такие как кобальт-висмут-медно-вольфрамовые, которые часто относят к каракульскому типу, являются несомненно полиформационными, где палеоминерализация обязана рудообразованию в связи со становлением гранитных массивов, а неоминерализация обусловлена намеченными выше близкоодновременными процессами тектоно-магматической активизации, со специфической многометальной минерализацией "базитового" типа.

К ПРОБЛЕМЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПОЯСА ЕНИСЕЙСКОГО КРАЯ

М. С. Смирнов

Многообразие формационных типов эндогенных руд достаточно четко укладывается в три формационных комплекса: I - проплитоидный, 2 - метаморфогенно-метасоматический и 3 - метаморфогенный. Все они группируются во времени, соответствуя

основным этапам изменения геодинамических условий в пределах геосинклинального цикла.

Самый древний – пропилитоидный комплекс формировался в завершающую стадию тейского базальтоидного магматизма. Покровы базальтов верхней части пенченгинской свиты и внедрившиеся в них субвулканические силлы и дайки долеритов индуглинского комплекса в разной степени подвергнуты автометасоматической аргиллизации (смектитизации) и более глубоким метасоматическим изменениям лиственитового типа с целой гаммой промежуточных пород от толеитовых базальтов до щелочных карбонатных метасоматитов – карбонатитов и, как правило, с последовательным нарастанием содержаний рудных элементов: As, Sb, Au, Nb, W, Hg, В. В наименее метаморфизированных разрезах пенченгинской свиты набор пород следующий: углеродистые филлиты, зеленые ортосланцы (празиниты), актинолитовые амфиболиты, кварц-карбонат-альбитовые и кварц-мусковит-альбит-карбонатные метасоматиты (Самсоновское, Герфед-Николаевское, Попутнинско-Светлинское рудные поля). В условиях повышенного метаморфизма промежуточные разновидности метасоматических пород не устанавливаются (Татарское, Олимпиадинское рудные поля).

Время формирования пропилитоидного комплекса предварительно датируется определениями абсолютного возраста уран-свинцовым методом по пироклору (1700–1500 млн. л) и циркону (1700 млн. л) из карбонатитов Пенченгинского месторождения (Лаборатория Малышева, ВИМС). Таким образом, руды пропилитоидного формационного комплекса связаны с раннегеосинклинальным этапом развития региона.

Объекты второго – метаморфогенно-метасоматического формационного комплекса пространственно тяготеют к участкам проявления пропилитоидного комплекса, располагаясь в перекрывающей сухопитской серии, нередко вблизи выходов тейской серии. Обязательным условием для формирования рудных полей является наличие в сухопитском разрезе весьма специфичной низкокремнистой карбонатно-черносланцевой фации с развитием в неяснополосчатых филлитах анкерита и сидерита или в виде криптокристаллических слоев или в порфиробластической рассеянной форме. Содержание кремнезема находится в пределах 45–60 %, железа – 7–12 %.

Детальное изучение золото-сульфидно-вкрапленной минерализации Удерейского, Бабгоринского, Боголюбовско-Раздольнинского рудных полей свидетельствует о субогласном залегании зоны оруднения в слоистой структуре и центральном положении руд внутри низкокремнистой карбонатно-черносланцевой фации. Хорошо просматривается процесс рудного метасоматоза — замещения порфиробластов железистого карбоната металлоносной серой без изменения железа валового. Породообразующие карбонаты — сидерит и анкерит — замещаются мышьяковистым и золотоносным пиритом, наследующим размеры, форму зерен карбонатов и характер их распределения. В центральной зоне метасоматоза карбонаты могут полностью переходить в пириты, а в периферических частях зоны — частично, причем в некоторых зернах сидерита можно наблюдать замещенное пиритом железистое ядро, тогда как остальная маложелезистая часть сидеритового зерна остается незамещенной. Время формирования руд метаморфогенно-метасоматической формации, вероятнее всего, соответствует начальному этапу разогрева осадочной коры задолго до палингенеза и инверсии байкалид. Основным источником рудного вещества на этом этапе служили рудные залежи прожилитоидного комплекса.

Наиболее поздний формационный комплекс — метаморфогенный развит в пределах рудных полей двух предыдущих комплексов. К ним относятся кварцево-жильные поля Советского, Васильевского, Эльдорадо и других месторождений, кварцево-сульфидные жилы Удерейского и Раздольнинского месторождений, зоны тонкого прожилкования на месторождении Бабушкина Гора. Несмотря на большое разнообразие типов кварцевых жил, природа их не вызывает особого сомнения — все рудные кварцево-жильные образования входят в динамометаморфический структурный парагенезис зон смятия, фиксирующих тектонически напряженные участки в байкальскую фазу складчатости. Определения абсолютного возраста слюдяных включений золото-кварцевых жил колеблются в пределах 1000–600 млн. л., что соответствует времени формирования гранитных комплексов Енисейского кряжа и периоду байкальской инверсии. Обогащение жил рудным веществом происходило путем полного или частичного заимствования последнего из залежей первых двух формационных комплексов, за пределы контуров которых рудные жилы практически не выхо-

дят. Реликты послонных золото-сульфидно-вкрапленных руд отмечаются на Советском и Васильевском рудных полях.

Дальнейшее комплексное изучение рудных формаций с привлечением методов абсолютной геохронологии будут способствовать целенаправленному прогнозированию невоскрытых или слабо воскрытых рудных полей с уникальными рудами. Следует обратить внимание на совершенствование геохимических методов поисков невоскрытых залежей по легко летучим рудным элементам: Hg, V, Sb.

СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ БАССЕЙНОВ МАЛОГО ПАТОМА И ЖУИ (ВИТИМО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Г.В.Козлов, В.С.Александров, З.В.Кужельная

Выявление связи оруднения с конкретными геологическими формациями, геохимической специализации и потенциальной металллоносности этих формаций одно из важнейших условий эффективности регионального и локального прогнозирования. Усилиями коллективов исследователей установлено, что в складчатом оорамлении и краевых структурах Сибирской платформы стратиформные залежи свинца и цинка связаны с углеродистыми терригенно-карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными формациями.

Углеродсодержащие породы широко развиты в позеодокембрийских ритмично построенных литологически неоднородных осадочно-метаморфических образованиях Патомского нагорья, существенно влияя, а в отдельных горизонтах определяя геохимию и металлогеническую специализацию песчано-алевро-черносланцевой и терригенно-карбонатной шунгитосодержащей формаций, составляющих значительную часть патомской серии. В разрезах по Малому Патому и Жуе песчано-алевро-черносланцевую флишадную формацию (в порядке преобладания вверх по разрезу) слагают конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и сланцы. Песчаники и алевролиты кварцевые, олигомяктовые, кварц-полевошпатовые, полимяктовые, часто известковистые.

Количество углеродистого вещества в алевролитах достигает 5–10 %. Основную массу разнообразных по комбинациям состава сланцев составляет глинисто-слюдистый агрегат с алевритовым (5–30 %, редко до 45 %), преимущественно кварцевым материалом, примесью карбонатов, гидроксидов железа и (или) углеродистого материала (10–20 %). Структуры сланцев: пелитовая, алевролитовая, микролепидобластовая, гранолепидобластовая, текстура сланцеватая. Глинисто-слюдистый агрегат представлен хлоритом, гидрослюдой, серицитом и непрозрачным углеродистым веществом. Глинистая часть в значительной степени замещена слюдой и обычно лимонитизирована. Наиболее обычные акцессории – апатит, турмалин, рутил и ильменит, отмечается новообразованный анкерит. При усилении степени метаморфизма в породах появляются крупночешуйчатые бютит и мусковит, углеродистое вещество графитизируется. На р. Жуге в кварцевых и кальцит-кварцевых жилах и занорьях в толще пород формации отмечается галенит-сфалеритовая минерализация (вкрапленники галенита величиной 6х2,5 мм), иногда с халькопиритом. В единичных образцах вкрапленность (халькопирит, галенит, пирротин, лимонит, лейкоксен, пирит, графит, рутил) составляет около 3 %.

В терригенно-карбонатной шунгитсодержащей формации преобладают темно-серые и черные, реже серые, карбонаты и глинисто-карбонатные сланцы. Известняки загрязнены обломочными и глинистыми частицами и пылеватым шунгитовым веществом, в зависимости от количества которого породы образуют ряд от известняков через шунгитсодержащие их разновидности к шунгитовым глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым сланцам (50–80 % нерастворимого остатка).

Породы пиритизированы порой весьма интенсивно: характерны постоянная вкрапленность, линзы и прослои пирита. В переходной между формациями пачке пород вместе с пиритом отмечается халькопирит. Отдельные слои представляют собой сульфидную руду пятчатую-полосчатую текстуры. Мощности рудных полос 2,4, 10 мм, выполнены они пиритом, образующим густую вкрапленность или рассеянные агрегаты. Зерна минерала трещиноватые; кубической, реже неправильной формы, размеры 0,018–2,0 мм. Среди зерен пирита отмечаются редкие вкрапленники халькопирита, образующего кроме того мельчайшие каплевидные

включения в пирите. На выветрелых поверхностях пород за счет серноокислотного их разложения образуются налеты, корки, натеки и почковидные образования сульфатов.

В отдельных горизонтах обеих формаций появляются резко-аномальные содержания некоторых малых, в том числе рудогенных, элементов и намечается халькофильная геохимическая их специализация. На одном из участков развития флишоидной формации (в джемкуканской свите) в единичных сколовых пробах из кварцевых жил содержание свинца достигает 2 кг/т, серебра - 10 г/т. На этом же участке в терригенно-карбонатной шунгитсодержащей формации (баракунской свите) среднее содержание меди около двух кларков, максимальное ее количество (в одной пробе) 4 кг/т, серебра 3 г/т. Здесь же отмечается повышение фоновой золотоносности до 4-12 мг/т (при относительно постоянном для толщ уровне в десятые доли мг/т), аномальные содержания цинка, хрома, никеля, марганца, фосфора, молибдена, лития, стронция, бора, фтора.

Мы разделяем мнение Г.И.Леонтьева (1981) и др. что проведение специализированных геохимических исследований образований патомской серии необходимо для регионального и локального металлогенического прогноза и может привести к выявлению в регионе новых месторождений полезных ископаемых.

СВОЙСТВО КОРРЕЛЯЦИОННОГО РАВНОВЕСИЯ РАДИОЭЛЕМЕНТОВ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

М.П.Николаенко, Г.Н.Прокопчук

Применение радиогеохимии и в частности аэрогаммаспектрометрического (АГСМ) метода, наиболее эффективного при изучении обширных слабо изученных территорий, сдерживается рядом нерешенных проблем. В частности, не найдено достаточно универсальной характеристики взаимосвязи естественных радиоактивных элементов (РАЭ) - урана, тория, калия - в породах земной коры. Поэтому известные приемы интерпретации ограничиваются пока решением специфических и частных геологических

задач: геокартирование, выделение и оценка локальных аномалий. С переменным успехом используют различные эмпирические показатели соотношений РАЭ для характеристики фона и объекта поисков. Эти показатели устанавливают для каждой исследуемой площади. Явная зависимость их от вещественного состава неизменных горных пород, а также принцип выделения аномалий в точке при статистическом характере измерений предопределяет неустойчивость решения задачи поисков. Характер параметров часто не позволяет дать истолкование геологической и физико-химической природы выделяемых аномалий. Преодоление указанных недостатков возможно с помощью использования выявленного авторами свойства корреляционного равновесия РАЭ.

Сущность свойства заключается в устойчивости алгебраической суммы частных корреляционных связей РАЭ для всех типов и классов неизменных пород. Аналитическое выражение свойства позволяет получить единый универсальный численный показатель множественной корреляции путем поэтапного свертывания информации о взаимосвязях РАЭ.

Физико-химическая природа выявленной закономерности объясняется известными свойствами РАЭ и обусловлена тесными связями тория и калия, а также четырехвалентных урана и тория в условиях повышенных давлений и температур при процессах порообразования: литификации – метаморфизме – магматизме.

Геолого-геохимическая природа свойства связана с общим литофильным характером РАЭ, что предопределяет их субпараллельное накопление в верхних гранито-метаморфическом и осадочном слоях земной коры. Кроме подтверждения известных явлений выявленное свойство существенно расширяет познание закономерностей первично-конституционного распределения триады РАЭ в неизменных породах. В частности, своеобразие взаимосвязи радиоэлементов выражается в балансе корреляционных связей. Однако замечено, что баланс связей нарушается на участках средне-низкотемпературных эпигенетических изменений пород. Аномалии показателя корреляционного равновесия, являющиеся поисковым признаком, также имеют однозначную геологическую и физико-химическую природу. Известно, что в средне-низкотемпературных более кислых растворах отмечается разная химическая актив-

ность и пути миграции калия и тория, а также шестивалентных урана и тория.

Нетрудно видеть, что предложенное аналитическое выражение свойства корреляционного равновесия можно использовать для исследования взаимосвязей других групп родственных химических элементов.

Описанное свойство корреляционного равновесия РАЭ положено в основу методики поисков нерадиоактивных месторождений по АГМ-данным, которая опробована на 24 известных месторождениях молибдена, золота, олова, флюорита и других полезных ископаемых Забайкалья. Доказана пригодность методики, а показателя равновесия РАЭ – как поискового критерия при прогнозной оценке территорий.

ЛАЗЕРНЫЙ МИКРОСПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УСТАНОВКИ ЛМА-10

Л.Е.Боброва

Создание лазеров послужило основой их применения для спектрального анализа различных материалов. К настоящему времени достаточно широко применяются лазерные микроанализаторы различных типов, что позволяет решать ряд важных аналитических и геологических задач.

Лазерный микроспектральный анализ проводился с использованием спектроанализатора ЛМА-10 с рубиновым лазером, генерирующим в режиме свободной генерации (0,1 Дж, 500 мксек).

В качестве источника света для спектрального анализа используется плазма, полученная при воздействии на анализируемые материалы лазерного излучения и искровой разряд для дополнительной атомизации продуктов лазерной эрозии.

Положение электродов над анализируемым образцом, способ чистки электродов при смене анализируемого зерна во избежание заражения и время задержки дополнительного искрового разряда установлены экспериментально. Зарядное напряжение для разряд-

ной схемы лазера выбирается в зависимости от требуемой локальности.

Спектры фотографируются с помощью спектрографа PGS-2 на фотопластинки типа изопанхром, чувствительностью 180 ед.

Правильность лазерного микроспектрального анализа полностью зависит от используемых эталонных образцов.

Использование искусственных порошковых эталонов для большого круга элементов в широком интервале концентраций, применяемых для анализа в виде спрессованных в специальной прессоформе таблеток, показало хорошую сходимость результатов лазерного микроспектрального и обычного спектрального анализов, но только для микронавесок порошковых проб, наклеенных на стеклянные волоски.

На результаты анализа минералов в образцах, аликвотах влияет кристаллическая структура вещества и физические его свойства, которые определяют форму и размеры кратера.

Рекомендуемый в литературе учет разницы испаренного вещества, анализируемого и эталонного с помощью трудоемких расчетов массы вещества, участвующего в образовании спектра, где главную роль играет объем получившегося после лазерного облучения кратера, показал положительный результат при совершенно правильном вычислении объема получившегося кратера, что практически невозможно из-за многообразия форм кратеров и сложности замеров их глубины и диаметра.

Во избежание трудоемких расчетов массы вещества, неточных из-за неправильной формы полученных от облучения лазерным лучом кратеров, необходимо подобрать для лазерного микроспектрального анализа естественные эталонные образцы.

Кроме эталонирования остается постоянно актуальной проблема предела обнаружения.

Предел обнаружения лазерного микроспектрального анализа с использованием установки ЛМА-10 колеблется от 0,0001 до 0,1 %, что по многим элементам весьма недостаточно для более правильного и полного решения аналитических и геологических задач.

Но и при существующем пределе обнаружения и точности лазерный микроспектральный анализ с использованием микроанализатора ЛМА-10 с успехом используется в комплексе с минерало-

гическим, рентгено-структурным и электронно-микроскопическими методами, при диагностике минеральных включений, определении состава микроэлементов в минералах и геохимических исследованиях.

ГЕОХИМИЯ КАТИОНОВ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ЗОЛОТОРУДНОМ ПРОЦЕССЕ

А.А.Лузанов

Согласно работам многих исследователей углекислота играет большую роль в рудообразовании вообще и формировании золотоносных руд в частности. Это выражается в обычно наблюдаемой широкой распространенности карбонатов в жильных телах и метасоматитах и участии углекислого газа в газовой-жидких включениях. Путем анализа распределения карбонатов можно получить информацию о направленности и характере процесса минерализации. С этой целью на золоторудном месторождении метаморфогенно-гидротермального типа, залегающем в монотонной черносланцевой осадочно-метаморфической толще байкалец, изучен катионный состав и пространственное распределение смесей карбонатных минералов.

По данным карбонатного анализа общее количество карбонатов в отдельных участках рудной зоны изменяется в таких соотношениях (в среднем): вмещающие породы рудного поля - 11,8 %, серицитовые метасоматиты - 6,8 %, кварцево-жильные тела - 16,7 %, минерализованная зона в целом - 8,4 %. Из этих данных видна зональность количества карбонатов. Ее появление интерпретируется следующим образом.

Устойчивость карбонатов зависит от наличия в растворах анионного радикала $(\text{CO}_3)^{2-}$, количество которого регулируется режимом углекислого газа и обратно пропорционально концентрации ионов водорода, т.е. связано с кислотностью-щелочностью среды. Осаждению карбонатов благоприятствует сдвиг карбонатного равновесия в щелочную сторону в связи с оттоком углекислого газа и

появлению избытка $(\text{CO}_3)^{2-}$. Увеличение же CO_2 будет способствовать понижению pH, кислотному выщелачиванию и растворению. Этим фактором, сменой кислотности растворов в пространстве в связи с опережающей миграцией CO_2 , по-видимому, и обусловлена зональность количества карбонатов на изученном месторождении.

В связи с различными геохимическими свойствами катионов, входящих в карбонатные минералы, должна также проявляться зональность состава карбонатов, т.к. повышение кислотности раствора благоприятствует замещению более сильных оснований более слабым и наоборот.

В составе карбонатных минералов и их смесей на изученном месторождении преобладают железистые разновидности — от высокожелезистых анкеритов до слабокальциевых пистомезитов и сидероплезитов. На некоторых участках встречаются карбонаты нормативного анкеритового и ферродоломитового составов, а также близкие к кальциту. Главными катионами являются кальций, магний и закисное железо; двухвалентный марганец присутствует постоянно, но в незначительных количествах — не более 3,8 экв %. Взаимоотношения кальция и железа носят резко антагонистический характер при индифферентном поведении магния.

Анализ распределения эквивалентных количеств катионов свидетельствует об упорядоченном изменении карбонатных минералов в пространстве. В целом зональность состава карбонатов заключается в том, что карбонаты кварцево-жильных тел соответствуют кальцитам, внутренней части минерализованной зоны близки сидеритам и сидеродотам, а удаленных участков — анкеритам. Между этими зонами располагаются карбонаты промежуточного состава. Вмещающие породы содержат кальциевые пистомезиты. Такая зональность объясняется тем, что Ca^{2+} обладает более основными свойствами, т.к. в ряду возрастающей энергии ионизации располагается левее Fe^{2+} , и, следовательно, является более подвижным при нарастании кислотности катионом и менее подвижным при нарастании щелочности.

Таким образом, согласно проведенным исследованиям на месторождении наблюдается зональность количества и состава

карбонатов, отражающая изменение кислотно-основных свойств среды рудообразования. В пределах минерализованной зоны в целом происходило выщелачивание карбонатов в связи с опережающей миграцией CO_2 и кислым характером растворов на фронте их распространения. На этом фоне при взаимодействии растворов с вмещающими породами происходит повышение щелочности и отложение карбонатов в околожильных метасоматитах и краевых частях жильных тел. Здесь карбонаты имеют более основной характер. Отток CO_2 из нижних и внутренних зон вызывает повышение щелочности растворов и осаждение анкерит-кальцитовых карбонатов в тыловых зонах оруднения и в центральных частях жильных тел.

АССОЦИАЦИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПИРИТЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ АПОГНЕЙСОВЫХ И АПОСЛАНЦЕВЫХ БЕРЕЗИТОВ

И.В.Кучеренко

Одним из рациональных путей исследования проблемы рудообразования в терригенных сланцевых толщах представляется сравнительный анализ факторов размещения и формирования оруднения "сланцевого типа", с одной стороны, и магматогенных месторождений районов тектоно-магматической активизации (ТМА), с другой. В плане реализации этой задачи обсуждается ассоциация и распределение рудогенных элементов в пирите березитов и березитизированных пород тыловых зон околорудных метасоматических ореолов, сопровождающих убого-сульфидные золотоносные кварцевые жилы в мигматит-гнейсовой толще архейского выступа и сходную, жильно-прожилковую минерализацию в протерозойских кедровской и водораздельной углеродистых песчано-алевро-сланцевых толщах складчатого обрамления выступа. Пирит извлечен из апогнейсовых березитов маломощной внутренней зоны и из березитизированных сланцев крупнообъемных тыловых зон ореолов и во всех случаях, исчезая во внешних зонах ореолов со слабыми пропилютоподобными изменениями, представляет продукт гидротермальных рудообразующих процессов позднепалеозойской эпохи ТМА

гнейсового и сланцевого субстрата.

Полученные результаты, в том числе приведенные в таблице, позволяют сделать ряд выводов: 1) кристалломорфология пирита усложняется, а содержание аномалиеобразующих рудогенных элементов в нем увеличивается в ореолах высокопродуктивных рудных тел сравнительно с ореолами малопродуктивного оруднения, равно как и в направлении от периферии тыловых зон ореолов к зальбандам рудных жил и зон; 2) распределение большинства рудогенных элементов в пирите, в том числе золота и серебра, подчиняется нормальному закону; 3) ассоциация рудогенных элементов в пирите во всех объектах одинакова и согласуется с таковой в метасоматитах, а средние содержания их на I-3 порядка выше, чем в последних, в связи с чем пирит выступает как важнейший минерал-концентратор рудогенных элементов; 4) по мере удаления от рудоконтролирующих глубинных разломов концентрация титана в пирите снижается (вдвое на расстоянии, например, 0,5 км), что согласуется с распределением его в березитах в целом и подтверждает ранее сделанный (Кучеренко, 1967) вывод о раствороподводящей функции глубинных разломов; 5) снизу вверх по восстанию рудных тел, по мере удаления от глубинных разломов и в направлении от более продуктивного оруднения к менее продуктивному золото-серебряное отношение в пирите снижается подобно тому, как это имеет место в апогнейсовых и апосланцевых березитах и рудах.

Единообразное поведение рудогенных элементов в гидротермальных рудообразующих процессах независимо от вмещающего рудные поля субстрата - гнейсового, терригенно-зеленосланцевого и др. в сочетании с другими фактами подтверждает представление о геолого-генетическом единстве оруденения, образованного в магматогенно-гидротермальных системах областей ТМА и в углеродистых терригенных сланцевых толщах протерозоя. Сделанные выводы могут быть распространены на золоторудные районы допалеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы и использованы при прогнозной оценке оруденения.

Оценка параметров распределения рудогенных элементов
в пирите золотоносных березитов

(\bar{x} – среднее арифметическое, σ – его стандартное отклонение,
%)

Элементы	Параметры распределения	Мигматит-гнейсовая толща выступа		Кедровская сланцевая толща		Водородная сланцевая толща (8 проб)
		0.5 км от разлома (19 проб)	1.0 км от разлома (13 проб)	Участок кварц.жил (14 проб)	участок прожил. зон (11 проб)	
Au	\bar{x} , усл. ед.	32,9	21,4	0,08	0,54	0,48
	σ , усл. ед.	53,7	32,6	0,12	1,34	0,88
Ag	\bar{x} , усл. ед.	27,1	27,6	1,92	1,48	1,14
	σ , усл. ед.	38,8	32,0	1,02	1,15	0,84
Ti	\bar{x}	0,58	0,30	0,36	0,39	0,35
	σ	0,24	0,10	0,13	0,04	0,05
Ni	\bar{x}	0,14	0,13	0,09	0,09	0,06
	σ	0,08	0,08	0,07	0,05	0,03
Co	\bar{x}	0,07	0,06	0,06	0,07	0,04
	σ	0,06	0,03	0,03	0,03	0,01
Cu	\bar{x}	0,04	0,13	0,01	0,02	0,03
	σ	0,06	0,11	0,01	0,03	0,04
Pb	\bar{x}	0,09	0,10	0,02	0,04	0,02
	σ	0,15	0,11	0,01	0,03	0,02
Zn	\bar{x}	0,06	0,09	0,02	0,02	0,02
	σ	0,07	0,10	0,01	0,01	0,01
As	\bar{x}	0,18	0,28	0,04	0,05	0,07
	σ	0,12	0,55	0,05	0,05	0,03
	Au / Ag	1,13	0,67	0,04	0,20	0,53
	Ni / Co	2,17	2,27	1,68	1,40	1,54

ВОЗМОЖНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ АВТОМАТИЧЕСКИХ АНАЛИЗАТОРОВ МИКРОИЗОБРАЖЕНИЯ В УСКОРЕНИИ ПРОВЕДЕНИЯ СТЕРЕОЛОГИЧЕСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Г. Я. Аксенова

Как известно, в минералогических исследованиях под микроскопом немалую долю занимают стереологические анализы, требующие при известных методиках не только высокой квалификации специалиста, но главным образом больших затрат времени. Эти анализы включают большое число измерений: количественную характеристику структуры руды, породы, сростания минералов, количественный минералогический анализ, определение размеров зерен минералов, пор и т.д., определяемых с помощью таких геометрических параметров, как хорды, диаметры, периметр, площадь зерен минералов. При этом надо учитывать, что эти параметры наблюдаются только на шлифе (являясь случайными сечениями и микрочастиц различных минералов) и не всегда совпадают с действительной структурой. Количественно оценить действительные геометрические параметры пространственного микроскопического строения возможно на базе стереологического подхода со статистической оценкой минералогического анализа с получением статистических средних величин. Статистический метод позволяет здесь проводить оценку измерений вполне объективно и с любой точностью.

Применяемые в минералогии традиционные методы обработки изображения под микроскопом трудоемки, требуют большого внимания и напряжения зрения и, главное, малопродуктивны. Естественно, возникает необходимость автоматизации такого рода работ. Одним из наиболее перспективных направлений по автоматизации стереологического минералогического анализа в настоящее время является анализ с помощью автоматизированных оптических систем.

В работе на примере полностью автоматизированного телевизионного анализатора микроизображений JBAS-2 фирмы OPTON (ФРГ) (относящегося к третьему, последнему, поколению этих приборов и обладающего всеми свойственными этому поколению достоинствами) приведены некоторые возможности такого

прибора. В качестве модельных образцов послужил магнетитовый концентрат из магнетитовых кварцитов и обожженные железорудные окатыши. В основу измерений положено определение удельной поверхности зерен магнетита, пор окатышей, их размеров и формы. Программное обеспечение прибора позволяет глубже изучить материал, используя значительно большее число параметров (минимальный, средний, максимальный размер зерен, площадь сечения зерен, их периметр, факторы формы и т.д.), часть из которых "ручным" способом быстро определить нельзя, в то же время определение их в значительной степени повышает информативность и точность анализа. Результаты анализа подаются ЭМ в виде таблиц и в графическом выражении, гистограмм и кумулятивных кривых. Анализ 3700 зерен магнетита и 1500 пор окатыша каждый занял 20 минут ("ручной" способ требует около 1,5 рабочих дней), т.к. в приборе полностью автоматизировано управление сканированием и фокусировки изображения, масштабирование, фазовая дискриминация, выбор параметров, статистическая обработка.

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЮРОЛЬСКОГО, КАЗАНСКОГО И
УСТЬ-ТЫМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-
СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ В СВЯЗИ
С ПОИСКАМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

А.И.Санданов, А.Д.Фатеев, Л.С.Маньлова

В докладе рассмотрены и сопоставлены гидрогеологические и гидрогеохимические условия Нюрольского, Казанского и Усть-Тымского нефтегазоносных районов (НГР) в верхнеюрских и доюрских отложениях. Указанные НГР выбраны вследствие сходства их геологического строения. Наибольшее количество открытых залежей нефти и газа в исследуемых НГР находится в верхнеюрских и доюрских отложениях. Это и определило геологические объекты исследований.

Верхнеюрские отложения. Общим для исследуемых НГР является то, что выявленные залежи нефти и газа расположены в

наиболее гипсометрически приподнятых частях впадин. В гидрогеологическом плане воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией 18-43 г/л, рН=6,0-7,8. Величины натрий-хлорного коэффициента 0,82-0,96, а хлор-бромного 259-440, при среднем содержании кальция в пределах 7-10 %экв. Состав водорастворенных газов повсеместно метановый. Газонасыщенность изменяется в широких пределах (от 0,5 до 5,2 м³/м³). Суммарное содержание гомологов метана изменяется от 2 до 15 об.%. Коэффициент метанизации от 10 до 90, а жирности от 5 до 40.

Анализируя химический состав подземных вод, их газонасыщенность и состав водорастворенных газов месторождений углеводородов и состав вод непродуктивных структур, необходимо отметить, что первые более обогащены NH₄, Br, J, Mg, Rb, Sz и др., а также более насыщены газом, суммарное содержание гомологов метана составляет 12-15 об.%. Характерной особенностью подземных вод является уменьшение содержания сульфат-иона по мере приближения к залежи углеводородов.

Дюжские образования, вскрытые параметрическим и поисково-разведочным бурением в исследуемых НПР, представлены единичными разрезами или фрагментами разрезов силура, девона, карбона. Водонесущие породы представлены карбонатными разностями, а также терригенными, глинисто-углинисто-угленосными образованиями и кислыми эффузивами. Тип коллекторов, в основном, кавернозно-трещинный. Воды дюжских образований характеризуются хлоридно-натриевым составом при среднем содержании кальция 1,5 г/л. Минерализация их достигает 90 г/л. Величины натрий-хлорного коэффициента изменяются от 0,81 до 0,92, хлор-бромного - от 240 до 322. Воды характеризуются слабо кислой реакцией.

Анализируя состав подземных вод, их газонасыщенность и состав водорастворенных газов в водах месторождений углеводородов и непродуктивных структур, необходимо отметить, что первые более обогащены NH₄, J, Br, Rb, Ca, Y, Yb, Sz, Ni, Cz и др., а также более газонасыщены и отличаются максимальным суммарным содержанием гомологов метана.

Проведенный анализ позволил проследить изменение газонасыщенности и химического состава водорастворенных газов по мере удаления от залежей углеводородов. Было выбрано три

группы водорастворенных газов: контурные, приконтурные и за-контурные.

В Нюрольском нефтегазоносном районе газонасыщенность вод возрастает от законтурных (I,54) к приконтурным (I,65) и далее к контурным ($3 \text{ м}^3/\text{м}^3$). Аналогично ведут себя CO_2 , H_2 и гомологи метана ($\text{C}_2\text{-C}_6$), а азот проявляет тенденцию к уменьшению его содержания по мере приближения к залежи углеводородов.

В результате проведенных исследований установлено:

1) сходство геологических и гидрогеологических условий Нюрольского, Казанского и Усть-Тымского НГР;

2) гидрогеологическая характеристика изученных НГР свидетельствует о благоприятных условиях размещения месторождений нефти и газа;

3) учитывая слабую изученность Усть-Тымского НГР, по сравнению с Нюрольским и Казанским НГР, есть основания рекомендовать постановку поискового бурения в Усть-Тымском НГР.

УРАН И ТОРИЙ В ГРАНИТОИДАХ КРАНОШЕМОНАИХИНСКОГО МАССИВА ЗЕМНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЗ РУДНОГО АЛТАЯ)

Т.И.Полуэктова

Красношешонаихинский гранитоидный массив расположен в тектонически сложной Рудно-Алтайской структурно-фациальной зоне. Слагается массив преимущественно плагногранитами. Вмещающие породы в различных участках интрузива представлены метаморфическими сланцами нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными породами среднего девона, а также гранодиоритами и гибридными кварцевыми диоритами Сугатовско-Шешонаихинского массива. Возраст массива верхнепалеозойский и в соответствии с представлениями В.С.Кузубова (1975) рассматривается в составе земногорского плагногранитного комплекса.

Состав плагногранитов: плагиоклаз (60-75 %), кварц (30,5-40,5 %), роговая обманка (до 5 %), биотит (2,5-3 %), калиевый полевои шпат (1,5-3 %). Аксессуарыные минералы - цир-

кон, апатит, сфен, ортит, титаномагнетит, рутил. Плагноклаз рекуррентно зональный, ядра № 45-65, периферические зоны - № 13-22. Зерна кварца с обычным волнистым погасанием. Зеленая роговая обманка имеет $cNg = 19-21^{\circ}$; $2V = 65-70^{\circ}$. Калишпат представлен нерешетчатым микроклином и микроклин-пертитом.

В зонах дробления насыщенных поздними дайками аплитов, гранитов и др., плагнограниты подвергались интенсивной калишпатизации, которая проявилась по площади массива крайне неравномерно. По степени метасоматического изменения плагнограниты объединены в три группы:

1. Плагнограниты, не затронутые процессом калишпатизации, светло-серого цвета (КШ до 3 %);

2. Слабо калишпатизированные плагнограниты, розовато-серого цвета (КШ до 15 %);

3. Интенсивно калишпатизированные плагнограниты, красного или красно-бурого цвета (КШ > 15,0 %).

Содержание урана в выделенных разностях пород характеризуется следующими данными ($\mu \cdot 10^{-4}$ %).

	1	2	3	Кларк
<u>Пределы содержания</u>	<u>1,8-2,8</u>	<u>1,5-3,8</u>	<u>3,5-5,6</u>	
среднее	2,2	3,2	4,0	3,5

Распределяется уран в породах неравномерно, особенно в разностях, подвергшихся фельдшпатизации, где пределы варьирования составляют 2,3-2,1. В неизмененных плагногранитах содержание урана незначительно, в калишпатизированных плагногранитах количество U закономерно возрастает, превышая кларк. В этих же породах устанавливается радий ($1 \cdot 10^{-4}$ %). Акцессорные минералы содержат U в незначительных количествах (суммарное содержание его в цирконе, апатите, ортите - 0,1 %). Минералом-носителем и концентратором урана является микроклин, в котором уран находится в рассеянном состоянии.

Торий, в отличие от урана, распределен в выделенных разностях пород равномерно $\frac{5,0-6,0 \cdot 10^{-4}}{7 \cdot 10^{-4}}$ % и не превышает значения кларка ($18 \cdot 10^{-4}$). Как структурная примесь Th входит в решетки Ca-Se акцессорий ортита и сфена, которые собствен-

но определяют его распределение в плагиогранитах; отсутствует связь между содержанием тория и степенью калишпатизации поро-
ды.

Из изложенного материала сделаны следующие выводы:

1. Уран в плагиогранитах Красношешонаихинского массива на-
ходится в двух формах: а) структурная (изоморфная) в акцессор-
ных цирконе, апатите, ортите; б) состояние молекулярного рас-
сеяния в микроклине.

2. Уран появляется как в раннемагматическую стадию фор-
мирования породы, так и в заключительную постамагматическую.
При этом контролируется он тектоническими зонами разлома,
вдоль которых развивается интенсивный калиевый метасоматоз.

3. Торий в гранитоидах геохимически не связан с ураном,
и не участвует в постамагматической стадии формирования плагио-
гранитов. Стабильное содержание тория во всех разностях пла-
гиогранитов объясняется его изоморфным вхождением в решетки
кальций-цериевых акцессорных минералов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РИФЕЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.И.Гребенщикова

В Коммунарском районе Кузнецкого Алатау основную пло-
щадь занимают рифейские вулканиты полуденной и белошхисинской
свиты. Для них характерен близкий химический состав и бимо-
дальный характер магматической серии. Метабазальты и андези-
то-базальты (в небольшом объеме метариодациты) этих свит на
различных классификационных диаграммах занимают близкое про-
странственное положение и относятся к низкокалиевой толеито-
вой серии пород. Низкие содержания калия ($K_2O = 0,2-0,3\%$),
титана ($TiO_2 = 0,5\%$), хрома (46-79 г/т), никеля (40-60 г/т),
кобальта (37 г/т), редкоземельных элементов (сумма $R_{23} + Y =$
 $= 20-40$ г/т) и хондритовый характер распределения редкоче-

мельных элементов в рифейских вулканитах района, а также незначительное развитие в этой серии вулканогенных пород среднего состава (низкокальциевых андезитов) позволяет сделать вывод о формировании этих пород на ранней стадии развития палеоостровной дуги (незрелая островная дуга).

Субинтрузивные породы, комагматичные базальтам и андезитобазальтам рифея, представлены штоками, силлами и дайками габбродиабазов, габбро-диоритов и диоритов. По химическому составу эти породы близки между собой и относятся к толеитовой и частично к известково-щелочной сериям. Наиболее отчетливо эволюция субинтрузивных пород и приближение их составов к андезитам островных дуг прослежена в характере распределения в них редких и рудных элементов (хрома, рубидия, редкоземельных элементов, бария и стронция). Повышенные содержания в metabазальтах и габбро-диабазов рифея золота (4–6 мг/т), а также элементов-спутников (селена, теллура, серы, хлора), принадлежность их к толеитовой серии позволяют сопоставлять эти породы с толеитовыми базальтами древних зеленокаменных поясов мира.

Большинство известных в изученном районе небольших месторождений и рудопроявлений золота приурочено к контактовым частям штоков и силлов габбро-диабазов и габбро-диоритов. При этом вокруг этих тел наблюдаются отчетливые зоны выноса золота (среднее содержание 0,4 мг/т) шириной до 1–3 км. Близкие значения K/Pb и Se/Te отношений, а также близкие содержания S , Cl , Va и особенно редкоземельных элементов в metabазальтах, габбро-диабазатах, околорудных метасоматитах и рудах района свидетельствует о том, что первоисточником золота могли являться толеитовые базальты и комагматичные им габбро-диабазы. Формирование последних могло приводить к возникновению конвекционной системы вокруг штоков, где особую роль ремобилизатора и концентратора золота имела нагретая при внедрении этих пород морская вода. Толеитовые базальты претерпевали зеленокаменные преобразования. Возлеченное в конвекционный процесс золото и другие элементы позднее отлагались в контактовых частях штоков при их охлаждении.

На более поздних этапах развития этого района происходи-

ло формирование крупных гранитоидных батолитов монзонит-гранодиоритового состава. В экзоконтактной зоне одного батолита расположено крупное месторождение, образование которого произошло за счет дополнительного привноса и повторного перераспределения золота в тепловом поле батолита при усилении калиевой флюидно-магматической активизации в районе. Геохимическая характеристика этого месторождения несколько отличается от магматитов, метасоматитов и руд, образовавшихся на раннем этапе развития района.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ (НА ПРИМЕРЕ КАЛГУТИНСКОГО МАССИВА)

И.Н.Маликова, С.И.Ковалев, Ю.И.Маликов, Л.Д.Иванова

Крупномасштабное картирование гранитоидов и оценка их потенциальной рудоносности делает необходимым получение эталонных геохимических характеристик типовых гранитных массивов, особенно тех, с которыми геологически доказана связь редкометалльного оруднения.

Таким объектом для Юго-Восточного Алтая является Калгутинский гранитный массив. Главная роль в его составе принадлежит средне-крупнозернистым порфировидным биститовым гранитам, в поле которых располагаются штокообразные тела лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, дайки аплит-пегматитов, аплитовидных гранитов и микро-гранит-порфиров. Комплексное редкометалльно-вольфрамовое оруднение приурочено к апикальной части массива, к участкам длительного многоэтапного формирования гранитов и отделения летучих и рудных компонентов (Косалс, Сухоуков, 1965; Шахов, 1966 и др.).

Граниты Калгутинского массива отличаются пересыщенностью Al_2O_3 , высоким суммарным содержанием $(K_2O + Na_2O) \%$ (от 6,8 до 9,2), преобладанием K над Na, коэффициентом агпайтности меньше 1, высокими значениями коэффициента лейкократовости $(K_1 = \frac{Si+Al+K+Na}{Ca+Mg+Fe})$, ат. кол. от 14,7 до 69,3) и щелочно-

-кальциевого параметра ($\frac{K+Na}{Ca}$ мас.% от 4,3 до 18,3). Наиболее резкие петрохимические различия отмечаются для биотитовых и лейкократовых гранитов, которые по средним содержаниям SiO_2 (72,3 % и 75,9 % соответственно) отвечают "водным" и "маловодным" гранитам, по представлениям Г.Б.Ферштатера (1987).

Биотитовые и лейкократовые граниты характеризуются существенными геохимическими различиями: в лейкократовых гранитах наблюдаются значительно более низкие содержания Ba и Sr и пониженные - Li, B, F, Zn, V, Ni, Co, Be, более высокие дисперсии большинства петрогенных, редких и рудных элементов. Однако тренды дифференциации редких элементов ($Rb-K/Rb$, $Rb-Ba/Rb$, $Cs-K/Rb$, $Li-K/Rb$, $Rb-Sr$ и др.), уровни концентрации в них рудных элементов, близкие условия формирования, проявляющиеся в сходстве химических составов биотитов ($f_{общ.}$ от 0,53 до 0,62 по данным метода электронного микрозондирования), соответствие распределения редких и рудных элементов f_{Kp} при кристаллизации гранитных систем (Антипин и др., 1984) характеризуют калгутинские граниты как единую ассоциацию с общими закономерностями флюидно-магматической эволюции в направлении от известково-щелочного типа до плюмазитового редкометалльного (Таусон, 1977, 1984).

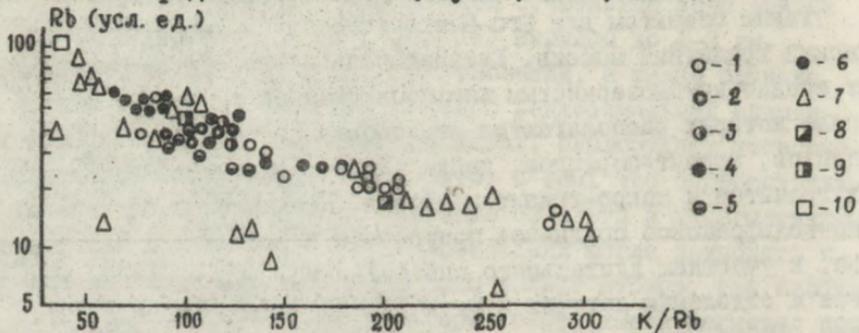


Рис. Дифференциация гранитов Калгутинского массива по содержанию Rb и K/Rb индексу.

Условные обозначения. 1 - порфириовидные биотитовые граниты; 2 - крупнозернистые лейкократовые граниты; 3 - мусковитовые и двуслюдяные граниты; 4 - гранит-порфиры (Новые Калгуты); 5 - аплиты; 6 - микрогранит-порфиры; 7 - граниты некоторых

других массивов района. Типы гранитов по Л.В.Таусону: 8 - палингенные граниты известково-щелочного ряда; 9 - пикмазитовые редкометалльные граниты (главная фаза); 10 - литий-фтористая фаза пикмазитовых редкометалльных гранитов.

Для большинства редких и рудных элементов (главным образом, для Sn, Be, F, в меньшей степени для Li, Rb, W, B, Ni) в калгутинских гранитах наблюдаются отклонения от средних по гранитам главной фазы и литий-фтористой фазы в сторону более низких их содержаний. От калбинских и монастырских гранитов, с которыми граниты Калгутинского массива сходны по общему уровню накопления силикатных оксифильных элементов, их отличают характер распределения редких и рудных элементов в ходе эволюции магматизма, более высокие концентрации Be, Li, Mo, W, B, F и более низкие - Sn.

Все разновидности гранитов Калгутинского массива на тройной диаграмме F-(Li+Rb)-(Ba+Sr) (Козлов, 1985) располагаются в поле рудоносных, причем максимальные величины редкометалльного индекса ($F \frac{Li+Rb}{Ba+Sr}$) характерны для наиболее поздних дифференциатов с самыми высокими K/Ba, Rb/Ba, Rb/Li, Be/F, W/F, W/Sn отношениями.

Анализ петрохимических и геохимических особенностей гранитов Калгутинского массива приводит к выводу, что их формирование согласуется с моделью образования очагов остаточных расплавов в результате процессов кристаллизационной и, главным образом, эманационной дифференциациями (Таусон и др., 1973, Таусон и др., 1987) с последующей декомпрессией и неравновесным вскипанием расплава (Рейф, 1986).

МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНО-СУЛЬФИДНО- -КВАРЦЕВОГО ТИПА НА РУДНОМ АЛТАЕ

Г.Г.Фрейман

Своеобразное золоторудное месторождение нового в регионе формационного типа локализуется в пределах интрузивного

массива позднепалеозойского возраста. Золотое оруденение приурочено к трубообразным телам эксплозивно-гидротермальных брекчий многоэтажного формирования, возникающим на выклинивании интрузивных тел каждой из четырех фаз внедрения массива (габброидной, гранодиоритовой, гранит-плагиогранитовой, гранитовой).

Рудоносные брекчии ранних фаз интенсивно пропилитизированы, а поздних – беретизированы. Оруденение весьма неравномерное, гнездово-струйчатое. Рудовмещающие породы обогащены Au, Ag, Bi, Zn, Cu, Te, Ba, Mo (более 2-х кларков). В брекчиях концентрация этих элементов возрастает в десятки раз.

Оруденение формировалось в два этапа: гидротермально-метасоматический и гидротермальный жильный. Оруденение первого этапа связано с процессами пропилитизации ранних и беретизации поздних брекчий. Основная масса золота этого типа концентрируется в золотоносном пирите неравномерно рассеянном в цементе брекчий. Золото микроскопическое и дисперсное, пробность 700–800. Оруденение этого этапа представляет собой лишь весьма бедные забалансовые руды, которые мы назвали первичными рудными струями. Причем возникают они только в приконтактных участках брекчий разных фаз. Однородные однофазовые брекчии содержат лишь геохимические аномалии золота.

Оруденение гидротермального жильного этапа является наложенным на гидротермально-метасоматическое и наиболее продуктивная его стадия связана с внедрением постбрекчиевых даек кислого состава. Здесь, в брекчиях, в зоне контакта с дайками, встречается большое количество тонких, прерывистых прожилков кварца с сульфидами, теллуридами и самородным золотом. Золото от микроскопического до средней крупности (1–3 мм), пробность высокая 860–920. Предполагается, что под воздействием теплового поля поздних даек происходил вынос первичного, заключенного в пирите, микроскопического золота и перетложение его в кварцевых прожилках вблизи даек. В случаях, когда дайки прорывают относительно однородные, однофазовые брекчии в зоне контактов образуются регенерированные рудные струи, отвечающие рядовым промышленным рудам. При пересечении дайкой первичной рудной струи возникают наиболее богатые руды – рудные ст-

руи комбинированного типа, где имело место и первичное гидротермально-метасоматическое обогащение и более поздняя регенерация. В направлении первичные - регенерированные - комбинированные рудные струи последовательно возрастает крупность золота, пробыность и увеличивается концентрация теллуридов.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что процесс рудообразования на изученном месторождении был длительным и многостадийным, а формирование промышленных руд связано с неоднократным перераспределением золота.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ В КУСНЕЦКОМ АЛАТАУ

Б.П.Вербицкий

Район принадлежит Мартаггинско-Лебедской структурно-формационной зоне внешнего эвгеосинклинального прогиба, характеризуется сочленением структур геосинклинального и орогенного комплексов, в строении которых участвуют вулканогенные и осадочные формации: собственно геосинклинальные (океанические) кератофир-спилит-диабазовая, известняковая, доломитовая, рифогенных известняков, терригенно-карбонатная; раннеорогенная (островодужная) базаль-андезит-риолитовая; орогенные - трахитовая области тектоно-магматической активизации, базальтовая и красноцветная межгорных впадин.

Наиболее древние отложения кератофир-спилит-диабазовой и карбонатных формаций принимают участие в строении брахиантиклинальной (купольной) структуры асимметричного строения, размером 15x25 км, погруженной под отложения Чебаковской впадины Минусинского межгорного прогиба. В ядре купольного поднятия картируются кольцевые телескопированные отрицательные структуры - кальдера оседания и две вершинные кальдеры

обрушения стратовулкана. Кальдера оседания ограничивается кольцевыми, полукольцевыми разломами, имеющими центриклинальное падение $65-80^{\circ}$, сопровождается кольцевым поясом даек кислого, средне-основного и основного составов. Выполнена андезит-базальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, риолитами базальт-андезит-риолитовой формации, прорванными гипабиссальными интрузиями центрального типа. Среди вулканитов выделяются субвулканические, покровные, жерловые (прижерловые) фации, последние представлены кластолавами, лавобрекчиями.

Отложения покровных фаций характеризуются центриклинальным залеганием с углами падения $5-12^{\circ}$.

Вулканическая структура разделена региональным разломом глубокого заложения на две части, отличающиеся по химизму продуктов извержения, вулканиты восточной части имеют более кислый состав по сравнению с западной.

В пределах кальдеры оседания повсеместно проявлены интенсивные процессы пропилитизации, вторичные кварциты, калишпатизация диоритов гипабиссальных интрузий и другие гидротермальные, в том числе рудные проявления, тяготеющие к зонам кольцевых разломов отрицательных субструктур.

Золотое оруденение пространственно связано с кольцевыми разломами вершинных кальдер обрушения, приурочено к экзоконтактам и эндоконтактам интрузивных тел, выполняющих подводящие каналы вулканических аппаратов, вмещающими оруденение являются диориты и вулканиты преимущественно среднего состава жерловых и прижерловых фаций — ксенокластолавы с обломками пород субстрата.

Оруденение представлено многочисленными золото-кварцевыми жилами, реке прожилковыми зонами с золото-халькопиритовой, золото-полиметаллической, кварцево-швелитовой, золото-висмутовой минеральными ассоциациями. Характер оруденения соответствует золото-кварцевой формации близповерхностных месторождений.

Нижняя возрастная граница формирования рудовмещающих структур по наличию обломков нижнекембрийских известняков субстрата в вулканогенных породах жерловой, прижерловой фаций, а также тектонических фаций обрушения, устанавливается

среднекембрийским; нижнеордовикская верхняя граница предполагается по аналогии с возрастом вулканизма Тайдонской впадины.

Петрохимические характеристики вулканических пород кальдеры, сформированных в аэральных условиях, соответствуют вулканикам андезитовой линии и островодужной ассоциации.

Выдвинута гипотеза о связи золотого оруденения ряда районов восточного склона Кузнецкого Алатау с вулканизмом островодужной стадии развития складчатости.

ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БЕРИКУЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

И.Н.Широких, А.М.Черезов, Г.А.Боровикова,
А.С.Васьков, Ж.В.Матвеева

Проведенными исследованиями в рудном поле установлен характер соотношения между рудовмещающими, рудораспределяющими, рудоконтролирующими и рудоподводящими структурными элементами, с которыми сопряжены три иерархических уровня эндогенной рудно-метасоматической зональности: зональность рудоносного тела, месторождения и рудного поля. Основные выводы сводятся к следующему:

1. Рудное поле, объединяющее три месторождения и ряд рудопроявлений золото-сульфидно-кварцевой березито-лиственитовой формации, приурочено к границе Бериккульского антиклинория и синклинорной магмаконтролирующей зоны, в узле пересечения последней периклинального замыкания поперечной антиклинали, которая осложняет крупную антиклинальную структуру антиклинория.

2. Месторождения и рудопроявления располагаются в пределах рудоконтролирующих зон сдвига (РЗС). Каждая РЗС имеет форму линейной полосы, контролирующей развитие площадных предрудных метасоматитов и сопряженных диагональных и поперечных сколовых трещин, вмещающих рудоносные тела, представленные жилами выполнения и околожилными или околорудными ореолами измененных пород.

3. Рудоносные тела имеют концентрически-зональное строение, выражающееся в последовательном уменьшении числа зон в околорудных метасоматических колонках и смене ранних минеральных ассоциаций жильного выполнения более поздними по мере удаления вверх, вниз и в стороны от точек пересечения рудоносных тел осью продольной РЭС. Концентрическая зональность рудоносных зон проявляется в постепенном однонаправленном изменении термоэлектрических и ИК-спектрометрических характеристик сульфидов и кварца, величин отношений геохимически родственных элементов, изотопного состава серы и других типоморфных показателей минералов и минеральных ассоциаций. Перечисленные факты свидетельствуют о том, что: 1 - уровень зональности рудоносного тела относится к фациальному типу зональности гидротермально-метасоматического процесса и 2 - продольная ось РЭС фиксирует положение рудораспределяющего канала, появление которого обязано механизму формирования сдвиговых зон (Черезов, 1986. Геология и геофизика, 1986, № 10).

4. Второй иерархический уровень зональности выражается в том, что на месторождениях рудного поля вдоль продольных осей РЭС отчетливо проявляется горизонтальная зональность, являющаяся точно также, как и выше рассмотренный уровень зональности, продуктом фациального развития рудообразующего процесса. Так, например, на Старо-Берикульском месторождении выделяется последовательный ряд из трех групп рудоносных тел: юго-восточной, центральной и северо-западной. Среднестатистические параметры отмеченных выше типоморфных показателей этих трех групп указывают, что с юго-востока на северо-запад по простиранию РЭС происходит направленное изменение физико-химических параметров условий минералообразования, уменьшается степень контрастности распределения золота в жилах, частота встречаемости "видимого" золота.

5. РЭС месторождений и рудопроявлений полого склоняются в направлении узла пересечения осевой плоскости поперечной антиклинали с синклиной магмаконтролирующей зоной, где размещается рудоподводящий канал. По мере удаления от последнего происходит последовательная смена дугообразных зон развития малосульфидного, умеренносульфидного золотым и затем малосульфидным золото-серебряным минеральными типами орудене-

ния. В этом же направлении возрастает и степень предрудной структурной подготовленности месторождений и рудопроявлений, уменьшается доля легколетучих компонентов в рудообразующих флюидах, что выразилось в последовательном увеличении мощностей и размеров кварцевых жил, с одной стороны, и уменьшении размеров околорудных метасоматических ореолов, с другой стороны. Все эти данные позволяют отнести зональность третьего иерархического уровня к стадийному типу зональности, обусловленному пульсационным поступлением рудообразных флюидов и магматических расплавов из рудно-магматического очага на фоне трех крупных импульсов структурообразования.

ЭЛЕМЕНТЫ КОНЦЕНТРИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

А.С.Васьков

Центральное рудное поле располагается в северо-западной части одноименного гранитоидного плутона Мартайгинского интрузивного комплекса. Многочисленные золотоносные кварцевые жилы, относящиеся к умеренно и малосульфидным минеральным типам золото-сульфидно-кварцевой формации, приурочены к системам трещиноватости субширотного и северо-восточного простираний. На всем протяжении кварцевые жилы сопровождаются ореолами измененных пород. Близость петрографического состава вмещающих пород и его относительное постоянство благоприятны для изучения околожилных образований, характера изменения их состава по простиранию и падению рудоносных тел.

Проведенными исследованиями в пределах центральной части и северного фланга рудного поля установлено, что, в целом, характер околожилных изменений не претерпевает значительных вариаций в составе, а по последовательности замещения минералов, поведению породообразующих окислов и направленности изменения геохимических показателей полнопроявленные метасоматические колонки соответствуют образованиям березитовой фор-

мации. По составу карбоната в промежуточных зонах выделено две минеральные разновидности или фации березитов: кальцитовая фация, в которой карбонат представлен кальцитом и доломитовая фация, состав карбоната которой отвечает доломит-анкеритовому ряду. Для последней фации, по сравнению с кальцитовой, характерна и большая количественная роль карбоната в околожильных породах. Изучение особенностей соотношения выделенных фаций в объеме конкретных рудоносных тел показало, что доминирующее положение занимает кальцитовая фация. Березиты же доломитовой фации тяготеют к верхним и нижним частям рудоносных тел, что установлено по изучению керна скважин, подсекающих зоны измененных пород на глубоких горизонтах. Принимая во внимание результаты изучения термоэлектрических свойств пирита из внутренних зон околожильных пород, значения положительной проводимости которого последовательно возрастают по падению рудоносных тел, а также учитывая экспериментальные и термодинамические данные по температурной устойчивости карбонатов в колонках кислотного выщелачивания, можно говорить об элементах концентрической зональности в строении околорудных метасоматитов, проявившихся в развитии доломитовой, относительно более низкотемпературной фации березитов в верхних и нижних, а кальцитовой фации - в средних частях рудоносных тел. Обнаруживаемая тесная пространственно-временная связь околорудных метасоматитов и кварцево-жильных образований на других месторождениях, позволяет делать вывод об аналогичном типе зональности в строении последних и на Центральном рудном поле.

Концентрически-зональное строение рудоносных тел, выразившееся в развитии высокотемпературных парагенетических минеральных ассоциаций жил и фаций березитов в центральных частях, сменяющихся вверх и вниз все более низкотемпературными, установлено нами на ряде других месторождений золото-сульфидно-кварцевой березито-лиственитовой формации Кузнецкого Алатау. Указанный тип зональности на этих месторождениях определяется структурными условиями локализации оруднения, контролирующегося пологозалегающими сдвиговыми зонами, в стороны от которых, в оперяющих структурах, на фоне снижения температуры и активности гидротермального флюида шло развитие рудо-

образующего процесса.

Учитывая одинаковую формационную принадлежность этих месторождений, их приуроченность к одной, Мартайгинской, структурно-формационной зоне, можно отметить, что концентрически-зональное строение рудоносных тел широко распространено на золоторудных объектах исследуемого региона. Следовательно, это необходимо учитывать при проведении прогнозных работ в пределах рудных полей и месторождений данной формации.

О СВЯЗИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА С ПАЛЕОДИАПИРОВЫМИ СТРУКТУРАМИ

А.М.Черезов

Многие исследователи явлениям глубинного (мантийного) диапиризма в развитии геосинклинальных систем отводят важную роль. Эти явления должны также оказывать и непосредственное влияние на характер размещения эндогенных месторождений, что подтверждается на примере золоторудных полей Центрального Казахстана.

Золоторудные проявления региона генетически связаны с ордовикским степнякским комплексом малых диоритовых интрузий и локализуются в пределах Степнякского синклиория, выполненного терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями ордовика, а также образованиями наложенных прогибов и мульд девона и карбона. Среди палеозойских отложений синклиория фиксируются выступы докембрийского основания, образующие совместно с куполовидными поднятиями палеозойских отложений кольцеобразные структуры, которые отчетливо проявляются в магнитных и гравиметрических полях. Геофизические данные также свидетельствуют, что под некоторыми из них на глубине залегают интрузии основного и ультраосновного состава, возможно, указывая тем самым на их диапировую природу. Выделяются Мамайский, Жана-Тюбинский, Аксуйский, Шингаревский, Жолымбетский

и Акбейтский "диапировые купола", которые совместно с Боровским гнейсо-гранитовым куполом Кокчетавского докембрийского массива, вмещающим интрузии основного и ультраосновного состава, образуют единую ячею. В пределах последней "диапировые купола" соединяются между собой антиклинальными поднятиями палеозойских отложений. Таким образом, выделенная ячея оконтуривается в целом кольцеобразным геосинклинальным валом, к которому тяготеют интрузии степнякского комплекса, а ее внутренняя часть имеет синклинорную структуру и вмещает тела гранитоидных батолитов крыкудукского комплекса ордовика.

Реконструкция траекторий касательных напряжений вокруг "диапировых куполов", выполненная на основе изучения характера распределения вокруг них разломов, узких горстовых и грабенных структур, указывает на то, что их подъем сопровождался крутящими моментами, результатом проявления которых явилось образование линейных зон деформации. Последние соединяют между собой "диапировые купола" и выражены в виде зон сигмоидальных изгибов слоистых образований и повышенной плотности распределения разрывных нарушений. Именно в пределах этих зон локализуются золоторудные месторождения, указывая тем самым на их связь с динамикой развития палеодиапировой ячеи.

Таким образом, выявление палеодиапировых структур и связанных с ними линейных зон деформаций, как перспективных на предмет поисков золоторудных месторождений, должно найти свое место в прогнозно-металлогенетических исследованиях.

К ВОПРОСУ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Е.Б.Прохоров, О.Н.Соболев ..

По мнению большинства исследователей смена минеральных типов оруденения в пределах Енисейского кряжа с приурочен-

ностью золоторудных месторождений к определенным стратиграфическим уровням и удаленностью их от гранитных массивов.

В нижней части вмещающих толщ и вблизи гранитных образований локализуются, главным образом, месторождения золото-пирротинового и золото-арсенопирит-пиритового минеральных типов, в отдельных случаях отмечается появление магнетита. В сланцевых останцах среди гранитов встречается и молибденитовая минерализация. Выше по разрезу в рудах преобладает золото-пиритовый и золото-галенит-сфалеритовый минеральный тип. На более высоких стратиграфических уровнях локализуются месторождения золото-пирит-блеклорудных и золото-арсенопирит-антимонитовых минеральных типов.

Вместе с тем, элемент минералогической зональности в пределах отдельных золоторудных полей и месторождений Енисейского кряжа не всегда однозначно подчиняется стратиграфическому контролю, что связано с полигенностью оруденения, масштабами проявления гидротермального метаморфизма, длительным этапом развития рудопроявляющих и рудоконтролирующих структур.

Так, в пределах изучаемой площади совершенно не проявлены золото-пирит-блеклорудные и золото-арсенопирит-антимонитовые типы оруденения, несмотря на наличие стратиграфически благоприятных горизонтов.

Галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация входит, как в состав продуктивной золоторудной минерализации, так образует и самостоятельные проявления, без отчетливой связи с золотом.

Нашими работами в пределах рудного поля выявлены следующие типы оруденения, согласно рядов зональности:

- I. Юго-западная часть рудного поля: золото-арсенопирит-пирротинный
- II. Центральная часть (район месторождения):
 - а) верхний уровень - золото-арсенопирит-пиритовый;
 - б) средний уровень - золото-арсенопирит-пирротин-пиритовый;
 - в) нижний уровень - золото-пирротинный (существенно пирротинный).

На всех уровнях отмечается наложение полиметаллической минеральной ассоциации.

III. Северо-восточная часть рудного поля: существенно полиметаллическая с повышенными содержаниями серебра, кадмия и только в отдельных случаях Золота.

Проверка положения о зональном распределении оруденения и связи масштабов золотоносности с определенными минеральными типами руд позволяет отметить следующее:

Распределение выявленных минеральных типов оруденения на фоне стратиграфических уровней его концентрации контролируется тектоническими зонами северо-западного простирания. В узлах пересечения таких структур с северо-восточными и субширотными нарушениями происходит основная локализация рудного вещества с согласованным увеличением количества сульфидов и их продуктивных ассоциаций.

Степень метаморфизма руд и появление высокотемпературных минеральных ассоциаций возрастает с северо-востока на юго-запад, в направлении гранитного массива.

В центральной и северо-восточной частях рудного поля выделяются элементы обратной минералогической зональности, которые связаны, по нашему мнению, со степенью проработанности рудоподводящих и рудоконтролирующих структур (узлов пересечения) и проявлением основного вулканизма в северо-восточной части рудного поля.

Наблюдается прямая связь продуктивности золоторудных образований с определенными уровнями зональной колонны.

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛОВ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Л.Н.Дубинина

Интенсивность золотого оруденения на месторождении, его масштабы, условия локализации теснейшим образом связываются с определенными типами магматических образований и метасома-

титов. Минералы метасоматически измененных пород закономерно распределяются в пространстве и формируются на определенных этапах эволюции единого рудно-метасоматического процесса, образуя минералогическую зональность. Метасоматические преобразования пород, относимые к предрудной стадии, выражены в широко проявленной альбитизации и амфиболитизации, синрудной – в окварцевании, пострудной – в хлоритизации и карбонатизации.

Амфиболы являются основными по количеству минералами измененных пород, с которыми сопряжены эндогенные ореолы золота.

Исследование амфиболов из зон различной метасоматической проработки позволило установить, что наиболее информативными признаками являются их химический состав и содержание золота.

Все амфиболы из пород месторождения по химическому составу, установленному химическим и микроспектральным анализом, попадают в ряд актинолит-роговая обманка по У.А.Диру и др. (1965). В соответствии с систематикой Б.Лика (1968) проанализированные амфиболы по содержанию кремнезема попадают в области от актинолитов до чермакитовых роговых обманок с различной дифференциацией по железистости. От актинолитов к роговым обманкам соответственно отмечается увеличение среднего содержания натрия, калия, алюминия, титана, железа, уменьшение кремния и магния.

По химическому составу амфиболы пространственно разделились. Так, центральные участки рудного поля характеризуются развитием преимущественно ферроактинолитовых и ферророговых обманок. Для периферийных частей рудного поля характерны магнезиороговые обманки. Намечается общая закономерность: амфиболы центральной части рудного поля отличаются повышенными содержаниями щелочей, алюминия, титана, железа по сравнению с амфиболами из периферийных зон. С глубиной отмечается снижение среднего содержания в амфиболах тех же элементов и увеличения в них кремния, магния.

Подобное распределение амфиболов в околорудном пространстве можно рассматривать как закономерное и достаточно важное в практическом отношении, позволяющее оконтуривать

перспективные на оруденение зоны.

Рассматривая поведение золота в метасоматическом процессе, обнаруживаем возрастание среднего его содержания в зонах интенсивного развития метасоматической амфиболитизации. Содержание микроколичеств золота в амфиболах, определенное высокочувствительным спектрохимическим методом, находится в зависимости от колебаний химического состава минерала, что является отражением единства процессов предрудных преобразований и последующего рудоотложения. Так, по щелочам, также как и по алюминию и железистости, наблюдается накопление золота в амфиболах главным образом центральной части рудного поля.

Изменения в химическом составе амфиболов и различия в содержании золота в них подчеркивают закономерности рудно-метасоматического процесса и используются в качестве минералогических критериев прогнозирования золотого оруденения.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ОДНОМ ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.А.Шевалев

Месторождение расположено в многоосинклинальной зоне байкалид и приурочено к северо-восточной присводовой части Центрального антиклинория. Рудовмещающая толща сложена осадочно-метаморфическими образованиями верхнепротерозойского возраста - кварц-сланцевыми, кварц-карбонатно-сланцевыми и кварц-графитовыми сланцами.

Оруденение относится к прожилково-вкрапленному мало-сульфидному типу. Рудные тела тяготеют к зоне контакта кварц-карбонатно-сланцевых и кварц-графитовых сланцев и представлены метасоматитами, содержащими рассеянную вкрапленность сульфидов.

В пределах месторождения развиты площадные и линейные коры выветривания. Площадные коры в значительной степени

эродированы. Они представлены грубообломочными или щербистыми продуктами дезинтеграции материнских пород, мощностью до 10 м.

Коры выветривания линейного типа приурочены к тектонически проработанным зонам контакта кварц-карбонатно-сланцевых и перекрывающих их кварц-графитовых сланцев. Выветриванию подвергаются как карбонатные, так и углеродистые породы. Зона гипергенеза сложена продуктами выщелачивания вышеуказанных сланцев - тонкозернистыми пористыми глинисто-алеуритовыми отложениями, которые состоят из кварца, мусковита, серицита, глинистых минералов, окислов и гидроокислов железа и марганца (гетит, гидрогематит, лимонит и др.). Наблюдается ожелезнение слюд и глинистых минералов. Мощность зоны гипергенеза достигает 400 м.

Нижняя граница линейных кор выветривания в пределах алюмосиликатных пород постепенная. В карбонатных породах граница четкая и резкая; глинистые алеуриты, практически без переходной зоны дезинтеграции сменяются трещиноватыми неокисленными карбонатными породами. Поверхность подошвы коры выветривания неровная, с многочисленными уступами.

Золото в окисленных рудах присутствует в виде пылевидных и тонкодисперсных частиц. Основная его масса находится в сростании с гидроокислами железа, марганца, окислами сурьмы, кварцем, а также сорбируется глинистыми минералами.

Химический состав зоны гипергенеза, в отличие от коренных пород, характеризуется высокой кремнекислотностью, железистостью, глиноземистостью и щелочностью.

По содержанию таких элементов, как иттрий, бор, галлий, фосфор, свинец и других, кварц-графитовые сланцы отвечают породам глинистого, кварц-карбонатно-сланцевые - мергелистого состава.

Кварц-карбонатно-сланцевые сланцы характеризуются повышенными по сравнению с мергелями содержаниями титана, марганца, бария, хрома, кобальта, циркония, лития, меди, молибдена. В кварц-графитовых сланцах наблюдаются пониженные по сравнению с осадочными породами глинистого состава содержания никеля, хрома, лития, меди. Отличия этих разностей пород

состоит в том, что в первых отмечаются пониженные концентрации ванадия, никеля, лития, бора, свинца, цинка, молибдена, стронция.

В зоне гипергенеза в кварц-графитовых сланцах происходит повышение содержаний марганца, бария, ванадия, никеля, меди, цинка, бериллия и понижение стронция, циркония. В кварц-карбонатно-сланцевых повышаются концентрации свинца, иттрия, марганца, понижаются — фосфор, кобальт. Вместе с тем, они обладают, в отличие от кварц-графитовых сланцев, меньшими содержаниями следующих элементов: титана, хрома, ванадия, никеля, бора, меди, цинка.

Таким образом, в зоне гипергенеза линейных кор выветривания в геохимическом отношении отчетливо выделяются определенные ассоциации элементов, соответствующих кварц-графитовым и кварц-карбонатно-сланцевым сланцам.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ ШТОКА ГРАНИТ-ПОРФИРОВ

С.Г.Выборов, Х.С.Залаяев

Шток гранит-порфиров расположен в центральной части западного сектора впадины, которая выполнена красноцветными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами средне-верхнедевонского возраста, которые являются характерным геологическим элементом в структурах Казахстано-Сибирского региона.

Кольцевые структуры впадины контролируют пояса даек сиенит-грано-сиенит-порфиров, обрамляющих шток.

Генезис гранит-порфиров имеет разнообразное толкование. На наш взгляд, породы штока имеют гетерогенное происхождение. Современный облик гранит-порфиры приобрели в результате интенсивного кремне-щелочного метасоматоза.

По реликтовым структурам устанавливается, что на месте штока располагалось несколько сближенных мелких тел сиенит-

порфиров, разделенных между собой крупными ксенолитами полимиктовых песчаников. Ореол кремне-щелочных метасоматитов имеет зональное строение.

Кремне-щелочной метасоматоз зародил эволюционирующую гидротермально-метасоматическую систему. Картируемне на участке метасоматиты образуют эволюционный ряд - от кремне-щелочных до кварц-турмалиновых метасоматитов. Калишпатизация сменяется апогранитной альбитизацией, которая имеет ограниченное распространение и не выходит за пределы гранит-порфиров.

Альбитизацию сменяет актинолитизация, ореол которой располагается преимущественно в экзоконтакте штока. Вместе с актинолитом в ассоциацию входит эпидот, гроссуляр, везувиан.

Завершают развитие системы кварц-турмалиновые метасоматиты с серицитом, карбонатами и сульфидами. Эти метасоматиты формируются в экзо-эндоконтакте гранит-порфиров, образуют ореол размером 4,5x4,5 км в плане.

Для метасоматитов характерна определенная геохимическая специализация: - калишпатизация сопровождалась накоплением тория, урана, циркония, фосфора, иттрия, неодимия; актинолитизированные породы обогащены ванадием, никелем, кобальтом, титаном, железом, в кварц-турмалиновых метасоматитах накапливается свинец, цинк, мышьяк, молибден, медь, олово и серебро.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о перспективности участка на золото-полиметаллическое оруденение, в связи с кварц-турмалиновыми метасоматитами. Требуют дополнительного изучения ореолы альбитизации на предмет выявления редкометалльного оруденения.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ И МЕТАСОМАТОЗ

А.Б. Апарин

Основным объектом комплексных исследований явились пре-

Рудные площадные метасоматиты, несущие ценную поисковую информацию и пользующиеся преимущественным отражением в геофизических полях (особенно характерно для крупномасштабных съемок).

В результате проведения на одном из золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау комплексных геолого-геофизических исследований была составлена эталонная коллекция образцов горных пород, на которых нами измерены магнитные характеристики. Задача состояла в том, чтобы на базе имеющихся данных о магнетизме и некоторых других физических свойств пород объяснить природу магнитного поля месторождения и выйти на дополнительные поисковые критерии золотого оруденения.

При выполнении исследований учитывались такие критерии, как генетический тип пород, наличие тех или иных породообразующих минералов (амфиболов, биотита, калиевого полевого шпата и др.), некоторые физические характеристики (статистический закон распределения магнитной восприимчивости), тип метасоматоза, наличие или отсутствие ферромагнитных и электропроводящих минералов.

Чтобы понять, как происходит изменение физических свойств горных пород, а в частности магнитных, при метасоматозе на изучаемом месторождении золота в пределах каждой из выделенных петрофизических групп произведен тщательный анализ полученных результатов. Основное внимание было уделено процессам замещения калиевым полевым шпатом, хлоритом, биотитом, а также изменению горных пород, связанному с полной или частичной перестройкой их минералогического состава из-за разрушения слагающих минералов.

Перечисленные метасоматические процессы связываются нами с повышенной гидротермальной активностью и периодом становления золотого оруденения в изучаемом районе.

По результатам указанных исследований были сделаны следующие выводы:

1. В пределах месторождения нет неизменных пород, все они подвержены в той или иной мере метасоматозу.
2. Основная дифференциация по магнитной восприимчивости вмещающих пород обусловлена не столько пестротой их петро-

графического состава, сколько процессами площадного гидротермального преобразования пород.

3. Отмечена довольно высокая информативность о закономерных изменениях химического и минералогического состава горных пород месторождения при изучении их магнитной восприимчивости.

4. Метасоматоз непосредственным образом влияет на магнитные свойства пород, причем, чем активнее он проявлен, тем разительнее по магнитной восприимчивости "первичные" и измененные горные породы (последние имеют тенденцию к уменьшению магнитной восприимчивости).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ РОССИЙСКИХ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОЙ СИБИРИ

А.С.Ендрихинский

На протяжении первой половины плиоцена в рельефе региона была создана поверхность выравнивания с обширными покровами красноцветной коры выветривания. Одновременно на территории Прибайкалья и Забайкалья имел место локальный вулканизм. В отложениях киргизской свиты (Энисейский край) и чинской свиты (Витимское плоскогорье) сформировались первые в кайнозой металлоносные россыпи. В современном рельефе они распространены на уровне выделенной поверхности выравнивания с красноцветами, на высоких террасах крупных рек и горных педиментах. Появление россыпей связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью плиоценовых палеорек, а также с формированием красноцветных пролювиальных и аллювиально-пролювиальных толщ в условиях периодической смены увлажнения древних ландшафтов.

С конца плиоцена и на протяжении раннего плейстоцена в горных районах Южной Сибири было региональное эрозионное расчленение, обусловившее экзогенную деструкцию высоких педиментов и связанных с ними осадочных толщ. Россыпной металл

был перераспределен с уровня высоких педиментов в основание нижне-среднечетвертичных аллювиальных свит. С последними связаны многие месторождения россыпного металла в бассейнах рр. Ингода, Онон, Унда, Чикой, Витим, Аргунь (на территории Забайкалья). Россыпная металлоносность является важным литогенетическим и формационным признаком отложений первой половины плейстоцена. Россыпи на уровне высоких педиментов и россыпи, погребенные в раннечетвертичных долинах, относятся нами к древнечетвертичной генерации.

В конце среднего - начале позднего плейстоцена проявился наиболее глубокий в позднем кайнозое эрозионный врез, связанный с южно-сибирской фазой неотектонической активизации (Ендрихинский, 1982). Позднее в долинах крупных рек сформировались три цикловые террасы с периодом аккумуляции аллювия 20-25 тысяч лет (по данным радиуглеродного анализа). В ходе эрозионного расчленения и последующего осадконакопления металл древнечетвертичных россыпей был перераспределен на уровень молодых террас, где расположено наибольшее число экзогенных месторождений, относимых нами к позднечетвертичной генерации.

Таким образом, на продольном профиле современных речных долин в целом выделяются два яруса россыпей, которые, в свою очередь, расщепляются на разновозрастные горизонты (в пределах древнечетвертичной или позднечетвертичной генераций). Ярус позднеплейстоценовых и древнечетвертичных россыпей на уровне высоких педиментов представляется деформированным молодыми тектоническими движениями и в общем характеризуется значительными продольными уклонами. Ярус позднечетвертичных и голоценовых россыпей характеризуется сравнительно малыми уклонами и в большинстве случаев приурочен к террасам среднего и верхнего течения рек IV-V-VI порядков (по классификации Р.Хортон).

Цикловые аккумулятивные террасы крупных речных долин обычно характеризуются двучленным строением: нижняя часть осадочного тела террас сложена аллювием теплых палеоклиматических веков (интерстадиалов), а верхняя часть - гляциогенным аллювием или перигляциальными накоплениями. Металло-

носные россыпи приурочены к нижней части разреза и, таким образом, указывают на благоприятный характер гидроклиматического режима интерстадиалов. Столь же благоприятными для россыпеобразования следует считать доледниковые природные обстановки в позднем плиоцене и в раннем плейстоцене, когда были сформированы наиболее значительные месторождения россыпных металлов. Эпохи развития горных ледников (ми дель, рисс, вюрм - по альпийской шкале) и одновозрастных осадочных толщ характеризовались природными условиями наименее благоприятными для формирования россыпей. Однако нельзя исключить возможность локального формирования россыпей в отдельных горных районах, где оледенение отсутствовало на протяжении всего плейстоцена (например, Витимское плоскогорье).

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ С КОРЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ В МАРИИНСКОЙ ТАЙГЕ

С.В. Колтунов

Проблема связи коренных и россыпных месторождений является весьма актуальной, поскольку ее решение открывает возможность использования россыпей в качестве банка информации о золотом оруденении. Нами на хорошо изученных в рудном и россыпном отношении месторождениях золота выявлены критерии, позволяющие устанавливать эти связи. К ним относятся: зависимость вещественного состава россыпей от состава коренных источников, проявляющаяся посредством минералов-спутников золота и рудных обломков в россыпях; соответствие пробыности, химического состава и крупности золота россыпей и руд.

Минералы-спутники золота. Сравнительный анализ минерального состава шлихов из россыпей долин, размывающих золоторудные месторождения, с минеральным составом руд этих месторождений позволил установить, что минеральные ассоциации золота в россыпях наследуют минеральные ассоциации руд. Выделенные генетические спутники золота в россыпях являются

индикаторными признаками золотого оруденения и его формационного типа. Генетическая связь золота с минералами-спутниками доказывается их повышенной золотоносностью, наличием в них рудных элементов-примесей и находками в россыпях сростаний золота с этими минералами.

Рудные обломки. В кластогенном материале россыпей постоянно в том или ином количестве присутствуют обломки кварца, в том числе и со свежими сульфидами, образующие потоки рассеяния. Детальное изучение количества обломков по протяжению золотоносных долин подтвердило сделанный ранее геологами ЦНИГРИ вывод, что участки максимальной концентрации обломков кварца в аллювии совпадают с участками концентрации кварцевых жил в бортах долин. Весьма интересным оказалось, что чем выше продуктивность россыпи, тем больше количество обломков кварца содержится в ее кластогенном материале. Изучение типоморфных особенностей кварца и входящих в его состав сульфидов (золотоносность, элементы-примеси, термоЭДС сульфидов, термолуминесценция кварца) из зон максимальной концентрации обломков в аллювии и поверхностных частей кварцевых жил подтвердило их генетическое родство.

Пробность золота. Для самородного золота исследуемого района выявлена весьма значительная изменчивость пробности, которая устанавливается микрозондовым анализом отдельных золотинок из представительных выборок по россыпям и их коренным источникам. Полученные данные свидетельствуют об унаследованности пробности золота россыпей от пробности руд. Высокая дисперсия пробности золота в россыпях обусловлена неоднородностью по пробности золота коренных источников, а не является показателем существования различных типов источников питания россыпей.

Химический состав золота. Несмотря на высокую дисперсию пробности россыпного и рудного золота, можно констатировать факт, что в идентичных по пробности золотинок рудных месторождений и сформированных за счет них россыпях примеси серебра, меди и ртути, установленные микрозондовым анализом, имеют соизмеримые содержания.

Крупность золота. Гранулометрические особенности золота в россыпях (имея ввиду россыпеобразующую фракцию + 0,25

мм) в значительной степени определяются первоначальным размером золота в коренных источниках, что наглядно иллюстрируется на примере Центрального рудного поля. В пределах последнего хорошо выражена горизонтальная минералогическая зональность, проявляющаяся в постепенной смене в направлении с севера на юг низкотемпературных парагенезисов минералов на все более высокотемпературные. При этом происходит и изменение крупности золота в рудах, отражающееся в изменении среднего размера золотинок в сформированных за счет них россыпях.

Таким образом, полученные новые данные позволяют считать, что коренные источники и россыпи исследуемого района сходны между собой по составу минералов-спутников, их типоморфным особенностям, а также по соответствию пробыности, крупности и элементов-примесей золота. Все это дает основание утверждать, что связь россыпей с коренными источниками в Мариинской тайге не только пространственная, но и генетическая. Это позволяет использовать типоморфные признаки россыпей при поисках золоторудных месторождений и прогнозе их формационного типа.

КОМПЛЕКСНЫЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ ПАВЛОДАРСКОГО ПРИИРТЫЯ

К.М.Алексеевский

Южной Павлодара проходит субширотный уступ рельефа, по которому каледонский фундамент Казахской складчатой страны, покрытой корой выветривания, погружается на север под терригенные кайнозойские отложения. Разрез палеогена начинается обычно с темно-серых глин чеганского горизонта (зоцен) в прибрежной полосе шириной до трех километров, сменяемых мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песками со спикулами губок. На чеганском горизонте залегает (в прибрежной зоне с размывом) невыдержанный маломощный горизонт песков (лялинский), выше которого следуют светлые пестроцветные, с пятна-

ми ожелезнения глины. Верхние дециметры этих глин нередко включают тончайшие прослойки песка, состоящие существенно из тяжелых минералов, стойких к выветриванию. Концентрации их местами доходят до промышленных, как и в нижней части налегающих на глины тонкозернистых песков. Тяжелые минералы образуют тончайшие слойки, подчеркивающие косую и перекрестную слоистость, чередующуюся с горизонтальной. Разными авторами эти отложения именуются индрикотериевой или чиликтинской свитами, ллинворской толщей и пр. Она поразительно копирует своим положением в разрезе полтавскую серию олигоцена Украины, но налегающие на них с размывом неогеновые галечники, переходящие в гипсоносные глины, в отличие от сарматских отложений Приазовья – не несут заметных концентраций полезных минералов.

В Павлодарском Прииртышье россыпи встречаются в лентообразных зонах, разноудаленных от берега эоценового моря – уступа коренных пород. Три таких зоны прослеживаются вблизи палеоберега, не далее пяти километров, две – в 20–70 километрах, но наиболее обогащена бывает одна из трех, ближайших к берегу зон. В общем случае, начиная от "берега", можно представить следующую серию россыпей. В ближайшей к палеоберегу зоне, в местах, где древний "микрошельф" был затоплен мелкоморьем, а чеганские пески имеют мощность в пределах первых дециметров, к ним и перекрывающим олигоценовым пескам приурочены небогатые линзы полезных минералов. В россыпи "Кенарейка" они несут и редкометальное оруденение, заимствованное из подстилающих кор выветривания гранатов. В местах развития мощных толщ чеганских песков, полезные минералы накапливаются на нескольких уровнях в морских (эоцен) и прибрежных (олигоцен) песках, образуя прерывистую, пятнистую ленту (россыпь "Решающая").

К зоне фациального перехода чеганских песков в темные глины приурочен аналогичный переход и в налегающих нижних горизонтах олигоцена. С этими резкими фациальными переходами связана наиболее богатая в регионе россыпь "Заячья".

В 20–70 километрах от палеоберега вновь наблюдаются повышенные концентрации полезных минералов в россыпях типа

"Находка" (Талды-Кудук) - в разрезе с олигоценовыми глинами типа "Жалаулы" - в олигоценовых песках, близкие к "Кумуш-кинскому" типу Таргая. Эти концентрации очевидно связаны с отмелями в местах поднятия морского дна.

Россыпи в Павлодарском Прииртышье образовались в гидравлически активной зоне, соответствующей ныне гипсометрическому уровню 160-200 метров у палеоберегов и 160-180 м в 50 км севернее. Кроме "Заячьей" - остальные безплотиковые. Тела россыпей оконтуриваются опробованием, при этом литологические границы пересекаются (Гурвич, Алексеевский, 1967). Размер полезных минералов от 0,02 до 0,07 мм, а песчинок вмещающих песков - от 0,05 до 0,8 мм, поэтому мокрым ситованием россыпи обогащаются примерно втрое. На выходах россыпей отмечается повышенная гамма-активность, что помогает при поисках.

ТИПИЗАЦИЯ РУД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОПУТНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РУДАХ БЕЛОУСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Г.Г.Фрейман, Г.М.Журтутина, З.И.Черненко

На Белоусовском месторождении известно 8 основных рудных залежей, часть из которых отработана (№ 1, 2, 5). Представлены они лентовидными телами весьма незначительной мощности (первые метры) с отношением ширины к длине рудных лент как 1:25-60, которые приурочены к зонам метасоматитов и локализуются на крыльях крупного антиклиналенодобного сооружения.

Руды месторождения по минеральному и химическому составу типичны для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Основные рудные тела (№ 3, 4, 6, 7, 9) представлены преимущественно богатовкрапленными и прожилково-крапленными рудами, сложенными сфалеритом, пиритом, галенитом, халькопиритом и блеклыми рудами. Второстепенными

минералами являются пирротин, арсенопирит, магнетит, бурнонит, буланжерит и редкими – самородное золото и серебро, электрум, алтаит, гессит, висмут самородный, теллуры-висмут и др. По преобладанию главных рудных минералов и соответственно основных элементов на месторождениях выделен ряд минеральных типов и подтипов руд.

1. Барит-колчеданно-полиметаллические, включающие три подтипа:

- а) собственно барит-колчеданно-полиметаллические;
 - б) барит-колчеданно-свинцово-цинковые;
 - в) колчеданно-цинковые;
2. Колчеданно-медно-цинковые
 3. Медноколчеданные
 4. Серноколчеданные

Руды полиметаллического типа составляют более 90 % запасов месторождения и практически полностью слагают залежи 3, 6, 7, 9. Лишь в залежи 4 около 30 % запасов составляют медно-цинковые и медно-колчеданные руды.

Характерной особенностью данного месторождения является метаморфическое преобразование руд, что выразилось в повсеместном развитии полосчатых текстур, катакластических, гранобластовых структур, перекристаллизации сульфидов цветных металлов, очищении основной массы сфалерита от тонкой эмульсии халькопирита.

Гипогенные руды Белоусовского месторождения являются комплексными и, кроме цветных металлов, серы и бария, содержат большое количество элементов – спутников (золото, серебро, кадмий, сурьма, висмут, селен, теллур, кобальт, молибден, ртуть).

Выявлены особенности пространственного распределения элементов. Так, повышенные концентрации меди, бария, мышьяка, сурьмы, селена и теллура чаще тяготеют к юго-восточному флангу и менее к центрам залежей. Свинец обогащает преимущественно северо-западные фланги залежей, исключение составляют залежи 3 и 6, где он концентрируется на юго-восточном фланге и в центре.

Цинком и кадмием обогащены фланги залежей и лишь в за-

лежи 6 ее центр. Пиритная сера характеризуется относительно равномерным распределением в залежах, концентрируясь то в центре (залежи 6, 4, 9), то на северо-западном (4, 9), то на юго-восточном (7, 9) флангах.

Установлены особенности распределения основных компонентов и их элементов - спутников в минералах. Основными минералами-носителями и концентраторами их являются сульфиды цветных металлов. В сфалеритах обнаруживаются высокие концентрации кадмия и ртути, в халькопиритах - золота, серебра, мышьяка, молибдена, сурьмы, в галенитах - золота, серебра, висмута, теллура, мышьяка, сурьмы, в пиритах - мышьяка, кобальта и менее золота, серебра, сурьмы.

Форма нахождения элементов - спутников в рудах различная: для кадмия, селена и ртути характерна изоморфная форма. Мышьяк, сурьма, висмут, золото, серебро присутствуют в минеральной форме и изоморфно входят в сульфиды.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАНСКОГО ПРОГИБА

К.С.Токушев, И.А.Томская, А.П.Лопатин

Манский прогиб Восточного Саяна, представляет собой многоэпизодическую структуру, со сложным внутренним строением. Сложен он кембрийскими отложениями терригенно-карбонатной формации. Характерно почти полное отсутствие в составе кембрийских отложений эффузивов. Интрузивный магматизм проявлен ограниченно.

Свинцово-цинковая минерализация зафиксирована на всех литолого-стратиграфических уровнях кембрийских отложений. Наибольшая продуктивность приходится на доломитовые отложения унгутской свиты нижнего кембрия.

С целью установления закономерностей размещения оруденения предпринят комплексный анализ палеофациальных особенностей нижне-кембрийских толщ, пространственного положения

разнотипного оруденения и мелких интрузивных тел, наряду с формальным дешифрированием космических снимков регионального и локального уровней генерализации. На космоснимках, в центральной части прогиба, выделилась аномалиями фотоизображения крупная кольцевая структура с радиусом 31–34 км.

Структура интерпретируется как палеоподняtie, возникшее в результате секториального прогибания ложа прогиба. Для нее характерно: общее сокращение мощности продуктивной толщи на 400–500 м; выпадение в ритмах отдельных слоев песчаников и алевролитов; возрастания роли доломитов в осадках, возникновение четко выраженной рифогенной обстановки, возникновение на склонах биогермных известковых (эпифитовых и археоциатовых) построек.

В локализации оруденения Манского прогиба обнаружена закономерная связь с палеоподнятием. Установлена по экстенсивным параметрам свинца и цинка приуроченность минерализации к краевым частям структуры. Промышленные концентрации в этой зоне тяготеют к более локальным, унаследованно развившимся в брахиформные складки, положительным структурам.

Значительная удаленность от крупных интрузивных тел, палеоструктурный контроль, повсеместная приуроченность к доломитовым отложениям мелкозаливных фаций, образованных в условиях отшнурованных барьерными рифами заливах, и типоморфные геохимические особенности оруденения: малосульфидность, постоянство состава геохимических ассоциаций, сопровождающих минерализацию, существенно цинковая специализация оруденения, повышенные содержания марганца и ничтожно малые – кобальта и меди – позволяют отнести это оруденение к стратиформному типу, сингенетичному накоплению доломитовых толщ.

Со стратиформным оруденением пространственно совмещена минерализация другого типа: наложенная, обусловленная эпигенетической доломитизацией и гидротермальными процессами. Оруденение существенно свинцовое, прожилково-вкрапленное, сопровождается вторичной доломитизацией и окварцеванием. Отчетливо проявлена рудоконтролирующая роль субширотных дизъюнктивных структур, рудовмещающими являются тела биогерм или трещинные зоны в доломитах.

Таким образом, поисковыми критериями является охарактеризованная палеобстановка, благоприятная для формирования стратиформного оруденения, в сочетании со структурами, обусловившими циркуляцию растворов. Установленная полигенная природа свинцово-цинкового оруденения и палеотектоническая реконструкция Манского прогиба позволила выработать комплекс поисковых критериев и признаков, которые используются для локального прогноза.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУД АРТЕМЬЕВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

В. П. Богородская

Артемьевское месторождение расположено в пределах Камышинского рудного поля Юго-западного Алтая. Рудные залежи приурочены к зоне контакта кислых эффузивов живета с переслаивающимися алевролитами и порфиритами нижнего франа. Они имеют пласто-линзовидную форму. По морфологическому облику делятся на стратиформную верхнюю часть, сложенную полиметаллическими рудами, и штокверковидную нижнюю, представленную медноколчеданным оруденением. Полиметаллические руды локализованы в основании вулканогенно-осадочной толщи и приурочены к тонкозернистым кремнисто-глинистым алевролитам. Для них характерны колломорфные текстуры и структуры. Со стороны лежащего бока эти руды, нередко, сменяются крутопадающими штокверковидными зонами прожилково-вкрапленного медноколчеданного оруденения локализованного в риолитовых порфирах.

По минеральному и химическому составу среди руд выделяются барит-свинцово-цинковые золото-серебросодержащие, колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, второстепенными - блеклая руда, реже встречаются арсенопирит, магнетит, марказит. Из нерудных минералов распространены барит, кварц, халцедон, серицит, хлорит.

Указанные руды различаются не только текстурно-структурными особенностями, количественными соотношениями главных рудообразующих минералов, но и характерным набором элементов-примесей, многие из которых образуют собственные минеральные формы. Так в полиметаллических разностях обогащенных золотом и серебром распространены самородное золото, электрум, сульфоантимониды и сульфосарсениды серебра и меди (пираргирит, миаргирит, стёфанит, полибазит, фрейбергит, пирсеит), сульфостанаты (аргиродит, канфильдит). В медноколчеданных рудах, для которых характерно повышенное содержание висмута, широко развиты самородный висмут и разнообразные по составу сульфосоли висмута представленные айкинитом, козалитом, галеновисмутинном, виттехенитом, рефбанитом, эмплектитом.

Морфология и условия залегания рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, а также характер распределения химических элементов и минеральный состав руд позволяет полагать, что полиметаллические руды являются эксталяционно-осадочными образованиями, а медноколчеданное оруденение сформировано гидротермально-метасоматическими процессами.

МОЧИЩЕНСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В НОВОСИБИРСКОМ ПРИОБЬЕ (КОЛЫВАНЬ-ТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА)

С.Р.Осинцев

Все известные до настоящего времени полиметаллические проявления на территории Колывань-Томской складчатой зоны находятся в пределах Томского выступа и Буготакско-Митрофановского геосинклиналия, приурочиваясь к вулканогенно-осадочным комплексам пород. По мнению большинства предыдущих исследователей оруденение связано с средне-верхнедевонским вулканизмом.

Нами в Мочищенском карьере строительных материалов вы-

явлено новое заслуживающее внимания полиметаллическое оруденение в пределах Новосибирского гранитоидного массива, прорывающего осадочные образования верхнедевонского и нижнекарбонического возраста. Карьером вскрыты среднезернистые порфировидные и аляскитовые граниты, секущиеся мощной (до 1 км) зоной трещиноватости. Кроме того, в гранитах отмечаются трещины юго-восточного падения $110-130^{\circ}$ под углом $20-50^{\circ}$ и северо-западного $280-310^{\circ}$ под углом $70-90^{\circ}$. Аляскитовые граниты, обнажающиеся в центральной части карьера, на западе незаметно переходят в порфировидные розовато-серые биотитовые граниты, на востоке переход более резкий, здесь они отделены от порфировидных гранитов мощной, до 10 м, зоной дробления. Гидротермальное изменение гранитов приурочено к ослабленным тектоническим зонам. Полосы неизмененных гранитов отделены друг от друга гидротермалитами, представляющими собой кварц-серицитовую и кварц-серицит-хлоритовую породу с довольно густой вкрапленностью пирита. Граниты вблизи контакта с кварц-серицитовыми породами пронизаны многочисленными тонкими жилками кварца мощностью от 1 мм до 1-2 см. Приконтактные изменения гранитов выражаются в частичном замещении отдельных зерен полевого шпата, обычно в полосе 10-20 см, серицитом и хлоритом. Беризитизацией затронуты и внешние свежие розовато-серые граниты.

В пределах крупной гидротермальной полосы гранитов выделено три рудоносных зоны. Главная из них находится в центральной части карьера, где пространственно приурочена к контакту мелкозернистых аляскитовых гранитов с среднезернистыми порфировидными биотитовыми. Выявленное рудное тело представляет собой кварцево-сульфидную жилу, выполняющую центральную часть гидротермально-метасоматической колонки. Мощность жильного тела в верхней части разреза составляет 0,3-0,5 м. Вниз по падению отмечается увеличение его мощности до 2-2,5 м. На самых верхних уступах карьера рудный выход главной зоны представлен выделоченными, осветленными песчано-гравийно-глинистыми рыхлыми образованиями светлых и желтоватых тонов и не содержит внешних признаков полиметаллической минерализации. На нижнем, сравнительно недавно

вскрытом горизонте, на глубине порядка 30 м, обнажены относительно свежие полиметаллические руды. Кварц-сульфидная жила этой зоны, наряду с пиритом и кварцем, содержит галенит, а также сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Они характеризуются значительными содержаниями свинца, цинка и обогащены серебром. Кварц-сульфидная жила этой зоны установлена в обоих бортах карьера, отстоящих друг от друга на расстоянии около 300 м и выходят за его пределы. Полиметаллическое рудное тело неправильной пластообразной формы имеет крутое $75-80^{\circ}$ северо-восточное падение и почти субширотное простирание. Вторая, Северная зона вскрыта на верхних уступах в северной части карьера. Она представлена мощной (до 5 м) полосой окварцевания, протягивающейся в северо-западном направлении (аз.пад. с.-в. 15° , угол падения $55-60^{\circ}$). В ней отмечается метасоматический тонкозернистый кварц, переходящий в более крупнокристаллический, местами содержащий полости, выполненные в свою очередь гребенчатым и друзовидно-гребенчатым кварцем. В метасоматическом кварце отмечаются более поздние тонкие, часто волосовидные кварцевые прожилки. Зона выделена и осветлена, тем не менее для нее характерны повышенные содержания тех же полезных компонентов. Южная зона характеризуется значительным количеством пирита. Содержание рудообразующих элементов в ней на порядок ниже в первых двух, но она имеет большую мощность метасоматитов и крутое падение. Выделенные рудоносные зоны контролируются зональным распределением метасоматитов. Сульфидное оруденение локализуется в кварцевых жилах, находящихся в центральных частях зон гидротермально-метасоматической колонки. Далее к периферии жилы меняются кварц-серицит-пиритовыми, которые, в свою очередь, переходят в кварц-серицит-хлоритовые и, наконец, в слабоизмененные граниты. В пределах Главной и Северной зон, отличающихся повышенными содержаниями серебра, собственных серебряных минералов в рудах пока не установлено, но в галените и сфалерите определены высокие его концентрации, что позволяет отнести это проявление к свинцово-цинковому серебродержащему. Здесь же в единичных пробах установлено до

0,2-0,4 г/т золота. Предыдущими работами ИГО "Новосибирск-геологии" отмечалось присутствие литогеохимических ореолов серебра в северо-западной части Новосибирского интрузивного массива, что расширяет перспективы описываемого полиметаллического оруденения. Комплекс геолого-геохимических и структурно-тектонических признаков позволяет дать благоприятный прогноз оруденения на фланги и глубину.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Г.Д.Гавженко

Полиметаллическое оруденение, развитое в ряде районов Рудного Алтая, многими исследователями рассматривается как эндогенное гидротермальное. К настоящему времени накоплено достаточно фактов, позволяющих считать эти руды как первично гидротермально-осадочные, в той или иной степени метаморфизованные. Изучение морфологии рудных тел, условий их локализации, структурно-текстурных и минералого-геохимических особенностей слабометаморфизованных руд Артемьевского, Николаевского, Камышинского, Малеевского и Риддер-Сокольного месторождений, позволяет в общих чертах дать следующую статическую и динамическую модель их формирования.

Образование стратиформных руд носило циклический характер и охватывало период с эйфеля до франа. Рудоотложение приурочено к периодам затухания магматической деятельности, проседания территории и накопления терригенного материала. Отложение рудного вещества происходило одновременно гидротермально-метасоматическим путем в зонах рудоподводящих каналов и седиментационным путем в данной части вулканотектонических депрессий. Поступление рудоносных флюидов в зоны рудоотложения разновременны, даже в пределах одной рудокализирующей структуры. Процесс рудообразования был длительным, характеризовался ритмично-пульсационным поступлением металлоносных растворов, состав которых непрерывно изменял-

ся. Вначале процесса преобладало поступление железа и меди, которые постепенно уступали место цинку, свинцу, барию и благородным металлам. Последние приурочивались к висячему боку рудных тел, иногда, локализуясь за их контуром. Рудообразование происходило медленно, поэтому сульфиды ранней стадии подвергались замещению, интратрудной перекристаллизации, а к концу процесса чередовались с отложением терригенных осадков. Таким образом, первоначальная минералого-геохимическая зональность рудных тел обусловлена дискретно-эволюционным изменением состава растворов.

На завершающей стадии рудного процесса имела место активизация тектонической обстановки и часть ранее отложенных руд была разрушена с переотложением среди кремнисто-глинистого субстрата в горизонте конседиментационных брекчий. С возобновлением тектонической и магматической активности связано формирование штокверковидного медного и полиметаллического оруденения, находящихся, по-видимому, в парагенетической связи с субвулканическими интрузиями. В участках наложения разновременных образований сформированы комбинированные тела "гибридных" руд, являющихся результатом локальной интратрудной перекристаллизации.

Таким образом, полученные материалы позволили внести существенные уточнения в генетические и прогнозно-оценочные аспекты, т.к. приуроченность стратиформного полиметаллического оруденения к определенным фациально-литологическим уровням расширяет сферу поисков рудных залежей в конкретном поле, позволяет одновременно с полиметаллами дать оценку рудо-вещающих толщ на благородные металлы и целенаправленно вести геохимические поиски с учетом латеральной зональности, отвечающей первоначальному рассеянию металлоносных осадков.

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ ГОРЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В.А.Бутан

Горевское месторождение Енисейского кряжа в последнее время стало объектом пристального внимания геологов, геофизиков и других специалистов, решающих разные задачи, объединенные общей целью – распознавание геологического строения объекта и условий его формирования. Этим мы занимались в период летнего полевого сезона 1987 года. Фактический материал, полученный при изучении стенок карьера и керна скважин, в пределах Горевского рудного поля, позволяет создать модель образования месторождения, отличающуюся от предыдущих.

Месторождение расположено в южной части Нижнеангарского стабилизированного блока (Н.А.Охалкин, 1980). Приурочено оно к месту пересечения двух крупных разрывных структур северо-восточного (Белокопцовская тектоно-магматическая зона) и северо-западного (Прянгарская тектоно-магматическая зона) направлений. Рудные тела залегают среди терригенно-карбонатных отложений верхнего рифея на участке выклинивания центриклинального замыкания синклинальной складки сложенной карбонатными (нижние) и терригенными (верхние) отложениями. Вмещающие породы подвержены интенсивным тектоно-метасоматическим изменениям и представляют собой участок сложнодислоцированных и переработанных известняков и сланцев. В карбонатных породах широко развиты дизъюнктивные и пликвативные дислокации линейного типа, характеризующиеся выдержанными элементами залегания. В сланцах преобладают пликвативные нарушения, характеризующиеся образованием складок различных размеров и простираний. Вмещающие породы кварцованы, сидеритизированы, анкеритизированы, доломитизированы, каолинизированы, местами содержат хлорит, биотит, флогопит и гранат.

Магматические породы Горевского рудного поля представлены многочисленными и маломощными дайками нацело измененных

(аргиллизированных, карбонатизированных и т.д.) долеритов, кварцевых долеритов, базальтовых (?) порфиритов и лампрофиров, образующих около- и внутрирудную колонну, прослеженную до глубин более 1,0 км. Эти образования, вероятно, представляют собой реликты ранее существовавшей здесь вулканотектонической структуры.

Рудные тела представляют собой, в основном, кварцево-сидеритовые брекчии с сфалерит-галенитовым, галенитовым и реже сфалеритовым цементом. Руды локализуются как среди карбонатных, так и среди терригенных пород. Форма тел различная, но в целом конусообразная, сужающаяся вниз по падению и расщепленная на множество пластовых тел вверх. Руды не метаморфизованы, секут и секутся дайками.

Приведенный материал позволяет воссоздать модель образования Горевского месторождения в следующем виде.

В первую, геосинклинальную стадию идет накопление карбонатных и терригенных толщ. Во вторую, раннеорогенную стадию проявляются процессы складкообразования, сопровождаемые разрывными нарушениями, в которых проявились интенсивные процессы магматизма и гидротермально-метасоматического изменения, выразившиеся в образовании даек долеритов и базальтовых (?) порфиритов и кварцево-сидеритовых пород. В третью, позднеорогенную стадию происходит подновление разрывных нарушений. Кварцево-сидеритовые метасоматиты дробятся и залечиваются рудными растворами, поступающим из глубинных источников. В эту стадию магматические породы, вероятно, развивались в незначительном количестве. В четвертую, посторогенную стадию произошло внедрение даек лампрофиров. Прямых взаимоотношений лампрофиров с рудами нами не отмечалось, но наличие их в стенках карьера в непосредственной близости с рудными телами и наблюдения секущего характера даек другими исследователями, дает возможность относить их к лампрофирам.

К ВОПРОСУ О ЗОНАЛЬНОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АМПАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е.А.Бабина

Ампалыкское месторождение расположено в Золотокитатской структурно-формационной зоне верхнего протерозоя с широким развитием кембрийских и ордовикских пород, среди которых преобладают вулканические и интрузивные. Вулканические породы перемежаются с эффузивно-осадочными и осадочными отложениями. В составе осадочных пород преобладают известняки с прослоями и гнездами доломита, известково-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты. Вулканические породы представлены различными порфиритами основного и среднего состава и их туфами.

Интрузивные породы характеризуются большим разнообразием от габро, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, граносиенитов до гранитоидов. В зоне контакта гранитоидной интрузии с вмещающими породами развиты роговики и различные метасоматиты с преобладанием скарнов.

Для метасоматитов наметилась, не всегда четко выраженная, зональность от интрузии к вмещающим породам. Эта зональность связана с изменением термодинамических условий минералообразования.

Процесс формирования метасоматитов на месторождении имеет сложный характер. Начальная стадия метасоматоза связана с воздействием на породы слабощелочных растворов, с последующим возрастанием кислотности, что подтверждается наличием зон калишпатизации, альбитизации, магнезиального и известкового скарнирования.

Метасоматическая зональность для всего многообразия метасоматитов проявляется не однозначно на месторождении. Хорошо отбиваются в разрезах зоны альбитизации, калишпатизации по кислым и основным породам. Развитие магнезиальных скарнов не отличается постоянством в метасоматической зональности, что связано с удалением их от контакта с интрузиями, с перемежаемостью карбонатных пород с доломитом и сланцами, а так-

же наложением на них более поздних процессов — известкового сканирования.

Магнезиальные скарны связаны с магматической стадией, о чем свидетельствуют реликты незамещенных пород материнской интрузии и замещение высокотемпературных минералов магнезиальных скарнов известковыми с реликтами первых. Парагенезис магнезиальных скарнов представлен в различном сочетании форстерита, диасида, флогопита, серпентина и магнетита.

Известковые скарны слагают внутреннюю зону в метасоматитах и отличаются большим разнообразием минералов и выдержанностью в разрезах. Известковые скарны замещают магнезиальные и, по мере их образования, растворы, имеющие уже постмагматический характер, производят изменение вмещающих пород с обогащением их кальцитом, кремнеземом, железом и вносом щелочей и титана. В составе известковых скарнов встречаются пироксен, гранат, скаполит, эпидот, магнетит, которые в различных модификациях образуют соответствующие разности скарнов.

При наложении рудной минерализации на скарны, протекающей при более низких температурах, скарновые минералы становятся неустойчивыми и по ним развиваются амфибол, эпидот, биотит, хлорит. В этих случаях возникает вторичная зональность, усложняющая первичную зональность метасоматитов. В постмагматическую стадию прогрев среды в метасоматических зонах осуществлялся растворами неравномерно, вызывая зональное размещение рудных и нерудных минералов. Намечившаяся на месторождении зональность в метасоматитах характеризуется определенной спецификой распределения в них магнетитовой, кобальт-мышьяковистой, полиметаллической, золотой и редкометальной минерализации, что позволяет правильно оценить месторождение.

ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Н.Е.Зобов, В.С.Кузубный

Эффективным при изучении условий залегания, внутреннего строения и зональности скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области, явился метод объемного геолого-математического моделирования с расчетом данных на ЭМ. Изучены десять глубоководных объектов. Наиболее полно исследованы Ирбинское, Тейское, Табратское, Абаканское и Волковское месторождения, по которым построены комплексные объемные модели. На новой фактической основе выявлены и охарактеризованы основные черты геолого-структурной, морфоструктурной и вещественной зональностей месторождений, уточнены особенности их формирования и проведена типизация.

Исследованиями устанавливается ведущая роль в локализации скарново-магнетитового оруденения двух групп факторов - рудоконтролирующих особенностей вмещающей среды (рамы) и формообразующей роли рудообразующего флюида. Факторы первой группы связаны прежде всего с элементами анизотропии среды рудообразования, определяющей условия фильтрации рудоносных растворов. Моделируемые структурно-геометрические показатели выражают функциональные зависимости морфологии и параметров рудной залежи от особенностей геологического строения объекта. Морфогенетическая роль факторов второй группы находит выражение в существовании структурно-вещественных зональностей скарново-рудных колонн, которой эквивалентны математически моделируемые показатели пространственного распределения рудной минерализации, элементов-примесей и параметров оруденения.

Устанавливается единство структурной организации вещественной зональности скарново-магнетитовых месторождений. Скарново-рудные зоны характеризуются радиально-концентрическим строением, симметричным в поперечном и асимметричным в продольном разрезах. Наличие такой зональности использовалось при реставрации путей движения рудоносных растворов.

Морфология и строение скварново-рудных колонн отражает образование промышленных руд из восстающего потока рудоносных флюидов, т.е. гидротермально-метасоматический генезис месторождений.

Полученные в результате моделирования показатели геолого-структурной и рудной зональностей месторождений, связанные функциональной зависимостью с морфологией рудных зон, используются в качестве прогнозно-оценочных критериев при локальном прогнозировании на глубоких горизонтах и флангах месторождений.

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КОМПЛЕКСНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРБОНАТИТОВОГО ТИПА

Б.И.Пирогов, И.В.Холошин, В.Н.Тарасенко, А.Н.Трунин

Карбонатитовые месторождения – уникальные природные образования, формирующие самостоятельную группу полезных ископаемых, имеющих большое промышленное значение.

Сложная и полигенная природа формирования карбонатитовых месторождений, в которой нашли отражение магматизм, метасоматоз и гипергенные процессы, широкий диапазон температурного режима и давления, а также четко проявившаяся стадийность процессов минералообразования, определяют специфику их геолого-технологической оценки:

1. Практически весь набор минералов в рудах этого типа относится к промышленно-важным, что обуславливает необходимость комплексной переработки руд, с применением комплексных методов обогащения: магнитной сепарации, гравитации и т.д., с созданием в перспективе безотходного технологического процесса.

2. Значительное разнообразие текстурного рисунка руд (преобладают вкрапление, пятнистые и полосчатые текстуры) проявляется в изменчивости их физико-механических свойств.

3. Широко проявившиеся при формировании карбонатитов

постмагматические процессы сопровождались перераспределением и переотложением минералов, что определило варьированность в содержании полезных компонентов, а в конечном итоге – технологических показателей обогащения.

4. Преобладание средне- и крупнозернистых образований в рудах этого типа обеспечивает наибольшую эффективность разделения минералов в ходе технологического передела при конечной крупности измельчения 74 мкм. Исследование гранулометрии (природной и техногенной) выделений минералов в рудах приобретает первостепенное значение при оценке обогатимости акцессорной минерализации, имеющей промышленное значение. Установлена сложная динамика соотношения процессов раскрытия и ошламования бадделеита в ходе гравитационного обогащения руд, обусловленные неоднородностью гранулометрического состава минерала.

5. Большинство минералов в рудах характеризуются неоднородностью и гетерогенностью состава: изменчивость в содержании изоморфных и механических примесей определяет различную степень упорядоченности структуры минерала и как следствие этого – его различную измельчаемость в процессе рудоподготовки; изоморфные и тонкие механические примеси, попадая в концентрат, разубоживают его; неоднородность магнетита определяет специфику магнитных свойств минерала, а следовательно и эффективность процесса магнитной сепарации; изоморфное вхождение карбонат-иона в структуру апатита существенно затрудняет его разделение с карбонатными минералами и т.д.

Конечным результатом исследований является разработка геолого-технологической классификации руд и построение геолого-технологической карты конкретного месторождения, позволяющие обосновать систему усреднения руд и обеспечить стабилизацию параметров вещественного состава руд, их физико-механических свойств по всем компонентам.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ КРУПНЫХ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-ГИДРОСИЛИКАТОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРИ

Н. С. Лидин

Проблемы формирования крупных месторождений скарново-магнетитовой формации всегда стояли перед исследователями, занимающимися изучением железорудных месторождений Сибири, и попутно решались, но в целом эта проблема в силу своей сложности еще далека до удовлетворительного решения. Нами на основании собственных материалов по изучению таких крупных железорудных месторождений как Абаканское, Ампадькское, Тейское в Алтае-Саянской области и Гурвунур в Западном Забайкалье и обобщения литературных данных по другим месторождениям Сибири и Казахстана предпринята попытка систематизировать эти минералы и наметить основные факторы, определяющие образование крупных скарново-магнетитовых месторождений Сибири.

1. Наиболее крупные железорудные месторождения Сибири и Казахстана скарново-гидросиликатового типа связаны с двумя типами интрузивных формаций: а - с глубоко дифференцированными габброидными комплексами геосинклинальной стадии развития габбро-альбититового (Абаканское, Анзасское месторождения) и габбро-диорит-гранодиоритового (месторождения Тургайского прогиба) составов; б - с позднеорогенными субвулканическими гранитами и сиенитами, являющимися производными габброидной магмы (Таштагольское, Шерегешевское и Ампадькское месторождения). Общим для обеих формаций является глубокая дифференциация габброидной магмы с щелочным (натриевым) уклоном. По-видимому, высокая концентрация натрия в магме и гидротермальных растворах, находящихся в равновесии с ними, способствует наибольшему выносу железа в виде комплексных соединений.

2. Масштабы магнетитового оруденения находятся в прямой зависимости от масштабов проявления хлорсодержащих метасоматитов, возникших под влиянием хлоридных растворов (скаполитизация, альбитизация, щелочная амфиболитизация и др.).

Наиболее хорошо коррелируется с масштабами оруденения скаполитовый тип метасоматитов. Известно, что на железорудных месторождения Тургайского прогиба (Соколовское, Сарбайское, Качарское), отличающихся крупнейшими запасами магнетитовых руд, очень широко проявились процессы скаполитизации. В крупных месторождениях железа гидросиликатового типа Сибири скаполитовые метасоматиты не получили такого широкого развития как в Казахстане, а хлорный метасоматоз проявился в виде альбитизации, частично скаполитизации, щелочной амфиболизации и обогащении хлором минералов, обычно не являющихся хлорсодержащими (слюда, полевые шпаты, пироксены, гранаты, эпидоты). Соответственно и масштабы магнетитового оруденения на железорудных месторождениях Сибири не такие значительные как в Казахстане. Роль хлоридных растворов в формировании крупных магнетитовых месторождений состоит в выщелачивании железа из магматических пород основного и среднего состава, особенно из горизонтов, находящихся ниже уровня рудоотложения. Экстрагирование железа из феррических пород хлоридными растворами доказана многими экспериментами.

3. Наличие в зоне рудоотложения достаточного количества карбонатсодержащих пород. Роль карбонатов состоит в осаждении железа из кислых хлоридных растворов в результате понижения кислотности растворов.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ХОВУ-АКСИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

В.И.Лебедев, А.М.Черезов, Е.Н.Оськин, В.Н.Оськин

Хову-Аксинское месторождение никель-кобальтовой арсенидной формации сформировано в период позднепалеозойско-мезозойской активизации в результате функционирования рудно-магматической системы, продуктами которой являются скарново-метасоматические залежи, рудные жилы и комплексы доскарновых и до-рудных даек основного, среднего и кислого состава. Месторож-

дение приурочено к периклинальному замыканию поперечной горст-антиклинали, осложняющей салаириды Восточно-Таннуольского антиклинория и вдающейся в герциниды Западно-Таннуольского синклинория. Факторами, определившими геолого-структурную позицию и возможность развития рудно-магматической системы являются:

1) поступление исходных магматических расплавов по ослабленной зоне глубинного разлома, разделяющего антиклинорий и синклинорий; 2) давление на герциниды синклинория со стороны периклинального замыкания поперечной горст-антиклинали, вызванное вертикальным ростом и одновременным "разваливанием" антиклинория и обусловившее возможность проявления в локальном тектоническом блоке хрупкой деформаций, локализовавших пути движения магмы и рудоносных растворов; 3) деформация кручения комплекса силурийских и девонских осадочных и вулканогенно-осадочных образований вокруг периклинального замыкания горст-антиклинали, определившая положение магмо- и рудопоподводящего канала.

Периклинальное замыкание горст-антиклинали играло роль штампа, давление которого вызвало заложение Северного и Юго-Западного дугообразных надвигов, унаследующих траектории касательных напряжений, возникающих вокруг подобных штампов. Надвиги падают в направлении осевой плоскости горст-антиклинали, с горизонтальной проекцией которой совпадает аналогичная проекция линии сопряжения надвигов. Они ограничивают рудное поле в плане, а в блоке между ними проявлены крупные субмеридиональные сбросы (Восточный, Западный и Жерловый), служившие магмоподводящими каналами. Поверхность периклинального замыкания горст-антиклинали соответствует контактовой поверхности кембрийских вулканитов и прорывающих их гранитоидов с терригенно-карбонатной толщей силура. Она характеризуется наличием дугообразных уступов, положение которых в структуре рудного поля предопределило места заложения и особенности развития систем сопряженных трещин, вмещающих дайки рудоносного комплекса и арсенидно-карбонатные жилы.

Деформация кручения вызвана тремя крутящими моментами,

действовавшими в трех пересекающихся плоскостях. Первые два представлены шарнирным типом смещений вдоль субмеридиональных разломов и крупных северо-западных разрывных нарушений, субпараллельных осевой плоскости горст-антиклинали. Шарнирные смещения осуществлялись вокруг точки пересечения линии сопряжения надвигов с шарниром горст-антиклинали. Третий крутящий момент проявлен в горизонтальной плоскости в виде "вращательного" сдвига вокруг периклиналильного замыкания горст-антиклинали. Благодаря крутящим моментам, в точке пересечения линии сопряжения надвигов и шарнира горст-антиклинали возникла область разуплотнения, играющая роль магма- и рудоподводящего канала, что подтверждается склонением в ее направлении пучков даек рудоносного комплекса и пучков рудных жил, ортольным распределением вокруг нее рудной минерализации с одновременным проявлением рудной зональности, заключающейся в смене более глубоинных минеральных парагенезисов менее глубоинными по мере удаления от этой области.

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АРСЕНИДНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ХОВУ-АКСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.И.Лебедев, Ю.В.Смирнов, Л.Н.Поспелова, И.В.Молчанов

Исследован химизм рудообразующих арсенидов Хову-Аксинского месторождения никель-кобальтовой арсенидной формации с целью выявления минералов-индикаторов стадийности и эндогенной зональности рудоотложения в трещинных полостях. Мономинеральные фракции арсенидов отобраны из проб, характеризующих парагенетические минеральные ассоциации последовательных стадий гидротермального минералообразования. Химический состав арсенидов изучен с помощью микроанализатора "Камебакс-микро" при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе поглощенных электронов - 6 нА. Корреляционный анализ изменчивости содержаний главных и примесных элементов в минеральных индивидах позволил установить:

1. Наиболее информативными индикаторами условий кристаллизации арсенидных парагенезисов являются минералы группы скуттерудита.

2. Скуттерудиты ранней арсенидной стадии представлены существенно никелевыми разновидностями (хлоангитами), в которых содержание кобальта последовательно увеличивается к верхним частям жил.

3. Скуттерудиты поздней арсенидной стадии в большинстве представлены кобальтовыми разновидностями (шмальтинами), в которых содержание кобальта последовательно уменьшается по склонению жил.

4. Скуттерудиты главной арсенидной стадии представлены кобальтовыми разновидностями (шмальтинами), в которых содержание кобальта с глубиной не меняется.

5. Фронтальным частям жил и их верхним горизонтам свойственно преобладание кобальтовых разновидностей скуттерудитов.

6. Содержание примесных элементов в минералах группы скуттерудита определяется средством их с главными катионами. Положительная корреляция железа, серы и меди с кобальтом, а серебра и висмута с никелем устойчива для руд из различных жил месторождения.

Парагенетический анализ руд Хову-Аксинского месторождения свидетельствует, что общая направленность кристаллизации главных рудных минералов соответствует ряду: моноарсениды - диарсениды - триарсениды, для которого свойственно последовательное уменьшение теплот образования (никелин - $16.21 \pm \pm 0.44$ ккал/моль — леллингит -20.05 ± 0.70 ккал/моль — скуттерудит -27.18 ± 0.60 ккал/моль). Это свидетельствует о смещении равновесия от высокотемпературных реакций к низкотемпературным в ходе рудоотложения. Исключение составляют обычные для раннего арсенидного парагенезиса высшие арсениды (саффлорит, скуттерудит) в призальбандовых зонах жил, кристаллизация которых, по-видимому, является следствием недостаточного прогрева вмещающих пород вдоль стенок трещин рудоотложения. В более поздних зонах ранней, главной и поздней стадий высшие арсениды (в том числе, кобальтовые скуттерудиты)

отлагаются последними. Это указывает на более высокие температурные условия кристаллизации хлоантитов по сравнению со шмальтинами, а следовательно и ранней арсенидной стадии по сравнению с главной и поздней. Вместе с тем, присутствие последовательно кристаллизующихся моно- и диарсенидов в ранних минеральных зонах каждой арсенидной стадии указывает на относительно повышенные температуры рудоотложения в начальную фазу поступления новых порций минералообразующего флюида. Предпочтительная кристаллизация моноарсенидов в ранние фазы каждой стадии рудного процесса приводит к обогащению минералообразующего флюида мышьяком, что вызывает снижение активности его отдельно взятых атомов как окислителей элементов группы железа. Этот процесс описывается как нарастание окислительных условий рудоотложения. О восстановительных условиях в ранние фазы минералообразования и относительно высоких температурах (более 270°C) свидетельствуют лапчатые, каплевидные и скелетные формы выделения самородного висмута в центрах кристаллизации сферолитов, сложенных арсенидами. Об относительном падении температур при их пульсационном изменении в ходе рудоотложения свидетельствуют данные определения температур гомогенизации газовой-жидких включений в карбонатах, кварца и барите из последовательно нарастающих минеральных зон в каждой стадии. В целом, однозначно доказывается возрастание температур минералообразования по склонению жил от 70°C до 270°C с температурным градиентом $7-8^{\circ}\text{C}$ на 100 м.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о большей продуктивности на глубину тех жил и рудопроявлений, в рудах которых преобладают кобальтовые разновидности скуттерудитов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНТИМОНИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А. А. Боровиков

В Восточном Забайкалье известны многочисленные проявления сурьмяной минерализации, формирующей как самостоятельные

жил кварц-антимонитового состава, так и комплексные антимонит-киноварные, антимонит-ферберит-киноварные и золото-антимонитовые проявления. Кроме того, антимонитовая минерализация присутствует на многих золоторудных месторождениях этого региона.

Антимонитовая минерализация формируется в одну из заключительных стадий гидротермального процесса. Ее парагенезис, в общем случае, представлен достаточно простой последовательностью отложения минералов: пирит, арсенопирит → сфалерит, сульфосоли меди и свинца → бертьерит и, наконец, обильный антимонит. Жильное выполнение сложено преимущественно криптозернистым и халцедоновидным кварцем с незначительными примесями карбоната и минералов группы каолинита-диккита. Месторождения различной формационной принадлежности отличаются составом парагенетических ассоциаций с антимонитом: наиболее простым составом отличаются сурьмяные парагенезисы кварц-антимонитовых жил, развитых обособлено, — пирит, арсенопирит, иногда бертьерит, антимонит, для состава парагенетических ассоциаций с антимонитом на ртутно-сурьмяных и ртутно-сурьмяно-вольфрамовых проявлениях характерно присутствие сфалерита, киновари и ферберита; сурьмяная минерализация на золото-антимонитовых проявлениях, а также на кварц-золото-сульфидных характеризуется парагенезисами антимонита с бертьеритом, халькопиритом, сфалеритом, а также с цинкенимом, халькостибитом и другими сульфосолями.

Физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации, несмотря на различия в геологической обстановке проявления в минеральном составе, оказались весьма близки (см. табл. I). Температура образования парагенетических ассоциаций с антимонитом не превышала 220°C. Наиболее высокие значения температур характерны для сурьмяной минерализации золоторудных месторождений (Итака, Балеи, Апрельковское) и некоторых сурьмяных (Тыркетуй, Усть-Улятуй) проявлений, наиболее низкие — для сурьмяно-ртутных (Грбовское).

Минералообразующие флюиды, отлагавшие практически стерильную в отношении других сульфидов, антимонитовую минерализацию, характеризуется весьма низкой концентрацией, не более

5 вес.% (экв. NaCl). Напротив, антимонитовая минерализация, представленная парагенетическими ассоциациями антимонита с заметными количествами сульфидов, а также сульфосолей меди и свинца была сформирована флюидами несколько более высоких концентраций, до 17 вес.% (экв. NaCl). В составе газовой фазы минералообразующих флюидов, по данным криометрии раман-спектроскопии флюидных включений, преобладали CO₂ и N₂. Наибольшие количества CO₂ были обнаружены на проявлениях Апрельковское, Усть-Улягуй, Бурун-Шивея, что связывается с большей глубиной формирования сурьмяных ассоциаций этих месторождений.

Таблица I

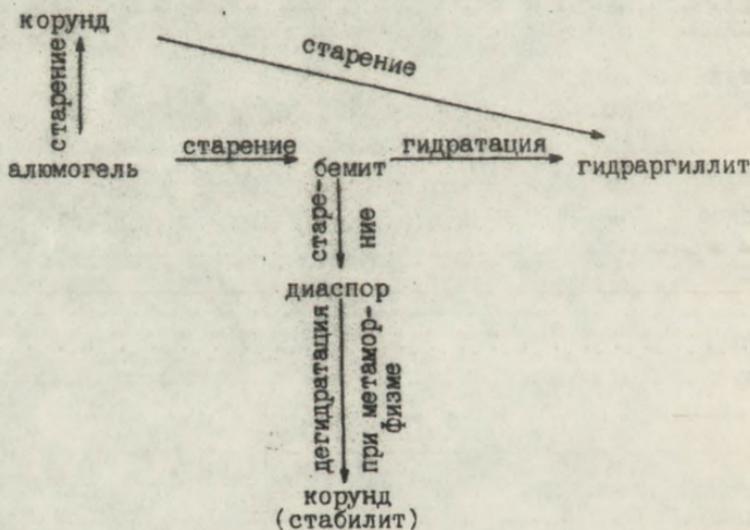
Результаты изучения флюидных включений в минералах, составляющих парагенетическую ассоциацию с антимонитом

Месторождение	Рудная формация	Минерал	Т гомогени- зации, °C	Концентра- ция р-ров вес.%
Д-ибкошин	Hg, Sb	кварц	135-155	4-5
Гробовское	Hg, Sb	"	115-155	7-12
Майское	Hg, Sb	"	150	-
Бурун-Шивея	Hg-Sb-W	"	165	7
Тыргетуй		"	160-185	7-15
Усть-Улягуй		"	220	5
Итака	Au	"	180-212	5-12
Балей	Au	"	170-180	6-7
Голготай	Au	кальцит	90-110	6-7
Апрельковское	Au-Sb	кварц	159-195	11-17

СТАДИЙНОСТЬ В ПРОЦЕССЕ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

М.В.Федоров

Поиски бокситовых месторождений – наиболее благоприятного для производства алюминиевого сырья – являются одной из ведущих задач геологической службы страны. Решение этой задачи лежит в системном подходе, дающем возможность раскрыть целостность геологического объекта, выявить механизм целостности, установить характер и свойства связей между элементами на каждой стадии его развития. Процесс бокситообразования и бокситонакопления необходимо представить как целостный естественно-исторический процесс, протекающий в литосфере по определенным законам. Развитие этого процесса контролируется рядом факторов: геологическим, физико-химическим, геохимическим и т.д. Основным фактором минералообразования в бокситах является старение гелей и кристаллизация минералов метастабилитов, таких как бемит. Диаспор и гиббсит являются конечной стадией развития первичного гелевого вещества, стремящегося образовать стабильные формы. Образование минералов глинозема идет по схеме (по С.И.Бенеславскому):



Минералы глинозема образуют парагенетические группы: бемит-гидраргиллит и бемит-диаспор. Ассоциация бемит-диаспор формировалась, как правило, в более раннее время, бемит-гидраргиллит - в более позднее. Например, бемит-гиббситовые бокситовые месторождения известны в пределах большого возрастного диапазона - от карбоновых (Тихвинское, Северо-Онежское и др.) до олигоценовых (Ямайка и др.).

По условиям преобразования бокситоматеринских пород и глинозема автор выделяет пять основных стадий (см. таблицу), каждая стадия протекает в определенных условиях окружающей среды, под воздействием внешней и внутренней энергии, тесно взаимосвязанных и нередко взаимообусловленных.

Изучение механизма и масштабов действия внешних и внутренних запасов энергии на отдельных стадиях генерации, миграции и аккумуляции глинозема на месторождениях бокситов Сибири является актуальной задачей геологов, для решения вопросов прогнозирования.

Таблица

Условия преобразования бокситоматеринских пород (БМ) и глинозема (ГЗ)

Стадия	Основные геологические условия среды нахождения БМ и ГЗ	Основные источники энергии преобразующей БМ и ГЗ	Состояние и формы нахождения ГЗ
I	II	III	IV
I стадия выветривания БМ, накопление ГЗ (генерация)	Континентальные или прибрежно-морские условия. Теплый, влажный климат, спокойный тектонический режим, наличие организмов, которые отмирают, формируют гуминовые кислоты и фульвокислоты	Химическое воздействие, биохимическое воздействие, восходящие тектонические движения	ГЗ в виде механических осадков, или в виде коллоидных растворов
II стадия миграция ГЗ	Породы разного состава, активные тектонические движения	Тектонические движения в различных формах проявления,	Бемит-гиббсит ГЗ в свободном состоянии

Таблица (продолжение)

1	2	3	4
		гравитационные силы, обуславливающие перемещение ГЗ под действием силы тяжести	
III стадия аккумуляция	Наличие региональных и локальных ловушек, благоприятных для аккумуляции ГЗ	Силы тектонических движений, способствующих аккумуляции, гравитационные и гидродинамические силы	Скопление ГЗ бемит-гиббсит
IV стадия консервация ГЗ и преобразование минералов ГЗ	Наличие перекрывающих пород, сохранение замкнутости структурных ловушек	Развитие преимущественно движений прогибания, действие благоприятных для консервации ГЗ термодинамических факторов	Скопление ГЗ бемит-гиббсит-диаспор
V стадия разрушение и перераспределение ГЗ	Раскрытие ловушек, тектоническая нарушенность пород, перенос ГЗ движущейся водой	Движение трещинных вод в зонах активного водообмена или поверхностных вод, тектонические движения, химическая энергия, биохимическая энергия, гидродинамические и гравитационные силы	ГЗ в рассеянном состоянии, либо преобразуется в зоне гипергенеза в рыхлую глинистую породу, либо в плотные наждаки при метаморфизме, бемит-гиббсит-диаспор-корунд

АЛЛОФАН-ГИББИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА

Э.В.Кужельная, Н.М.Кужельный

В Западном Прибайкалье и на Батеневском кряже распространены аллофан-гиббитовые (галлуазит-гиббитовые) породы, по химическому составу иногда соответствующие высокока-

чественным бокситам, но имеющие своеобразный минеральный состав.

В Западном Прибайкалье проявления аллофан-гиббситовых пород приурочены к контакту карбонатных отложений голоустенской свиты среднего рифея и алкмосиликатных - улунтуйской свиты верхнего рифея и прослеживаются в северо-восточном направлении ~ 300 км. Реже они отмечаются в нижней части улунтуйской свиты, также на контакте карбонатных и алкмосиликатных образований.

Аллофан-гиббситовая минерализация приурочена к линейной коре выветривания, развитой в зоне контакта карбонатных и алкмосиликатных образований. Доломиты и известняки в пределах зоны выветривания разрыхлены, местами превращены в "муку", окремнены и закарстованы. Карстовые полости размером в поперечнике до нескольких десятков метров заполнены ожелезненной и омарганцованной глиной. Алкмосиликатные отложения, часто с рассеянной вкрапленностью пирита и углеродистым материалом дезинтегрированы и превращены в каолинитовые и гидрослюдистые глины.

Аллофан-гиббситовые породы слагают линзовидные тела длиной до ста метров, мощностью до 4,5 м, гнезда, стяжения и т.п. В минеральном составе их преобладает гиббсит (до 70-80 %), аллофан (до 60 %). В переменном количестве содержатся алюминит (до 50-60 %), метаалюминит (до 30 %), паралаюминит (до 20 %), алунит, бемит, гипс. На отдельных проявлениях (Куртунское) вместо аллофана присутствует галлуазит. Содержание свободного глинозема достигает 51,05 %, кремневый модуль 2,5-6,5.

На Батеневском кряже (центральная часть Алтае-Саянской складчатой области) аллофан-гиббситовые (галлуазит-гиббситовые) проявления приурочены к енисейской свите с позднего докембрия и располагаются большей частью в контакте карбонатных и алкмосиликатных (сланцы, туфы и т.д.) отложений. Здесь также часто развита линейная кора выветривания. На небольших участках сохранился эльвий площадного типа. Известняки разрыхлены, выщелочены, иногда окремнены. Алкмосиликатные породы превращены в глины. Аллофан-гиббситовые поро-

ды слагают линзы, прожилки, стяжения и т.д. Аллофан, гиббсит и др. минералы часто выполняют различные пустоты в известняках. Мощность линзовидных тел достигает нескольких метров, протяженность - несколько сот метров.

В минеральном составе их преобладает гиббсит (70-80 %), аллофан (до 15-20 %), галлуазит (10-15 %), на отдельных проявлениях (Демидовском и др.) до 60-80 %. Присутствует алунит, ярозит, алюмогидрокарбонаты, барит, лимонит, оксиды меди и марганца, гизингирит. Содержание свободного глинозема составляет 10-54 %, кремневый модуль достигает 10-20.

Отличительной особенностью проявлений Батеневского края по сравнению с проявлениями Западного Прибайкалья является более сложная форма "рудных" тел, большая роль в их составе галлуазита, иногда алюмогидрокарбонатов, оксидов меди, барита, меньшее количество алюмосульфатов.

Общей закономерностью распространения аллофан-гиббситовых проявлений является приуроченность их большей частью к складчатому обрамлению Сибирской платформы, а в пределах участков - к контактам алюмосиликатных и карбонатных отложений, местами нарушенными тектоническими разломами и развитыми по ним линейными корами выветривания. Алюмосиликатные породы содержат углеродистый материал и сульфиды (пирит и др.). Аллофан-гиббситовые породы ассоциируют с гидроокислами железа, марганца, меди, реже гипсом, алюмосульфатами и алюмогидрокарбонатами. На генезис этих образований высказываются разные мнения. По нашим данным, они являются инфильтрационными, связанными с сернокислотным выветриванием. Различия в минеральном составе обуславливаются геохимическими особенностями среды и растворов, из которых образовались проявления. Формирование их шло как путем метасоматического замещения пород, так и выпадения из растворов. Нами не подтверждается высказанное ранее мнение об образовании гиббсита по алюмогидрокальциту.

Аллофан-гиббситовые породы представляют интерес для различных отраслей народного хозяйства и заслуживают дальнейших исследований. Изучение их имеет большое значение, т.к. позволяет получить новые сведения о генезисе гиббсита,

алкмогидрокарбонатов, алкосульфатов и др. минералов.

БАРИТ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЛЕЗОЯ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В.В.Казарбин, В.А.Баженов

Кристаллы барита впервые были встречены при изучении нерастворимого остатка карбонатных пород палеозойского возраста на Северо-Останинской площади (инт. 2800-2820 м).

Барит ассоциирует с призматическими кристаллами горного хрусталя размером до 1-2 мм и мелкими кристаллами пирита. Эта ассоциация выполняет поры и каверны в карбонатных породах, служащих коллекторами для углеводородов.

Карбонатные коллекторы имеют сложную структуру емкостного пространства и характеризуются многостадийностью образования, включающей уплотнение, трещиноватость, перекристаллизацию, доломитизацию, дедоломитизацию, кальцитизацию, выщелачивание, окремнение, пиритизацию и другие. Большая часть вторичных пустот инкрустированы или выполнены минеральными агрегатами нескольких генераций: доломит, кальцит, кварц, барит, гидрослюда, пирит и другие сульфиды. Кристаллы кварца, барита, пирита нарастают на грани ромбоэдрических кристаллов кальцита и доломита, чем подчеркивается более позднее их возникновение.

Барит образует короткостолбчатые, хорошо ограненные водно-прозрачные кристаллы с преобладающим развитием граней призм. Размер их, обычно, не превышает 3 мм. Микроскопический анализ подтвердил наличие бария и серы, а также незначительное количество германия, празеодима и неодима.

Надо отметить, что кристаллы барита встречены только на одной нефтеразведочной площади. В других горизонтах этой площади и на других структурах он пока не обнаружен.

Изучение взаимоотношения барита с кварцем и пиритом указывает на его устойчивость к агрессивным водо-растворенным продуктам окисления УВ. Так, например, обычно хорошо огранен-

ные призматические кристаллы барита в зоне растворения (разуплотнения) и их ассоциация с мучнистым молочно-белым агрегатом разуплотненных карбонатных пород в зоне древних водо-нефтяных контактов и микроскопические включения пирита. Кроме того, такие же совершенно свежие кристаллы барита находятся совместно с кристаллами кварца, претерпевшими растворение. Слабые признаки растворения барита в виде сглаженных ребер отмечаются очень редко.

Связь барита с зонами разуплотнения, с древними водо-нефтяными контактами, свежий облик хорошо ограненных призматических кристаллов, отсутствие следов растворения позволяет предполагать эпигенетическую природу этого минерала.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ В ИГОЛЬСКОМ НЕФТЯНОМ РАЙОНЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

А. А. Ахунова, А. П. Тюменцев

Игольский нефтяной район намечается к освоению в ближайшем будущем. Здесь находятся такие крупные месторождения углеводородного сырья как Карайское, Игольско-Талое. Для их обустройства необходимы значительные запасы минерального строительного сырья, в том числе песчано-гравийной смеси и строительных песков. В геологическом отношении исследуемый район слабо изучен. Имеющийся к настоящему времени материал свидетельствует об отсутствии здесь геологических предпосылок поисков песчано-гравийной смеси, средне-, мелкозернистых песков, так как разрез кайнозойских отложений левобережья р. Оби характеризуется, в основном, алевроито-глинистым составом с редким участiem песков. Отсутствие в районах нефтегазодобычи (Василганский, Пудинский) качественного строительного сырья вынуждает использовать для отсыпки автодорог и площадок под буровые привозные пески, а также тонкозернистые, пылеватые пески и суглинки местных карьеров.

В Игольском нефтяном районе возможным источником мине-

нерального строительного сырья представляются песчаные отложения русла, поймы, надпойменных террас рек Чертала и Васюган. Эти отложения достаточно полно были изучены во время полевых работ.

Песчаные разрезы террасовых отложений установлены на правом берегу р. Чертала в 10 км ниже устья р. Половинки. Верхняя часть разреза представлена почвенно-растительным слоем 0,4 м и горизонтом светло-коричневой супеси мощностью 1,5 м. Ниже залегает коричневатого-серый, тонкозернистый, кварц-полевошпатовый с видимой мощностью 4,3 м. Исследование зернового состава песка в лабораторных условиях позволило отметить господство фракций 0,16 мм (69,2 %) и 0,1 мм (16,2 %), содержание глинистых частиц составляет 7,2 %, модуль крупности 0,67. Пески такого же состава характерны и для отложений второй надпойменной террасы р. Васюган в районе пос. Майск.

Разрез пойменных отложений исследуемых рек выдержан по простиранию и достаточно однотипен. Так, например, в излучине р. Чертала ниже устья р. Мельничная на дневной поверхности до глубины 3 м залегает песок тонкозернистый, светло-серый, слабослюдистый, который замещается коричневатого-серым, глинистым песком мощностью 0,8 м. Ниже зафиксированы глины средне-четвертичного возраста. Гранулометрический состав пойменных песков по фракциям распределяется следующим образом: 0,63 мм - 1,5 %; 0,315 мм - 2,4; 0,16 мм - 81,4; 0,1 мм - 9,4; 0,05 мм 1,7; менее 0,05 мм - 3,1; содержание глинистых частиц 3,6 %, Мк 0,91.

Рассматриваемые песчаные отложения характеризуются невысокими качественными свойствами и соответствуют лишь строительным нормам СН-449-72, что ограничивает их применение отсыпкой земляного полотна автомобильных дорог. В районе Игольско-Талового месторождения углеводородов выделены две перспективные площади (Черталинская и Майская) для постановки поисково-разведочных работ на подобные пески. Однако, запасы песков на этих площадках не разрешат проблемы дефицита сырья. По-видимому, геологическим службам, связанным с обустройством месторождений углеводородов в этом районе,

необходимо ориентироваться на скважинную гидродобычу песков с глуболежащих горизонтов атлымской, новомихайловской свит.

СТЕКЛОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ ИЗ СУТЛИНКОВ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В.Мананков, А.А.Локтюшин, Е.Я.Горюхи, С.Ю.Баев

Изучена возможность получения стеклокристаллических материалов волластонитового и пироксенового составов из суглинков Марковского месторождения. Содержание кремнезема в суглинке достигает 65–68 %, при незначительном содержании окислов щелочно-земельных металлов. Значительное количество в суглинке примесей окислов алюминия и железа затрудняет прогнозирование результатов синтеза стеклокристаллического материала на его основе. Термодинамический анализ процесса представляет собой нетривиальную задачу, а поскольку на конечный результат существенно влияет также и наличие неучтенных микрокомпонентов, то наиболее рациональным путем исследования является экспериментальное тестирование. По известному химическому составу проведена оценка возможных термохимических состояний и предложена шихта, состоящая из суглинка с добавками известняка и соды. В результате плавления при температуре 1400°C получена низковязкая стекломасса, хорошо формирующаяся литьем.

Кристаллизация образцов по известным режимам протекает неэффективно, образцы теряют форму при нагреве. Уменьшением количества окиси кальция удалось снизить текучесть стекла и получить кристаллизацию во всем объеме. Изучена кинетика кристаллизации. Наибольшая скорость кристаллизации β -волластонита характерна для температур 1100–1125°C. Кристаллы представляют собой твердый раствор $\text{CaSiO}_3 - \text{FeSiO}_3 - \text{Ca}(\text{Si, Al})\text{O}_3$.

Значительна доля стеклофазы в межкуристаллическом пространстве. Благодаря присутствию двухвалентного железа цвет

образцов зеленоватый в тонких слоях и густо-черный на полированной поверхности массивных образцов. Полученный состав и найденные режимы позволяют рекомендовать сутглинки Марковского месторождения для производства облицовочных материалов.

Большой интерес представляет изучение возможности получения пироксеновых ситаллов на основе сутглинков. Химический состав корректировался с помощью доломита. Для инициации зародышеобразования добавлялась хромсодержащая лигатура.

Проведенные исследования показали, что на процесс синтеза стеклокристаллических материалов влияет не только химический (количественный) состав исходного сырья, но также и качественный, минералогический.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КСЕНОЛИТАХ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД ИЗ КЭМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

С.М.Безбородов, В.К.Гаранин, Г.П.Кудрявцева,
О.А.Михайличенко

Методами оптической микроскопии, растровой электронной микроскопии, электронно-зондового анализа, оптической спектроскопии и колориметрии выполнено комплексное изучение уникальной коллекции алмазоподобных пород, состоящей из 50 ксенолитов, в том числе впервые обнаруженных в Якутской алмазодобной провинции 15 желваков оранжевых гранатов. Все изученные образцы содержат гранат эцлогитового парагенезиса, относятся к широп-альмандин-гроссуляровому ряду с широкими вариациями широпового (0,5-48,7 мол.%), альмандинового (8,8-32,9 мол.%) и гроссулярового (35,1-64,7 мол.%) миналов. Для гранатов характерно практически полное отсутствие хрома и повышение содержания титана (до 0,55 мас.% TiO_2) и натрия (до 0,25 мас.% NaO).

По минералого-петрографическим особенностям, составу породообразующих и набору аксессуарных минералов среди изу-

ченных ксенолитов эклогитов выделяются 4 разновидности этих пород (магнезиальные, магнезиально-железистые, корундовые и дистеновые эклогиты), две из которых (магнезиальные и магнезиально-железистые эклогиты) обнаружены в трубке Удачная впервые. Изучен типоморфизм состава граната и клинопироксена во всех разновидностях эклогитов, а также состав акцессорных минералов: корунда (сапфира), дистена, ильменита, рутила, сульфидов пирротин-пентландит-халькопиритовой ассоциации. Для эклогитов установлено два основных эволюционных тренда, отчетливо проявляющихся в закономерном изменении состава и в различных схемах изоморфных замещений в гранатах: $Mg \rightleftharpoons Ca$ и $Fe^{2+} \rightleftharpoons Ca$.

Все 15 алмазосных желваков гранатов по особенностям состава, оптико-спектроскопических и колориметрических параметров гранатов, а также по набору и химизму включений в них, обнаруживаются генетическое родство с магнезиальными, корундовыми и дистеновыми эклогитами. Эти факты позволяют рассматривать последние в качестве источников желваков гранатов в кимберлитовых трубках.

Кристаллы алмаза в изученной коллекции эклогитов имеют октаэдрическую форму с микрорельефом растворения, очень редко со слабо развитыми гранями ромбододекаэдра. Ни в одном из образцов кристаллы алмаза кубического габитуса не установлены. Размеры кристаллов варьируют от 20 мкм до 8 мм, при этом во многих ксенолитах обнаруживаются по несколько кристаллов алмаза различного размера. Породообразующий гранат и клинопироксен, слагающие ксенолиты, являются "консерваторами" включенных в них кристаллов алмаза и обеспечивают сохранность даже мелких (микронных) кристаллов алмаза при выносе их к поверхности кимберлитовой магмы.

Выявлены различия в составе гранатов-включений в алмазе, с одной стороны, и породообразующих гранатов эклогитов, включающих алмаз, с другой. Предлагается критерий поисков кимберлитовых пород на основе типоморфизма породообразующих гранатов алмазоподобных эклогитов, поскольку последние являются поставщиками достаточно крупных гранатов алмазоподобных парагенезисов.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЛЮМИНИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Н.М. Кужельный

Алюминиты (сульфаты алюминия - алюминит, паралиминит, метаалюминит и др.) ранее считались редкими минералами. В последние годы установлено, что они на Сибирской платформе имеют широкое развитие и рассматриваются как возможное нетрадиционное комплексное сырье для производства глинозема, серной кислоты, а также для использования в бумажной, текстильной, лакокрасочной и других отраслях народного хозяйства. В настоящее время на Сибирской платформе известно более 100 их проявлений, распространенных на юге Иркутского амфитеатра, южном борту Лено-Вильюйской синеклизы, восточном борту Тунгусской синеклизы и др. местах. На отдельных участках алюминитосодержащие горизонты прослеживаются на значительном протяжении (по рр. Оке, Унге, в Иркутском амфитеатре на 50-60 км, по р. Аппайя на востоке Тунгусской синеклизы на 20 км и т.д.). На ряде проявлений (Зеларинское, Семеновское и др.) горными выработками алюминиты прослежены на несколько километров. Мощность горизонтов с алюминитами колеблется от нескольких сантиметров до 4 метров. Количество его в рудных телах изменяется от первых процентов до 80-90%. Глубина залегания горизонтов с алюминитами варьирует от первых метров до 20-70 м. На ряде проявлений устанавливается 2-3 их горизонта.

В распространении проявлений алюминитов наблюдается определенная закономерность. Они приурочены, как правило, к зонам контакта карбонатных (терригенно-карбонатных) отложений с аллюмосиликатными породами разного возраста. Однако, большей частью (более 50%) это зоны контакта кембрийских и юрских пород. Для аллюмосиликатных образований характерно присутствие пирита и др. сульфидов, углистого (углеродистого или битуминозного) материала, а для карбонатных - заглинованность, реже битуминозность. Проявления алюминита тяготеют к склонам древних и современных долин, при этом наиболее крупные из них находятся на крутых их бортах и в местах, где между карбонат-

ными и перекрывающими их алмосиликатными отложениями отсутствуют водоупоры, а терригенные породы хорошо проницаемые (выветрелые, трещиноватые и т.д.). Проявления алминитов тесно ассоциируют с эпигенетическим сидеритом и часто находятся совместно с бурными железняками и окисными рудами марганца. Многие проявления алминитов приурочены к областям развития сульфатных вод. В районах распространения алминитов имеются источники с сероводородом или же наблюдается выделение сероводородного газа. Наметилась довольно четкая приуроченность проявлений алминитов к положительным структурам разного порядка, а в ряде случаев к тектоническим нарушениям.

На генезис алминитов высказываются различные точки зрения. По нашим материалам они являются инфильтрационными, связанными с проработкой сернокислыми растворами алмосиликатных пород в зоне гипергенезиса. Осаждение алминита происходит на щелочном геохимическом барьере в восстановительных условиях, которым являются карбонатные (терригенно-карбонатные) породы в местах, где происходит выделение сероводорода или его генерация различными путями за счет органического материала и сульфатов. Алюминий выщелачивается из алмосиликатных пород сернокислыми растворами, возникающими при окислении сульфидов (пирита и др.), серы и т.д. Отмеченные закономерности распространения алминитов могут быть использованы при проведении поисковых работ, которых они заслуживают. Наиболее перспективными районами являются юг Иркутского амьдтеатра, краевые части Вилюйской и Тунгусской синеклиз.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГИПЕРБАЗИТАХ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С.И.Ганженко, И.И.Попов

Хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива изучалась многими исследователями (Савельев, 1977; Макаев и др., 1985 и др.). Тела хромитовых руд сосредоточены в породах дунит-гарцбургитового комплекса.

В детально изученной авторами северной части массива установлено 85 новых рудопроявлений хромита.

Вмещающие хромитовое оруденение породы объединяются в три ассоциации - дунитовую, гарцбургитовую и дунит-гарцбургитовую.

Главную роль в строении массива играют гарцбургиты, составляя матрицу, в подчиненном количестве выделяются поля дунит-гарцбургитов и дунитов.

Гарцбургиты зачастую имеют полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением энстатита по системе субпараллельных полос мощностью от 1 см до 0,5-1,0 м. Наблюдается некоторая неоднородность гарцбургитов: так восточная часть массива имеет в составе пород 15-20 % энстатита и 60-85 % оливина и почти одинаковые размеры их зерен, западная часть отличается несколько повышенным содержанием энстатита в породе до 25-30 % и меньшими размерами зерен энстатита по сравнению с оливином в 2-3 раза.

Дунит-гарцбургитовая ассоциация пород включает в себя гарцбургиты и дуниты (от 10 % и более) с сложными взаимоотношениями между ними. Дуниты образуют субпараллельные полосы, маломощные жилы (0,1-2,0), штоки, линзовидные тела с множеством вокруг более мелких жил, ветвящихся и пересекающихся между собой.

Дуниты обособляются среди гарцбургитов в виде крупных тел (от первых десятков метров до первых километров), часто в плане вытянутых в СВ направлении согласно общей структуре массива, в них отмечаются цепочки, шпирь, прожилки хромшпинелидов.

Строение массива осложнено зонами ультраосновных метаморфитов (оливин-антигоритовых пород), мощность которых достигает 1-2 км и протяженность от нескольких километров до первых десятков километров. Развиваются они как по гарцбурггитам, так и по дунит-гарцбурггитам. Центральные части зон зачастую значительно рассланцованы, ближе к контакту породы массивные с реликтами полосчатой текстуры гарцбурггитов. В рассланцованных частях зон часто встречаются будины дунитов размером от первых метров до сотен метров, дуниты перекристаллизованы с образованием пегматоидных структур.

Все ультраосновные породы Войкаро-Сыньинского массива в разной степени серпентинизированы, оталькованы, амфиболитизированы, в центральной части встречаются участки почти незатронутые вторичными изменениями.

Хромитовые тела пространственно приурочены ко всем трем выделенным ассоциациям пород: гарцбурггитам, дунитам, дунит-гарцбурггитам.

В гарцбурггитовой ассоциации вмещающими породами являются гарцбурггиты, но почти всегда хромитовые тела окаймлены дунитовой оторочкой мощностью от 3-5 см до 0,5 м. В дунит-гарцбурггитовой ассоциации пород рудные тела приурочены к дунитам (штокам, линзам) и находятся, в основном, в центральных частях этих тел, редко в краевых. В дунитах хромиты приурочены как к центральным, так и к апикальным частям тел.

В зонах оливин-антигоритовых пород руды метаморфизованы, часто будинированы.

Наиболее перспективной для поисков хромитов является дунит-гарцбурггитовая ассоциация пород с содержанием более 10 % дунитов.

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ И ОЛИВИН-ХРОМИТОВЫЕ
РАВНОВЕСИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

А.И.Гончаренко, Е.Е.Пугачева

Исследованием разреза альпинотипных гипербазитов на глубину 1400 м в Среднетерсинском массиве (Кузнецкий Алатау) установлена динамометаморфическая зональность, фиксируемая закономерным изменением деформационной структуры оливиновых агрегатов и удельной поверхности слагающих их зерен (таблица).

Тип структуры	№ обр.	Глубина, м	Σs	$\Sigma S_{пл}$	α	T, °C
Протогранулярный	Ст-I	50	1,92	0,11	4	850
Порфиroleйстовый	973/I	900	1,87	0,13	13	780
Лейстовый	Ст-37	1350	2,39	0,75	25	750

Примечание. Удельная поверхность зерен оливина ($\text{мм}^2/\text{мм}^3$):
 ΣS - общая; $\Sigma S_{пл}$ - плоскоотно-ориентированных зерен; α - степень линейной ориентации (%); T °C - температура оливин-хромитовых равновесий по Фабри (Fabries, 1979).

Из данных таблицы следует, что проведенная в результате стереометрического анализа количественная оценка степени деформации гипербазитов указывает на общую тенденцию ее увеличения с глубиной. Достигнутые оливин-хромитовые равновесия в различных структурных типах гипербазитов характеризуют определенные этапы их регрессивного синметаморфического преобразования. Ранний этап эволюции гипербазитов фиксируется максимальной температурой (850 °C) оливин-хромитового равновесия, соответствующего шпинелевой фазии глубинности. Последующее снижение температуры до 700 °C обусловлено изменением условий деформации гипербазитов в процессе перемещения мантийных масс на уровне консолидации в земной коре и их интенсивной тектонизации, связанной с формированием в основании разреза взбросо-надвиговой структуры. Петроструктурным анализом установлено, что высокотемпературная деформа-

ция гипербазитов осуществлялась преимущественно механизмом внутрикристаллического скольжения в оливине по системам (010) [100] и {0K1} [100], которые в обстановке снижающихся температур, сменялись на (001) [100] с проявлением синтетонической рекристаллизации.

АДАПТАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЕГО ПАРАМЕТРОВ

Ш.В.Гумиров

Параметры 670 рудных месторождений и углевмещающей толщи мощностью 25000 м анализировались с точки зрения взаимодействия геологического объекта с меняющейся внешней средой. В качестве геологических объектов рассматривались рудное месторождение и палеоландшафтный район. Было установлено, что геологический объект приспосабливается к воздействию внешней среды.

Таким воздействием для рудного месторождения является тепловой поток пострудных инъекций магмы. Рост воздействия приводит к усилению интенсивности контактно-метасоматического процесса (термин ввел В.Ф.Барабанов, 1965 г.). Особенностью этого процесса к пострудный этап развития месторождения является уменьшение объема оруденелых пород при одновременном увеличении содержания металла за счет его ремобилизации. Характер адаптации месторождения, в частности величина потерь металла, определяется параметрами его атома. С ростом величины атома рудогенного этапа элемента снижаются потери его запасов в ходе конкреционно-метасоматического процесса.

Развитие палеоландшафтного района контролировалось как водноэнергетическим воздействием среды, так и внутренней структурой палеоландшафта. Если гидродинамическая активность (ГДА) при формировании перекрывающего ритма была меньше, чем ГДА подстилающего ритма, то элементы палеоландшафта унаследовались. В противном случае элементы палеоландшафта раз-

рушались и в перекрывающем гранулометрическом ритме возникал совершенно новый структурный рисунок. Здесь практический интерес представляет возможность совместной оценки смежных гранулометрических ритмов с точки зрения их удельной водно-энерготранспортирующей способности. Это позволяет определить их взаимное структурное соответствие. Последнее контролировало колебания мощности, строения, зольности и других качественных показателей торфяной залежи (угольного пласта) разделяющей указанные гранулометрические ритмы.

Таким образом, характер адаптации рассмотренных геологических объектов определялся как энергетическим потоком из внешней среды, так и свойствами самих объектов.

В развитии палеоландшафтных районов четко выделяются три стадии адаптации, последовательно сменяющиеся по мере увеличения интенсивности внешнего воздействия:

- 1) стабильная адаптация (элементы палеоландшафта унаследуются);
- 2) структурная адаптация (структура палеоландшафтного района частично меняется);
- 3) катастрофическая адаптация (ранее отложившиеся осадки частично или полностью разрушаются).

В рудных месторождениях, с увеличением теплового воздействия среды стабильно-структурная адаптация сменяется катастрофической:

- 1) стабильно-структурная (уменьшение месторождения и увеличение содержания металла);
- 2) катастрофическая адаптация (резкое уменьшение содержания металла при превышении критического значения теплового потока).

Количественная оценка энергии внешней среды несколько увеличивает возможности прогнозирования параметров геологических объектов.

ПОСТРУДНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ш.В.Гумиров

В результате анализа данных по ICO железорудным месторождениям Сибири выявлены главные факторы, контролировавшие ход пострудного изменения месторождения. К ним относятся:

- а) тепловое воздействие магматических тел,
- б) величина атома рудогенных элементов,
- в) электроотрицательность их ионов.

Была установлена связь между количеством тепла (T), выделившегося из магматических тел и недр, с одной стороны и наибольшими запасами (B) руды, содержанием (K) рудогенных элементов - с другой.

Все железорудные месторождения на диаграмме T - B с вероятностью 0,99 образуют кластер, сверху ограниченный кривой:

$$B = 12300 \cdot T^{-1,8}, \text{ млн.т, при } T \geq 2$$

Гидротермальные, пневматолитовые и контактово-метасоматические месторождения образуют кластер меньших размеров, с вероятностью 1,0, ограниченный сверху кривыми:

$$B = 500 \cdot T^{0,95}, \text{ млн.т, при } T < 4$$

$$B = 6150 \cdot T^{-1,8}, \text{ млн.т, при } 4 \leq T < 8$$

Наибольшее содержание (K) в группе месторождений того или иного рудогенного элемента описывается уравнением:

$$K = k \cdot T^{2,5 F/R}, \%$$

где k - содержание химического элемента в руде, не перенесшем воздействие магматического тепла; R - атомный радиус элемента; F - электроотрицательность элемента.

Указанные связи позволяют прогнозировать с достоверностью 0,8 запасы руды по ее химическому составу на ранних стадиях разведки.

Выявленные взаимосвязи свидетельствуют:

- а) об уменьшении размера месторождения в пострудный этап его развития с одновременным ростом содержания рудогенных элементов;

- б) о значительном влиянии на этот процесс теплового воз-

действия среды и параметров атома рудогенного элемента.

СТРАТИФОРМНОЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ И МОДЕЛЬ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

В.В.Ершов

В пределах межгорной впадины, выполненной лагунно-континентальными отложениями верхнепалеозой-мезозойского возраста, известно значительное количество редкометалльных, медных, фосфатных, флюоритовых и комплексных проявлений различного масштаба. Для ряда из них устанавливается пространственная и генетическая связь.

Редкометалльное оруденение локализуется более чем на двадцати стратиграфических уровнях. Представлено в основном субпластовыми телами, залегающими иногда на нескольких уровнях. В плане размещение оруденения контролируется флексурами, зонами разрывных нарушений, узлами пересечения флексур, зонами повышенной трещиноватости. В разрезе, в пределах проявлений, часто фиксируются послойные зоны дробления.

Для оруденения, как правило, характерен литолого-фациальный контроль. Вмещающими породами являются известняки, известковые песчаники, алевропесчаники, реже гравелиты, алевролиты, содержащие примесь туфогенного материала, лагунных, аллювиальных, пролювиальных, озерных фаций. Нередко рудоконтролирующую роль играет смена фациальных обстановок.

В пределах полученных площадей широким развитием пользуются эпигенетические изменения, образующие площадные и околорудные ореолы. Площадные ореолы образуют цеолит-глинистые, глинисто-гидрослюдистые и кальцит-битумные статистически устойчивые ассоциации новообразованных минералов. Более локально развиты ореолы флюоритизации, анальцим-карбонатных, кварц-гематитовых, кварц-анкерит-серицит-пиритовых, альбит-кварц-гематитовых изменений. Реже отмечаются новообразован-

ные барит, стронцианит, целестин. Наиболее тесно с редкометальным оруденением связаны кальцит-битумные изменения, глинисто-гидролюдитные, в случае более локального появления хлорита, серицита, сульфидов и анальцима. Связь оруденения с другими типами эпигенетически измененных пород более сложна. Из рудных минералов отмечаются пирит, молибденит, арсенопирит, галенит, сфалерит и др.

В повышенных содержаниях в рудах и эпигенетически измененных породах установлены молибден, мышьяк медь, свинец, цинк, таллий, церий, лантан, иттрий, ванадий и ряд других элементов, образующих различные ассоциации. В их распределении намечается определенная горизонтальная и вертикальная зональность. В рудах некоторых проявлений, а также в явно перестроенных рудах перечисленные элементы устанавливаются спорадически.

Данные факторы позволяют предположить, что кроме осадочно-диагенетических проявлений редкометальной минерализации, связанной с фосфатным веществом, органическими остатками, экзогенной эпигенетической минерализации, связанной с процессами содового катагенеза, грунтового и пластового окисления, на площади развито полигенное оруденение. По-видимому, имело место гидротермально-осадочное рудообразование. В этом случае происходило смешение гидротермальных вод с грунтовыми и придонными водами. Таким образом было сформировано слабо контрастное оруденение, которое в настоящее время по существу является определенным геохимическим фоном. Моделью такого типа рудообразования являются современные процессы в районе Галапагосского рифта.

В процессе диа-, ката- и эпигенеза происходило перераспределение рудного вещества с формированием промышленно интересных залежей. Существенную роль в процессах эпигенеза играли термальные растворы как напорные артезианские, так и ювенильные, поступающие по системам круто- и пологопадающих структур, в том числе по пористым горизонтам осадочных пород (типа баровых песчаников). Кроме того проявлено и "чисто" гидротермальное оруденение, примером которого являются проявления, связанные с дайками основных пород. Причем эпигенети-

ческие изменения и набор элементов-спутников в них являются схожими с некоторыми проявлениями в осадочных породах.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХЛОРИТОИДА В МЕТАПЕЛИТАХ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ

П. С. Козлов

1. В осадочно-метаморфических породах докембрия кряжа хлоритоид встречается, начиная с тейской серии нижнего протерозоя до ослянской серии верхнего рифея включительно, в пределах Центрального антиклинория, Ангаро-Питского и Ангаро-Тисского синклинориев (бассейны рек Чапы, Теи, Енашимо, Чиримбы, междуречье Бол.Пита-Ангары). Это самый "молодой" по времени образования высокоглиноземистый индекс-минерал метаморфизма.

2. Наблюдается парагенетическая связь хлоритоида с двумя основными для кряжа метаморфическими комплексами: зональными умеренных давлений (андалузит-силлиманитового типа, I) и зеленосланцевыми переходных давлений от низких к умеренным (II). Время образования этих комплексов, на наш взгляд, охватывает период позднегеосинклинального (становление гнейсо-гранитов тейского комплекса с возрастом 1100 ± 50 млн. лет) и орогенного этапов байкальского тектоно-магматического цикла. Геологические условия образования метаморфических комплексов, в каждом из которых выделяются подтипы локального термодинамометаморфизма повышенных и высоких давлений (I.1, I.2) и низких давлений (I.3).

3. Особо следует сказать о значении хлоритоидных сланцев в зеленосланцевых комплексах (II), где они образуют продуктивные стратифицированные залежи высокоглиноземистых (20-27 %) сланцев в киргитейской подсерии тунгусицкой серии. Высокое содержание в них порфиробластов хлоритоида (до 30-50 %), крупность (до 2,5 мм) и отсутствие в хлоритоиде включений - предполагает их перспективность на использова-

ние в качестве сырья для алюминиевой промышленности.

Сланцы образовались путем изохимического метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев по высокоглиноземистым, богатым окисным железом, высокозрелым продуктам древних кор выветривания. Реконструкция их первичного состава по методу А.А.Предовского показывает, что предположительно состав исходных осадков приближается к каолиновым глинам.

Определенная расцветка хлоритоидных сланцев (серая, черная, зеленая), закономерное их сочетание с карбонатными и терригенными породами, петрохимические особенности и последовательное увеличение глинозема в сланцах в направлении к кровле киргитейской подсерии — позволяют использовать сланцы для стратиграфической корреляции разрезов пород тунгусикской серии в Ангаро-Тисском синклинориях.

4. Считается, что хлоритоид в контактовых роговиках встречается крайне редко. В исследуемом районе края роговики с хлоритоидом известны в зональных (I.I.3) и зеленосланцевых (II.I.3) комплексах, где парагенетически связаны соответственно с гранитоидами татарско-аяхтинского (650 ± 50 млн.лет) и нефелиновыми сиенитами средне-татарского (523—616 млн.лет) комплексов, становление которых происходило в орогенный и платформенный этапы байкальского тектоно-магматического цикла. Как правило, роговики с хлоритоидом слагают внешние ореолы зон контактового метаморфизма. Подобную закономерность в локализованных полях развития роговиков с хлоритоидом можно использовать для относительной оценки глубины залегания кровли "слепой" интрузии.

Таким образом, хлоритоид в метапелитах парагенетически связан с процессами метаморфизма, магматизма и тектоники и поэтому имеет большое петрологическое значение для реконструкции геодинамической обстановки края в позднем докембрии. Несомненна его роль как поискового признака при поисках стратифицированных залежей высокоглиноземистых хлоритоидных сланцев и как минерала-индикатора зон смятия при поисках некоторых рудных и редких металлов. Дополнительные сведения о хлоритоиде могут быть получены при изучении его оптических свойств и кристаллографии.

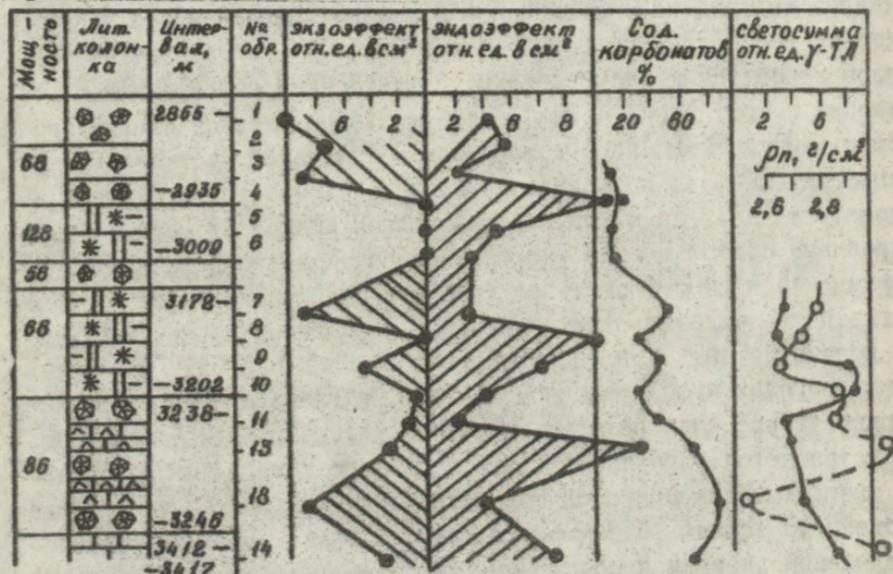
ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ
ПОРОД ПАЛЕЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ПО СКВАЖИНАМ
НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Сальников В.Н., Коровкин М.В.

Острая необходимость прироста запасов нефти и газа в Западной Сибири ставит проблему происхождения, миграции и нахождения органического вещества в материнских породах палеозойских отложений фундамента. Наряду с исследованиями условий происхождения самой нефти, необходимо детальное изучение генезиса вмещающих пород, дифференцируя условия образования поминерально. Исследования электрофизических характеристик горных пород совместно с палеомагнитным анализом относятся к направлениям геофизической петрофизики и генетической петрофизики. Комплекс предложенных методов электропроводности, импульсного электромагнитного излучения, гамма-термолюминесценции, ИК-спектроскопии, акустической эмиссии, вакуумной декрептометрии ДТА, палеомагнитного анализа позволяет решать некоторые проблемы сопоставления разрезов палеозойских отложений нефтяных месторождений и расшифровать их генезис. Палеоэлектричество и палеомагнетизм — явления одной природы в геологической жизни минералов и должны изучаться во взаимосвязи. Наличие палеоэлектричества в горных породах проблематично, но если привлечь к пониманию геоэлектрики теорию электретного состояния диэлектриков, то противоречия устраняются. При воздействии теплового или радиационного полей в твердых телах происходят релаксационные процессы и образование объемного заряда, что может, в свою очередь, приводить к перераспределению энергии и появлению электрических, электромагнитных и акустических сигналов, которые несут генетическую информацию об условиях минералообразования и последующих изменениях.

Проведены электрофизические исследования карбонатов для выявления индивидуальных особенностей физических свойств образцов горных пород карбонатных толщ палеозойского фундамента, вскрытого глубинными скважинами в районах нефтегазовых месторождений Томской области, с целью их расчленения. Сделанные сопоставления электрофизических характеристик с результатами термического анализа позволяют рекомендовать эту группу методов как перспективную для корреляции карбонатных толщ, и дополнительно получать информацию о наличии процесса диагенеза осадков и нефтеобразования. Результаты исследований можно использовать как новые критерии и признаки нефтегазоносности палеозоя.

Физические свойства горных пород и минералов находятся в тесной связи с концентрацией и типом микродефектов в структуре минерала. Микродефекты представляют собой межузельные ионы, вакансии, ионы примесей и др. в кристаллической решетке и возникают как при образовании минерала, так и в течение всей его естественной геологической истории. Таким образом, информация о микродефектности, отражающей условия образования и существования минерала, имеет генетический смысл. На рисунке представлены физические свойства горных пород из скв. № 13 Калинового месторождения нефти. Заштрихована зависимость плотности энергии, выделяемой или поглощаемой при их термическом разложении.



Термическим анализом установлено, что в известняках в интервале $480 + 550^{\circ}\text{C}$ имеют место окислительные реакции, связанные с наличием межузельных ионов, свободного углерода и дефектов. Нахождение в кристаллической решетке кальцита исследуемых известняков в виде дефектов Mg^{++} , $\text{Ca}^{++} \text{CO}_3^{--}$, O^- , CO_2 , CO^{++} , CO^+ и их вакансий подтверждается гамма-ТЛ. Рекомбинация их в интервале $480 + 550^{\circ}\text{C}$ приводит к образованию дополнительных молекул доломита, кальцита и углекислого газа в известняках. Реакции аннигиляции дефектов и изоморфных замещений идут с выделением тепла, поэтому на термических кривых наблюдается экзотермический эффект.

КАРБОНАТНЫЕ ФАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.П. Запивалов, С.А. Степанов, Г.Н. Шатилов

В палеозое Томской и Новосибирской областей литолого-фа-
циальный анализ позволяет выделять в пределах Западно-Сибир-
ской плиты три структурно-фациальные зоны (ОФЗ).

Ч у л ы м о - Е н и с е й с к а я ОФЗ располагается в
междуречье Енисея и Оби и имеет двухъярусное строение. Первый
ярус - девон-силурийский, на востоке зоны он представлен при-
брежно-морской пестроцветной карбонатно-терригенной формаци-
ей, которая к западу замещается сероцветной морской глинис-
то-карбонатной формацией. На границе этой формации с Томь-
Кольванским трогом в живете и фране существовала благопри-
ятная обстановка для образования крупного рифового пояса.
По разрезам ОГТ в Томской области (Г.И. Берлин) и Краснояр-
ском крае (Н.Н. Дашкевич), по геологическим и стратиграфи-
ческим материалам видно, что девонские формации с угловым
несогласием залегают на кембро-рифейском карбонатном комп-
лексе (второй ярус). Мощность среднего палеозоя зависит от
форм додевонского ландшафта (350-2500 м). Второй структурный
ярус вскрыт единичными скважинами. На разрезах ОГТ он пред-
ставлен четырьмя сейсмостратиграфическими комплексами, обра-
зующими серию пологих складок. На Вездеходно¹ площади эти
комплексы залегают на глубинах 3,5 - 5,0 км. В составе ниж-
него яруса Н.Н. Дашкевич (Красноярский край) выделяет соля-
ные купола. Стратиграфия и геология соседних регионов позво-
ляют предполагать, что первый сейсмостратиграфический комп-
лекс второго яруса представлен аналогами эвенкийской серии
и лебяжинской свиты, второй - чапской серии, третий - чин-
ганской серии, четвертый - тунтусикской серии. Возраст яру-
са - средний девон-рифей.

В Чулымо-Енисейской ОФЗ благоприятные литофаии для
поиска нефти и газа могут быть приурочены к области разви-
тия фран-живетских рифов, к зоне контакта среднего палеозоя
и кембро-рифейя.

Т о м ь - К о л ь в а н с к а я ОФЗ сложена глинис-

то-сланцевой формацией трогового типа, карбонатные отложения не вскрыты.

Н ю р о л ь с к а я ОЭЗ - основная область среднепалеозойского открытоморского карбонатакопления. В ее стратиграфическом разрезе намечается чередование сероцветных карбонатных формаций с латеральными формационными рядами из депрессионных кремнисто-глинисто-карбонатных и рифтогенно-аккумулятивных отмельных формаций с соответствующими наборами литофаций и органическими комплексами. Отмельные и депрессионные формации одного ряда образовались одновременно и замещают друг друга по латерали.

В карбонатных разрезах среднего палеозоя Нюрольской ОЭЗ депрессионные формации доманикоидного типа близки к нефтематеринским. Обломочные литофации отмельных формаций часто представляют хорошие коллектора и способны аккумулировать углеводороды. Ловушки углеводородов в карбонатных фациях этой зоны установлены в основном в приповерхностной части палеозоя. Они располагаются в дезинтегрированной кровле обломочных литофаций и в основании ложных седиментационных складок мезозоя, облекающих положительные формы доюрского рифового рельефа. Во многих случаях проявления УВ установлены в зонах фациального периода депрессионных и отмельных формаций. Никакого отношения к эрозионно-тектоническим выступам они не имеют. Более того, настоящие эрозионно-тектонические выступы в кровле палеозоя сомнительны. Подобные обстановки для формирования нефтематеринских и аккумулирующих углеводороды литофаций выделяются на уровне лудлова, жедин-зигена, франа и визе-серпухова. Это в значительной мере увеличивает интерес к поискам в глубинном палеозое.

ЛОКСОДРОМНАЯ РЕШЕТКА ЗЕМЛИ

В.А. Сараев

Наиболее вероятным представляется, что взаимодействие эндогенных и экзогенных факторов Земли (особенно таких, как тяготение масс и центробежная сила) на протяжении ее истории должно сформировать к настоящему времени такой структурный

каркас и, более того, такую структурную решетку планеты, которая наиболее эффективным образом реализует это взаимодействие. Поиски структурной решетки (сетки) Земли привели автора к модели, имеющей следующие элементы антисимметрии локсодромного подобия (АЛП): L_4 4 L_2' [L_8 L_{13} L_{21} L_{34} 2 L_{55}] (оси косые эллиптические). Оси L_2' расположены в плоскости экватора, остальные совпадают с осью вращения Земли.

Положение оси вращения планеты, ее полюсов определяет все сферические направления на сфере. Всего выделяется шесть систем локсодром: $L - 330 = 2I$; $L - 25 = 34$; $L - 4 = 55$; $L - 43 = 55$; $L - 65 = 13$; $L - 101 = 8$ (первое число обозначает азимут, под которым локсодрома пересекает меридианы, а второе - их минимальное количество). Первые две системы локсодром - основные, они, собственно, создают локсодромную решетку, при этом возникающие ромбовидные ячейки имеют стороны, находящиеся в отношении золотого сечения. Стороны их мы можем определить на основе теории решения сферического треугольника, их линейная величина зависит от широты, постепенно приближаясь к нулю от экватора к полюсам.

Стороны ячеек локсодромной решетки мы можем рассматривать как вектора силового поля Земли, каждый узел ее есть материальная точка, к которой приложены силы в векторном изображении. Результаты анализа геонимических данных, вращение планеты с запада на восток позволяют определить направление $L - 330$ - юго-восточное, $L - 25$ - северо-восточное, а направление векторов $L - 43$, $L - 65$ и $L - 101$ в восточных румбах. Вектор $L - 4$ - неопределенный. В связи с разным направлением векторов на полюсах планеты возникает известная антиподальность.

Метод локсодромной геометризации сферы Земли и ее отдельных регионов состоит в проведении сначала $L - 330$ и $L - 25$, а затем всех остальных. Начальными направлениями послужили осевые линии Красного моря, Персидского залива, рифтовых долин Восточной Африки. Локсодромы каждого вида проводятся под одним и тем же углом к меридианам от экватора к полюсам. $L - 330$ и $L - 25$ создают локсодромные зоны с угловыми размерами по параллелям $17, 143^\circ$ и $10, 588^\circ$, в связи с тем, что первых ровно $2I$, а вторых - 34 . Это наиболее близко

к золотому сечению и равно отношению $21 : 34 = 10,588^{\circ} : 17,143^{\circ} = 0,617647$, т.е. золотое сечение выдерживается с точностью $0,0626\%$. Отношение $21 : 34$ является оптимальным минимумом локсодром, находящихся в отношении золотого сечения. Они создают зоны (ячейки) первого порядка, а локсодромные зоны (ячейки) более высокого порядка возникают вследствие дихотомического деления (деления на 2) зон первого порядка. Угловую (линейную) величину зоны n -порядка определяем по формуле: $P_i^n = A_i : 2^{n-1}$, где P_i^n - параметр зоны (ячейки), а $A_1 = 17,143^{\circ}$ или $A_2 = 10,588^{\circ}$.

Розетки напряжений полярных областей подобны. Сектора розетки напряжений хорошо объясняют конфигурацию мега- и макроплит Земли с заостренностью к югу и северу, а также другие особенности их строения. Дифференциальный характер приводит к расчленению поверхности Земли на поднятия и опускания разного порядка, который определяется порядком ячеек, зон, поясов и секторов локсодромной решетки в соответствии ряда Фибоначчи и закона дихотомии. Наблюдения показывают, что поднятия и депрессии чередуются на сфере по узлам пересечения $\Pi - 330$ и $\Pi - 25$. В то же время узлы решетки являются центрами вращения структурных элементов тектоносферы. Эти узлы схождения (расхождения) выступают как центры интегральных напряжений, различных деформаций земной коры (сдвигов, растяжения, вращения).

Анализ структурных элементов Земли показывает, что их пространственное положение соответствует элементам локсодромной решетки. Соответствие тем более удивительное, что "извилины" структурных единиц разного типа более высокого порядка совпадают с локсодромами более высокого порядка. Структура земной коры соответствует динамике локсодромной решетки математически точно и геометрически правильно, причем положение оси вращения Земли (положение полюсов) определяет структуру векторного поля в определенный период времени. Однако, вот это нормальное векторное поле планеты может, по-видимому, искажаться локальными термо-гравитационными неоднородностями.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОСФАТНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ КРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Н.Ф. Столбова

Факт накопления фосфора в отложениях доманиковых фаций хорошо известен. В отложениях баженовской свиты исследователи также отмечали повышенные концентрации фосфатного вещества и высказывали предположение о возможной связи с ним урана, т.к. известны морские фосфориты, в которых коэффициенты корреляции уран-пятиокись фосфора достигают 0,95.

Для выяснения вопроса о связи урана с фосфатностью пород кры были проведены детальные макро- и микроскопические исследования с использованием микрохимических реакций с молибденово-кислым аммонием и химического определения пятиокиси фосфора, а также SiO_2 , Al_2O_3 и др. в образцах разрезов Медведевской, Чкаловской, Останинской, Таловой, Южно-Урманской и Нижне-Табаганской площадей.

Во всех изученных разрезах обнаружилось присутствие пятиокиси фосфора в отложениях баженовской свиты, с концентрацией от 0,11 до 0,46 %. Вышележащие отложения куломзикской свиты имеют малое ее количество, до 0,14 %. А нижележащие отложения георгиевской свиты ею обогащены, особенно в зонах переходных к баженовской свите. Фосфатное вещество в этих отложениях является цементом в обломочных породах и указывает на постепенность фациальных переходов в отложениях верхней кры мезозоя. Наиболее обогащены фосфором отложения Медведевской и Чкаловской площадей.

Анализ особенностей концентрации и распределения фосфора в отложениях баженовской свиты позволил обнаружить следующие закономерности: неравномерное распределение в разрезе с максимумами накопления в основании и в середине; неравномерное распределение в породах и наличие двух морфологических типов проявления пятиокиси фосфора - сгусткового и тонкодисперсного.

Фосфатное вещество первого типа образует относительно крупные стяжения (до 0,01 мм). Оно имеет четкие очертания, светлые, слабо-буроватые тона окраски, иногда эффекты ани-

зотропии, а также пространственную приуроченность к гелефицированному органическому веществу, к проявлениям пирита и кварца.

Фосфатное вещество второго типа тонко рассеяно в породе. Очертания его плохо просматриваются и оно сливается с окружающей минеральной массой. Этому способствует буроватая окраска фосфатного вещества, близкий показатель преломления.

Морфологические особенности двух выделенных типов фосфатного вещества и разный характер их распределения в породах предполагают и различный механизм их формирования.

Фосфатные сгустки и стяжения первого типа представляют собой реликты биогенного, возможно скелетного фосфатного вещества. Значительные размеры фосфатного скопления или же защитные свойства несущего организма преохранили его от полного постседиментационного разрушения и способствовали его захоронению.

Фосфатное вещество второго типа стабилизировалось в значительной мере на стадии диагенеза. Возможный механизм такого накопления фосфатного вещества описан В.П. Батуриным (1985). Он предполагает заимствование пятиоксида фосфора из морской воды планктоном, осаждение в процессе отмирания, раннедиагенетическое растворение, перераспределение в межзерновом пространстве в виде фосфатных гелей с позднедиагенетическим становлением в виде фосфатного вещества.

Изучение особенностей распределения фосфатного вещества сопровождалось анализом распределения урана с помощью трековой радиографии. При этом места концентрации пятиоксида фосфора тщательно сопоставлялись с соответствующими участками детектора. В результате сопоставлений удалось установить, что фосфатное вещество, относимое к первому типу, не содержит сколько-нибудь значительных количеств урана; фосфатное вещество второго типа - содержит уран в количествах, заметных на фоне рассеянных концентраций в основной массе породы, но значительно меньших, чем в гелефицированном органическом веществе.

Детальный анализ значительных скоплений фосфатного вещества второго типа, которые удалось обнаружить в межблоочных промежутках отложений георгиевской свиты, с примене-

нием трековой радиографии урана, позволил увидеть следующее. В фосфатных скоплениях, интенсивно пигментированных тонкодисперсным захороненным органическим веществом, концентрации урана более значительны, нежели в осветленных разновидностях.

Имеющиеся результаты изучения тонкодисперсного ОВ из фосфоритов различных регионов мира, опубликованные американскими исследователями Т.Г. Повелом, П.Я. Куком и Д.Р. Маккирди (1975), позволяют предполагать его сапропелевую природу, относить к керогену типа-П, связывать накопление урана именно с ним.

К НЕОБХОДИМОСТИ УЧЕТА СИММЕТРИИ ТЕКТОНОСТРУКТУР ПРИ РАЗВЕДКЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗБАССА

Ю.Н. Попов

Структурный фактор выступает в качестве ведущего при определении сложности геологического строения большинства угольных месторождений Кузбасса. В течение всей истории разведочных работ в бассейне считалось, что ось наибольшей анизотропии геологической ситуации ориентирована вкрест простирания угольной толщи, что соответствовало действительному положению вещей в районах с развитой складчатостью. Руководствуясь этим положением, геолого-разведчики основной разведочной системой избрали систему вертикальных разрезов параллельных или сходящихся (в центри- и периклиналях), ориентированных вкрест простирания горных пород. Может быть корректнее было бы говорить о перпендикулярности плоскостей разведочных разрезов осям складок. Рассмотренная система применялась в Кузбассе повсеместно и никаких сомнений в ее правомерности не возникало, поскольку ведущими осями симметрии являлись шарниры складок.

Опыт ведения разведочных и эксплуатационных работ в Томь-Усинском и Мрасском геолого-экономических районах Кузбасса, обобщение материалов по тектонике шахтных полей и участков разведки, расположенных в пределах Главного (Заподного) моноклинала, показал наличие симметрии элементов

тектоники, группирующихся в плоскости наложения в двух взаимно перпендикулярных направлениях – субмеридиональном (продольная система нормальносекущих трещин, шарниры дополнительных складок, обрезы "надвигов" и взбросов, изолинии метаморфизма) и субширотном (поперечная система нормальносекущих трещин, обрезы сдвигов, дайка диабазов).

В связи с тем, что азимуты падения Главного моноклинала ориентируются в с.-з. румбах, в этих же направлениях закладываются разведочные линии. Последнее приводит к тому, что элементы тектоники пересекаются разведочными разрезами под острым углом, а на поле шахты Распадской разрезы оказываются даже параллельными обрезами надвигов и они вообще не попадают в сечение разреза. Названное обстоятельство существенно снижает информативность геологических разрезов, что ставит под сомнение правильность их заложения.

Достижение большей информативности геологических разрезов возможно при другой их ориентировке, учитывающей характер симметрии элементов тектоники.

Можно предложить закладывать разведочные разрезы по направлениям исключая очень острые углы к тектоническим структурам обеих выявленных направлений, приемлемыми, на наш взгляд, в условиях Главного моноклинала могут оказаться и правильные геометрические разведочные сети, позволяющие увязывать геологические разрезы в различных направлениях.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЛОВСКОГО БАССЕЙНА

Л.И. Косикова

Горловская угленосная формация сложена терригенными отложениями каменноугольно-пермского возраста, имеющими мощность около 2,5 км. Формация имеет циклическое строение, отражающее изменение условий осадконакопления от бассейновых до озерных и озерно-болотных.

В среднекаменноугольную эпоху (мазуровское время) Горловский бассейн находился в пределах прибрежной низменности, эпизодически имевшей связь с морем. В это время происходило

формирование преимущественно бассейновых осадков. Лишь на северо-востоке бассейна наблюдалось незначительное торфонакопление. Основным источником сноса были эффузивно-осадочные и интрузивно-метаморфические комплексы Салаира, в меньшей степени эффузивно-осадочные толщи Вуготакского поднятия. Климат был гумидный, со слабо выраженными сезонными колебаниями.

В позднекаменноугольную эпоху (алыкаевское время) солонатоводный бассейн неоднократно осушался и торфяные болота покрывали всю рассматриваемую территорию. Но процессы торфонакопления продолжались кратковременно, сменяясь бассейновой обстановкой. Наиболее благоприятные условия для торфообразования создавались на северо-востоке и на восточном борту центральной части бассейна.

В начале раннепермской эпохи (промежуточное время) в пределах Горловского бассейна происходит усиление морского режима в результате ингрессии Кольвань-Томского моря. Накопление осадков происходило в мелком, преимущественно, некомпенсированном солонатоводном бассейне. Торфяники формировались лишь эпизодически на нескольких участках.

В раннепермскую эпоху (ишановское время) получили заметное развитие фации континентальной группы. Накопление осадков происходило в пресноватом бассейне, который мигрировал по низменной равнине, периодически заболачивался и превращался в торфяное болото.

В раннепермскую эпоху (кемеровское время) процессы торфонакопления получают наиболее интенсивное развитие. В это время сформировались все основные мощные и выдержанные на площади пласты угля.

В конце раннепермской эпохи (усятское время) происходит некоторое усиление бассейнового режима. Бассейновое осадконакопление в усятское время неоднократно сменялось озерно-болотным, однако масштабы торфонакопления в общем были незначительными. Болота были более увлажненными, имели более постоянный режим с преимущественно восстановительными условиями разложения и превращения торфяных залежей.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ И ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ ГОРЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Е.И. Куклина

Возрастающая потребность в антрацитах технологического направления, прежде всего для производства электродного термоантрацита в значительной мере может быть обеспечена за счет Горловского бассейна, расположенного в Новосибирской области. Однако возможности этого бассейна реализуются не в полной мере, главным образом из-за слабой геологической изученности, сложности горно-геологических условий разработки и недостаточных темпов промышленного освоения.

Прогнозные ресурсы бассейна по состоянию на 01.01.88 г. составляют 5,3 млрд. т по категориям $P_1+P_2+P_3$, разведанные запасы категорий $B+C_1$ по бассейну - 265,6 млн. т, в том числе по двум резервным участкам (Северному и Крутихинскому) Колыванского месторождения - 164,2 млн. т. Запасы категории C_2 по бассейну составляют 124,3 млн. т.

Добыча антрацита по трем из десяти известных в бассейне эксплуатируемым месторождениям (Листвянскому, Горловскому, Ургунскому) в 1987 г. составила 730 тыс. т при установленной производственной мощности шахтоуправления "Листвянское" 700 тыс. т, проектной 1400 тыс. т (разрез Ургунский находится на стадии строительства).

Комплексной программой изучения углей Новосибирской области до 2005 г. в ближайшие годы намечается: увеличение резерва подготовленных для освоения запасов за счет детальной разведки Беловского участка; предварительная разведка участков под открытую разработку в центральной части; поисково-оценочные работы в менее изученной юго-западной части бассейна.

Существенным осложняющим фактором в изучении и освоении бассейна является сложное геологическое строение, обусловленное невыдержанностью морфологии, интенсивной тектонической нарушенностью угольных пластов, а также значительной (до 80-90 м) мощностью покровных отложений, препятствующих

широкому развитию наиболее прогрессивного в данных геологических условиях открытого способа разработки.

Определение резерва разведанных запасов, необходимого для удовлетворения потребностей угольной промышленности, осложняется возможностью использования для технологических целей (производство термоантрацита) только крупных (более 25 мм) классов, низким выходом их из рядового угля (15-16%) и из концентрата (7-10%), резкой изменчивостью и трудностью прогнозирования гранулометрического состава углей. Основными направлениями решения этих проблем являются создание более надежного резерва разведанных запасов и мощностей участков добывающих предприятий; совершенствование методов прогнозирования гранулометрического состава углей; исследования и промышленные испытания по расширению использования мелких классов.

Сложными и во многом специфичными являются вопросы геолого-экономической оценки Горловского бассейна в процессе проведения геологоразведочных работ, разработки кондиций, определения промышленной ценности, очередности промышленного освоения участков и своевременного проведения необходимых геологоразведочных работ. Объективной геолого-экономической оценке, даже в условиях наметившегося дефицита технологического сырья для электродной промышленности в стране препятствуют исключительная сложность геологического строения бассейна, ведущая к большим затратам на разведку, значительно превышающим нормативные; большая капиталоемкость и низкая рентабельность проектируемых угледобывающих предприятий.

Успешное решение перечисленных задач и дальнейших разведочных работ позволяет создать в Горловском бассейне крупную сырьевую базу для обеспечения технологическим антрацитом промышленных предприятий Сибири и, возможно, других экономических районов СССР.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТЕРРИГЕННОЙ СУВФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ОРДОВИКА АКСУГСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.Ф. Беженцев

В геологическом отношении юго-западная часть Западного Саяна характеризуется широким развитием палеозойских и, в меньшей мере, докембрийских стратифицированных образований, прорванных разновозрастными гранитоидными, базитовыми и ультрабазитовыми интрузиями.

Среди палеозойских отложений наиболее распространены "немые" терригенные отложения среднего-верхнего кембрия (ишкинская свита), кембро-ордовика (аласугская свита) и ордовика (шигнетская серия), характеризующиеся литолого-фациальной изменчивостью. Подчиненное развитие имеют терригенные и карбонатно-терригенные силурийские отложения (онинская, таслинская, позарымская свиты).

Строение "немых" терригенных толщ, их вариации по простиранию и в особенности по латерали, создает трудности при вычленении из их числа маркирующих горизонтов, изучения и картирования ордовикских отложений. Эти сложности в определенной мере устраняются при использовании методов формационного анализа, опирающегося на комплекс других методов.

При выделении и характеристике формаций использован системный подход, с учетом критериев, выработанных Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым, В.И. Поповым, Л.Б. Рухиным, В.В. Белоусовым, В.Е. Хайным, И.А. Вылцаном и др.. Под осадочной формацией понимаются тела, занимающие определенное геологическое пространство, состоящее из парагенетически связанных между собой ассоциаций пород, слоев различного минерального состава, а также слоев ассоциаций разного порядка. Формации отделены от аналогичных образований сравнительно четкими границами, перерывом или постепенным переходом, отвечают определенной стадии в развитии тектонической структуры и соответствуют объему циклических единиц крупных (УП, УШ) порядков.

Аксугская структурно-формационная зона вмещает следующий довольно полный ряд осадочных формаций, часть из которых

отвечает типоморфным: 1) терригенная флишеидная формация (иш-кинская и аласугская свиты), 2) терригенная субфлишевая формация (шигнетская серия), 3) карбонатно-терригенная субфлишевая формация (онинская свита) и 4) нижняя пестроцветная моласса (верхняя подсвита таслинской свиты, шистыкская, позарымская свита).

Анализ наборов парагенезов пород, особенностей их вещественного состава, изменений в структуре, текстуре, окраске, мощности слоев и слоевых ассоциаций, соотношения разнорядковой цикличности в отложениях терригенной субфлишевой формации ордовика явилось основой подразделения её на две подформации: 1) нижнюю подформацию, совпадающую с объемом кохошской свиты и 2) верхнюю подформацию, отвечающую стратиграфическому уровню каратошской свиты.

В терригенных толщах нижней подформации выделены два основных типа разрезов, отличающихся особенностями их внутреннего строения, соотношения пород, фациальными условиями формирования. Первый тип разрезов характеризуется глубокоководными обстановками осадконакопления на континентальном склоне и его подножье. Второй тип разрезов подформации отличается менее глубокоководными условиями образования осадков в зоне глубокоководного шельфа. В основании формации установлено наличие скрытого перерыва.

Разрезы верхней подформации также отличаются фациальной изменчивостью на площади, вариациями обстановок осадконакопления в пределах глубокоководного шельфа, зон сублиторали. Терригенный комплекс формации перекрывается, с местными несогласиями, фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями.

Характерным признаком монотонных терригенных толщ ордовика является цикличность. Установлено полициклическое строение разрезов субфлишевой формации. Анализ цикличности в разрезах позволил выяснить структурную организацию, соотношения и соподчинение, иерархию стратифицированных тел. В составе геологических тел надпородного уровня субфлишевой формации выделены семь порядков циклических единиц от гипо-, геми-, эле-, мезо-, макро-, мега-, до суперциклитов. Их распознавание важно для целей расчленения и корреляции осадоч-

ных отложений. Например, макроциклиты в качестве литостратиграфических аналогов среди вспомогательных стратиграфических подразделений имеют литологические пакки. Последние по своим мощностным характеристикам отвечают требованиям к степени детальности расчленения при проведении крупномасштабных геологосъемочных работ. Мегациклиты отвечают объему подсвит. Суперциклические единицы совпадают с объемом свит (подформаций).

Среди терригенных отложений субфлишевой формации распространены гравелиты, разнозернистые песчаники, алевритовые сланцы и филлитовидные алеврито-глинистые сланцы. Значительная часть псаммитов нижней подформации относится к граувакковой, а верхней - к кварцевой группам пород.

Полученные результаты по изучению строения отложений субфлишевой формации ордовика могут быть использованы при проведении крупномасштабного геологического картирования.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ КОРЫ Выветривания в Енисейском крае

Г.А. Середенко

В мезозое на крае широко проявилось площадное корообразование, но уже в неогене большая часть сформировавшихся кор выветривания была уничтожена эрозией. На фрагментах разновозрастных и разноприподнятых поверхностей выравнивания лишь местами сохранились нижние подзоны кор линейных морфотипов. К подножиям склонов и особенно в депрессивных структурах сохранность продуктов выветривания возрастает, увеличивается их мощность и в разрезе отмечаются черты гипергенной зональности. Часть таких кор выветривания оказывается продуктивной, в том числе и на золото. При изучении последних получены принципиально новые данные по их возрастной датировке.

Возраст поверхностей и кор выветривания на крае больше определялся косвенными методами - коррелятных отношений, литолого-формационными, геоморфологическими и лишь местами - палинологическим опробованием, проводимым однако, несмотря на сложные поверхностные условия, из мелких расчлотов и шурфов.

В результате получались широкие возрастные диапазоны и это усиливало неопределенность в разграничении поверхностей и эпох корообразования.

Н.В. Нестеровым (1979, 1981) показано, что с поверхностей выравнивания растительные остатки могут вымываться грунтовыми водами на сотни метров вниз по профилю выветривания. Для решения конкретных задач и проверки метода было выполнено несколько серий палинологического опробования в разведочных выработках, глубоко вскрывавших разрезы рассматриваемых кор.

Выяснилось, что в центральной части Енисейского кряжа на поверхностях выравнивания, датированных верхнемел-палеогеновым возрастом, крупные линейные коры выветривания оказываются унаследовано развившимися с гораздо более отдаленного времени. В продуктах этих кор, отмечая углубление их и в самые поздние эпохи корообразования, на глубинах 5-50 м преобладают четвертичные споро-пыльцевые спектры, постепенно сменяющиеся на 20-60 м спорами мезозойского и на 30-100 м палеозойского (вплоть до карбона) облика. Все споры, отмечает палинолог Л.Д. Гамулевская, удовлетворительной сохранности и устойчиво выявляются во всех продуктах мацерации глинисто-алевритовой фракции.

Четвертичный споро-пыльцевой спектр относится к лесному типу с преобладанием пыльцы кедра, пихты, сосны. Показательны споры папоротников и плаунов, участие пыльцы березы и травянистых форм ограничено. В спектрах мезозойского облика отмечается пыльца тех же хвойных пород, но уже при большей роли спор плаунов, а в палеозойских спектрах - остаются только споры плаунов трех-пяти видов. Самыми насыщенными спорами карбонового возраста - более 100 зерен на препарат - оказываются пестроцветные гидрослюдистые глины. От 20 до 70 таких спор выявляется в препаратах из серых существенно кварцевых супесей, еще менее насыщены спорами карбона - от 2 до 30 зерен - темно-серые щелнистые супеси из подзоны дезинтеграции сланцев субстрата кор.

С верхнего рифея структуры Енисейского кряжа развиваются в континентальных условиях, однако палеозойских и нижне-мезозойских отложений в районе рассматриваемых кор неизвест-

но, хотя их вскрывали бурением далеко на периферии кряжа в низах крупных впадин. Поэтому можно предполагать, что обнаруженные разновозрастные споры были просто переотложены вместе с заключавшим их материалом из ныне полностью эродированных образований соответствующего возраста. Тем более, что в корях имеются деформации и гросадки рыхлых масс с заложением по ним ложбин стока.

Однако вероятнее все-таки конвергентный характер спор палеозоя и нижнего мезозоя с сохранением их на месте. Коры с этими спорами развиты в узлах пересечения крупных разломов, объемный вес их продуктов уменьшался за счет выщелачивания с 2,7 до 1,4-1,6 г/см³ с увеличением пористости пород с 8 до 45 %, что и приводило к их повышенной проницаемости и аэрации на большую глубину. Растительные остатки могли вместе с глинистой фракцией гипергенных новообразований с мест их начального залегания смываться низходящими грунтовыми водами, последовательно проникая, опускаясь из верхних, позже эродируемых подзон и горизонтов кор выветривания в нижние. Так происходило "удревнение" наблюдаемых ныне продуктов кор, которые оказываются вовсе не синхронными с обнаруженной в них споро-пыльце. Это ясно из противоречия в возможном возрасте и малой зрелости состава - содержание глинистых минералов всего 3-8 % и количество их мало возрастает вверх по разрезу. И по другим признакам - это скорее самые поздние продукты дезинтеграции пород, возникавшие в низах кор выветривания, продолжающих унаследовано углубляться и развиваться в условиях нарастания неотектоники и быстрого ухудшения климата.

Важен и дугой вывод: если в корях могли водами вымываться по порам легкие споры, то тем более могли перемещаться в подходящих условиях и высвобождавшиеся при выветривании золотишки руд.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КЕЧПЕЛЬСКОЙ ХРОМИТОВОЙ ЗОНЫ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С.И.Ганженко

Хромитоносный Войкаро-Сыньинский гипербазитовый массив неоднократно был объектом изучения многих исследователей. В работах Г.Н. Савельевой, А.А. Савельева, А.И. Гончаренко, С.А. Щербакова и др. показано, что гипербазиты, слагающие массив, являются типичными тектонитами и подвергались многократным процессам деформации. Нами изучалось Кечпельское рудопроявление хромитов, расположенное на северо-западе Войкаро-Сыньинского массива, с целью получить новые данные о внутренней структуре хромитоносной зоны и выявить роль пластических деформаций в локализации хромитовых тел.

Рудная зона представлена серией линзообразных тел хромитов, нередко осложненных складчатыми деформациями, которые имеют преимущественно субмеридиональное простирание и локализованы среди дунитов. Мощность хромитовых тел от 0,1 м до 2,0 м. Дуниты, в свою очередь, обособлены в гарцбургитах в виде круто поставленного пластообразного тела субширотного простирания (1,5 x 0,3 км²). Вмещающие рудную зону гарцбургиты постоянно обнаруживают полосчатость, обусловленную неравномерным содержанием ортопироксена, которая имеет также субширотное простирание (0-35°), с крутым падением на запад и северо-запад.

Петроструктурное изучение минеральной уплотненности в породах и рудах из рудной зоны Кечпельского рудопроявления позволяет установить три последовательно проявившихся этапа пластической деформации.

Первый этап отражает минеральная уплотненность оливина, ортопироксена и хромшпинелида в дунитах и гарцбургитах, а также уплотненность рудного хромшпинелида (S_I), имеющие северо-восточное простирание с крутым падением на северо-запад и хорошо согласуются с полосчатостью в гарцбургитах и залеганием тел хромитов. Линейность минералов (L_I) имеет меридиональное простирание с субгоризонтальным погружением на север.

Вторая стадия проявилась, главным образом, в переориентации

минеральной уплотненности оливина, как наиболее чуткого индикатора степени деформации, и наиболее интенсивно проявилась в западной части рудной зоны. Минеральная уплотненность рекристаллизованных зерен оливина (S_2) приобретает субширотное простирание с падением на восток и является секущей к минеральной уплотненности первого этапа деформации (S_1). В наиболее интенсивно деформированных гарцбургитах согласно минеральной уплотненности оливина (L_2) переориентируются удлиненные зерна хромшпинелида. Минеральная линейность (L_2) стремится к субвертикальному положению.

Третья, заключительная стадия деформации сопровождалась развитием трещин кливажа субширотного простирания, с которыми пространственно совпадают жилы клинопироксена..

Петроструктурная эволюция гипербазитов рудной зоны подтверждается микроструктурным анализом оливина. Установлено, что на раннем этапе деформации оси Ng образовали субгоризонтальный максимум, ориентированный в меридиональном направлении и с которым пространственно совпадает минеральная линейность L_1 . Две другие оси Nm и Np концентрируются в пояс, нормально S_1 , с локальными максимумами. Подобная ориентировка свидетельствует о трансляционном скольжении оливина по $\{OKL\} [100]$.

На втором этапе, при последующей смене динамической обстановки, происходило усложнение узора оптической ориентировки оливина и наиболее интенсивно проявилось в западной части рудной зоны. Это проявилось в растягивании Ng - максимума в пояс в плоскости минеральной уплотненности S_2 , нормально локальному максимуму Np , имеющему широтное простирание и субгоризонтальное положение. Этот факт свидетельствует о деформации оливина в результате синтетектонической рекристаллизации.

Таким образом, петроструктурным изучением показано, что хромитовые тела локализируются согласно деформационным структурам вмещающих дунитов и гарцбургитов, образовавшихся на ранних этапах пластического течения гипербазитов. Последующие деформации имели наложенный характер и способствовали усложнению структурных взаимоотношений в рудной зоне. Аналогичная внутренняя деформационная структура хромитоносной рудной зоны установлена нами ранее в массиве Рай-Из (Полярный Урал) (Гончаренко, Чернышов, 1985).

СОДЕРЖАНИЕ

Осташенко Б.А. Новый тип минералообразования при гипергенезе базальтов	2
Кузоватов Н.И., Татьяна Г.М. Базитовый магматизм зоны сочленения Нюрольского прогиба и Васяган-Пудинского антиклинория (Томская область)	3
Пирогов Б.И., Тарасенко В.Н., Холошин И.В. Особенности формирования индивидов и агрегатов минералов железистых кварцитов	5
Наумова О.Б. К методике изучения минерального состава аллювия (на примере аллювия Томской области)	7
Игнатьев В.Д. Конституционные особенности лейкоксена	9
Васильев В.И., Морцев Н.К. Сульфосольная минерализация Арзакского рудопоявления ртути (Тува)	10
Ворошилов В.Г., Щеткин Ю.А. Термолюминесценция мраморов на одном из скарново-золоторудных полей	11
Матвеева Ж.В., Столповская В.Н. Гипогенная зональность золото-серебряного месторождения Кузнецкого Алатау	12
Александровский Ю.С. Особенности полевых шпатов среднепалеозойских гранитоидов северо-восточной Тувы	14
Войцеховская М.Б. Моделирование на ЭЕМ тыловых зон метасоматитов формации аргиллизитов	16
Локтюшин А.А. Термоактивированные процессы структурной перестройки и релаксации дефектов в онных кристаллах	18
Ильинская Х.Г. Типоморфные особенности минералов в решении геологических вопросов (на примере Патомского нагорья)	20
Глухов Ю.С., Глушков В.М. Продуктивность верхнего палеозоя восточного склона Байкитской антеклизы	21
Алабин Л.В., Доильницын Е.Ф., Павлова Л.К., Перцева А.П. Изотопный состав серы эндогенных месторождений Кузнецкого Алатау	23
Пшеничкин А.Я., Лукьянова Е.В. Кристалломорфические особенности арсенопирита золоторудных месторождений черносланцевых толщ	25

Черезов А.М. Динамическая концепция астеносферного диапиризма в развитии докембрийских геосинклиналей Центральной Азии	27
Федосеев Г.С. Применение численной таксономии в решении задач металлогенического прогнозирования	29
Индукаев Ю.В. Связь зудообразования с литогенезом, магматизмом и геотектоническими условиями развития земной коры Алтае-Саянской области	30
Гумиров Ш.В., Гончарова Е.В., Широкова Л.М., Штайхер Е.Д. О факторах локализации рудных месторождений	32
Лузгин Б.Н. Многометалльная минерализация зоны активизации юго-востока Горного Алтая	33
Смирнов М.С. К проблеме рудных формационных комплексов центрального пояса Енисейского края	35
Козлов Г.В., Александров В.С., Кужельная З.В. Состав и геохимия углесодержащих формаций докембрия бассейнов Малого Патомы и Жуи (Витимо-Патомское нагорье) ..	38
Николаенко М.П., Прокопчук Г.А. Свойство корреляционного равновесия радиоэлементов и его использование при прогнозных исследованиях	40
Боброва Л.Е. Лазерный микроспектральный анализ с использованием установки ЛМА Ю	42
Пузанов А.А. Геохимия катионов карбонатных минералов в метаморфогенно-гидротермальном золоторудном процессе	44
Кучеренко И.В. Ассоциация и распределение рудогенных элементов в пирите золотоносных апогнейсовых и апосланцевых березитов	46
Аксенова Г.Я. Возможности современных автоматических анализаторов микроизображения в ускорении проведения стереологического минералогического анализа	49
Санданов А.И., Фатеев А.Д., Манылова Л.С. Геохимия подземных вод Нурольского, Казанского и Усть-Тымского нефтегазоносных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в связи с поисками месторождений нефти и газа	50
Полуэктова Т.И. Уран и торий в гранитоидах Красношешонаихинского массива Змеиногорского комплекса (СЗ	

Рудного Алтая)	52
Гребенщикова В.И. Геохимические особенности рифейских вулканитов Кузнецкого Алатау и их роль в образовании золоторудных месторождений	54
Маликова И.Н., Ковалев С.И., Маликов Д.И., Иванова Л.Д. Геохимические особенности редкометаллоносных гранитов юго-восточного Алтая (на примере Калгутинского массива)	56
Фрейман Г.Г. Минералого-геохимические особенности и генезис месторождения золото-теллуридно-сульфидно-кварцевого типа на Рудном Алтае	58
Вербицкий В.П. Вулканическая структура золоторудного поля в Кузнецком Алатау	60
Широких И.Н., Черезов А.М., Боровикова Г.А., Васьяков А.С., Матвеева Ж.В. Эндогенная зональность Берикюльского рудного поля	62
Васьяков А.С. Элементы концентрической зональности околорудных метасоматитов Центрального Рудного Алтая	64
Черезов А.М. О связи золоторудных полей Центрального Казахстана с палеодиалитовыми структурами	66
Прохоров Е.Б., Соболев О.Н. К вопросу минералогической зональности одного из золоторудных полей Енисейского кряжа	67
Дубинина Л.Н. Эволюция химического состава амфиболов и поведение золота в метасоматическом процессе	69
Шевелев И.А. Вторичные процессы на одном из золоторудных месторождений Енисейского кряжа	71
Выборов С.Г., Заляев Х.С. Гидротермально-метасоматические процессы и рудообразование в связи с формированием штока гранит-порфира	73
Апарин А.В. Магнитная восприимчивость и метасоматоз	74
Ендрихинский А.С. Стратиграфическое значение металлоносных россыпей плейстоцена Южной Сибири	76
Колтунов Е.В. К вопросу о связи золотоносных россыпей с коренными источниками в Мариинской Тайге	78
Алексеевский К.М. Комплексные прибрежно-морские россыпи Павлодарского Прииртышья	80

Фрейман Г.Г., Журутина Г.М., Черненко З.И. Типизация руд и закономерности распределения попутных компонентов в рудах Белоусовского месторождения (Рудный Алтай)...	82
Токушев К.С., Томская Н.А., Лопатин А.П. Условия формирования и критерии прогноза свинцово-цинкового оруденения Манского прогиба	84
Богородская В.П. Минералогия и геохимия руд Артемьевского месторождения на Рудном Алтае	86
Осинцев С.Р. Мочищенское полиметаллическое проявление в Новосибирском Приобье (Кольвань-Томская складчатая зона)	87
Ганженко Г.Д. Условия формирования стратиформного полиметаллического оруденения на Рудном Алтае	90
Бутан В.А. К вопросу о формировании Горевского месторождения Енисейского кряжа	92
Бабина Е.А. К вопросу о зональности метасоматитов северо-западной части Ампалыкского месторождения	94
Зобов Н.Е., Кузубный В.С. Факторы и критерии локального прогнозирования скарново-магнетитового оруденения ...	96
Пирогов Б.И., Холошин И.В., Тарасенко В.Н., Трунин А.Н. Геолого-тектоническая оценка комплексных железорудных месторождений карбонатитового типа	97
Лидин Н.С. Факторы, определяющие образование крупных магнетитовых месторождений скарново-гидросиликатовой формации Сибири	99
Лебедев В.И., Черезов А.М., Оськин Е.Н., Оськин В.Н. Причины возникновения Хову-Аксинской рудно-магматической системы	100
Лебедев В.И., Смирнов Ю.В., Пospelова Л.Н., Молчанов И.В. Минералы-индикаторы условий кристаллизации арсенидных парагенезисов Хову-Аксинского месторождения ..	102
Боровиков А.А. Физико-химические условия формирования антимонитовой минерализации Восточного Забайкалья .	104
Федоров М.В. Стадийность в процессе бокситообразования	107
Кужельная Э.В., Кужельный Н.М. Аллофан-гипсбитовые породы Западного Прибайкалья и Батенёвского кряжа ...	109
Казарбин В.В., Баженов В.А. Барит в нефтегазонос-	

ных отложениях палеозоя Томской области	112
Ахунова А.А., Тюменцев А.П. Перспективы поисков строительных песков в Игольском нефтяном районе Томс- кой области	113
Мананков А.В., Локтюшин А.А., Горюхин Е.Я., Баев С.Ю. Стеклокристаллические материалы из суглинков Томской области	115
Безбородов С.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А. Новые данные о ксенолитах алмазонас- ных пород из кимберлитовой трубки Удачная	116
Кужельный Н.М. Основные факторы, контролирующие распределение алюминитов на Сибирской платформе	118
Ганженко С.И., Попов И.И. Хромитовое оруденение в гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)	120
Гончаренко А.И., Пугачева Е.Е., Динамометаморфизм и оливин-хромитовые расновесия альпинотипных гиперба- зитов	122
Гумиров Ш.В. Адаптация геологического объекта и прогнозирование его параметров	123
Гумиров Ш.В. Пострудное изменение железорудных месторождений	125
Ершов В.В. Стратиформное редкометальное орудене- ние в осадочном чехле межгорной впадины и модель его формирования	126
Козлов П.С. Геолого-генетические типы хлоритоида в метапелитах Заангарья Енисейского края и их значение .	128
Сальников В.Н., Коровкин М.В. Исследование электро- физических свойств гогных пород палеозойского фундамен- та по скважинам нефтегазовых месторождений Томской об- ласти	130
Запивалов Н.П., Степанов С.А., Шатилов Г.Н. Кар- бонатные фации палеозоя юго-востока Западной Сибири	132
Сараев В.А. Локсодромная решетка Земли	133
Столбова Н.Ф. Новые данные о фосфатности отло- жений верхней кры юго-восточной части Западно-Сибирс- кой плиты	135
Попов Ю.Н. К необходимости учета симметрии текто-	

ноструктур при разведке угольных месторождений Кузбасса	.138
Косикова Л.И. Условия осадконакопления верхнепалеозойских отложений Горловского бассейна139
Куклина Е.И. О некоторых проблемах геологического изучения и промышленного освоения Горловского угольного бассейна141
Беженцев А.Ф. Особенности строения терригенной субфлишевой формации ордовика Аксугской зоны (Западный Саян)143
Середенко Г.А. Палеозойские коры выветривания в Енисейском крае145
Ганженко С.И. Внутренняя структура Кеппельской хромитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)146

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ

Том II

Подписано в печать 15. II. 88.

КЗ 09154. Формат 60x84¹/₁₆. Бум. № I.

Печать офсетная. Печ. л. 9,75. Усл. печ. л. 9,07.

Тир. 300 экз. Заказ 647. Цена I р. 20 коп.

Ротапринт ТГУ, ул. Никитина, 4.

1-77504
Digital Library repository
of Tomsk State University
<http://hdl.handle.net/11025/10000>

Томский госуниверситет 1878



Научная библиотека 01004139