

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



3/2001

ISSN 0869-5997

ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ В 2001 ГОДУ

УДК 659.118.2.001.89:553.41/48.043

Геология, металлогения, генезис и поиски рудных месторождений на МГК-31. Информационно-аналитический обзор / Ред. А.И.Кривцов. Составители: Б.И.Беневольский, В.И.Ваганов, В.И.Кочнев-Первухов, А.А.Кременецкий, А.И.Кривцов, И.А.Кубанцев, В.С.Кудрин, В.В.Кузнецов, И.Е.Максимук, И.Ф.Мигачев, А.Б.Павловский, Г.В.Ручкин, Б.Д.Углов, Е.И.Филатов, С.В.Черкасов, М.В.Шумилин, А.Н.Щендригин, В.Н.Щеточкин. — М.: Геоинформарк, 2001. 299 с.

Изложено содержание основных докладов на XXXI сессии Международного геологического конгресса, дана оценка и проведен анализ передовых разработок и достижений в области геологии, металлогении, генезиса и поисков месторождений ведущих полезных ископаемых исходя из проблем глобального минерально-сырьевого обеспечения и необходимости выбора приоритетных направлений отечественных исследований. Применительно к основным полезным ископаемым выделены наиболее перспективные зарубежные разработки в сопоставлении с отечественными.

Обзор ориентирован на широкий круг заинтересованных читателей, каждый из которых может оценить состояние и уровень зарубежных и отечественных разработок, конкурентоспособность отечественной научно-технической продукции и определить наиболее приоритетные направления соответствующих исследований на перспективу.

УДК 553.43'536.001.57

А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев, О.В.Минина. **Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов** / Под ред. А.И.Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2001. 89 ил.

Описаны модели меднопорфировых месторождений — прогнозно-поисковые, геолого-промышленные (статистические), параметрические, морфометрические и градиентно-векторные, основанные на систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам. Рассмотрены закономерности размещения меднопорфировых месторождений, их типизация и пространственно-временные связи с месторождениями, входящими в единые рудно-магматические системы. Проанализирована история создания геолого-генетических моделей меднопорфировых рудно-магматических систем, природа и условия формирования рудоносных штокверков и рудно-метасоматической зональности, физико-химические и термодинамические параметры рудообразования. Разработаны количественные модели гидротермальных конвективно-рециклинговых рудообразующих систем, базирующиеся на градиентно-векторном анализе их геометрии и структуры, гидродинамических характеристиках и расчетах тепломассопереноса с применением компьютерного моделирования.

Для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов высших учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/2001

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф. МИГАЧЕВ

Б.И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К. БУРЕНКОВ
В.И. ВАГАНОВ
С.С. ВАРТАНЯН
В.И. ВОРОБЬЕВ
П.А. ИГНАТОВ
М.М. КОНСТАНТИНОВ
А.И. КРИВЦОВ, зам. главного редактора
Н.К. КУРБАНОВ
Г.А. МАШКОВЦЕВ
В.М. МИНАКОВ
Н.И. НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г.В. ОСТРОУМОВ
В.М. ПИТЕРСКИЙ
В.И. ПЯТНИЦКИЙ
Г.В. РУЧКИН
Ю.Г. САФОНОВ
Г.В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И. СТАРОСТИН
И.А. ЧИЖОВА



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2001



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

1005/0

Тираж 400 экз.



Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

Сдано в набор 25.04.2001 г.
Подписано в печать 13.06.2001 г.
Тираж 400 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

© «Руды и металлы», 2001

Прикладная металлогения

Рафаилович М.С., Федоренко О.А., Старова М.М.
Крупные месторождения золота Казахстана: метасоматическая, минеральная и геохимическая зональности

5

Фоменко А.Е.

Геолого-промышленные типы вольфрамовых месторождений Монголии

15

Зайцев А.В., Кравченко Л.И., Коляда А.А., Карпузов А.Ф., Литвинов А.Ф., Марковский Б.А.

Вторичный источник минералов платиновой группы в россыпных месторождениях Сейнав-Гальмоэнанского рудного узла, Корякское нагорье

23

Третьяков А.В.

Эндеогенные структурно-вещественные парагенезисы как факторы россыпеобразования

27

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А.

Разнообразие свойств флюорита — индикатор масштабыности оруденения

32

Боярко Г.Ю.

Погрешности подсчета запасов аллювиальных россыпей золота

41

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Симакова Л.Г., Мандругин А.В.

Фотометрическое определение сурьмы в сточных водах золотоизвлекательных фабрик

47

Романов С.В.

Риск производственного травматизма для работников геологоразведочных организаций

51

Applied Metallogeny

Rafailovich M.S., Fedorenko O.A., Starova M.M.
Giant gold deposits of Kazakhstan: metasomatic, mineral and geochemical zonation

Fomenko A.E.

Geologic-economic types of tungsten deposit of Mongolia

Zaitsev A.V., Kravchenko L.I., Kolyada A.A., Karpuzov A.F., Litvinov A.F., Markovsky B.A.

A secondary source of PGM minerals in placer deposits within the Seinav-Galmoenansky ore node, the Koryak highland

Tretyakov A.V.

Endogenic structural-material parageneses as placer forming factors

Methods and Methodology of Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Kupriyanova I.I., Kukushkina O.A., Shpanov E.P., Kuvshinova K.A.

The diversity of fluorite properties as an indicator of mineralization size

Boyarko G.Yu.

Errors of calculation of alluvial gold placer reserves

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Simakova L.G., Mandrugina A.V.

Photometric determination of antimony in sewage water from gold recovery plants

Romanov S.V.

Risk of injuries for the workers of geological exploration organizations

Новости, информация**News, information**

Заири Н.М.
Обзор докладов по геохимии стабильных и радиоактивных изотопов на МГК-XXXI 56

Zairi N.M.
Review of papers on geochemistry of stable and radioactive isotopes at the 31-st IGC Session

Дискуссии**Discussions**

Кузовков Г.Н.
Импактная гипотеза и проблемы алмазности Урала 58

Kuzovkov G.N.
Impact hypothesis and diamond problem of the Urals

Рецензии**Book reviews**

Федорчук В.П.
Динамика мирового минерально-сырьевого рынка 65

Fedorchuk V.P.
Dynamics of the world mineral market

Поздравляем с юбилеем**Congratulations**

И.П.Илупина, А.А.Стороженко, И.А.Чижову 67

I.P.Ilupin, A.A.Storozhenko, I.A.Chizhova



КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА КАЗАХСТАНА: МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ, МИНЕРАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ

М.С.Рафаилович, О.А.Федоренко, М.М.Старова
(Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО,
Казахстан)

Проведены обобщение и сравнительный анализ разнородных материалов по вещественному составу и минералого-геохимической зональности Акбакайского, Васильковского и Бакырчикского крупных месторождений золота (КМЗ). Составлены генерализованные модели КМЗ, охватывающие фронтальную, прифронтальную, промежуточную и тыловую зоны. Подчеркивается, что разнотипные КМЗ Казахстана — это высокоорганизованные природные системы, обладающие несомненными признаками подобия.

Надежность и конкурентоспособность золотодобывающей отрасли Казахстана определяют крупные месторождения золота, подразделяющиеся на три геолого-промышленных типа: акбакайский золото-сульфидно-кварцевый жильный в интрузивных и терригенных образованиях (Акбакай, Жолымбет, Бестюбе); васильковский золото-сульфидно-кварцевый штокверковый в интрузивных породах (Васильковское); бакырчикский золото-сульфидный прожилково-вкрапленный в углеродсодержащих терригенных и терригенно-карбонатных толщах (Бакырчик, Суздальское).

В настоящем обзоре на примере эталонных месторождений Акбакай, Васильковское и Бакырчик приведены наиболее выразительные черты вещественного состава КМЗ, охарактеризованы специфика и общность их метасоматической, минеральной и геохимической зональностей. Рассмотренные в статье модели КМЗ подразделены на четыре индикаторные зоны: фронтальную А (надрудную), прифронтальную Б (верхнерудную), промежуточную В (среднерудную) и тыловую Г (нижнерудную и подрудную). Перечисленные зоны по объему и содержанию близки по значению фация рудообразования [15]. Зона А отвечает апикальной фации КМЗ, зоны Б и В (суммарно) — стволовой, зона Г — корневой. Моделирование КМЗ проводилось в целях совершенствования методики их детального прогноза, поисков и оценки.

Месторождение Акбакай локализовано в Жалаир-Найманской металлогенической зоне Шу-Илийского складчатого пояса. Вмещают руды терригенные и углеродисто-терригенные породы верхнего ордовика (дуланкаринская и андеркенская свиты) и самостоятельные сложнодифференцированные девонские малые интрузии габбро-диорит-диорит-гранодиоритового ряда. Морфологические типы руд — золотоносные кварцевые жилы и зоны вкрапленной сульфидной минерализации.

Метасоматиты и метасоматическая зональность. Метасоматические изменения проявлены контрастно и дифференцированно [8, 9]. К их ведущим типам относятся березитизация и пропилитизация, подчиненное значение имеют альбитизация, турмалинизация, адуляризация, аргиллизация (рис. 1).

Синрудные березиты создают оторочки на контакте с кварцевыми жилами или самостоятельные (без кварца) сульфидсодержащие зоны, выполняющие трещины отрыва и скола в интрузивных и терригенных образованиях. Метасоматическая колонка березитов состоит из внешней, промежуточной и внутренней зон. Во внешней зоне проявлены серицит, карбонат, хлорит; в промежуточной — серицитизация и карбонатизация усиливаются, появляются кварц, мусковит, сульфиды Fe и As. Внутренняя зона сложена собственно березитом — кварц-мусковит-серицитовым агрегатом с частой (до 10—15%) вкрапленностью зо-

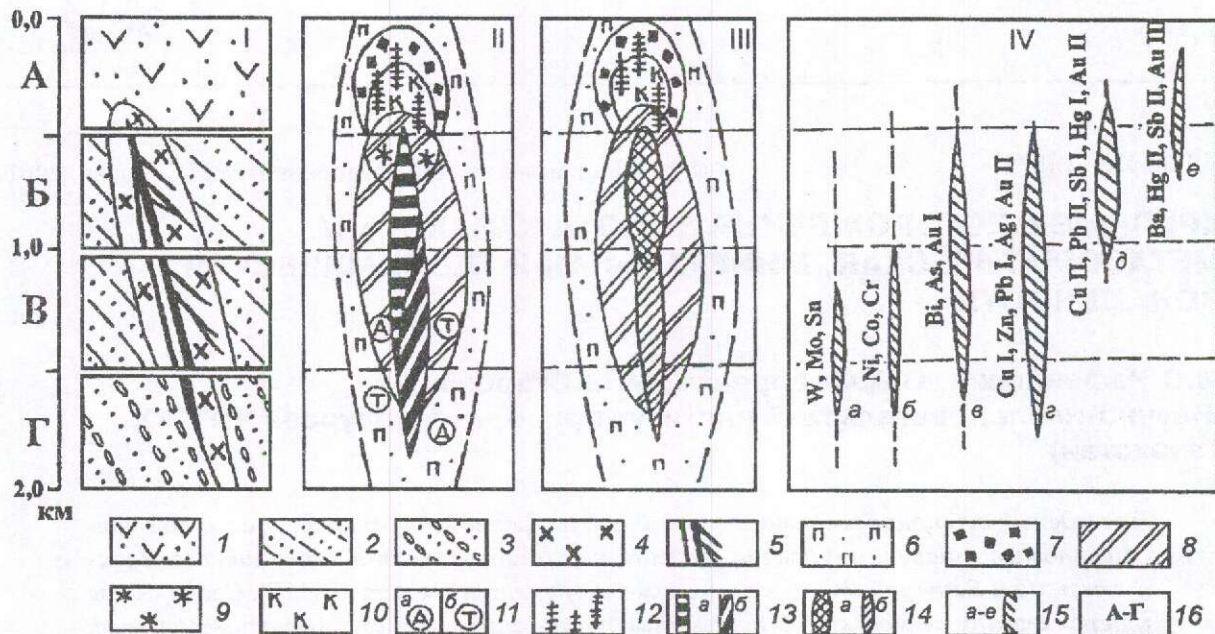


Рис. 1. Геологический разрез (I) и модели метасоматической (II), минеральной (III) и геохимической (IV) зональности крупного месторождения золота Акбакай, по [9]:

1 — андезитово-песчанниковая формация раннего — среднего девона; терригенные формации позднего ордовика; 2 — углеродсодержащая алевролит-песчанниковая, 3 — конгломерат-песчанниковая; 4 — девонские малые интрузии диорит-гранодиоритов; 5 — золотоносные кварцевые жилы; 6 — региональные пропилиты; 7 — локальные пропилиты; 8 — березиты; локальные изменения в над- и верхнерудной зонах: 9 — адуляризация, 10 — каолинитизация; 11 — индикаторные изменения зон В и Г (а — альбитизация, б — турмалинизация); 12 — доломит-барит-кварцевые жилы с марказитом, антимонитом, бертьеритом, кинноварью; 13 — золотоносный кварц (а — средне-низкотемпературный, б — высокотемпературный); 14 — поздняя жильная и жильно-прожилковая продуктивная минеральная ассоциация (а — золото-кварц-сульфосолюно-полиметаллическая, б — золото-кварц-полиметаллическая); 15 — геохимические ассоциации (ранние: а — убогая редкометаллическая, б — фемическая, в — золотопродуктивная; поздние: г — золотопродуктивная полиметаллическая, д — золотопродуктивная сульфосолюная, е — заключительная); формы нахождения элементов: Au I — тонкодисперсное золото в пирите и арсенопирите, Au II — свободное золото в ассоциации с кварцем, полиметаллическими сульфидами и сульфосолями, Au III — переотложенное тонкое золото в составе заключительной ассоциации, Cu I — халькопирит, Pb I — галенит, Hg I — швацит, Sb I — тетраэдрит, сульфосоли, Cu II и Pb II — сульфосоли Cu и Pb, Hg II — кинноварь, Sb II — антимонит; 16 — зоны (А — фронтальная, Б — прифронтальная, В — промежуточная, Г — тыловая)

литоносных пирита и арсенопирита. В отдельных интервалах в березитах отмечаются альбит и турмалин. Ореол березитизации симметричен относительно осевой линии метасоматической колонки. Березиты стволочной фации имеют максимальную ширину и полновыраженную зональность. В апикальной (А) и корневой (Г) фациях объемы березитизации сокращены при отсутствии (выклинивании) внутренней зоны. В зонах В и Г в березитах отмечается повышенная роль анкерита, сидерита, турмалина и альбита.

Пропилиты подразделяются на региональные и локальные. Первые представляют со-

бой самые древние зеленокаменные изменения (хлорит, эпидот, кварц, кальцит, пирит), ассоциирующие с повышенным фоном фемических компонентов (Cu, Ni, Co, Cr). В зонах А—В региональные пропилиты удалены от рудных тел на десятки метров и слагают периферийную часть метасоматической колонки. В зоне Г пропилиты и золотоносные кварцевые жилы нередко сближены.

Локальные пропилиты проявлены в надрудной зоне А. Для них характерны две генерации хлорита (широко развитая скрытокристаллическая зеленого цвета и реже встречающаяся мелкочешуйчатая, светлоокрашен-

ная, ассоциирующая с бипирамидальным рисовидным кварцем) и пириты различной огранки ($\{100\}$, $\{210\}$, $\{100\}+\{111\}$), содержащие тонкие эпигенетические включения самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, сфалерита.

С завершающей стадией рудного процесса связаны низкотемпературные кварц-адуляровая и кварц-каолининовая ассоциации. Первая ассоциация (с антимонитом и самородной сурьмой) тяготеет к березитам зоны Б. Для адуляра характерны зерна и прожилки, секущие золотоносный кварц. Кварц-каолининовая ассоциация располагается гипсометрически выше березитов в зонах дробления пропилитизированных терригенных и вулканогенно-терригенных пород. Каолинит (до 15%) образует тонкозернистые чешуйчатые агрегаты розового цвета.

Гидротермально-метасоматическая зональность осложнена жильными образованиями различного состава. Осевое положение в метасоматической модели занимает кварцевая жила (система жил). Преобладает рудный кварц двух генераций: ранний высокотемпературный массивный (доминирует в зонах В и Г) и поздний средне-низкотемпературный средне-мелкозернистый (развит в большей степени в зоне Б). В верхних горизонтах месторождения концентрируются кальцит, мусковит (иллит); в нижних — железистый карбонат, альбит, турмалин. Позднерудные жильные образования проявлены в зонах А и Б в виде просечек доломит-барит-кварцевого состава. Пострудные маломощные кварц-кальцитовые прожилки развиты повсеместно.

Рудные минералы и минеральная зональность. В рудах в различных сочетаниях проявлены три золотоносные минеральные ассоциации [6, 9]: ранняя вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным Au I; поздняя жильная и жильно-прожилковая золото-кварц-сульфосолюно-полиметаллическая со свободным Au II; заключительная прожилковая карбонат-барит-кварцевая с марказитом, антимонитом, бертьеритом, киноварью и мелким Au III (см. рис. 1). Первые две ассоциации имеют промышленное значение; фрагментарно проявленная третья слабозолотоносна, развита в апикальной части системы, служит показателем «скрытого» оруденения.

Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация — обязательный элемент синрудных березитов — ярко выражена в промежуточной и прифронтальной зонах. Пирит и арсенопирит — главные индикаторы (до 10—15%). Формы пирита — метакристаллы $\{100\}$, $\{210\}$,

$\{100\}+\{210\}$ зонального строения. Пирит имеет скелето- и футлярообразный внутренний облик, содержит Au (десятки, реже сотни граммов на 1 т), As, Sb, Pb, Cu (до 0,1%), Ag (до сотен граммов на 1 т). С глубиной габитус пиритов упрощается (доминируют кубы), в минерале возрастают содержания As (до 1—3%). Арсенопириту зоны Б свойственны агрегативные скопления, короткостолбчатые призмы, тонкоигольчатые выделения, агрегативные скопления с Au (сотни, иногда 1000 г/т), Ag (до 300 г/т), Sb (0,1—1%), Bi (до 100 г/т); в нижних горизонтах (В и Г) увеличивается роль призматических кристаллов с менее контрастной геохимической нагрузкой. Самородное Au I тонкое, капельной, овальной, пылевидной, амёбовидной форм, заключено в пирите и арсенопирите.

Золото-кварц-сульфосолюно-полиметаллическая ассоциация развивается вслед за березитами. В надрудной зоне она проявлена в виде очень редких тонких вкраплений самородного золота, арсенопирита, блеклой руды, галенита. В зоне Б, концентрирующей основной объем запасов благородного металла (до 75—85%), ассоциация отличается сложным составом (самородное золото, пирит нескольких генераций, арсенопирит II, блеклые руды, полиметаллические сульфиды, висмутин, самородные Au, Sb, Bi и др.). Индикаторными являются различные сульфосоли (буланжерит, джемсонит, бурнонит, менегинит, плагионит), образующие с золотом тесные связи (З.А.Козловская, М.М.Старова, М.М.Бакенов, У.Ж.Куанышбаев). Разнолики кристаллографические выделения золотоносного пирита, включающие поздние комбинации $\{100\}+\{111\}$, ассоциирующие с сульфосолями Sb и Pb. Золотоносный кварц отличается обилием текстур (полосчатая, халцедоновидная, шестоватая, гнездовая, брекчиевая, пятнистая и др.). Самородное золото зоны Б характеризуется повышенной крупностью (до 2—3 мм, иногда 5—10 мм), широким диапазоном пробности (<600—980), пестрым набором примесей (Ag, As, Pb, Sb, Hg, Cu), множественностью форм, включая дендриты, октаэдрические выделения и др. В промежуточных и тыловых зонах исчезают сульфосоли, тетраэдрит, швацит, антимонит, самородные Sb и Bi, снижается количество сульфидов (до 1—3%), увеличивается проба самородного золота (в зоне В — 800—950, Г — 900—980).

Слабозолотоносная карбонат-барит-кварцевая ассоциация развита в верхних горизонтах. Основной рудный минерал — антимонит в виде гнезд, тонкопризматических кристаллов,

спутанно-волокнистых и микропрожилковых образований. Примеси в антимоните — Au (не менее 10 г/т), Ag (до 100 г/т), As (0,1%), а также Pb, Zn, Cu, Co, Ni.

На месторождении разнообразно проявлена осевая (вертикальная) зональность. Максимальное количество минералов зафиксировано в рудах верхних горизонтов. На глубине развито малосульфидное оруденение, менее богатое, имеющее относительно простой состав (самородное золото, пирит, теннантит, арсенопирит, сульфиды Cu, Pb, Zn). Снизу вверх по разрезу увеличиваются дисперсия пробности самородного золота и количество элементов-примесей. Черты зональности пирита (снизу вверх): усложнение габитуса, уменьшение концентраций As при максимуме геохимической нагрузки в зоне Б. Состав блеклых руд меняется в сторону разностей, содержащих Hg и Sb (теннантит — смешанная блеклая руда, швацит — тетраэдрит).

Геохимические особенности и геохимическая зональность. Главную роль в геохимическом спектре месторождения играют Au, As, Sb и Ag (контрастность до сотен — первых тысяч кларков). Попутными примесями являются менее контрастные Pb, Bi, Cu, Zn, W (единицы — первые десятки кларков) и слабоконтрастные Mo, Sn, Ba, Co, Ni, Cr (единицы кларков). Индикаторы верхних горизонтов — взаимокоррелятивные Sb, As, Ag, Pb и Bi (элементы с высокой и средней контрастностью содержаний). «Сквозные» признаки для всех рудоносных уровней — ведущая роль золота, повышенные значения Au/Ag (2/1—3/1), положительные корреляционные связи в парах Au—As и Au—Ag. Рудам тыловой зоны свойственны низкие концентрации Sb и Pb, повышенная роль W, Mo, Sn, тесная корреляция в триаде Au—As—W.

Синтезированная модель вертикальной геохимической зональности, охватывающая весь объем КМЗ (зоны А—Г), выглядит следующим образом (снизу вверх): W, Mo, Sn → Ni, Co, Cr → Bi, As, Au I → Cu I, Zn, Pb I, Ag, Au II → Cu II, Pb II, Sb I, Hg I, Au II → Ba, Hg II, Sb II, Au III. Основу модели составляют шесть ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга в соответствии со стадийностью минералообразования (см. рис. 1). На уровне стволочной фации информативным показателем зональности является отношение (Au·Pb)/(Co·As), которое снизу вверх увеличивается в 200 раз — от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ [14]. Контрастно в объеме всей модели меняется среднее значение Sb/As — от $5 \cdot 10^{-3}$ (зона Г) до $n \cdot 10^1$ (зона А) [9].

Месторождение Васильковское расположено в северо-восточном борту Кокшетауского срединного массива — крупного блока метаморфических пород докембрия, подвергнутого в фанерозое интенсивной гранитизации. Рудовмещающий Алтыбайский позднеордовикско-раннесилурийский куполовидный интрузив имеет контрастный состав — от габбро-диоритов до гранодиоритов и гранитов. Метасоматиты и рудоносный штокверк тяготеют к контакту габбро-диоритов с роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. Оруденению предшествовали девонские малые интрузии и дайкообразные тела — от диабазовых порфиритов до гранит- и плагиогранит-порфиритов.

Метасоматиты и метасоматическая зональность. На месторождении развиты разнообразные изменения: калишпатизация, березитизация, окварцевание, альбитизация, хлоритизация и др. [2, 3, 8, 13]. Ярко выражена полиэтапная калишпатитовая формация с несколькими разновидностями метасоматического калишпата (микроклина): дорудным (метакристаллы в интрузивных породах, полевошпатовые линзы и жилы в пологих протектонических трещинах); синрудным (оторочки на контакте с золотоносными кварц-сульфидными жилами); пострудным (кварц-полевошпатовые прожилки, секущие штокверковое оруденение). Микроклин красного, розовато-серого и серого цвета; преобладают таблитчатые порфиробласты размером первые сантиметры (до 45—70% объема пород).

Калишпатизация широко проявлена в зонах В и Г и локально в зоне Б (рис. 2). С калишпатитовыми изменениями ассоциирует вкрапленная золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация. Березиты (кварц, серицит, мусковит, карбонат, пирит, арсенопирит) размещаются выше калишпатитов (в зонах Б и В, частично в зоне А); березитовый ореол в несколько раз превышает размеры рудного штокверка. В березитах совмещены две минеральные ассоциации: ранняя вкрапленная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и поздняя жильно-прожилковая золото-полиметаллическая (самородное золото, блеклая руда, теллуриды, галенит, тетрадимит). Максимально продуктивное золотое оруденение локализовано в участках перекрытия березитов и калишпатитов (зона В). Хлорит-альбитовые метасоматиты (зона А) развиваются по восстанию рудоносных структур на сотни метров [13].

На месторождении широко распространены жильные минералы (кварц, карбонат, турмалин, серицит, флюорит и др.), образующие

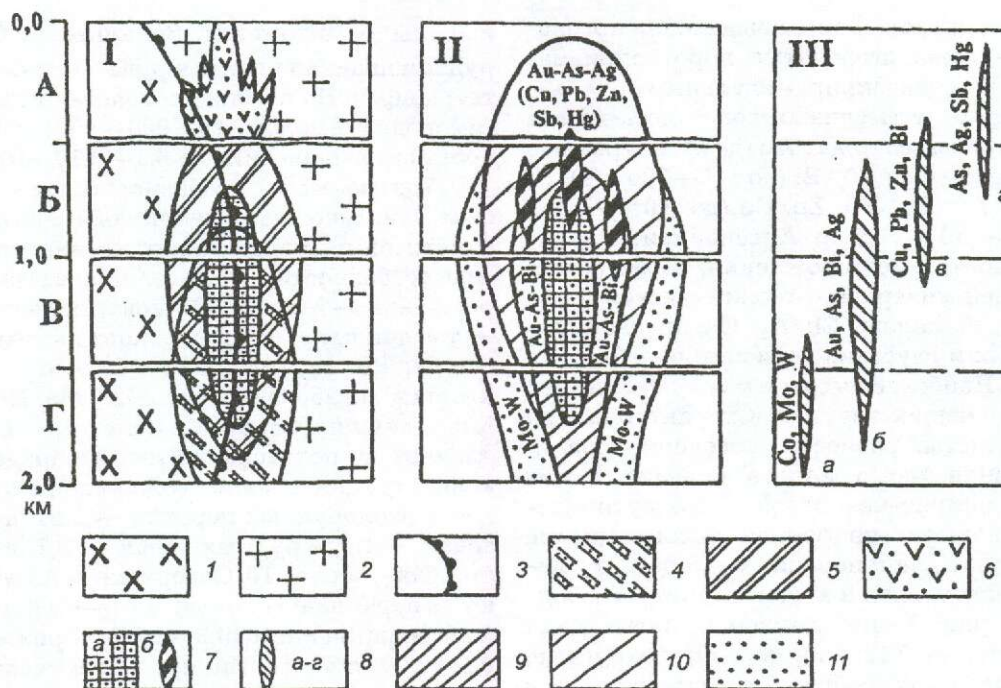


Рис. 2. Модели метасоматической (I) и геохимической (II, III) зональностей крупного штоковеркового месторождения золота Васильковское, составлены с использованием материалов [2, 8, 11, 13]:

1 — габбро-диориты; 2 — гранодиориты; 3 — контакт габбро-диоритов и гранодиоритов; гидротермалиты: 4 — высокотемпературные калишпатиты, 5 — березиты, 6 — хлорит-альбитовые метасоматиты; 7 — рудные залежи (а — Au-As-Bi штоковеркового типа, б — золото-кварц-полиметаллического жильного типа); 8 — геохимические ассоциации (а — нижнерудная, б — основная золотопродуктивная в зонах Б, В, Г, в — преимущественно верхнерудная полиметаллическая, г — надрудно-верхнерудная); геохимические зоны: 9 — Au-As-Bi, 10 — Au-As-Ag с Pb, Zn, Cu, Sb, Hg, 11 — Mo-W; остальные усл. обозн. см. рис. 1

сложные взаимоотношения с рудно-метасоматическими телами. Калишпатизации, березитизации и формированию золотого оруденения предшествовали ранние маломощные кварц-турмалиновые и кварц-пиритовые жилки: первые развиты в стволовой зоне, вторые дают ореол, далеко выходящий за пределы рудной зоны. Кулисообразные, субпараллельные, взаимопересекающиеся жилы и прожилки рудной стадии (для них характерен мелкозернистый темно-серый кварц с сульфидами и самородным золотом) слагают основу рудоносного штоковерка. Пострудные образования представлены кальцит-кварц-серицитовой, флюорит-карбонатной, кварц-турмалиновой и карбонат-эпидот-пренитовой ассоциациями. Жилы, прожилки и гнезда кальцит-кварц-серицитового и флюорит-карбонатного состава распространены преимущественно в средних и верхних горизонтах; кварц-турмалиновая ассоциация расположена в самой верхней части месторождения; карбонат-эпидот-пренитовая ассоциация обрамляет золотоносный штоковерк.

Рудные минералы и минеральная зональность. Для рудной стадии характерны следующие парагенетические ассоциации: ранняя пирит-пирротин-марказит-кварцевая; собственно рудные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая (с пирротинном, леллингитом, халькопиритом), золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая (с молибденитом, кубанитом, самородным висмутом, висмутином, тетрадимитом, смешанной блеклой рудой) и золото-полиметаллическая (с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом); поздняя кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая [2, 3, 6]. Пирит и арсенопирит (95—98%) развиты во всех ассоциациях, но в основном концентрируются в золотоносных кварцевых жилах и прожилках. Пирит образует просечки, агрегативные скопления, кубические и кубооктаэдрические кристаллы, содержащие тонкие выделения самородного золота и висмутина. Арсенопирит слагает жилки, розетчатые и гребенчатые образования, линзо- и гнездообразные скопления, неравномерную вкрапленность в кварце и гидротермально из-

менных породах. Формы выделений арсенопирита — зерна, игольчатые, короткопризматические и псевдопирамидальные кристаллы размером от тысячных долей до 2—4 мм. Арсенопириты содержат Au (до сотен граммов на 1 т), Ag (5—50 г/т), Bi (до 100—300 г/т), Pt (0,3—0,5 г/т), Cu, Pb, Zn, Co (до 0,01—0,1%), Mo (до 20—50 г/т) и др. Арсенопириты верхних горизонтов месторождения, в соответствии с общей минералого-геохимической зональностью, обогащены Sb, Ag, Cu, арсенопириты средних и глубоких горизонтов — Zn, Mo, Bi, Co, Ni. Наиболее высокие концентрации Au и сопутствующих элементов характерны для мелкозернистых разновидностей арсенопиритов.

Основная масса золота связана с пирит-арсенопирит-кварцевой и висмутин-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциациями. Преобладают две генерации благородного металла: заключенная в арсенопирите и свободная в кварце. Золото мелкое (десятые доли микрометра — 0,12 мм), образует округлые, каплевидные, амебообразные, комковидные и неправильной формы выделения, ромбододекаэдрические кристаллы. Проба золота 840—950 [3].

Минеральная зональность проявлена на уровне парагенетических ассоциаций и отдельных минералов. Пирит-пирротин-марказит-кварцевая ассоциация развита преимущественно в средних и глубоких горизонтах (зоны В и Г); золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая выполняют стволую зону (Б и В); золото-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая тяготеют к верхним горизонтам (Б и А). Арсенопиритовая минерализация распределена следующим образом: внешнюю кайму образует вкрапленный тип, промежуточную полосу — прожилково-вкрапленный, внутреннее ядро — прожилковый. Максимально широкий ореол создают пириты различных генераций. Во вмещающих интрузивных породах фиксируется агрегативный пирит, ассоциирующий с дорудным кварцем. В периферийной зоне рудоносного штокверка, а также на контакте с золотоносными кварцевыми жилами развиты жилки и вкрапления более позднего пирита, ассоциирующего с марказитом, пирротинном, халькопиритом. В золотоносных жилах и прожилках проявлен пирит рудной стадии (вкрапления, гнезда, монокристаллы в ассоциации с арсенопиритом, висмутовыми минералами, блеклыми рудами). Вертикальная зональность представлена последовательностью (снизу вверх): пирротин, марказит → висмутин → арсенопирит → полиметаллические су-

льфиды → антимонит. Зональность блеклых руд: смешанная блеклая руда → теннантит → тетраэдрит. На глубину возрастают пробность самородного золота (до 900—950) и размерность его выделений (до 0,1—0,12 мм).

Геохимические особенности и геохимическая зональность. Элементный состав метасоматитов и руд отражает их минералогические особенности. Главные индикаторы месторождения — Au, As, Bi (контрастность сотни — тысячи кларков); менее контрастны Sb, Ag, Cu, W, Pb, Hg (единицы — первые десятки кларков), слабоконтрастны Zn, Mo, Ni, Co, Cr, Mn (единицы кларков). Золото — сквозной элемент с полимодальным распределением концентраций; средние содержания его, по [3], г/т: в околорудных породах — 0,37, в рудных зонах — 1,0, в рудных телах — 3,7, в рудных столбах — более 10. Содержания As составляют во вкрапленных рудах 0,01—0,1%, прожилково-вкрапленных 0,3—1,0%, прожилковых 0,5—2,0% и более. Висмут тесно связан с пирит-арсенопиритовой минерализацией. Во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах содержания Bi 5—10 г/т, в прожилковых — 10—50 г/т, в рудных столбах — до 100—1500 г/т. Золото образует тесные корреляционные связи с элементами рудной стадии — Bi, As, Ag, Pb, Cu. Эндогенные геохимические ореолы размещены зонально. Ореолы Bi оконтуривают рудные тела и рудные столбы. Внешняя граница ореолов Ag, Pb и Cu от рудных залежей удалена на первые — десятки метров. Максимальные параметры свойственны ореолам Au и As [2]. Mo, W, Ni, Co в большей степени характерны для средних и глубоких горизонтов, Sb и Hg — для верхних.

Освое положение в геохимической модели занимает рудоносное Au-As-Bi ядро (зоны Б, В и частично Г), которое в средних и нижних горизонтах облекается Mo-W зоной (Б, Г), а в средних и верхних (Б, Б и А) — Au-As-Ag зоной с Cu, Pb, Zn, Sb, Hg [14]. Обобщенный ряд вертикальной зональности таков (снизу вверх): W — Co — Mo — Pb — Au, Bi — Sb — As, Ag — Cu — Hg [14]. Основу этого ряда образуют четыре геохимические ассоциации: нижнерудная Co-Mo-W; основная продуктивная Au-Bi-As-Ag (развита в зонах Б, В, Г); верхнерудная полиметаллическая Cu-Pb-Zn-Bi (зона Б); надрудно-верхнерудная As-Ag-Sb-Hg (А, Б).

Месторождение Бақырчик — один из самых крупных мировых объектов черносланцевого типа — расположено в Кызыловской зоне смятия (Калбинский регион в Восточном Казахстане) [3, 6]. Рудовмещающие породы — рассланцованные и сульфидизированные уг-

леродисто-терригенные образования буконьской свиты каменноугольного возраста (алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников и гравелитов). Ведущие промышленные типы руд — золото-сульфидный вкрапленный и прожилково-вкрапленный с количеством сульфидов до 10—15%, иногда более. Рудные тела представлены минерализованными зонами ленточной, линзовидной и жилкообразной форм значительной мощности (до первых десятков метров), прослеженными на глубину более 1—1,2 км. Основными рудоконтролирующими элементами являются каркасы разрывов северо-западного и субширотного направлений (надвиги, сдвиги-взбросы). Магматические образования — гранитоидный массив, скрытый на глубине 3—3,5 км, и дайки базальтоидов, отмечающиеся в зоне рудоносного надвига.

Метасоматиты и метасоматическая зональность. На месторождении развиты углеродисто-серицитолитовая, каолинит-гидрослюдистая, кварц-серицитовая, серицит-флогопит-карбонатная, хлорит-альбитовая и другие метасоматические ассоциации [6, 8, 10, 12]. К ведущему типу гидротермальных изменений относится углеродисто-серицитолитовый. Общее количество углерода от 0,3 до 26,5%, в среднем 0,3—1% во вмещающих терригенных породах и 2,5—6% в рудных зонах. Углерод представлен окисленной (карбонаты) и восстановленной (антраксолит, шунгит, керит, битумоиды) формами [5, 10].

Карбонаты образуют метасоматические нередко сульфидизированные тела различного состава (доломитовые, доломит-анкеритовые, брейнеритовые). Керит-антраксолит-шунгиты и битумоиды имеют «сквозное» развитие в рудоносной толще, количество их увеличивается от внешней околорудной зоны к внутренней рудной. В ореольном пространстве преобладает спиртобензолный битумоид, в рудных телах — хлороформенный. Тонкие исследования (электронография, хроматография, термический анализ) свидетельствуют о наличии в рудной зоне графита и карбина [5]. Серицит широко распространен в рудо локализирующих участках, где его количество совместно с карбонатом и кварцем достигает 60—80%; на периферии интенсивность данного парагенезиса снижается до 10—20%.

Метасоматическая зональность Бакырчикского месторождения выглядит следующим образом (рис. 3). Углеродисто-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты проявлены на верхних горизонтах (в зоне Б), углеродисто-серицитолитовые изменения

имеют «сквозное» распространение (максимально выражены в центральной части), серицит-флогопит-карбонатная с апатитом и турмалином ассоциация занимает нижние уровни (зоны В и Г). Развитые в глубоких горизонтах карбонатные скопления (брейнерит, анкерит, доломит) ассоциируют с кварцем, самородным золотом, халькопиритом, шеелитом. В надрудной и верхнерудной зонах отмечаются альбитовые и альбит-хлоритовые изменения (10—20%), распространяющиеся вдоль трещинных зон на многие сотни метров. Тонкопрожилковая альбит-хлоритовая минерализация, ассоциирующая с надрудными миграционными ореолами углеродистого вещества, — показатель скрытого оруденения [12].

Рудные минералы и минеральная зональность. На месторождении известно не менее 35 рудных минералов, образующих пять парагенетических ассоциаций: раннюю мельниковит-пирит-пирротин-марказитовую (с никелином, пентландитом); рудные золото-пирит-арсенопиритовую (с кубанитом, герсдорфитом), золото-кварц-полиметаллическую (с блеклой рудой, халькопиритом, галенитом, сфалеритом) и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовую (с брейнеритом, доломитом, айкинитом, свободным золотом); позднюю кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовую (с марказитом, переотложенным золотом) [1, 10]. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация имеет «сквозное» распространение, мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая развиты на больших глубинах (зоны В и Г), золото-кварц-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая тяготеют к средним и верхним горизонтам (зоны А и Б).

В общей массе сульфидов и суммарном балансе золота ведущее значение (более 90%) имеет вкрапленная и прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация (пирит 1,5—22%, арсенопирит 3—15%). В верхних горизонтах пирит преобладает над арсенопиритом (соотношение 3,5:1), в средних и глубоких имеет подчиненное развитие (1:3). Дисульфид Fe образует агрегативные скопления, глобулы, кубические, пентагондодекаэдрические, кубооктаэдрические кристаллы. В стволочной зоне (Б и В) преобладают сложные формы ($\{210\}$, $\{210\} + \{100\}$, $\{100\} + \{111\}$), в корневой и апикальной зонах — кристаллы кубического габитуса. Пириты содержат микровключения самородного золота, арсенопирита, халькопирита, галенита, блеклых руд. Арсе-

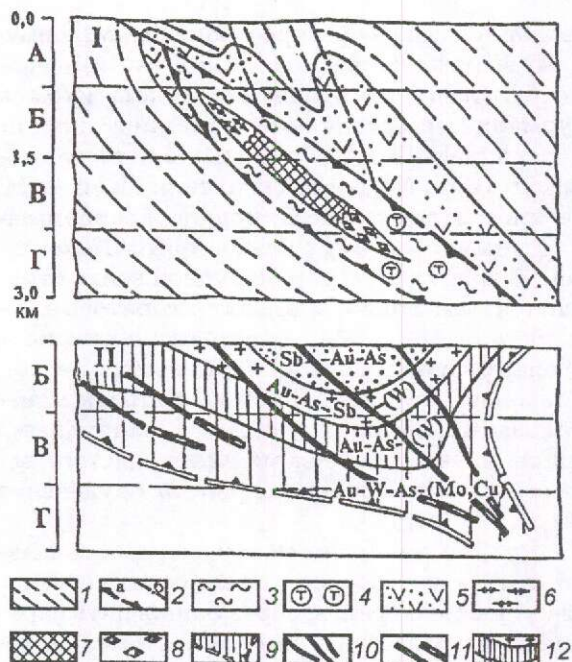


Рис. 3. Модели метасоматической (I) и геохимической (II) зональностей Бакырчикского золоторудного поля, составлены с использованием материалов [5, 7, 12]:

1 — углеродисто-терригенные породы; 2 — разрывные структуры (а — надвиги, б — оперяющие разломы); 3 — серицитизация; 4 — турмалинизация; 5 — хлорит-альбитовые изменения; гидротермальные изменения в контуре крупной рудной залежи; 6 — углеродисто-каолинит-гидрослюдистые; 7 — углеродисто-серицитолитовые; 8 — серицит-флогопит-карбонатные; 9 — контур рудного пучка (в проекции на вертикальную плоскость); осевые линии рудных залежей; 10 — установленные; 11 — предполагаемые; 12 — геохимические зоны

нопириту свойственны игольчатые, призматические, столбчатые кристаллы. Пириты и арсенопириты концентрируют Au (пириты — десятки, редко сотни граммов на 1 т; арсенопириты — сотни граммов на 1 т), Sb (до 0,0n—0,n%), Pb (до 0,n%), Cu (до 1,0—1,5%), Ag (первые граммы на 1 т), Sn, Mo, W, Bi (тысячные, сотые доли процента) и др. Сульфиды верхних горизонтов (зоны А и В) обогащены Pb, Sb, Ag, средних (B+B) — Cu, Zn, нижних (B, Г) — Cu, Mo, Sn, Bi, Co, Ni. Максимум концентрации Au в пирите приходится на верхнюю часть стволовой зоны, в арсенопирите — на нижнюю часть стволовой зоны и корневую зону. Содержания As в пирите сверху вниз снижаются более чем в 5 раз (1,0—1,5% в верхних горизонтах, 7—8% в нижних). Самород-

ное золото имеет разнообразную морфологию: пленочную, каплевидную, шаровую, амeboобразную, комковую, дендритоподобную, жилковидную. Ведущую роль играют микроскопические и субмикроскопические пыле- и амeboвидные выделения золота в пирите и арсенопирите. Пробность такого золота равна 900 (данные А.Г.Каймирасовой). Резко подчиненными являются свободное комковидное золото, отмечающееся в кварц-полиметаллическом и кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовом парагенезисах, и тонкое переотложенное, ассоциирующее с самыми поздними кварцем, антимонитом, тетраэдритом.

Минеральная зональность высокодифференцированная с элементами телескопирования и переотложения минералов. Снизу вверх (от глубин 1200—1500 м до дневной поверхности) зональный ряд эпигенетических сульфидов Fe и As выглядит таким образом: пирротин, арсенопирит, пирит → пирит, арсенопирит → пирит; зональность других рудных минералов: никелин, герсдорфит → халькопирит, шеелит, айкинит, молибденит → халькопирит, сфалерит → теннантит, галенит → антимонит, тетраэдрит, самородная Sb.

Геохимические особенности и геохимическая зональность. Геохимическую специализацию месторождения Бакырчик определяют Au, As, Sb, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Bi, Co, Ni, V, P и др. Широко распространены следующие элементные ассоциации (в скобках соответствующая минеральная ассоциация): сквозная Au-As (золото-пирит-арсенопиритовая); верхнерудно-надрудная Au-Sb-As (кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая); среднерудная Cu-Pb-Zn (халькопирит-сфалерит-галенит-блеклорудная); нижнерудная W-Cu-Mo (кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая); средне-нижнерудная As-Ni-Co (совмещенные пирит-пирротин-марказитовая и пирит-арсенопиритовая). По интенсивности содержаний элементы подразделяются на контрастные Au, As, Sb, W (сотни — первые тысячи кларков), менее контрастные Mo, Cu, Pb, Ag, Co (единицы — первые десятки кларков) и слабоконтрастные Sn, Bi, Ni, V (единицы кларков). Содержания Au в околорудных ореолах 0,01—1,0 г/т, в рудных телах первые — 20—25 г/т (среднее по месторождению 9,4 г/т). Содержания As соответственно равны 0,005—0,6 и 0,7—1,4% (0,9%). Для Sb, развитой преимущественно в зоне А и В, характерны концентрации 0,00n%, редко 0,2—0,3%. Содержания W варьируют от 0,00n—0,0n% в средних и верхних горизонтах до 0,1—0,3% в глубоких. Устойчивые корреляционные связи об-

разуют пары Au—As, As—Sb, Cu—As, Cu—W, Cu—Co, Co—Ni.

Рудные тела имеют пучкообразную морфологию с объемно-концентрической зональностью (см. рис. 3). В вертикальной плоскости по данным опробования руд и эндогенных ореолов (22 разведочных профиля) отчетливо выделяются следующие чашеобразные геохимические зоны: верхняя Sb—Au—As (по контрастности Sb превагирует над Au и As); первая промежуточная Au—As—Sb (с W); вторая промежуточная Au—As (с W); нижняя Au—W—As (Cu, Mo) с «ножкой» в корневой части. Особенностью внутреннего строения рудного поля являются два вида геохимической зональности: центробежная вертикальная (вектор ориентирован по восстанию рудного пучка) и центростремительная горизонтальная (от флангов к центру). Максимальной геохимической неоднородностью, контрастной зональностью и основными запасами золота (более 80%) характеризуется Главное рудное тело, расположенное в осевой зоне пучка. Мелкие рудные залежи, находящиеся на флангах (Промежуточное, Глубокий Лог и др.), обладают простым элементным составом и редуцированной зональностью [7].

Разнотипные КМЗ отличаются единой последовательностью минералообразования, общностью состава метасоматитов и руд, повторяемостью многих признаков зональности. Изученные объекты характеризуются колоссальными масштабами метасоматоза, изменчивым составом измененных пород, высокоупорядоченной метасоматической зональностью. Во всех КМЗ выделяются стволовая, апикальная и корневая метасоматические зоны. Стволовая зона сложена кварц-серицитовым или кварц-серицит-мусковитовым агрегатом с золотоносными пиритом и арсенопиритом, апикальная — сульфидизированными кварц-адуляровыми, кварц-каолиновыми, хлорит-альбитовыми гидротермалитами, корневая — высокотемпературными турмалинитами, калишпатитами, карбонатсодержащими породами (брейнерит, анкерит, железистый доломит). Внешнее обрамление КМЗ представлено пропилитами и пропилитизированными породами.

Крупным месторождениям золота Казахстана свойственна полная эволюция минералообразования со следующими общими стадиями: дорудной пирит-пирротин-марказитовой; рудными золото-пирит-арсенопиритовой (с кварцем) и золото-кварц-сульфосольно-блеклорудно-полиметаллической; заключительной позднерудной (или пострудной) кварц-карбонат-марказит-антимонит-тетра-

эдритовой (с переотложенным тонким золотом, баритом, киноварью).

Золото-пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация едина для всех КМЗ. Для золота этой ассоциации характерны: локализация в пирите (десятки, редко сотни граммов на 1 т) и арсенопирите (сотни, иногда тысячи граммов на 1 т); тонкие и субмикроскопические выделения; ассоциативность с другими минералами ранней стадии (халькопиритом, теннантитом, сфалеритом); способность при динамометаморфизме и гидротермально-метасоматических процессах к укрупнению, высвобождению из сульфидов, переотложению в более поздних кварцевых жилах и околорудных метасоматитах.

Устойчиво повторяющимися минералами-спутниками самородного золота наряду с пиритом и арсенопиритом являются кварц, карбонат, полиметаллические сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит), самородные элементы (Ag, Sb, Bi), блеклые руды, сульфосоли, теллуриды, антимонит. О длительной и сложной истории минералообразования на КМЗ свидетельствуют перекристаллизация минеральных агрегатов, разнообразные структуры распада (сфалерит-халькопирит, теннантит-арсенопирит), наличие реакционных и гибридных соединений (сложные сульфосоли и др.), коррозионные и цементные структуры, микропараганезисы в минералах-концентраторах. Нерудные минералы (кварц, карбонат) имеют не менее 3—4 генераций при значительном температурном диапазоне (420—75°C).

Важный поисковый критерий КМЗ — единая зональность минеральных ассоциаций и отдельных минералов. Дорудная пирит-пирротин-марказитовая ассоциация развита преимущественно в нижних и средних горизонтах (зоны В и Г), рудные золото-пирит-арсенопиритовая и золото-кварц-сульфосольно-блеклорудно-полиметаллическая — в стволовой части КМЗ (соответственно в зонах В и Б), заключительная кварц-карбонат-марказит-антимонит-тетраэдритовая — в самых верхних горизонтах (А и Б). Устойчивы взаимоотношения «сквозных» минералов — пирита и арсенопирита. Во внешней зоне КМЗ развит ранний глобулярный, колломорфный, кубический пирит I, отличающийся низкой золотоносностью, электронным типом термоЭДС, фемической специализацией примесей. Индикаторы промежуточной зоны — золотоносные метасоматические пирит II и арсенопирит I (вкрапления, линзы, прожилки), насыщенные разнообразными син- и эпигенетическими примесями. В кварцевых агрегатах внутренней зоны появ-

ляются кубооктаэдрический пирит III и арсениопирит II (образуется при распаде теннантита), ассоциирующие с золотом II и сопутствующими минералами поздней стадии (блеклыми рудами, висмутином, сульфосолями).

Обобщенная вертикальная минеральная зональность КМЗ может быть представлена в таком виде: магнетит, пирротин, марказит, пирит I, никелин → пирит II, арсениопирит I, золото I, халькопирит, висмутин, сфалерит, теннантит, самородный висмут → пирит III, золото II, галенит, тетраэдрит, сульфосоли → антимонит, золото III, киноварь, барит.

Значительное сходство КМЗ обнаруживается при изучении их вертикальной геохимической зональности, которая в целом однородна и характеризуется наличием во всех КМЗ четырех зон (снизу вверх): нижнерудной (W, Mo, Co, Ni), среднерудной (As, Cu, Bi, Zn), верхнерудной (Ag, Pb, Sb, As) и надрудной (Ba, Sb, Hg). Обобщенная зональность представлена рядом Ni — Co — Sn — W — Mo — Bi — Cu — As I, Au I — Zn — Pb — As II — Ag — Au II — Sb — Ba — Hg. Важные оценочные критерии КМЗ следующие: выдержанный комплекс индикаторов прифронтальной и фронтальной зон (Ba, Hg, Sb, Ag); тесный парагенезис (соседство в рядах зональности) Au II, Ag, Sb; залегание медной и Pb-Zn минерализации гипсометрически ниже «центра тяжести» золота II; устойчивый набор элементов тыловой зоны (фемические Ni и Co, менее подвижные сиалические W, Mo, Sn).

Подчеркнем главный вывод проведенных исследований: по вещественному составу и минералого-геохимической зональности КМЗ представляют собой высокоорганизованные природные системы, обладающие яркими признаками подобия, проявляющимися независимо от геологической позиции месторождений, глубинности их образования и формационной принадлежности. Подобие разнотипных КМЗ, формирование их по единому минералого-геохимическому сценарию — результат кооперативного по своей природе, самоорганизующегося механизма возникновения, протекания и взаимодействия рудоподготовительных и рудообразующих процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакырчижское рудное поле* / В.А.Нарсеев, Н.А.Фогельман, В.М.Яновский, М.М.Старова // Золоторудные месторождения СССР. М., 1986. Т. 2. С. 96—116.
2. *Геология, вещественный состав и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения* / В.М.Абишев, Е.В.Баханова, Ю.М.Зорин и др. // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 107—162.
3. *Золоторудные месторождения СССР. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. Т. 2* / Отв. ред. В.А.Нарсеев. — М.: ЦНИГРИ, 1986.
4. *Крупные месторождения золота Казахстана: условия локализации, общие и специфические черты, отличия от мелких объектов* / М.С.Рафаилович, В.Н.Любецкий, М.М.Старова, О.Г.Кошевой // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 5. С. 40—46.
5. *Марченко Л.Г., Шиповалов Ю.В., Ищенко В.В.* Метасоматические критерии оценки перспектив золотого оруденения в терригенно-углеродистых формациях // Опыт прогнозирования и оценки золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1985. С. 35—44.
6. *Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота.* — Алма-Ата: Наука, 1980.
7. *Рафаилович М.С.* Вертикальная геохимическая зональность ведущих геолого-промышленных типов месторождений золота и ее использование при поисковых работах (методические рекомендации). — Алма-Ата, 1989.
8. *Рафаилович М.С., Алексева Л.К.* Метасоматические формации золоторудных месторождений Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 5—6. С. 13—21.
9. *Рафаилович М.С., Вострокнутова А.И.* Комплексирование геологических и компьютерных моделей золото-сульфидно-кварцевой формации для целей детального прогноза и оценки (методические рекомендации). — Алматы, 1994.
10. *Старова М.М.* Углистое вещество в составе рудовмещающих толщ золоторудных месторождений // Условия формирования и закономерности размещения месторождений золота Казахстана. Алма-Ата, 1980. С. 69—76.
11. *Четвертков Ю.И.* Геохимическая зональность золото-сульфидно-кварцевого оруденения в ряду «рудное тело — месторождение — рудное поле» и выбор критериев прогноза и поисков: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 1991.
12. *Чекваидзе Б.В.* Золото-углеродистая формация. Околорудные метасоматиты // Геология золоторудных месторождений СССР. М., 1990. Т. 5. С. 47—49.
13. *Чекваидзе Б.В., Берзон Р.О.* Полиметалльно-золоторудная формация. Околорудные метасоматиты // Геология золоторудных месторождений СССР. М., 1990. Т. 5. С. 28—32.
14. *Шиганов А.А.* Геохимические поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений Казахстана (методические рекомендации). — М., 1985.
15. *Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В.* Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 132—139.

УДК 553.463 (517.3)

© А.Е.Фоменко, 2001

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛИИ

А.Е.Фоменко (ГП «Центральная геологическая экспедиция» МПР России)

Известные вольфрамовые месторождения МНР подразделены на три геолого-промышленных типа: жильный, грейзеновых залежей и штокверковый. Приведены примеры конкретных месторождений каждого типа с характеристикой параметров, минерального состава и технологических свойств рудных тел, вмещающих их структур и др. Промышленная значимость объектов каждого типа определяется принадлежностью к одной из трех рудных формаций — молибден-вольфрамовой, олово-вольфрамовой и сурьмяно-вольфрамовой.

При подготовке статьи использованы публикации по геологии вольфрамоносных районов Монголии [2—9], а также данные, собранные автором в 1977—1992 гг. при производстве геологических исследований на территории МНР в составе группы российских геологов Международной геологической экспедиции в МНР и «Совгео». Геолого-промышленная типизация месторождений проведена на формационной основе [1].

Большая часть запасов вольфрама в Монголии заключена в штокверковых и грейзеновых месторождениях, характеризующихся бедными рудами. Имеются также мелкие по запасам, но богатые по содержанию триоксида вольфрама жильные месторождения и комплексные оловянно-вольфрамовые россыпи, часть из которых в 1943—1979 гг. обрабатывалась открытым (Чулун-Хуриэте, жильная часть месторождения Югодзырь, россыпи Баян-Мод и Большой Лог) и подземным (Бурэн-Цогто, Их-Хайрхан) способами.

Вольфрамовые месторождения Монголии сформировались преимущественно в ранне-среднемезозойскую эпоху. Они сосредоточены в областях тектономагматической активизации, тяготея к жестким рамам геосинклиналей, выступам основания и сопряженным с ними «регенерированным» прогибам. Месторождения генетически связаны с лейкократовыми гранитами, завершающими плутонические и вулканоплутонические магматические ряды известково-щелочной и повышенной щелочности [7]. По характеру оруденения и приуроченности к определенным комплексам пород различаются три рудные формации: молибден-, сурьмяно- и олово-вольфрамовая. В каждой формации выделены геолого-промышленные типы, наиболее типичные признаки которых отражены в табл. 1.

Незначительные запасы триоксида вольфрама имеются в комплексных оловянно-вольфрамовых россыпях Модотинского, Верхнеононского и Хараморитинского рудных узлов в Восточной и Центральной Монголии (табл. 2).

Жильный тип. Наиболее крупные месторождения жильного геолого-промышленного типа ассоциируют с молибден-вольфрамовой формацией. Нередко они заключены в рудных полях штокверкового и грейзенового типов оруденения. Руды жильных вольфрамовых месторождений сравнительно легко обогатимы. Их отработка предполагается подземным способом. Представителем этого типа является месторождение Кызыл-Тау (Улан-Ул) [5], находящееся в северо-западной части Монгольского Алтая в горно-степной местности. Рудное поле месторождения расположено в экзо- и эндоконтактовой части массива лейкократовых гранитов юрского возраста и контролируется зоной Кобдогольского регионального разлома. Граниты прорывают девонские терригенные отложения Делано-Юстыдского прогиба, наложенного на венд-раннекембрийские терригенно-вулканические породы основания.

Месторождение Кызыл-Тау образовано многочисленными кварц-вольфрамитовыми жилами, группирующимися в три зоны: Северо-Западную, Центральную и Юго-Восточную. Из них наиболее продуктивна первая протяженностью до 2,5 км, шириной 170—200 м. Зона включает более 30 жил, находящихся друг от друга на расстоянии 15—20 м (рис. 1). Жилы крутопадающие, протяженностью до 1,5 км, мощностью 0,5—1,2 м. По морфологии они прямолинейные, по простиранию иногда переходят в кварц-мусковитовые грейзены. Глубина оруденения более 300 м. Основным промышленно ценным минералом вольфрамит образует гнезда, крупно- и среднекристалли-

1. Основные показатели геолого-промышленных типов вольфрамовых месторождений Монголии

Показатели	Рудные формации						Сурьмяно-вольфрамовая
	Молибден-вольфрамовая			Олово-вольфрамовая			
	Геолого-промышленные типы						
	Жильный	Грейзеновый	Штокверковый	Жильный	Штокверковый	Жильный	
Рудовмещающие структуры	Протяженные линейные трещинные зоны в экзо- и эндоконтактных частях рудоносных интрузивов	Система пологих контракционных трещин в приконтактных частях куполов рудоносных интрузивов	Секущая система трещин, кливажа и расщепления в надкупольных структурах	Система однопавленных трещин в эндо-, реже экзоконтактах рудоносных интрузивов	Взаимопересекающиеся системы трещин в экзоконтактных и надантрузивных зонах	Жильный	Система пологих нарушений, срывов, зон дробления
Морфология рудных тел	Кругопадающие, протяженные, сложные жилы; мощность 0,5—1 м; глубина до 500 м	Пластообразные, серповидные залежи; мощность до 40 м; глубина до 200 м	Эллипсовидные штокверки до 0,5 км ² ; глубина до 500 м	Простые круто- и пологопадающие жилы; мощность до 1,5 м; глубина 150—200 м	Штокверковые зоны; протяженность до 400 м; глубина до 200 м	Серии пологих маломощных жил (0,15—0,2 м); глубина до 150 м	
Минеральный состав; текстуры руд; окolorудные изменения пород	Вольфрамит, молибденит, берилл, флюорит, висмутин, галенит, кварц, пирит, мусковит, полевой шпат; массивная, гнездовая; окварцевание, грейзенизация	Вольфрамит, молибденит, пирит, берилл, галенит, арсенопирит, кварц, полевой шпат, мусковит; гнездово-вкрапленная; грейзенизация	Вольфрамит, молибденит, берилл, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, кварц, полевой шпат, мусковит, серицит; прожилковая, вкрапленная; окварцевание, серицитизация, биотитизация	Вольфрамит, флюорит, берилл, касситерит, кварц, полевой шпат, мусковит; тонко- и мелко- (биотит); гнездовая; узкие призматические оторочки кварца + мусковит (биотит)	Вольфрамит, пирит, галенит, сфалерит, касситерит, кварц, полевой шпат, мусковит; тонко- и мелко- вкрапленная гнездовая; окварцевание, серицитизация, пиритизация	Вольфрамит (ферберит), пирит, антимонит, кварц, сидерит, кальцит, массивная, крупстиффационная	
Содержания основных и попутных полезных компонентов, %	WO ₃ 1,5—2,9	WO ₃ 0,2—0,4; Mo 0,05—0,07; BeO 0,08—0,1; Bi 0,13—0,15	WO ₃ 0,11—0,14; Mo 0,018—0,2; BeO 0,028—0,052; Bi 0,008—0,013	WO ₃ 1,0—1,6	WO ₃ 0,15—0,20	WO ₃ 5,0—20,0; Sb 0,05—10	
Извлекаемость в концентрат, %	WO ₃ 75—80	WO ₃ 41—50; Mo 74—84; BeO 40—60; Bi 73—90	WO ₃ 40—50; Mo 75—85; BeO 40—43; Bi 78—90	WO ₃ 80—90	WO ₃ 60—65; Zn 58	WO ₃ 80—84,2	
Масштабы месторождений	Мелкие	Средние	Крупные	Мелкие	Средние	Мелкие	
Типовые месторождения	Кызыл-Тау, Салаа	Югодзырь	Ундур-Цаган	Цаган-Даба	Онгон-Хайрхан, Чулуун-Хуриэтэ	Кобдогол	

2. Запасы и ресурсы вольфрама на месторождениях различных геолого-промышленных типов Монголии, %

Геолого-промышленные типы	Экономические районы						Всего	
	Западный		Центральный		Восточный			
	Запасы	Ресурсы	Запасы	Ресурсы	Запасы	Ресурсы	Запасы	Ресурсы
Жильный	2,2	6,8	1,4	—	1,0	—	4,6	6,8
Грейзеновые залежи	—	—	—	1,7	17,5	5,9	17,5	7,6
Скарновые залежи	—	—	—	—	—	16,7	—	16,7
Штокверковый	—	33,6	5,5	1,7	72,4	33,6	77,9	68,9
Всего	2,2	40,4	6,9	3,4	90,9	56,2	100,0	100,0

ческие агрегаты. Распределение его в основной кварцевой массе неравномерное, прерывистое. В подчиненном количестве отмечаются шеелит и молибденит, редко халькопирит, берилл, висмутин и флюорит. Участки рудных жил с более богатым и относительно равномерным содержанием триоксида вольфрама (2—5%) выделяются как рудные столбы. Наблюдается отчетливая горизонтальная и вертикальная зональность оруденения: на юго-западном фланге — штокверковое с пиритом и молибденитом, в центральной части — существенно кварцевые жилы с вольфрамитом, на северо-востоке — зоны грейзенизации с бериллом, вольфрамитом и сульфидами. Для глубоких горизонтов характерно возрастание концентрации молибденита. На юго-западном фланге рудного поля обнаружен штокверк с бедной кварц-вольфрамит-молибденитовой минерализацией, а в 14 км юго-западнее — месторождение Цинкук, представленное серией кварц-вольфрамитовых жил. Существуют перспективы выявления новых рудных тел и штокверкового оруденения.

Жильные объекты сурьмяно-вольфрамовой формации в Монголии изучены слабо. К этому типу отнесено месторождение Кобдогол, расположенное в северо-западной части Монгольского Алтая на левом берегу р. Кобдо. В региональном плане оно приурочено к зоне северо-западных надвиговых швов, параллельных Нурингол-Сагсайскому глубинному разлому. Рудное поле размещается в осевой части горст-антиклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями позднего кембрия, прорванными гранитами и гранодиоритами позднего девона. Оруденение контролируется пологими (15—35°) тектоническими нарушениями, проявленными с поверхности зонами милонитизации мощностью от 0,1—0,9 до 1,5—2 м (рис. 2). Всего на месторождении выявлены 24 кварц-вольфрамитовые жилы, образующие полосу шириной до 800 м. Рассто-

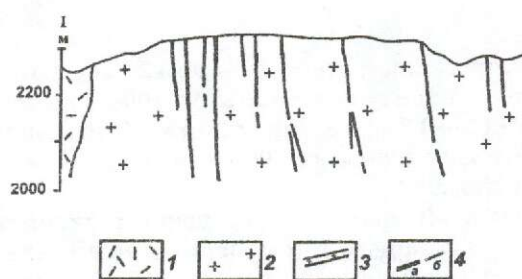
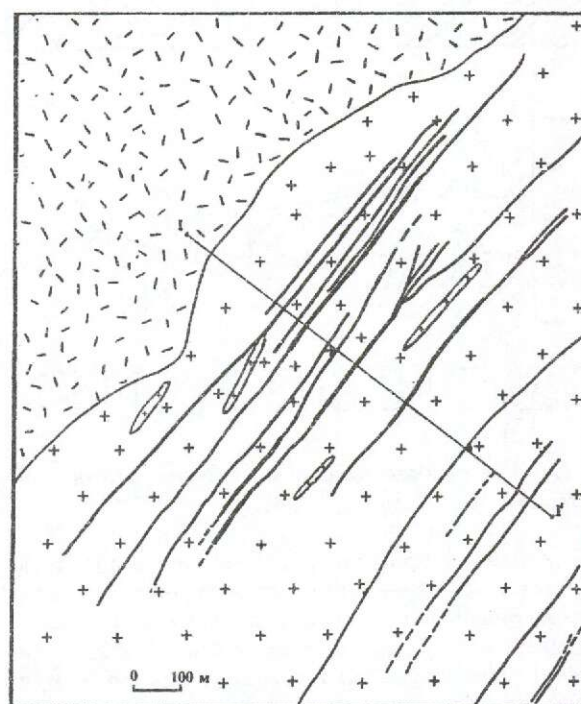


Рис. 1. Геологическая схема северо-западной зоны месторождения Кызыл-Тау, по Амьтану, 1983:

1 — девонские эффузивы кислого состава; 2 — среднеюрские лейкократовые граниты; 3 — дайки аплитов; 4 — рудные жилы и их номера (а — с промышленным, б — с непромышленным оруденением)

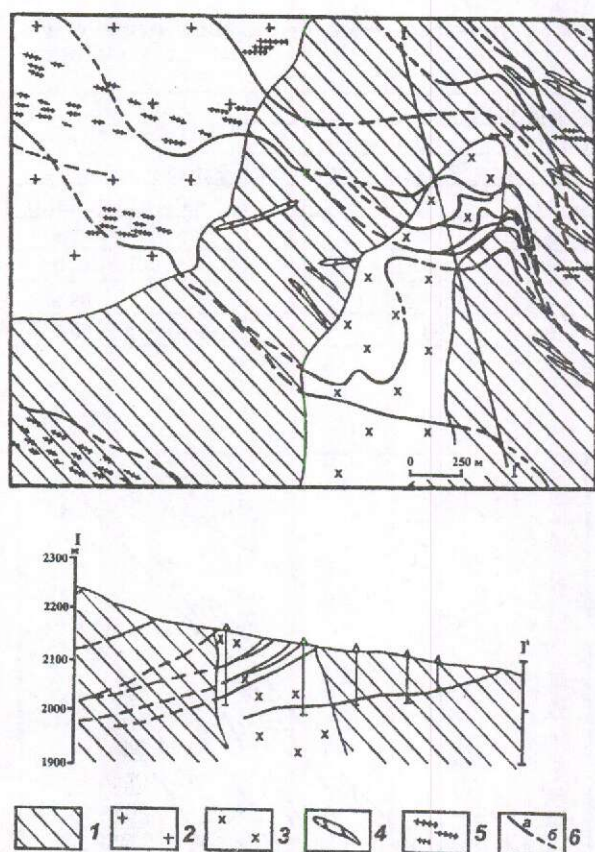


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Кобдогол, по И.Г.Шувалову, 1985:

1 — верхнекембрийские песчаники и сланцы; позднедевонские: 2 — биотит-мусковитовые граниты, 3 — кварцевые диориты и гранодиориты; 4 — дайки диоритовых порфиров и диабазов; 5 — зоны кварцевого прожилкования и грейзенизации; 6 — рудные жилы (а — установленные, б — предполагаемые)

яние между жилами от 2—4 до 120 м. Протяженность отдельных жил 100—1000 м, мощность 0,05—0,7 м, в среднем 0,15 м. По падению жилы прослежены на 100—150 м, далее выклиниваются.

Основной промышленно ценный минерал жил — вольфрамит (ферберит), количество которого колеблется от долей до 70%. К второстепенным относятся антимонит и шеелит, реже встречаются пирит, халькопирит, галенит, самородная медь, золото и киноварь. Текстура руд преимущественно вкрапленная, гнездовая, реже крустификационная, полосчатая, массивная. Кроме вольфрама, руды содержат сурьму, а также медь и литий. Осложняющими факторами эксплуатации месторождения являются пологое залегание и

малые мощности рудных тел, приводящие к значительному разубоживанию руды.

Жильные месторождения олово-вольфрамовой формации в Монголии в основном мелкие. Промышленное значение имеют лишь отдельные жилы. Чаще всего эти объекты служат источниками россыпей. Представитель этого типа — месторождение Цаган-Даба, расположенное в западной части Хэнтэя недалеко от железной дороги. Месторождение находится в пределах Северо-Хэнтэйского геосинклинального поднятия в зоне влияния двух взаимопересекающихся глубинных разломов: Ирогольского северо-восточного простирания и поперечного к нему Ноёнульского [4]. Оно приурочено к крупному многофазному Тухумскому массиву гранитоидов поздне триасово-раннеюрского возраста. Структура рудного поля характеризуется ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного и субмеридионального простираний. В пределах последних развиты системы пологих трещин скальвания (отслоения), определяющие локализацию оруденения (рис. 3). Рудные тела представлены разбленными кварц-вольфрамитовыми жилами и частично минерализованными зонами. Жилы залегают полого (до 15°, редко до 30°), согласно с погружением кровли мезозойского гранитного массива (табл. 3). Отдельные жилы кулисообразно заходят друг за друга, образуя серию параллельных тел. Сложное внутреннее строение жил обусловлено нарушением их сплошности, разделяющейся блоками кварц-сланцевых грейзенов. Жилы расщепляются на кулисы пережимами и раздувами. Контакты жил с вмещающими гранитами резкие.

Основной промышленно ценный минерал рудных жил — вольфрамит (ферберит). Он встречается в виде рассеянной тонкокристаллической вкрапленности (10—20 мм), гнезд (30—40 мм) и мономинеральных средних и крупнотаблитчатых кристаллов (до 15—20 см). Реже распространены берилл, касситерит, флюорит. В незначительных количествах (единичные знаки) отмечаются шеелит, висмутин, молибденит, пирротин, циркон, топаз, апатит, эпидот, амфиболит, турмалин. Структура руды от мелко- до крупнокристаллической, текстура неравномерно-вкрапленная, гнездовая. При эксплуатации месторождения в связи с пологим залеганием рудных тел ожидается значительное разубоживание руд.

Штокверковый тип. Наиболее крупные штокверковые месторождения принадлежат к молибден-вольфрамовой формации и характеризуются комплексными многокомпонентными, но бедными труднообогатимыми руда-

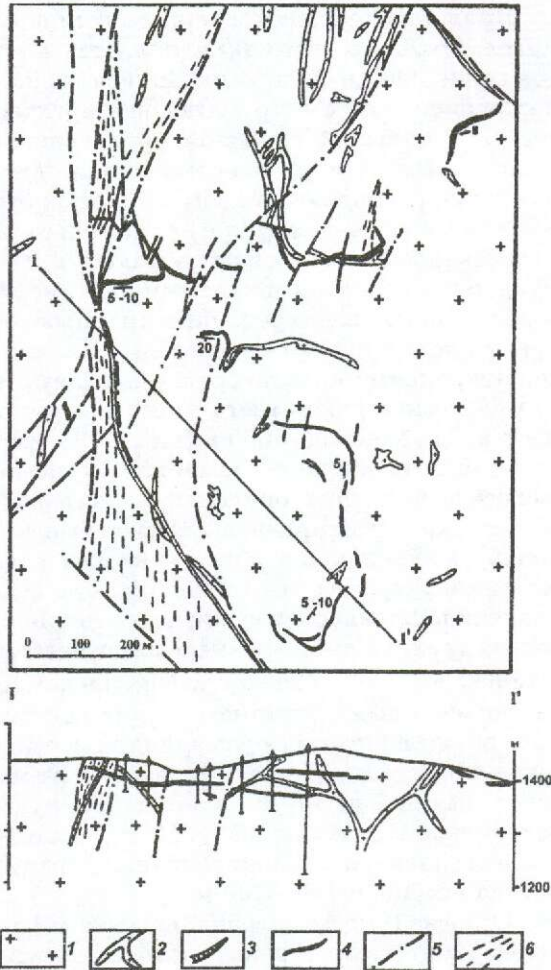


Рис. 3. Геологическая схема месторождения Цаган-Даба, по А.Н.Калягину, 1974:

1 — позднетриасово-раннеюрские граниты; 2 — дайки аплитов; 3 — дайки базальтов; 4 — рудные жилы; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны трещиноватости

ми. К этому типу относится предварительно разведанное месторождение Ундур-Цаган в Северо-Керуленском районе Монголии [3]. Оно приурочено к девонскому регенерированному прогибу, сложенному в различной степени дислоцированными терригенными порода-

ми с межпластовыми телами габбро-диабазов. Указанные отложения пронизаны редкими позднеюрско-раннемеловыми дайками базальтов. Месторождение локализуется в осевой части синклинали складки в месте резкой смены ее направления с северо-восточного на северо-западное. В рудном поле интенсивно проявлены зоны рассланцевания, кливажа, трещиноватости и брекчирования северо-западного направления. Структурной скважиной на глубине 500 м вскрыты лейкократовые биотитовые граниты средне-позднеюрского возраста Шараходинского комплекса. В результате их воздействия вмещающие оруденные породы преобразованы в кварц-серицит-кордиеритовые сланцы.

Месторождение представлено эллипсоидным штокверком размером 1500×(500—700) м. Штокверк вытянут в северо-западном направлении и сложен разноориентированными кварцевыми рудными прожилками мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров (рис. 4). Средняя плотность сети прожилков в центральной обогащенной части достигает 20—30 и снижается на флангах от 10 до 2—3 на один метр. Штокверк пересекается разломами сбросо-сдвигового характера на ряд блоков. В западной части штокверка развита преимущественно вольфрамитовая минерализация, в восточной — молибденовая, интенсивность которой с глубиной увеличивается. Оруденение (без признаков выклинивания) прослежено до 550 м. С юга и юго-востока штокверк обрамляется сравнительно широкой (2—2,5 км) дугообразной полосой веерообразных минерализованных зон и жил с серебряно-полиметаллической минерализацией, составляющих рудное поле месторождения Мунгун-Ундур.

Минеральный состав рудных прожилков, слагающих штокверк, представлен тонкими вкраплениями (до нескольких миллиметров) вольфрамита, молибденита, висмутина, пирита, халькопирита, столбчатыми кристаллами берилла (до 20 мм), в меньших количествах присутствуют шеелит (20% от содержания вольфрамита), сфалерит, редко галенит; среди минеральных ассоциаций преобладает

3. Параметры жил месторождения Цаган-Даба

Жилы	Протяженность (м) по		Мощность, м	Угол падения, градус
	простираанию	падению		
1	420	410	0,3—4,0	0—15
3	175	70	0,2—0,5	5—15
4	160	90	0,1—0,5	0—15
5	175	90	0,2—1,1	0—10

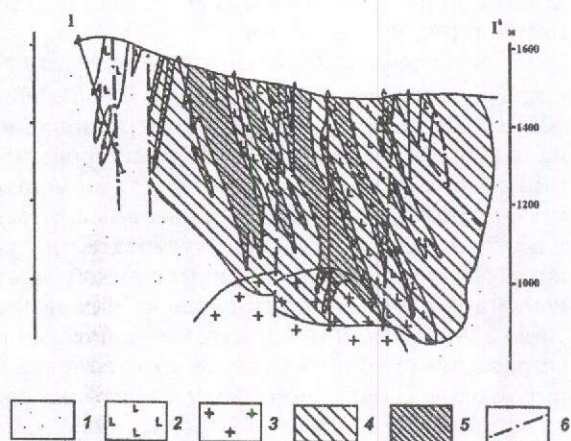
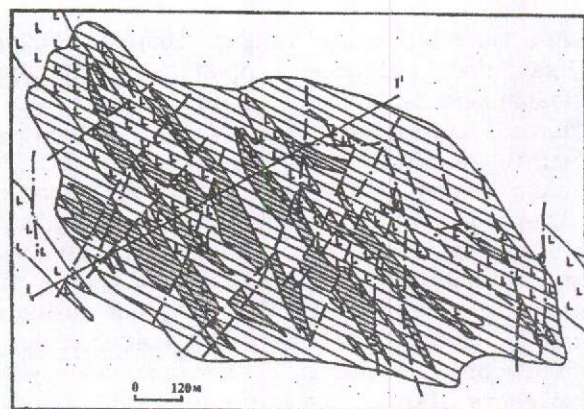


Рис. 4. Схема геологического строения месторождения Ундур-Цаган, по Ц.Консулову и др., 1983:

1 — нижнедевонские кварц-серицитовые, кварц-биотитовые, кремнистые и другие сланцы; 2 — девонские габбро-диабазы; 3 — средне-позднеюрские лейкократовые граниты; рудный штокверк: 4 — бедные руды, 5 — обогащенные участки; 6 — разрывные нарушения

кварц-вольфрамитовая, которой подчинены кварц-молибденитовая и кварц-берилл-молибденитовая. Текстуры руд прожилковые и вкрапленные. Статистическим анализом установлено, что 77% отобранных на месторождении проб отличаются низкими содержаниями триоксида вольфрама (до 0,12%) и только 23% сравнительно высокими (до 0,5%). В связи с низким извлечением тонких фракций вольфрамита руды месторождения Ундур-Цаган труднообогатимы. Однако эта проблема решается с помощью дополнительных химических процессов при обогащении руд. Ценность руд месторождения повышают литий, рубидий и цезий, содержания которых составляют от сотых до десятых долей процента.

Представителем штокверкового типа олово-вольфрамовой формации является месторождение Онгон-Хайрхан. По сравнению с месторождением Ундур-Цаган оно характеризуется небольшой глубиной оруденения, но руды его богаче и легче обогащаются. Месторождение расположено в юго-западных отрогах Хэнтэя южнее излучины р. Толы и входит в состав Ихэ-Хаирханского рудного района [4]. Рудное поле сложено девонскими метаморфизованными и дислоцированными алевропесчаниками и кремнисто-сланцевыми сланцами, составляющими кровлю средне-позднеюрского рудоносного гранитного массива, залегающего на глубине 500—600 м (рис. 5). На месторождении выделяются два структурно-морфологических типа оруденения: жильный и штокверковый. Кварц-вольфрамитовые жилы ввиду сложной морфологии и низких содержаний вольфрама не имеют практического значения. Штокверковый тип оруденения развит на трех участках размером соответственно 350×50, 400×40 и 350×50 м. Они представлены сближенными системами крутопадающих зон прожилкования субмеридионального и субширотного направлений. Расстояние между зонами от 2 до 10—60 м. Мощность рудных прожилков в зонах от 0,5 до 10 см, чаще 2—3 см. Повышенная их концентрация ограничивается глубиной 100—200 м.

Основной промышленно ценный минерал вольфрамит распространен в штокверковых зонах крайне неравномерно в виде гнезд и отдельных кристаллов пластинчатой, реже столбчатой формы размером от 0,002 до 20 мм. Реже встречаются чисто вольфрамитовые прожилки мощностью 0,1—10 см. Количественный состав других минералов — сфалерита, висмутина, молибденита, касситерита — незначителен.

Тип грейзеновых залежей. Грейзеновые месторождения в МНР имеют ограниченное распространение. Наиболее изучено месторождение Югодзырь, относящееся к молибден-вольфрамовой формации [4, 7]. Оно находится на крайнем юго-востоке Монголии и расположено в осевой части Нукутдабанского антиклинария в зоне сопряжения разломов северо-западного и субширотного простирания. Рудное поле сложено ордовикской песчано-алевролитовой толщей, прорванной поздне-триасово-раннеюрским интрузивом порфировидных лейкогранитов. На поверхности интрузив обнажается в виде куполовидного штока, полого погружающегося во все стороны под углом 10—20°. В его экзоконтактовой части вмещающие породы превращены в кордиеритовые сланцы и кварцево-сланцевые роговики.

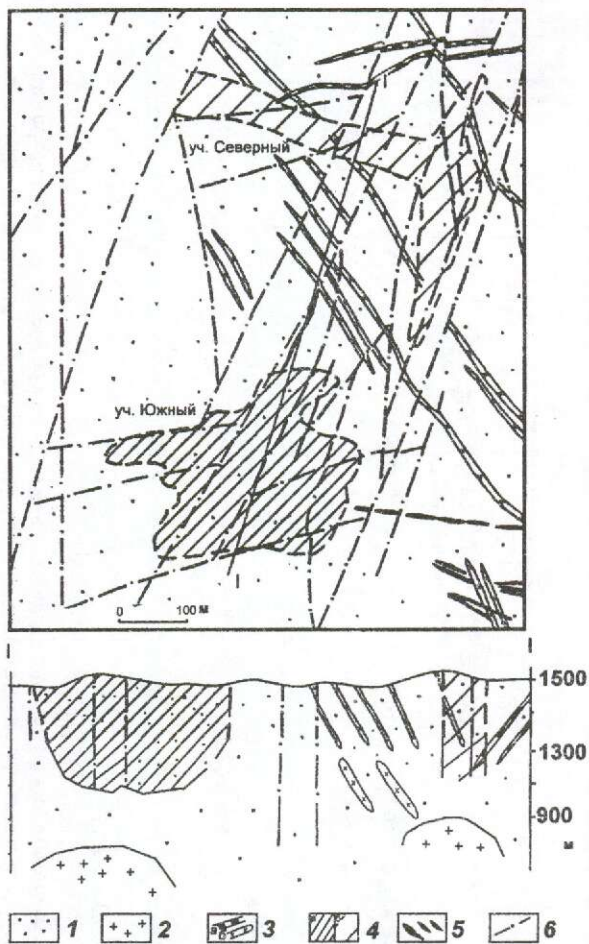


Рис. 5. Геологическая схема месторождения Онгон-Хархан, по В.М.Гуменову, К.Шампан и др., 1983:

1 — девонские песчаники, алевропесчаники, алевролиты; 2 — средне-позднеюрские граниты; 3 — дайковые образования (а — альбитофиры (онгоиты), б — диоритовые порфириды, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры); 4 — штокверковое оруденение (а — с содержанием WO_3 более 0,15%); 5 — кварцевые жилы и прожилки с вольфрамом; 6 — разрывные нарушения

На месторождении проявлены два морфологических типа руд — жилы и грейзеновая залежь. Жилы в значительной степени отработаны. Перспективная для отработки вольфрамоносная грейзеновая залежь в апикальной части порфировидных гранитов полого падает согласно их контактовой поверхности и в разрезе имеет серповидную форму. Площадь залежи более 2 км^2 ($1700 \times 100 \times 110 \text{ м}$). Тектоническими нарушениями она разбита на отдельные блоки, перемещенные относительно друг друга на 10—55 м. В центральной части за-

лежь выходит на поверхность, в северо-восточном и юго-восточном направлениях выклинивается, а на западном фланге прослеживается до глубины более 150 м (рис. 6). В пределах залежи наиболее крупное рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию триоксида вольфрама 0,1%, обладает следующими параметрами: длиной 1400 м, шириной 400—950 м, мощностью 1,4—38 м (в среднем 20 м). Длина остальных десяти рудных тел 50—250 м, мощность 1—12 м. Наибольшая концентрация их отмечается в купольной части интрузива. Основные промышленно ценные минералы грейзеновой части месторождения — вольфрамит и молибденит. Первый представлен мелкими пластинчатыми кристаллами (до 5 мм), второй — обильно-вкрапленными мелкочешуйчатыми агрегатами. Для грейзенов характерны также следующие минералы: берилл, флюорит, кальцит, в небольшом количестве встречаются гельвин, шеелит, висмутин, пирит, арсенопирит, галенит, козалин, борнит, лимонит. Текстура руд тонковкрапленная, реже гнездовидная. Перспективы увеличения запасов месторождения связаны с разведкой западного фланга (сопка Грейзеновая). Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются более 5 тыс. т. Предлагаемый способ отработки — карьер. Однако руды месторождения Югодзырь труднообогатимые.

Перспективы расширения сырьевой базы вольфрама в Монголии возможны как за счет доразведки рудных полей известных месторождений, так и открытия новых. В Монгольском Алтае разведаны и подготовлены к эксплуатации жильные месторождения Кызыл-Тау и Кобдогол и имеются благоприятные геологические предпосылки обнаружения месторождений с богатыми рудами сурьмяно-вольфрамовой формации на Хундэлэнгольской, Улэгэйской, Онгон-Кызыльской и Цаган-Нурской площадях. Ачитнурская и Шарухинская площади благоприятны для поисков вольфрамитовых и шеелитовых россыпей с организацией мелкомасштабной добычи [8]. В Центральной и Восточной Монголии возможно открытие новых месторождений вольфрама в бортовых частях «регенерированных» прогибов, вблизи древних гранитизированных горстов и антиклинорных поднятий — Буянтинского, Нукутдабанского и Уланульского, подверженных мезозойской тектономагматической активизации. Чулун-Хуриэтинская и Южно-Толинская площади, расположенные сравнительно недалеко (до 100 км) от железных дорог, перспективны для обнаружения вольфрамовых месторождений скарнового и грейзенового типов.

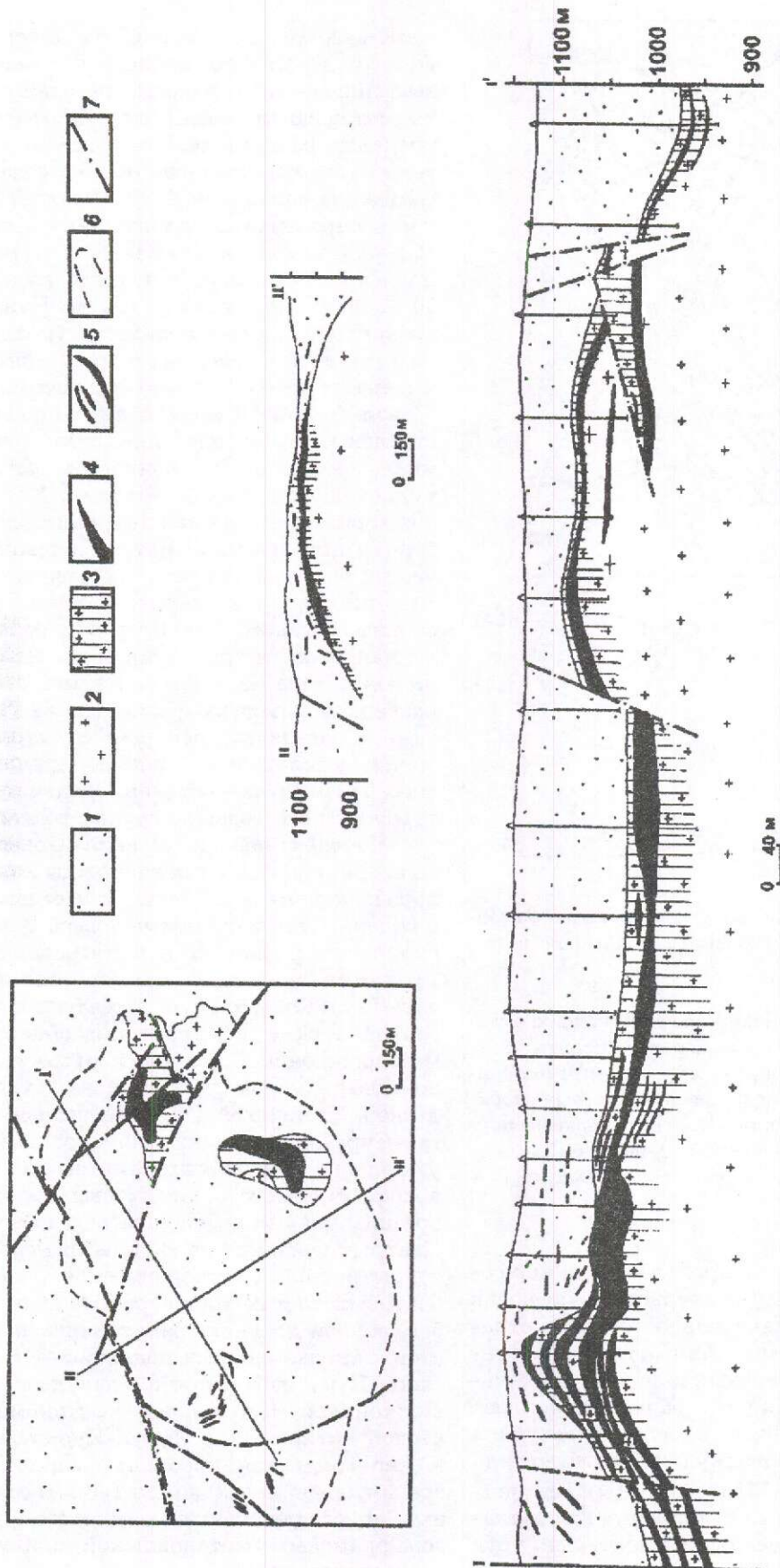


Рис. 6. Геологическая схема месторождения Югодзьерь, по Ю.М.Максименко, 1977:

1 — ордовикские ороговикованные алевропесчаники; 2 — поздне триасово-раннеюрские порфировидные граниты; 3 — грейзенизированные граниты; 4 — грейзеновые рудные тела; 5 — жильные рудные тела; 6 — проекция контура грейзеновой залежи на дневную поверхность; 7 — разрывные нарушения

Таким образом, Монголия обладает значительными запасами и ресурсами вольфрамовых руд. Имеются благоприятные геологические предпосылки их увеличения путем выявления месторождений как известных, так и новых для МНР типов. Вместе с тем большая часть запасов характеризуется бедными труднообогатимыми рудами. Поэтому в настоящее время для отработки рентабельны лишь отдельные жильные, богатые по содержанию вольфрама, месторождения — Кобдогол, Кызыл-Тау, Цаган-Даба. Отработка крупных месторождений с комплексными бедными и труднообогатимыми рудами (Ундур-Цаган и Югодзырь и др.) будет во многом определяться рынком и спросом на этот дефицитный металл.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В. Принципы геолого-промышленной типизации рудных месторождений. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.
2. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р.Апельцина. — М.: Недра, 1980.
3. Геология и полезные ископаемые Северо-Керуленского района / В.А.Благодаров, И.Б.Филиппова, Э.А.Супрунов и др. // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М., 1990. Вып. III.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые / Под ред. Н.А.Маринова. — М.: Недра, 1977.
5. Минералого-геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Западной Монголии / Г.Ф.Иванова, И.Е.Максимюк, И.Г.Шувалов и др. // Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 17—29.
6. О мезозойском возрасте рудоносных гранитов массива Кызыл-Тау (Монгольский Алтай) / В.Д.Козлов, Г.П.Сандимирова, Ю.А.Пахольченко и др. // Геология и геофизика. 1995. № 3. С. 73—77.
7. Фоменко А.Е. О применении логико-информационных методов для группировки оловянных и вольфрамовых месторождений по минеральному составу (МНР) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 12. С. 93—101.
8. Фоменко А.Е., Филиппова И.Б. Сравнительная характеристика структурно-металлогенетических оловянно-вольфрамовых зон (на примере Монголо-Забайкальского региона) // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М., 1990. Вып. III.
9. Фоменко А.Е. Эволюция гранитоидного магматизма Хархиринского нагорья в Западной Монголии. Активизационные неорогенетические комплексы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 5. С. 80—90.

УДК 553.491.8 (571.661)

© Коллектив авторов, 2001

ВТОРИЧНЫЙ ИСТОЧНИК МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕЙНАВ-ГАЛЬМОЭНАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

**А.В.Зайцев, Л.И.Кравченко, А.А.Коляда (ЗАО «Корякгеолдобыча»),
А.Ф.Карпузов (МНР России), А.Ф.Литвинов («Камчатприродресурсы»),
Б.А.Марковский (ВСЕГЕИ МНР России)**

Рассмотрен вопрос о платиноносности нового для района Корякии особого типа четвертичных отложений, конгломератобрекчий селевого генезиса, которые могут быть вторичным источником поступления минералов платиновой группы в россыпные месторождения Сейнав-Гальмоэнанского платиноносного узла, поисковым индикатором богатых россыпных залежей, а также и самостоятельными рудными телами, вмещающими платиновое оруденение уральского типа.

Доля россыпных месторождений платины в общем балансе запасов и добычи очень невелика и в целом не превышает 1,5%. Вместе с тем, в России почти половина добываемой платины приходится на россыпные месторождения, связанные с дунит-клинопироксенитовыми массивами Корякского АО и массива Кондер в Хаба-

ровском крае. В последние годы интерес к этому виду сырья значительно повысился ввиду того, что неуклонно растут потребление и цена платины на мировом рынке, ее роль как валютного эквивалента в бюджете страны.

Первые сведения о наличии минералов платиновой группы в шлиховых пробах из водо-

токов юга Корякского нагорья относятся к началу 60-х годов, когда единично-знаковые содержания платины и золота были обнаружены в отдельных пробах в водотоках бассейна реки Янытайлыгынваям. В 1972—1976 гг. при проведении государственной геологической съемки м-ба 1:200 000 геологами Аэрогеологии в хромитоносных дунитах Гальмознанского гипербазитового массива были выявлены содержания платины до 0,6 г/т и палладия до 1,5 г/т, причем в монофракциях хромитов содержание платины доходило до 10 г/т. Площадь была рекомендована как перспективная на выявление коренного платинового оруденения. Но только в 1984 г. сотрудниками ДВНЦ АН СССР были получены первые шлиховые пробы с промышленным содержанием платиноидов из водотоков, дренирующих Сейнавский массив. По-настоящему история «большой корякской платины» начинается с 1992 г., когда Сейнавской партией Северо-Камчатской ГРЭ под руководством В.Н. Мелкомукова были установлены и оконтурены участки россыпной платиноносности в аллювиальных отложениях ручьев Ледяной, Пенистый и р. Левтыриньваям, а с 1994 г. ЗАО «Корякгеолдобыча» начинает промышленную добычу платины на этих участках. К настоящему времени уже добыто более 25 т шлиховой платины [3].

Несмотря на достижения в поисках, разведке и добыче платины из россыпных месторождений, руководство ЗАО «Корякгеолдобыча» и КИПР по Камчатской области инициировало постановку опытно-методических работ, направленных на оценку перспектив рудной платиноносности массива в целом. В ходе работ были отобраны геохимические и штуфные пробы из различных типов дунитов и хромитоносных шпиров, анализ которых показал повышенные и высокие содержания платиноидов, составляющие единицы — десятки, изредка сотни граммов на 1 т. Эти работы в целом подтвердили, что коренным источником платиноидов в россыпях Сейнав-Гальмознанского рудного узла служат определенные крупнокристаллические разновидности дунитов с вкрапленными и гнездовыми включениями хромитов.

В 2000 г. экспертная группа — авторы настоящей статьи — выполняла редакционно-увязочные работы по подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты м-ба 1:200 000 листа Р-58-XXIX, в пределах которого расположен выше означенный рудный узел. В процессе полевых работ, проведенного опробования и дешифрирования космоаэрофотоматериалов были откартированы особые образования, слагающие выровненные террасовидные поверхности, дренируемые водотока-

ми, в четвертичных отложениях которых сконцентрированы платиновые россыпи.

Сейнав-Гальмознанский рудно-россыпной узел с платиновой минерализацией расположен в Корякском нагорье на юго-восточных отрогах Ветвейского хребта в междуречье правых притоков р. Вывенки и левого притока р. Ветвей. Узел приурочен к тектоническому отторженцу, находящемуся в аллохтонном залегании в 8—15 км западнее фронта регионального Ватынского надвига. В его пределах среди вулканогенно-кремнистых отложений заключены два зональных гипербазитовых массива — Гальмознанский и Сейнавский, являющиеся источником россыпной платины. Рельеф района среднегорный с абсолютными отметками 700—900 м, максимальной — 1052 м (гора Гальмознан). По характеру рельефа площадь делится на участки с развитием выработанных (около 70%) и аккумулятивных (около 30%) форм, образовавшихся в результате денудационных, экзарационных и эрозийных процессов [1]. В дальнейшем авторами рассматриваются только те формы рельефа и образования их слагающие, которые имеют прямое отношение к изучаемой проблеме.

Структурно-денудационный рельеф широко распространен на данной территории. К нему относятся водораздельные гряды и отдельные возвышенности, сформированные в результате денудации Сейнавского и Гальмознанского массивов. Гряды междуречий массивов имеют узкие гребне- и пилообразные водоразделы с крутыми склонами. Сами склоны характеризуются ступенчатым обликом из-за сложного строения массивов, большого разнообразия типов гипербазитов и разной устойчивости их к процессам выветривания. Собственно денудационный рельеф не имеет четкой приуроченности к структурам гипербазитовых массивов и представлен ледниковыми формами.

Выработанные ледниковые формы рельефа представлены в значительной степени редуцированными цирками, карами, троговыми долинами. Происхождение этих форм не вызывает особых сомнений, облик их близок к классическому: овальные днища, крутые склоны, гребневидные водоразделы, наличие стенок срыва. Наиболее редуцированные цирки и кары расположены в верховьях ручьев Пенистый, Ветвистый, Ледяной и р. Левтыриньваям. Денудационные и эрозийные процессы способствовали разрушению большей части предварительно тектонизированных гипербазитовых массивов и появлению необходимого материала для формирования аккумулятивных форм рельефа, играющих решающую роль при концентрации платиноидов и возникновении морфогенетических типов россыпей.

В создании аккумулятивных форм участвовали денудационные, экзарационные, включая селевые, и эрозионные процессы. К данному рельефу относятся поймы, террасы, континентальные дельты, морены, зандровые и селевые поля, конусы выноса и обвальные шлейфы различных генетических типов. Большинство из этих форм рельефа детально откартированы и описаны предыдущими исследователями и вопросов не вызывают [1, 2], кроме селевых полей.

Впервые идея о селевом генезисе выровненных террасовидных участков различной площади с абсолютными отметками 400—500 м и относительными — 40—120 м была выдвинута авторами в ходе редакционно-увязочных маршрутов по аналогии с полями Западного Тянь-Шаня и Горной Танзании. Когда-то поверхность была единой, но в настоящее время она расчленена водотоками на ряд фрагментов между ручьями Пенистый, Ледяной и их притоками, которые протягиваются полосой вдоль западного фланга Гальмознанского массива. Отдельные фрагменты палеоселевых отложений выявлены и в юго-восточной части Гальмознанского массива. Основываясь на находках в этих отложениях наряду с остроугольными обломками хорошо окатанной гальки и валунов различных типов гипербазитов и вмещающих пород, предшественники в одних случаях относили их к остаткам днищ древних эрозионных долин, в других — к образованиям пятой надпойменной полигенетической террасы. Комплексный анализ структурного положения поверхностей изученных участков, состав слагающих их образований, гранулометрическая характеристика, форма и степень окатанности обломков и валуно-галечного материала дают основание для отнесения этих образований к селевым потокам. Различная степень сортировки и обработки обломочного материала от угловатых обломков до хорошо окатанной гальки и валунов, существенно базит-гипербазитовый состав как обломочного материала, так и цементирующей массы, доказывающие, что источником наполнения служили продукты разрушения массивов, наличие определенной стратификации, следов течения и селевой экзарации, структурное расположение селевых потоков на продолжении выработанных ледниковых форм, наличие палинологических проб, характеризующих теплый климатический период во время формирования отложений — все эти признаки подтверждают сделанный вывод. На разных участках террасовидная поверхность абсолютно ровная, но переходит к ледниковым формам через четкий структурный уступ. Видимая мощность селевых образований от 40 до 120 м, в верховьях рек она возрастает. Макроскопически это плот-

но сцементированные породы буровато-желтого цвета. Цемент тонкообломочный с обильной примесью песчано-глинистого и частично пеплового материала. Обломочный материал — глыбово-щебнисто-дресвяно-гравийный с различной степенью окатанности — представлен дунитами и пироксенитами. Характер обломков и многочисленные следы от трещин отрыва на крутых склонах Гальмознанского массива указывают направление движения селевого потока. В разрезе этих образований видны нечетко выраженной градационной слоистость, следы течения материала и определенная ритмичность, что свидетельствует о неоднократных селевых срывах. Количество цемента, степень угловатости и размер обломков растут от подошвы к кровле ритма, причем размер отдельных глыб достигает 3,5—4 м в поперечнике. По простиранию потоков размер обломков, как правило, уменьшается, степень их окатанности возрастает, отложения становятся более слоистыми и в них появляются линзы песчано-глинистого материала.

Рассматривая механизм движения селевых потоков, необходимо отметить, что крупные глыбы выступают в роли бороны и дробилки одновременно, истирая десятки тысяч кубометров горной массы, а тонкий материал выполняет роль смазки, ускоряя движение потока и увеличивая протяженность переноса.

Анализ взятых из щебнисто-глинистого и пепло-глинистого материала рядовых, случайных шлиховых проб показал присутствие и массовые содержания платиновых минералов. Интерес к данным образованиям обусловлен тем, что в ряде стран Центральной и Южной Африки с ними связаны погребенные россыпи золота и монацита [4], а в Бразилии и Колумбии они выделяются в качестве переходных (вторичных) коренных источников золота, платины и алмазов в россыпях [5].

Для проверки выдвинутой гипотезы руководством ЗАО «Корякгеолдобыча» на участке развития данных образований в междуречье Ледяной и Пенистый в рамках ревизионных работ была пройдена траншея с отбором бороздовых проб. Промывка искусственных протоочных проб после дробления бороздовых показала присутствие платиноидов с содержаниями до 10,5 г/м³. Учитывая параметры селевого палеопотока и установленные содержания платиноидов, можно прогнозировать выявление рудного тела с промышленной платиноносностью, которое одновременно служило вторичным коренным источником платины в россыпях ручьев Ледяной и Пенистый.

В заключение кратко остановимся на некоторых вопросах формирования платиновых

россыпей в связи с рельефообразованием. Косвенные сведения с определенной долей вероятности позволяют предположить, что после завершения орогенного этапа развития существенно тектонизированные в ходе надвигообразования гипербазитовые массивы подверглись интенсивному эрозионному воздействию и денудации. Этому способствовали циклические изменения климата, продолжающиеся тектонические подвижки и активная вулканическая деятельность на протяжении всего четвертичного периода. В периоды похолодания платина, связанная с дунитами гипербазитовых массивов, в процессе выветривания в освобожденном состоянии и в обломках пород поступает в делювиально-ледниковые образования, которые накапливаются у подножия склонов Сейнавского и Гальмознанского массивов. С потеплением климата в средне-позднечетвертичное время и таянием ледников мощные селевые потоки начали выносить делювиально-ледниковые образования, вырабатывая новый эрозионный уровень. При переносе происходили мощное перетирание и дезинтеграция дунитов с высвобождением платины и ее переотложением. Вулканическая деятельность способствовала процессам литификации, когда вулканический пепел и песчано-глинистый материал цементировали обломки, слагающие селевые поля. Новый тектонический подъем и новое похолодание способствовали выработке нового эрозионного уровня. Именно с аллювиальными отложениями этого уровня и связано формирование наиболее богатых металлоносных пластов за счет переотложения (или) пересортировки металла из ра-

нее сформированных россыпей, поступления новых его порций из отложений селевых потоков, а также из водотоков, продолжающих размыв гипербазитового массива.

Подводя итог вышесказанному, еще раз акцентируем внимание на ключевых моментах.

1. Выявленный особый тип образований, т.е. конглобрекчии селевых потоков, могут быть не только вторичным коренным источником платины в россыпях, но и иметь самостоятельное промышленное значение или выступать в качестве поискового индикатора богатых россыпей.

2. Детальное геолого-петрографическое изучение данных образований позволит создать их петротип, чтобы в дальнейшем при геолого-съемочных и поисковых работах на гипербазитовых массивах использовать его как эталон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С., Кузнецова И.А. Государственная геологическая карта масштаба 1:20 000, лист Р-58-XXIX. — М.: Недра, 1980.
2. Зайцев В.П., Коляда А.А., Мелкомиков В.Н. Сейнав-Гальмознанский узел и его платиноносность // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 77—78.
3. Зайцев В.П., Наазимова Ю.В. Корякия — новый платиноносный регион России // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб., 2000. С. 91—92.
4. Геология и генезис алмазных месторождений / Под ред. Б.М.Зубарева. — М., 1989.
5. *International Gold Mining Newsletter*. 1996. Vol. 24. № 6.

УДК 553.411

© А.В.Третьяков, 2001

ЭНДОГЕННЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАК ФАКТОРЫ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

А.В.Третьяков (ТОО «Алтын-Айтас», Казахстан)

Показана значительная роль эндогенных факторов россыпегенеза, обычно не учитываемая при оценке перспектив россыпной золотоносности отдельных районов. Эндогенные факторы в природных геосистемах образуют четыре в различной степени благоприятных для россыпеобразования структурно-вещественных парагенезиса.

Актуальность проблемы обоснованной оценки перспектив россыпной золотоносности Казахстана, весьма слабо изученной, а также выделения площадей, наиболее благоприятных для ее формирования, не вызывает сомнения. По сложившимся представлениям в качестве основных факторов, определяющих перспективы формирования россыпей, обычно традиционно рассматриваются история развития рельефа и палеоклиматические особенности [5, 6]. Лишь в отдельных работах [10] в качестве дополнительных критериев привлечены данные о фазовом состоянии золота в рудах вероятных коренных источников.

Разделяя представления о значительной роли процессов рельефообразования в россыпегенезе, автор настоящей статьи считает необходимым при оценке перспектив россыпной золотоносности учитывать весьма значительную роль эндогенных вещественно-структурных предпосылок россыпеобразования, а именно: формационную принадлежность золоторудных месторождений, определяющую их россыпеобразующие возможности; особенности размещения (структуру) месторождений, рудопроявлений и точек золоторудной минерализации в золоторудном районе; структурно-морфологические особенности золоторудных месторождений [12].

Анализ геологического материала по золотороссыпным провинциям СНГ и мира свидетельствует о том, что перечисленные выше эндогенные факторы россыпеобразования в природных геосистемах способствуют образованию четырех в различной степени благоприятных для формирования россыпей структурно-вещественных парагенезисов (СВП) с сочетанием следующих взаимосвязанных характеристик: типа региональных геологических структур и характерных для них золоторудных формаций, стиля рудо локализирующих тектонических деформаций и структурно-морфологических особенностей золоторудных полей.

Для россыпеобразования наиболее благоприятен СВП, приводящий к рассредоточенному в объеме пород («импрегнированному») распределению коренных источников преимущественно кварцево-жильного типа, образующийся в интенсивно дислоцированных терригенных толщах геосинклиналей повышенной (до 6—10 км) мощности. Дислоцированность пород в таких районах отвечает эпизональной шовной складчатости высшей интенсивности; на локальных участках развиты дислокации мезозонального уровня с кливажными структурами, сопровождающимися зеленосланцевыми изменениями пород. Как показано в работе [2], в термодинамических условиях, свойственных таким областям, процессы регенерации рудного вещества обеспечивают ведущее значение в рудных телах кварцево-жильного материала и преобладание в рудах свободного самородного золота, на 80—90% представленного зернами россыпеобразующих фракций.

Высокая дислоцированность вмещающих пород, а также отсутствие экранов, благоприятствующих концентрации оруденения, определяют специфические условия локализации золотоносного жильного материала. Кварцевые жилы, большинство из которых незначительных размеров, рассредоточены как по площади, так и в разрезе («импрегнированы»), в связи с чем суммарная масса рудного материала очень велика. Распределение золота в жилах имеет отчетливый гнездовой характер, а содержание в отдельных гнездах достигает нескольких килограммов на тонну. Специфичность рассеянного в кварцевых жилах золоторуденения, формирующегося исключительно в условиях интенсивно дислоцированных терригенных отложений, позволила одним авторам [13] выделить его в качестве самостоятельного Ат-Уряхского структурно-морфологического типа полей золоторудных месторождений, а другим [14] — рассматривать его

как особый тип (квазиформацию) золото-кварцевой формации, не дающей крупных промышленных скоплений руд, а присутствующей в мелких жилах, рассредоточенных на больших площадях. Рассредоточенность золотоносных жильных образований во вмещающих породах способствовала их масштабной деструкции в процессе эрозионно-денудационной деятельности, что привело к высвобождению большого количества золота и формированию значительных по масштабу россыпей. Описанный структурно-вещественный парагенезис характерен для крупных золото-россыпных провинций СНГ (Яно-Колымская, Верхоянская) и мира.

Менее благоприятен для россыпеобразования парагенезис эпизональной брахиформной складчатости относительно однородных толщ и глубинных разломов, контролирующих размещение золоторудных месторождений различной формационной принадлежности. Он характерен для слабодислоцированных областей складчатых зон и консолидированных структур типа массивов и сводов. Кварцево-жильные месторождения россыпеобразующих формаций в таких областях имеют линейно-узловое и узловое распределение, компактны в плане, часто со значительным вертикальным размахом оруденения и велики по запасам. Они представлены либо отдельными выдержанными по мощности, простирающимися падению рудными телами, либо зонами субпараллельных прожилков. Площадь рудных полей обычно не превышает 4—4,5 км². Россыпи в этих районах по запасам значительно уступают россыпным месторождениям, сформированным в районах развития вышеописанного СВП.

Незначительная россыпная продуктивность данного СВП подтверждается результатами статистического анализа распределения россыпной золотоносности в структурах разных типов, выполненного предшественниками исследователями [9, 15].

Малоблагоприятны для россыпеобразования и парагенезисы локального очагового магматизма вулканоплутонических поясов и связанного с ним оруденения, принадлежащего преимущественно к нероссыпеобразующим золото-серебряной, золото-полиметаллической и тому подобным формациям и локализованного в отдельных, как правило, разобщенных вулканоструктурах, а также узлов пересечения продольных и поперечных разломов рифтогенных зон и контролируемого ими оруденения преимущественно золото-сульфидных формаций с невысокими россыпеобразующими возможностями, сконцентрированного

в небольших по площади рудных узлах, находящихся на значительном удалении друг от друга. Оба этих парагенезиса, даже при наличии россыпеобразующих коренных источников, приводят к узловому распределению россыпей.

Данные СВП изучены автором [11] в Анадырско-Корякской складчатой системе Северо-Востока Азии, где золотое оруденение золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной россыпеобразующих формаций пространственно-парагенетически связано с разновозрастными вулканогенно-тектоногенными и интрузивно-тектоногенными очаговыми структурами центрального типа, расположенными в зонах окраинно-континентального рифтогенеза. Россыпи в этом районе локализованы во внутренних частях и ближайшем обрамлении структур, вмещающих коренные источники, а их запасы не превышают 2—3% запасов Иньяли-Дебинского мегасинклинория Яно-Колымского золотоносного пояса. Таким образом, потенциальная возможность образования масштабных золото-россыпных районов, в первую очередь, определяется эндогенными причинами.

В качестве характерных для Казахстана примеров рассмотрим особенности россыпной золотоносности наиболее изученных в этом отношении районов: Южно-Алтайского, характеризующегося наиболее благоприятным для россыпеобразования СВП и принадлежащего к Зайсанской складчатой системе; Степняк-Бестюбинского, локализованного в пределах Северо-Казахстанского свода; Каратауского, располагающегося в одноименной рифтогенной зоне.

Южно-Алтайский золотоносный район, являющийся одним из старейших регионов золотодобычи и характеризующийся хорошей геологической изученностью рудной и россыпной золотоносности, находится в восточной части Зайсанской складчатой системы и тяготеет к юго-восточному замыканию Иртышской структурно-металлогенической зоны. Его осевая часть сложена интенсивно метаморфизованными нижнепалеозойскими, периферические — верхнепалеозойскими терригенными отложениями, претерпевшими полосовидные метаморфические изменения в зеленосланцевой фации. Осадочным толщам свойственно развитие напряженной линейной складчатости северо-западного простираения, конформной с ориентировкой геологических структур. В этом же направлении прослеживаются зоны трещиноватости, трассируемые поясами даек и малых интрузий.

Золотое оруденение района структурировано в виде широкой (до 28 км) полосы севе-

ро-западного простирания, протягивающейся более чем на 60 км. Ее северо-западный фланг срезан Калба-Нарымским интрузивом, на юго-востоке она прослеживается за пределами описываемого района. В границах золотоносной полосы выделяются две зоны, наиболее насыщенные кварцево-жильными телами, участки ступенчатости которых образуют рудные поля. Оруденение обеих зон локализуется в кварцевых жилах и зонах окварцевания и лиственитизации. Золото в рудах свободное, на 80—90% состоит из зерен россыпеобразующих фракций.

В геоморфологическом отношении район представляет собой в различной степени расчлененное низкогорье. Характерный геоморфологический элемент — фрагменты региональной поверхности выравнивания (РПВ). Наиболее крупной речной долиной, отличающейся длительным (с миоцена до настоящего времени) развитием, является долина р. Курчум с притоком Кыстау-Курчум, приуроченная к депрессии между Нарымским и Курчумским хребтами; на фрагментах РПВ отмечаются разрозненные фрагменты древней отмершей гидросети. Долины остальных рек имеют каньонообразные врезы и относятся к более молодым образованиям.

В силу разнообразия геоморфологического строения здесь развиты различные типы россыпей золота: делювиальные и делювиально-пролювиальные, локализованные на фрагментах РПВ; аллювиальные в долинах крупных рек; долинные и ложковые в логах, прорезающих фрагменты РПВ. Структура размещения россыпей в целом конформна полосе развития золотого оруденения, а узлы их скопления и наиболее продуктивные отрезки тяготеют к площадям с повышенной насыщенностью рудными телами.

Таким образом, для описанного района характерен парагенезис интенсивно дислоцированных терригенных алевролитов-песчаниковых толщ и кварцево-жильного оруденения с преобладающим количеством самородного золота россыпеобразующих фракций, рассредоточенного в пределах широкой протяженной зоны. Россыпная золотоносность имеет площадной характер, россыпи локализованы в разнообразных геолого-геоморфологических условиях. Соотношение запасов золота в рудах и россыпях (с учетом добытого ранее) составляет 1:5,81, что свидетельствует о выраженной золотороссыпной специализации района.

Степняк-Бестюбинский золотоносный район, один из наиболее изученных районов Казахстана как на рудное, так и на россыпное

золото, располагается в пределах Северо-Казахстанского свода, где консолидация складчатого основания [1] завершилась в позднем рифее. К началу кембрия район представлял собой жесткое платформенное сооружение, которое на протяжении палеозойского времени неоднократно активизировалось с образованием наложенных брахиформных структур. Со средне-позднепалеозойским периодом развития связано формирование золоторудных месторождений, принадлежащих к различным рудным формациям, в том числе россыпеобразующим кварцево-жильным. Здесь известен ряд крупных (Бестюбе, Степняк, Жолымбет, Аксу и другие кварцево-жильные месторождения), а также множество средних и мелких месторождений и рудопроявлений золота. По данным [1] и др., пространственное размещение золоторудных месторождений детерминировано приуроченностью к узким зонам глубинных разломов и узлам их пересечения, что обусловило узловую и линейно-узловую тип размещения коренных источников золота. Месторождения представлены преимущественно кварцевыми жилами с незначительной площадью выходов на поверхности, но большим вертикальным размахом оруденения. В геоморфологическом отношении территория представляет собой денудационную равнину с локально развитым мелкосопочником.

Работы с целью поисков россыпей золота в районе возобновлялись неоднократно. Установлено наличие двух геолого-промышленных типов россыпей, локализующихся в разных геолого-геоморфологических ситуациях: а) погребенные аллювиальные в основании разреза палеодолин палеоген-неогенового возраста, развитые в пределах денудационных равнин; б) аллювиальные и аллювиально-пролювиальные четвертичные, развитые в пределах мелкосопочника, образованные преимущественно за счет размыва более древних россыпных концентраций и переотложения россыпного золота в четвертичной аллювии. Несмотря на оптимистические прогнозные оценки некоторых исследователей [7, 10], масштабы россыпной золотоносности района оказались незначительными. Поскольку основные перспективы связывались с погребенными россыпями, охарактеризуем их подробнее.

Палеодолины палеоген-неогенового возраста, выделенные в процессе геологоразведочных работ, в общих чертах наследуются современными водотоками. Наиболее изучена россыпная золотоносность палеодолины р.Ащилбайрык, берущей начало на Жолымбетском купольном поднятии. Протяженность

палеодолины не менее 60 км, ширина 1000—1500 м. К настоящему времени в палеодолине выявлены три участка развития россышной золотоносности, пространственно тяготеющие к золоторудным месторождениям и рудопроявлениям.

Россыпная золотоносность Жолымбетского участка (на западном фланге) обнаружена и описана предшествующими исследователями [6]. Коренными источниками золота служат кварцево-жильные тела и зоны штокверкового прокварцевания Жолымбетского рудного поля.

Россыпная золотоносность Караултюбинского участка, расположенного в 10—11 км восточнее, установлена и частично изучена Е.А.Кореньковым (1995) и О.Л.Горожаниным (1996) при поисках золоторудных месторождений; позднее здесь проведены специализированные работы по оценке россыпной золотоносности [3]. На этом отрезке палеодолина пересекает золотоносную зону, вмещающую ряд разномасштабных золоторудных объектов кварцево-жильного типа, поставляющих золото в россыпи.

Россыпная золотоносность Селетинского участка, приуроченного к восточному флангу описываемого отрезка палеодолины, установлена Целиноградской ГРЭ при поисках золотого и медного оруденения [8]. Здесь коренными источниками золота в аллювии служат минерализованные зоны дробления, а также золото-кварцевые рудопроявления, находящиеся на незначительном удалении от россыпи.

Рассмотренные участки, а также другие известные в этом районе проявления россыпной золотоносности чрезвычайно близки между собой не только по геолого-геоморфологическим условиям локализации, но и по особенностям строения россыпей.

Мощность торфов, представленных нижнечетвертичными суглинками, глинами павлодарской и аральской свит, 21—30 м. Продуктивный пласт приурочен к основанию разреза аральской свиты, сложенной глинистыми песками, песчано-гравийно-галечным материалом с различной степенью глинистости. Мощность пласта колеблется от 0,3 до 1,6 м, содержание золота варьирует от 136,7 до 3939 мг/м³. Ширина контура россыпей, в пределах которого чередуются обогащенные и бедные участки, изменяется от 20—30 до 500—600 м, протяженность россыпей до 2,5 км.

Самородное золото характеризуется широкими вариациями морфологических особенностей, гранулометрического состава и слабой окатанностью. Текстура золотин часто пористая (губчатая).

Соотношение балансовых запасов золота в рудах коренных месторождений и прогнозных ресурсов и запасов россыпного золота в описанном районе составляет 150:1, что позволяет рассматривать его как территорию, специализированную на преобладание золоторудных месторождений и неблагоприятную для образования значительных по масштабам россыпей.

Каратауский золотоносный район, рудная и россыпная золотоносность которого известна с IV—V вв. до н.э. и детально изучена в 70—80-х годах, располагается в пределах одноименной внутриконтинентальной структуры рифтового типа, входящей в состав Тянь-Шаньской рифтовой системы [4]. По характеру тектонического развития Каратау принадлежит к структурам с многоэтапным возобновлением рифтового режима. В его истории выделяются три цикла: байкальский — каледонский, герцинский и альпийский. Золотое оруденение сформировано преимущественно на протяжении байкальско-каледонского рифтогенного цикла.

Золоторудные месторождения района относятся к малосульфидной, умеренно-сульфидной и колчеданной формациям. Россыпеобразующими являются две первые, содержащие в первичных рудах золото россыпеобразующих фракций в количестве до 21—45%. Распределение месторождений контролируется узлами пересечения продольных разломов северо-западного простирания с поперечными северо-восточными, в связи с чем оно носит отчетливый узловый характер. Рудные поля отдельных месторождений имеют значительную площадь выхода оруденения на дневную поверхность.

Геоморфологический облик Каратау определяется системой новейших сводово-глыбовых сооружений, осевая часть которых представлена горным рельефом, отделенным от холмисто-увалистого рельефа предгорной зоны эрозионно-тектоническим уступом. В областях развития всех типов рельефа на водоразделах сохранились фрагменты древнего пенепплена.

Россыпные месторождения района находятся в пространственно-парагенетической связи с коренными источниками и также имеют отчетливое узловое распределение. Все они относятся к аллювиальному типу и расположены в речных долинах четвертичного возраста; локальные особенности их строения объясняются различием неотектонического развития отдельных участков долин. Протяженность россыпей около 7 км, продуктивный пласт приурочен в основном к днищу долины. Ширина контура 20—30 м, мощность пласта

1—4 м, содержание золота варьирует от 0,4 до 1,7 г/м³, средняя крупность золотин 3,06 мм. Соотношение запасов золота в рудах коренных месторождений и в россыпях 4,65:1, что с учетом хорошей опоскованности района на предмет выявления россыпей свидетельствует о его золоторудной специализации.

Приведенные выше соотношения россыпной и коренной золотоносности отдельных

районов Казахстана, располагающихся в различных структурных обстановках, подтверждают ведущую роль эндогенных факторов в формировании морфологических особенностей, состава и масштабов россыпной золотоносности.

Ниже дана геолого-тектоническая позиция золоторудных районов Центрального, Восточного и Южного Казахстана.

Консолидированные массивы и своды	Рифтогенные зоны	Вулкано-плутонические пояса	Складчатые зоны
Северо-Кокчетавский, Степняк-Бестюбинский, Сарысу-Тенизский	Северо-Тянь-Шаньский, Чуилиско-Бетпакалинский, Каратауский, Кендыктасский, Улутауский, Рудно-Алтайский, Жарминский, Чингиз-Тарбагатайский	Токрау-Северо-Прибалхашский, Южно-Джунгарский, Атасу-Прибалхашский	Бошекуль-Майкаинский, Западно-Калбинский, Южно-Алтайский, Северо-Джунгарский

Ее анализ показывает, что наибольшим золотороссыпным потенциалом обладают Калбинский и Северо-Джунгарский районы. В их пределах основные перспективы следует связывать с погребенными россыпями древних долин и межгорных впадин. Перспективы поисков россыпей в остальных районах, где известны месторождения и проявления россыпной золотоносности, менее значительны и ограничены выявленными к настоящему времени россыпями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулкабиров М.А. Сводо-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1975.
2. Абдуллин А.А., Матвиенко В.Н., Аулеру О.О. Критерии оценки перспектив золоторудных объектов // Вестн. Инженерной академии РК. 1997. № 1. С. 106—120.
3. Бегалинов А.Б., Третьяков А.В. Особенности погребенных россыпей золота Жолымбетского района (Северный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. № 3. С. 38—43.
4. Геология и металлогения Каратау. Т. 2. Металлогения. — Алма-Ата: Наука, 1987.
5. Жилинский Г.Б., Зубов Г.К. О проблеме древних россыпей Казахстана // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 241—247.
6. Козловский Г.М. К вопросу о золотоносности древних долин Центрального Казахстана // Опыт прогнозирования золоторудных месторождений. Алма-Ата, 1970. С. 104—112.
7. Козловский Г.М. Актуальные вопросы геологии россыпей золота // Геология россыпей золота Казахстана. Алма-Ата, 1973. С. 4—14.
8. Кореньков Е.А. Новые данные о золотоносности неогеновых отложений Центрального Казахстана // Условия формирования и закономерности размещения россыпей золота Казахстана. Алма-Ата, 1995. С. 62—67.
9. Полеванов В.П. Крупные золотороссыпные провинции и их роль в мировой золотодобыче. — М.: ВИЭМС, 1990.
10. Россыпная золотоносность Казахстана / В.А.Глоба, Г.К.Зубов, Г.М.Козловский, Е.Г.Мальшев // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1976. С. 107—122.
11. Третьяков А.В. Морфоструктуры и золотоносность Анадырско-Корякского региона: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Владивосток, 1990.
12. Третьяков А.В. Геологические предпосылки формирования крупных золотороссыпных районов // Минералогия и перспективы развития минерально-сырьевой базы Алматы, 1999. Ч. II. С. 72—81.
13. Фирсов Л.В. Главнейшие структурно-морфогенетические типы золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. — Магадан: ВНИИ-1, 1957.
14. Фогельман Н.А. Золоторудные формации различных рудно-энергетических систем // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 5—9.
15. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1972.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 549.454.2 (571.63)

© Коллектив авторов, 2001

РАЗНООБРАЗИЕ СВОЙСТВ ФЛЮОРИТА — ИНДИКАТОР МАСШТАБНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

**И.И.Куприянова, О.А.Кукушкина, Е.П.Шпанов, К.А.Кувшинова (ВИМС МПР
России)**

Рассмотрена возможность использования типоморфизма минералов как составной части геолого-генетических моделей месторождений. Показано, что по распределению РЗЭ во флюорите и другим его свойствам отчетливо различаются месторождения фенакит-флюоритового и хризоберилл-флюоритового типов, а в пределах их — крупные и мелкие объекты. Главной мерой масштабности оруденения может служить диапазон колебаний числовых значений свойств флюорита, отражающий большее генетическое разнообразие крупных объектов.

Для обоснования поисково-оценочных признаков в практике геологоразведочных работ особенно полезна оценка масштабности оруденения с помощью минералогических критериев, на возможность которой указывается в литературе. Еще в 1984 г. Н.Н.Василькова [2] установила, что уникальные и крупные месторождения отличаются от средних и мелких большим диапазоном колебаний ряда свойств флюорита (Mn^{2+} , F_i^0 , La/Yb , Eu/TR_{Ce} , Eu/Eu^*). В качестве меры разброса численных значений признаков она предложила использовать величину отношения их крайних значений max/min . Недавно на примере вольфрамовых месторождений показано, что от крупных месторождений к мелким уменьшается величина отношения Yb^{2+}/Eu^{2+} в спектрах фотолюминесценции [3].

Для выявления признаков масштабности оруденения детально изучены свойства флюорита Вознесенского рудного района (Приморье), который включает уникально крупные Вознесенское и Пограничное месторождения, среднее Лагерное и мелкие рудопроявления, принадлежащие к редкометально-флюоритовой формации апокарбонатно-грейзенового генетического типа.

В качестве индикаторных признаков использовались: содержание РЗЭ; интенсивность максимумов полос Yb^{2+} и Eu^{2+} в спектрах фотолюминесценции; интенсивность пиков TR^{2+} , Y^{2+} на кривых термовысвечивания; концентрация парамагнитных центров Mn^{2+} ; диагностика мелких вростков кальцита во флюорите.

Методика изучения всех этих свойств детально изложена ранее [2, 4, 6]. Корреляционный анализ показывает, что вариации интенсивности максимумов полос в спектрах фотолюминесценции (ИФЛ), интенсивность пиков на кривых термовысвечивания (ТГВ) и концентрации парамагнитных центров согласуются с изменениями в распределении примесей РЗЭ и Mn^{2+} , так как между большинством перечисленных параметров обнаруживаются значимые положительные или отрицательные корреляционные связи [8]. Максимальные концентрации TR , Yb , Mn^{2+} и максимальные значения ИФЛ, ТГВ, обусловленные этими примесями, отражают высокотемпературные условия, повышенную активность фтора и восстановительную среду. Концентрация Eu и величина отношений Eu/Eu^* и La/Yb имеют с ними отрицательную корреляцию, так как этим условиям соответствуют максимальный дефицит Eu и преобладание тяжелых РЗЭ. Обнаружено, что во флюорите апокарбонатных руд в некоторых случаях появляются тончайшие вростки кальцита, которые не распознаются под бинокулярной лупой, а в шлифах наблюдаются в виде пылеватой, трудно определяемой сыпи. Зато методом ЭПР они диагностируются с большой надежностью по характерным линиям Mn^{2+} в спектре ЭПР кальцита. Для центра Mn^{2+} в тонких вростках кальцита его концентрация не служит информативным признаком. Отличительной характеристикой является частота встречаемости этого центра.

Вознесенский рудный район [9] расположен в юго-восточной части Ханкайского кристаллического массива, относящегося к раннепалеозойским складчатым структурам, вблизи его сочленения с мезозойской горноскладчатой областью Сихотэ-Алиня. Территория района сложена нижнекембрийскими осадочными породами, в составе которых чередуются пачки сланцев и битуминозных известняков с прослоями доломитов. Породы собраны в серию узких, изоклиналиных складок северо-западного простирания. Размещение интрузивных массивов и месторождений контролируется глубинными разломами дорифейского фундамента. Гранитовая формация представлена трещинными массивами, вытянутыми согласно со складчатостью. Более ранние и менее дифференцированные биотит-турмалиновые граниты, слагающие Ярославский массив (8 км²), залегают в приподнятом блоке, к экзоконтакту которого приурочены одноименное оловянное месторождение и Ве-флюоритовое Контактное рудопроявление. Своеобразные апокарбонатные фенакит-касситерит-флюоритовые руды с турмалином вскрыты на Южном участке Ярославского оловянного месторождения, который приурочен к узкому клину известняков между гранитным массивом и его боковым ответвлением. Рудные тела непосредственно примыкают к гранитам и отличаются богатым содержанием бериллия и олова.

Протолитионитовые граниты, представляющие максимально дифференцированную заключительную фазу гранитного магматизма, образуют мелкие (1 км²) удлиненные штоки с многочисленными апофизами, и с ними связаны одноименные редкометалльно-флюоритовые месторождения [5]. Вознесенский шток по геофизическим данным выглядит как узкий столб, корневой массив которого не обнаружен. Пограничный (более крупный) и Лагерный (слабо выраженный) штоки являются выступами крупного массива. В апикальных частях Вознесенского и Пограничного массивов развито Nb-Ta оруденение, связанное с интенсивным проявлением процессов альбитизации и грейзенизации. В надинтрузивной зоне Лагерного штока, помимо редкометалльно-флюоритового оруденения, вскрыта кварцево-жильная зона с Ве-W минерализацией.

Уникально крупное по запасам редкометалльно-флюоритовых руд Вознесенское месторождение приурочено к осевой зоне антиклинальной складки. Гранитный шток имеет гребневидную форму с неровной кровлей, расщепляющейся на серию субвертикальных, альбитизированных дайковых апофиз, марки-

рующих преобладание крутых трещин. Сверху на вмещающие битуминозные органические известняки налегают плотные филлитовидные сланцы. В западном крыле и замковой части антиклинали трещинная зона перекрыта пологой тектонической зоной, также игравшей роль слабо проницаемого экрана [9]. В результате такого сочетания структурных элементов поток рудообразующих флюидов сконцентрировался в узком вертикальном канале, экранированном сверху. Это, в свою очередь, определило в целом клиновидную форму рудной залежи, в апикальной части которой находились наиболее богатые крупнокристаллические руды (уже отработанные); с глубиной содержание CaF₂ и BeO постепенно убывает. По простиранию месторождения обособлены три залежи — Северный фланг, Главное рудное тело и Южная апофиза, разделенные разломами и участками слабо флюоритизированных пород (рис. 1, а). В центральной части под Главным рудным телом уровень гранитной кровли погружен наиболее глубоко, на южном фланге кровля круто приподнята. На севере граниты выходят на поверхность, но северный выступ отличается по составу: он сложен грейзенизированными аляскитовыми гранитами более ранней фазы без Nb-Ta оруденения, а от протолитионитовых гранитов руды Северного фланга более удалены, чем на других участках. К северному выступу Вознесенского штока примыкает цинковое месторождение, а в 2,5 км к северу расположено Нагорное рудопроявление.

Апокарбонатные руды месторождения относятся главным образом к фенакит-флюоритовому минеральному типу, менее развит хризоберилл-флюоритовый [7]. На месторождении широко распространены до- и внутрирудные взрывные брекчии, с которыми связаны апобрекчиевые руды, сцементированные преимущественно альбитовым цементом.

Пограничное месторождение, также уникально крупное, относится к хризоберилл-флюоритовому типу и залегают в пологом крыле синклиналиной складки (рис. 1, б). Локализация оруденения контролируется в основном пластами известняков, системой послойных трещин и морфологией гранитной кровли и в меньшей степени субвертикальными трещинами. Серия пологих линзовидных залежей отличается от Вознесенского месторождения менее компактной концентрацией руд. Кроме того, интравудные взрывные брекчии развиты здесь слабее и имеют эклаз-флюорит-слюдяной, а не альбитовый цемент. Большая часть залежей перекрыта тол-

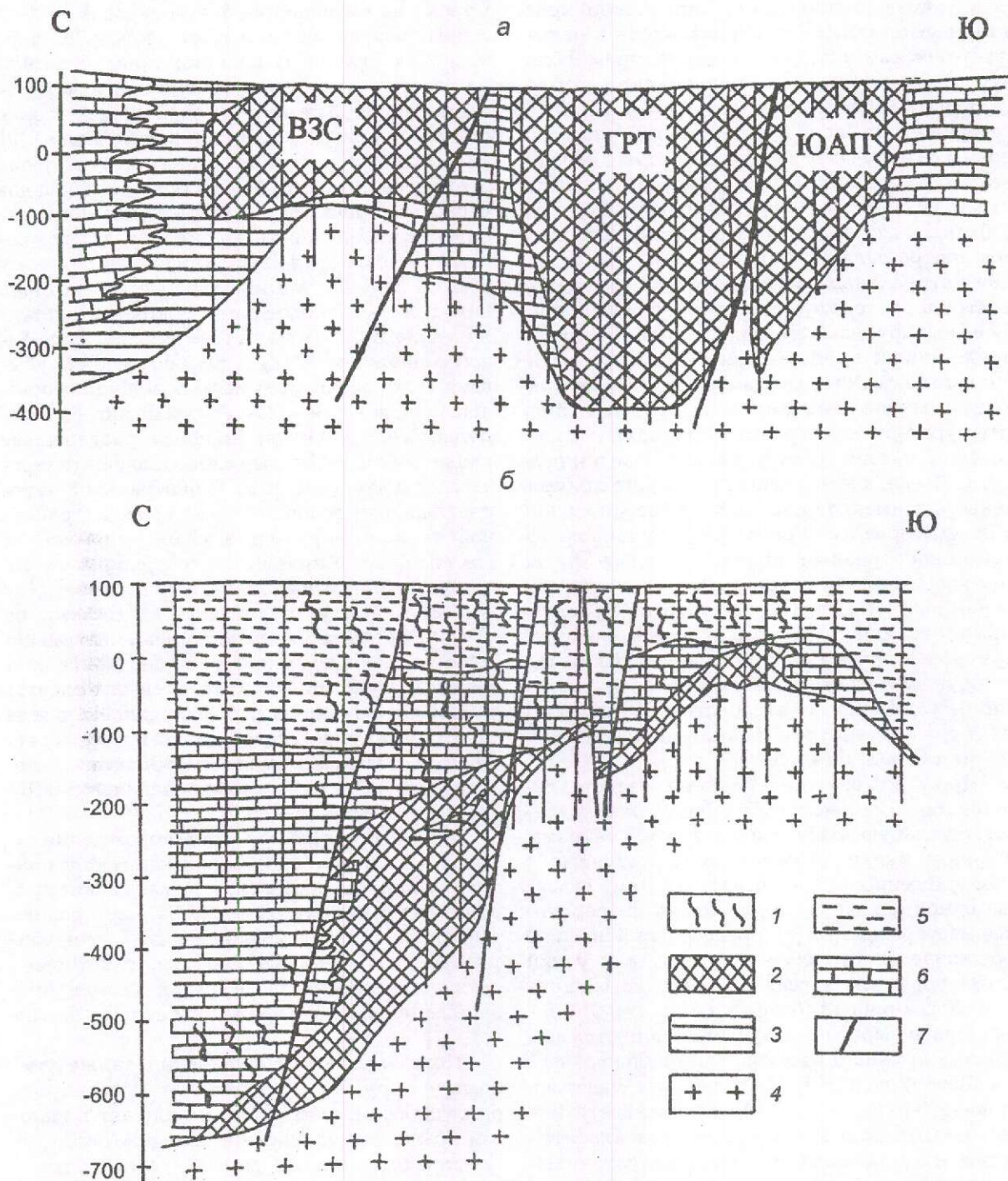


Рис. 1. Продольные разрезы Вознесенского (а) и Пограничного (б) месторождений:

1 — флюорит-кварц-кальцитовые прожилки в надрудной зоне; 2 — бериллий-флюоритовая руда; 3 — скарны; 4 — грейзенизированные и альбитизированные граниты; 5 — серицит-хлоритовые сланцы; 6 — известняки (в том числе флюоритизированные); 7 — разломы; ВЗС — Северный фланг, ГРТ — Главное рудное тело, ЮАП — Южная апофиза

щей вмещающих пород, пронизанных серией надрудных прожилков.

Апокарбонатная залежь среднего по размеру Лагерного месторождения приурочена к тектоническому контакту между карбонатной и сланцевой свитами, сложена хризоберилл-флюоритовыми рудами, имеет линзовидную форму с послойными ответвлениями. Выше залежи в ее западном висячем боку среди сланцев вскрыта топаз-кварцевая прожилковая зона с вольфрамитом, касситеритом, бериллом. К хризоберилл-флюоритовому типу относятся также Контактное и Нагорное рудопроявления и рудопроявление Новоселище, расположенное за пределами Вознесенского рудного района [9].

Формирование редкометалльно-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района было многоэтапным и многостадийным, с преобладанием метасоматических процессов, которые сопровождались относительно малообъемным жильным выполнением в зонах брекчий и прожилков [7]. В качестве главных выделены ранний и поздний альбититовый, грейзеновый и позднегидротермальный этапы. Флюорит — индикаторный сквозной минерал для всех четырех этапов. К раннему этапу альбитизации отнесено образование альбититов в гранитных апофизах. Поздний альбититовый этап наиболее широко проявлен на Вознесенском месторождении, где в его составе можно выделить две стадии: кварц-альбитовую (выполнение цемента эксплозивных брекчий) и альбит-флюоритовую (апокарбонатные метасоматиты). На Пограничном месторождении кварц-альбитовая стадия представлена лишь прожилками внутри или вблизи альбититовых даек. Со слюдисто-флюоритовой стадией грейзенового этапа связан широко распространенный апокарбонатный метасоматоз. Кроме того, наблюдаются серии пострудных гидротермальных кварц-карбонатных прожилков с флюоритом (часто с сульфидами), наиболее обильные в надрудных зонах.

На Вознесенском месторождении в апокарбонатных рудах четко выделяются две генерации флюорита (рис. 2). Флюорит 1 — наиболее высокотемпературный, ассоциирует с альбитом и Li-фенгитом, его образование относится к альбит-флюоритовой стадии позднего альбититового этапа и началу грейзенового. Флюорит 2 ассоциирует с тонкочешуйчатой слюдой главной стадии грейзенового этапа. В нем резко уменьшается общее содержание РЗЭ (среднее 4,2 г/т), сглаживаются отрицательная аномалия Eu (среднее $Eu/Eu^* = 0,628$) и преобладание LLn над HLn,

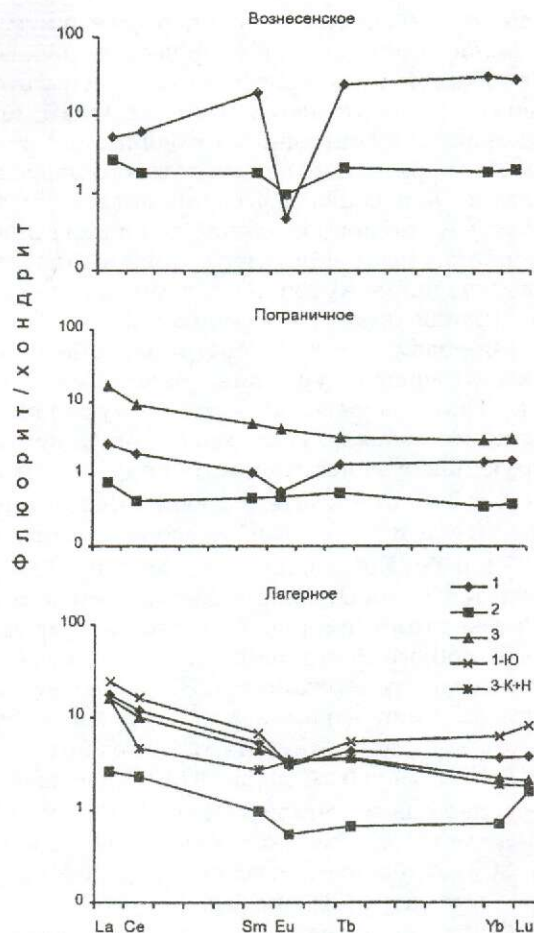


Рис. 2. Характерные кривые распределения РЗЭ по средним значениям их содержания во флюорите месторождений Вознесенского рудного района, нормированным по хондриту (Тейлор, Мак-Леннан, 1988):

1—3 — генерации флюорита апокарбонатных руд; Ю — Южный участок Ярославского месторождения; К+Н — рудопроявления Контактное и Новоселище

падает интенсивность полосы Yb^{2+} и пиков TR^{2+} , Y^{2+} , F_{21}^0 , а также концентрация Mn^{2+} , но повышается концентрация O_2^- . Эти изменения соответствуют снижению температуры и активности фтора в среде минералообразования при переходе от позднего альбититового этапа к грейзеновому [1, 2]. Почти полное отсутствие во флюорите (в 2—6 % образцов) тонких вростков кальцита, диагностируемых по линиям Mn^{2+} в спектре ЭПР, свидетельствует об интенсивности и полноте апокарбонатного метасоматоза.

На Пограничном месторождении генерации флюорита 1—3 из апокарбонатных руд маркируют зональность околопрожилковых

ореолов. Флюорит 1 типичен для ритмично-полосчатых слюдисто-флюоритовых пород, обогащенных хризобериллом, и тяготеет к внутренним метасоматическим зонам, прилегающим к синрудным слюдяным прожилкам. Флюорит 2 светло-фиолетового цвета находится в ассоциации с тонкопластинчатой слюдой и сноповидно-лучистым турмалином, выполняющими его интерстиции в ячеистой текстуре промежуточных зон. Флюорит 3 распространен преимущественно в апокарбонатных породах, где в интерстициях флюорита, помимо слюды и турмалина, находится карбонат. Такие агрегаты часто приурочены к внешним зонам флюоритовых пород, контактирующих с известняком. В ряду генераций 1 → 2 → 3 во флюорите уменьшаются отношения Yb/Eu и Yb^{2+}/Eu^{2+} и увеличиваются — La/Yb и Eu/Eu^* , а общее содержание РЗЭ изменяется волнообразно с минимумом в средней генерации (см. рис. 2). В целом флюорит Пограничного месторождения отличается минимальным содержанием РЗЭ, низкими значениями концентрации Mn^{2+} , интенсивности полосы Yb^{2+} и величины отношения Yb^{2+}/Eu^{2+} , слабым дефицитом Eu и слабым преобладанием легкой группы лантаноидов. Среди метасоматического флюорита отмечено до 25% образцов, в которых присутствует Mn^{2+} в спектре ЭПР кальцита.

Флюорит поздних генераций из прожилков позднегидротермального этапа, а также из внешних зон апокарбонатных грейзенов усваивает состав РЗЭ замещааемых карбонатных пород, в результате этого сумма РЗЭ сохраняется относительно высокой или даже возрастает, легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми и дефицит Eu отсутствует. В целом распределение РЗЭ во флюорите приближается к среднему содержанию в карбонатных толщах платформ [8].

Флюорит Лагерного месторождения в большинстве случаев имеет дефицит Eu и $LLn > HLn$ (генерации 1 и 2) (см. рис. 2). Содержание РЗЭ в генерации 1 в среднем выше, чем во флюорите описанных месторождений. Отдельные образцы отличаются очень низким содержанием РЗЭ (генерация 2) или отсутствием дефицита Eu (генерация 3). Во флюорите не обнаружены центры Mn^{2+} и O_2^- , но зато до 67% возрастает доля образцов, в спектре ЭПР которых видны линии Mn^{2+} в кальците.

Подобный же характер распределения РЗЭ имеет флюорит Южного участка Ярославского месторождения и рудопроявлений Контактное и Новоселище, но первый выделяется еще более заметным дефицитом Eu , а

второй — более четким преобладанием легких лантаноидов (см. рис. 2).

Сравнение флюоритов из месторождений фенакит-флюоритового (Вознесенское, Южный участок Ярославского месторождения) и хризоберилл-флюоритового (Пограничное, Лагерное, Нагорное, Контактное, Новоселище) типов показывает, что они различаются рядом признаков. В первом случае флюорит характеризуется высокими отношениями Yb/Eu , HLn/LLn и Yb^{2+}/Eu^{2+} , содержанием Yb , а также пониженным отношением La/Yb и содержанием Eu (таблица). Месторождения двух типов различаются также по уровню концентрации во флюорите парамагнитных центров Mn^{2+} и O_2^- . Флюориту из фенакит-флюоритовых руд свойственны высокая концентрация Mn^{2+} (среднее 14,0 г/т), наличие центра O_2^- и крайне редких вростков кальцита (до 6% образцов), а флюориту из хризоберилл-флюоритовых руд — низкая концентрация Mn^{2+} (5,9 г/т), отсутствие центра O_2^- и наличие многочисленных вростков кальцита (до 25—67% образцов).

Таким образом, свойства флюорита от фенакит-флюоритового к хризоберилл-флюоритовому типу руд изменяются так же, как в рудах от высоко- до низкотемпературных стадий и от тыловых зон метасоматических колонок к внешним. Это указывает на более тесную преемственность образования руд фенакит-флюоритового типа и гранитогенных процессов, чем руд хризоберилл-флюоритового типа. Первые формируются в условиях развитой системы сквозных вертикальных трещин, вскрывающих флюидные очаги, что обуславливает более компактный поток флюидов в сравнительно узкой проницаемой зоне и более тесную связь их состава с заключительными магматическими фазами. Вследствие этого и в жильном выполнении и при метасоматическом замещении карбонатных пород в начале рудообразования сохраняется высокая активность кремнезема и интенсивно проявлен альбититовый этап, что сказывается на свойствах флюорита. При формировании Пограничного месторождения рудообразующие флюиды были частично экранированы пологим контактом гранитного массива и рассеивались среди толщи вмещающих пород по более редкой сети послонных и вертикальных трещин. Это привело к более быстрому их остыванию и редукции альбититового этапа, а также к более сильному влиянию вмещающих пород на процесс рудоотложения. Соответственно, в составе апокарбонатных руд преобладает флюорит со свойствами, типичными для относительно низкотемпературных генераций и

разновидностей, в которых распределение РЗЭ приближено к известнякам. Некоторые свойства флюорита из богатых фенакит-касситеритовых руд Южного участка Ярославского месторождения (преобладание РЗЭ легкой группы, уменьшенный дефицит Eu) отражают их генетическую связь с менее дифференцированной фазой биотитовых гранитов.

Различие флюорита месторождений разного масштаба рассмотрено отдельно для двух минеральных типов. Для фенакит-флюоритово-

го типа ряд объектов по убыванию запасов (крупный, средний и мелкий) представлен соответственно Главным рудным телом, Северным участком Вознесенского месторождения и Южным Ярославского. Для хризоберилл-флюоритового типа аналогичный ряд представляют Пограничное и Лагерное месторождения и рудопоявления Контактное и Новоселище. От крупных к средним и мелким объектам во флюорите понижаются значения отношения HLn/LLn (TR_Y/TR_{Ce}), концентрации Mn^{2+} и

Вариации состава РЗЭ и свойств флюорита из апокарбонатных руд месторождений Вознесенского рудного поля

Месторождения	n	min	x	max	s
Eu					
ВЗН	32	0,010	0,057	0,200	0,037
ВЗС	7	0,020	0,067	0,110	0,033
ЮЯР	3	0,180	0,267	0,350	0,069
ПГР	16	0,025	0,117	0,710	0,166
ЛГР	12	0,048	0,250	0,570	0,128
КНК+НСЦ	2	0,260	0,290	0,320	0,030
TR_Y/TR_{Ce}					
ВЗН	32	0,06	0,57	1,57	0,45
ВЗС	7	0,12	0,48	1,03	0,30
ЮЯР	3	0,05	0,09	0,12	0,03
ПГР	16	0,04	0,19	0,43	0,11
ЛГР	13	0,03	0,07	0,10	0,02
КНК+НСЦ	2	0,06	0,06	0,07	0,01
La/Yb					
ВЗН	32	0,10	1,71	7,84	2,16
ВЗС	7	0,11	1,65	5,80	1,79
ЮЯР	3	4,06	5,92	8,76	2,04
ПГР	16	1,03	4,38	13,70	3,71
ЛГР	13	4,51	7,77	17,58	3,50
КНК+НСЦ	2	8,83	13,83	18,82	5,00
Mn^{2+}					
ВЗН	105	3	14,2	70	10,6
ВЗС	7	3,5	5,8	15,5	4,0
ПГР	5	4,5	5,9	8,5	1,6
ЛГР	15		0		
TR^{2+}					
ВЗН	58	0,6	62,7	166	55,5
ВЗС	8	2,3	48,6	139	52,2
ПГР	4	1,9	18,6	54,6	21,0
ЛГР	3	0,3	1,9	3,8	1,4
Mn^{2+} в $CaCO_3$					
Наличие центра	Нет*	Есть*			
ВЗН	107 (98)	2 (2)			
ВЗС	15 (94)	1 (6)			
ПГР	9 (75)	3 (25)			
ЛГР	3 (33)	6 (67)			

*Указано число проб, в скобках в %.

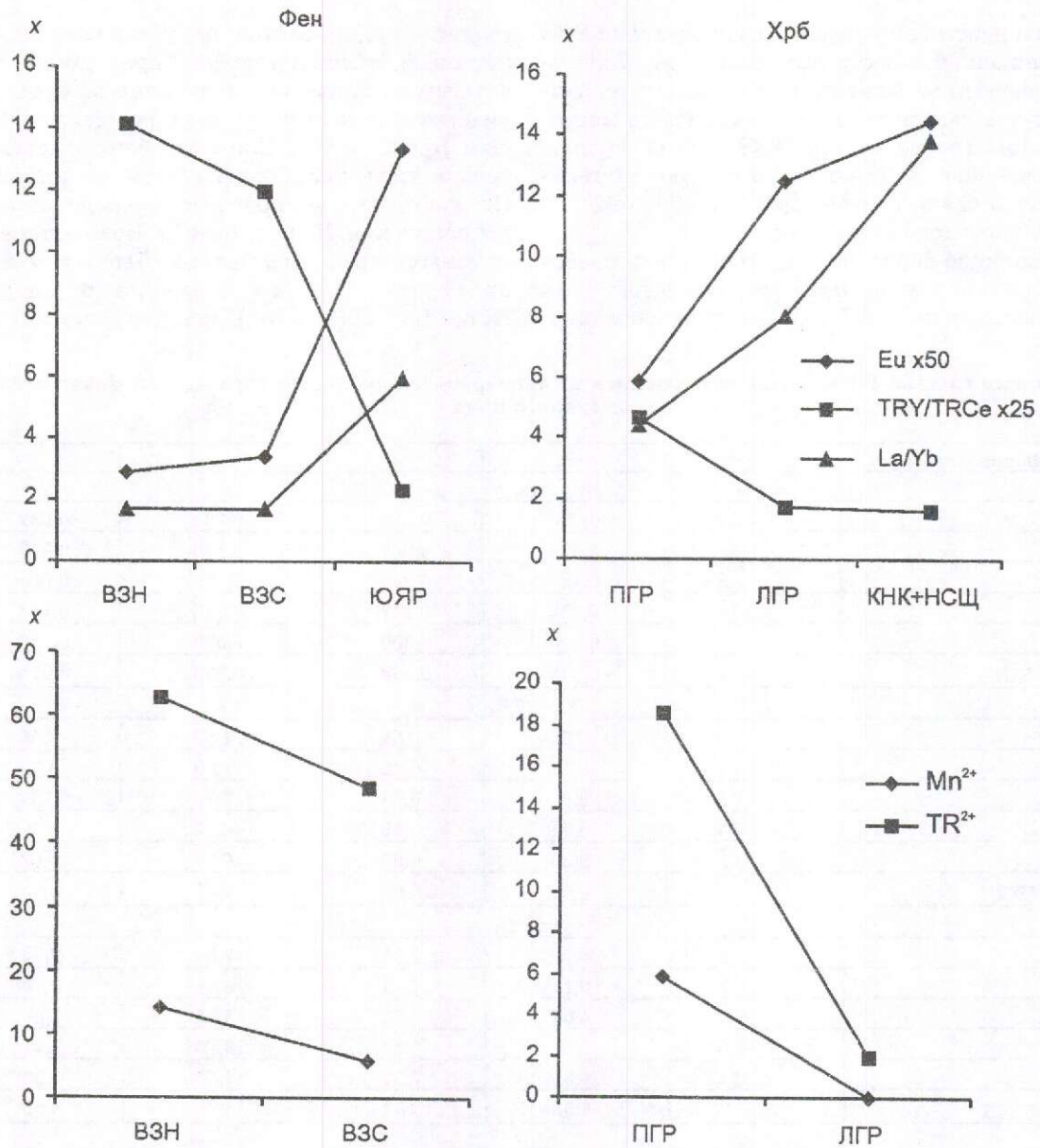


Рис. 3. Средние значения индикаторных признаков флюорита из апокарбонатных руд различных по масштабности месторождений Вознесенского рудного поля:

месторождения: ВЗН — Главное рудное тело и ВЗС — Северный участок Вознесенского месторождения, ЮЯР — Южный участок Ярославского месторождения, ПГР — Пограничное, ЛГР — Лагерное, КНК+НСЦ — рудопроявления Контактное и Новоселище; типы руд: Фен — фенакитовый, Хрб — хризоберилловый

интенсивности TR^{2+} и повышаются отношения La/Yb и содержание Eu , а также частота встречаемости центра Mn^{2+} в тонких вростках кальция (см. таблицу; рис. 3). Таким образом, при формировании крупных месторождений по сравнению с мелкими объектами более интенсивно проявлены высокотемпературные стадии.

Еще более четкие различия между объектами разного масштаба проявляются по амплитуде колебаний численных значений

свойств флюорита, которая может быть выражена величиной отношений средних к стандартному отклонению x/s или максимальных и минимальных значений max/min индикаторных признаков флюорита из апокарбонатных руд (рис. 4). Количество признаков, по которым можно оценивать масштабы запасов по амплитуде разброса их численных значений,

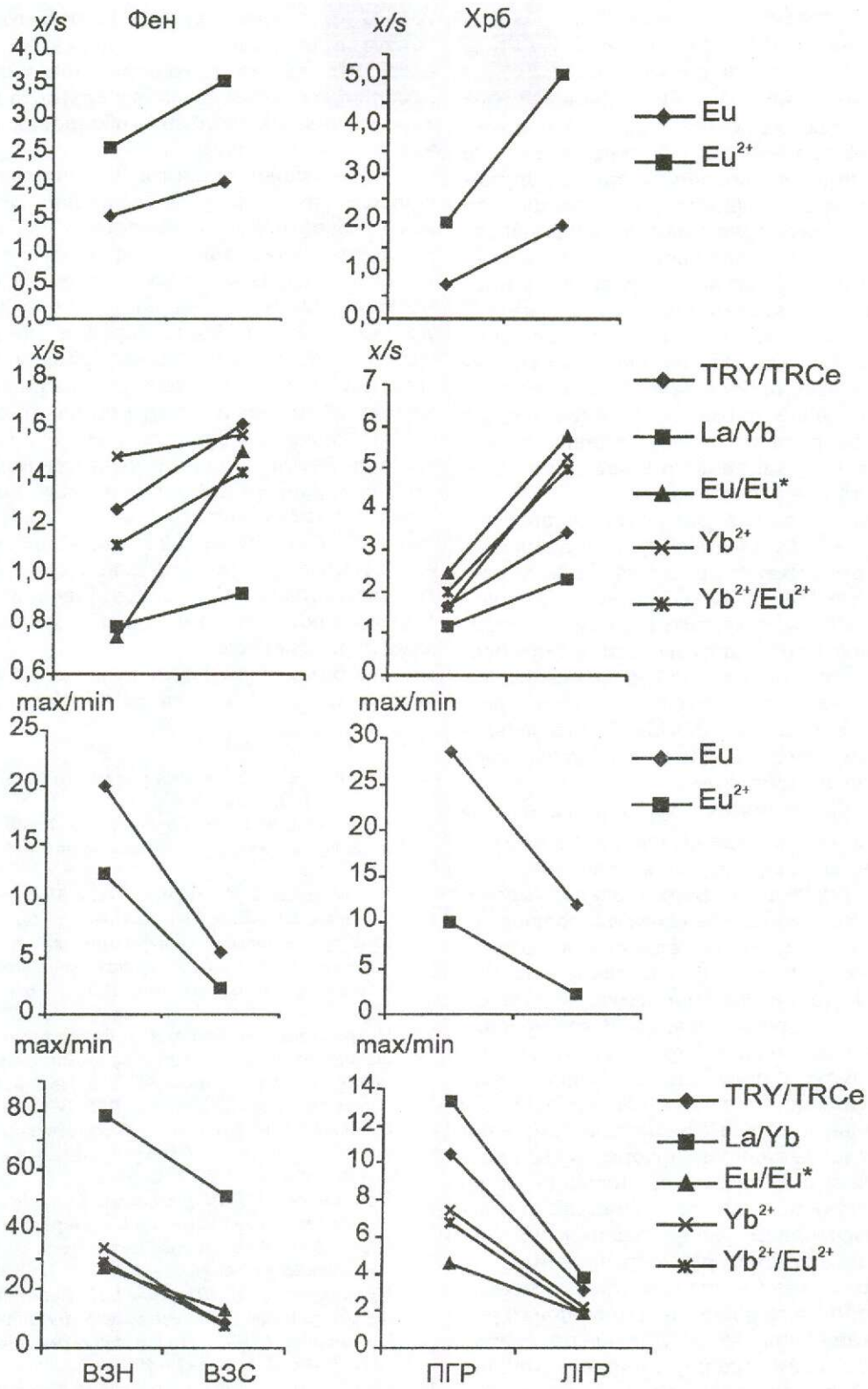


Рис. 4. Отношения средних к стандартному отклонению x/s и максимальных и минимальных значений max/min индикаторных признаков флюорита из апокарбонатных руд в различных по масштабности месторождениях Вознесенского рудного поля:

усл. обозн. см. рис. 3

увеличено по сравнению с оценкой по средним. Это содержание Eu, отношения TR_{Yb}/TR_{Ce} , La/Yb , Eu/Eu^* , интенсивность полос Yb^{2+} и Eu^{2+} , их отношение Yb^{2+}/Eu^{2+} . Диапазон разброса численных значений свойств флюорита наибольший для крупных месторождений и снижается при уменьшении масштаба оруденения (для мелких объектов эти показатели нельзя рассчитать ввиду малого числа образцов). Данная закономерность, по-видимому, достаточно универсальна и обусловлена многостадийным образованием крупных месторождений и более интенсивным проявлением при этом начальных относительно высокотемпературных стадий минералообразования.

Таким образом, проведенное исследование свойств флюорита из месторождений с разным составом руд и разного масштаба позволяет сделать следующие выводы.

Флюорит — самый распространенный минерал руд — отлагался в широком диапазоне условий и присутствует в продуктах всех стадий минералообразования. Содержание и распределение РЗЭ во флюорите и другие его свойства изменяются по этапам и стадиям формирования месторождений, а также в соответствии с пространственной зональностью. Между распределением примесей РЗЭ, Mn^{2+} , интенсивностью максимумов полос Yb^{2+} и Eu^{2+} в спектрах фотолюминесценции и интенсивностью пиков TR^{2+} , Y^{2+} , F_{21}^0 на кривых термовысвечивания обнаруживаются значимые положительные или отрицательные корреляционные связи.

На ранних этапах формирования месторождений типоморфные свойства флюорита соответствуют условиям, близким к позднемагматическим, что свидетельствует о преемственности процессов гранитообразования, альбитизации и грейзенизации. В ходе развития постмагматического процесса на Вознесенском рудном поле определяющую роль сыграли мощные процессы апокарбонатного метасоматоза, которые обусловили снижение кислотности и активности фтора, повышение щелочности и окислительного потенциала во флюидах, а также усвоение минералами присутствующего известняка распределения РЗЭ на завершающих стадиях рудообразования.

Характер связи и степень преемственности магматического процесса и флюидного рудообразования зависят от локальной структурной обстановки, в первую очередь, от степени открытости или экранированности рудоподводящих и рудокалализующих структур по отношению к магматическому очагу и другим источникам флюидных потоков. Эти факторы определяют образование того или иного минерального типа (фенакит-флюори-

тового или хризоберилл-флюоритового), а также пространственную рудную зональность, что отражается в вариациях типоморфных свойств, которые могут служить индикаторами рудных столбов и обедненных участков рудных залежей.

Типоморфные свойства минералов Вознесенского рудного узла косвенно отражают масштабность месторождений, связанную с различной степенью дифференциации гранитных интрузивов, с различиями в геологической ситуации, составе вмещающих пород и других условий формирования оруденения разных минеральных типов. Сравнение флюорита из апокарбонатных руд разных месторождений показывает, что по распределению РЗЭ и другим его свойствам отчетливо различаются месторождения фенакит-флюоритового и хризоберилл-флюоритового типов, а в пределах этих типов — крупные и мелкие объекты. Главной мерой масштабности оруденения может служить диапазон колебаний числовых значений свойств флюорита, отражающий большее генетическое разнообразие крупных объектов.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проект 98-05-64666).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976.
2. Василькова Н.Н., Кукушкина О.А. Флюорит // Типоморфизм минералов. Справочник. М., 1989. С. 492—501.
3. Гетманская Т.И., Чернов Б.С., Морошкин В.В., Рассулов В.А. Люминесцентные свойства флюорита грейзеновых вольфрамовых месторождений — критерий оценки масштабов и качества руд // Разведка и охрана недр. 1999. № 6. С. 16—19.
4. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П. Петрология, геохимия и типоморфные свойства флюорита из гранитов Салминского плутона, Карелия // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 537—560.
5. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 3—14.
6. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П. Редкоземельные элементы в минералах грейзеновых месторождений как показатель глубинности оруденения // Геохимия. 1996. № 4. С. 298—312.
7. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 442—455.
8. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы / А.А.Мигдисов, Ю.А.Балашов, И.В.Шарков и др. // Геохимия. 1994. № 6. С. 789—803.
9. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. — М.: Недра, 1992.

УДК 553.048:553.068.5:553.411

© Г.Ю.Боярко, 2001

ПОГРЕШНОСТЬ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА

Г.Ю.Боярко (Томский политехнический университет)

На основании определения погрешности подсчетных параметров можно определить максимально возможную погрешность подсчета запасов месторождения, а также участки россыпи (малодостоверные блоки), где вероятно несоответствие фактической добычи балансовым запасам. По этим данным можно оценить величину максимального риска проекта отработки россыпи, а также осуществлять календарный план отработки россыпи с учетом возможного неотхода запасов по малодостоверным блокам.

Наличие ошибки подсчета запасов обуславливает «горный» риск капиталовложений в эксплуатацию месторождений, вероятность уменьшения доли доходности проектируемого предприятия временно или на весь период эксплуатации. Поэтому оценка погрешности запасов является актуальной проблемой на стадии проектирования добычи. Уже на стадии разведки можно рассчитать погрешность подсчетных параметров, проведя анализ всех возможных причин появления ошибок, установив погрешность технических замеров и учтя реальные значения дисперсии свойств полезного ископаемого в объеме месторождения.

Подсчет запасов на аллювиальных месторождениях россыпного золота — классическая задача определения средних подсчетных параметров и геометрии пласта песков. В отличие от других типов полезных ископаемых аллювиальные месторождения россыпного золота представляют собой стереотипные ленточные залежи с однообразной вертикальной зональностью. Разведка осуществляется методом вертикальных разрезов с равномерной сетью разведочных выработок, близкой к прямоугольной.

Задача нижеприведенных расчетов сводилась к оценке ошибок, полученных при определении подсчетных параметров в процессе их замеров и последующих расчетов. Все расчеты выполнены на основе положений теории ошибок [1] для следующих уровней подсчета запасов [2]: рядовых проб, пересечений пласта песков выработками, подсчетных блоков, всего месторождения.

Определялись техническая (инструментальная) погрешность ($_{T}\Delta$) и ошибка осреднения или погрешность аналогии ($_{A}\Delta$), из которых складывается общая погрешность ($\Delta = \sqrt{{}_{T}\Delta^2 + {}_{A}\Delta^2}$). В анализ вовлекались все

подсчетные параметры, в том числе и с ничтожно малой ошибкой определения — длин проб.

Погрешности подсчетных параметров для уровня рядовой пробы. Техническая погрешность определения длины единичной пробы (0,2—1,0 м) $_{T}\Delta L_{np}$ составляет 0,02 м (2—10%), погрешность аналогии $_{A}\Delta L_{np}$ отсутствует. Общая погрешность определения длины единичной пробы $\Delta L_{np} = {}_{T}\Delta L_{np}$.

Ошибка определения концентрации шлихового золота в пробе (ΔC_{np}) оценивается по результатам опытного контрольного опробования расквартованных большеобъемных проб. Она определяется как среднеквадратичное из рядовых квартовых проб (исходя из дисперсии ее распределения):

$$D_c = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2}{k-1}; \quad {}_A\Delta C_{np} = \sqrt{D_c}.$$

По результатам контрольного квартования проб погрешность аналогии $_{A}\Delta C_{np}$ для различных месторождений находится на уровне 10—25%. Техническая погрешность $_{T}\Delta C_{np}$ зависит от используемых технических средств измерения массы шлихового металла и обычно составляет 0,1—2%. Общая ошибка определения концентрации шлихового золота в пробе ΔC_{np} 10—25,1%.

Погрешность метрограмма (вертикального запаса) по единичной пробе составит:

$$M\Gamma_{np} = L_{np} \cdot C_{np};$$

$$\Delta M\Gamma_{np} = \sqrt{\left(\frac{\partial M\Gamma_{np}}{\partial L_{np}}\right)^2 \cdot \Delta L_{np}^2 + \left(\frac{\partial M\Gamma_{np}}{\partial C_{np}}\right)^2 \cdot \Delta C_{np}^2},$$

но

$$\frac{\partial MГ_{np}}{\partial L_{np}} = C_{np}, \quad \frac{\partial MГ_{np}}{\partial C_{np}} = L_{np},$$

следовательно,

$$\Delta MГ_{np} = \sqrt{C_{np}^2 \cdot \Delta L_{np}^2 + L_{np}^2 \cdot \Delta C_{np}^2},$$

где L_{np} — длина секции пробы.

Таким образом, погрешность метрограмма по единичной пробе $\Delta MГ_{np}$ будет функцией погрешностей определений длины пробы и содержания металла в ней и по расчетам может составить 10,2—35,4%. Эта величина представляет собой, по сути, техническую погрешность опробования малых (единичных) объемов песков. Она довольно высока и поэтому подсчет запасов с подсчетными параметрами, опирающимися на единичные выработки с пересечением пласта песков единичными пробами, имеет малую достоверность.

Пример расчета погрешности на уровне пробы: погрешность определения длины пробы ${}_T \Delta L_{np}$ при проходке 0,4 м составит 5%, расквартровка крупнообъемной пробы ${}_A \Delta C_{np}$ 18%, техническая погрешность ${}_T \Delta C_{np}$ 2%; общая погрешность определения содержания ΔC_{np} будет равна 18,1%, а погрешность метрограмма $\Delta MГ_{np}$ 18,8%.

Погрешности подсчетных параметров для уровня пересечения пласта песков выработкой. Техническая погрешность определения мощности пласта песков ${}_T \Delta M_{ce}$ равна 0,02—0,05 м, или 2—5%, а погрешность аналогии отсутствует. Погрешность аналогии мощности пласта песков ${}_A \Delta M_{ce}$ будет равна 2—100%, а общая погрешность единичного пересечения пласта песков ΔM_{ce} составит соответственно 2,8—100%. Так как рядовые пробы имеют одинаковую длину, техническая погрешность и погрешность аналогии *суммы метрограмма пересечения выработкой пласта песков, или вертикального запаса (ВЗ),* определяются по формуле:

$${}_T \Delta ВЗ = \frac{\Delta MГ_{np}}{\sqrt{n_{np}}} \quad \text{и} \quad {}_A \Delta ВЗ = \frac{\sqrt{D_{C_{ce}}}}{\sqrt{n_{np}}},$$

где $D_{C_{ce}}$ — дисперсия содержаний в выборке проб по пересечению пласта песков выработкой, %; n_{np} число проб в пересечении пласта песков выработкой.

Техническая погрешность определения вертикального запаса пересечения пласта песков выработкой ${}_T \Delta ВЗ$ составляет 4,3—35%, погрешности аналогии ${}_A \Delta ВЗ$ 0,5—130%, а об-

щая погрешность вертикального запаса $\Delta ВЗ$ 4,3—135%.

Среднее содержание металла по пересечению пласта песков (\bar{C}_{ce}) определяется по формуле:

$$\bar{C}_{ce} = \frac{ВЗ}{M_{ce}},$$

тогда погрешность среднего можно рассчитать по следующему выражению:

$$\begin{aligned} \Delta \bar{C}_{ce} &= \sqrt{\left(\frac{\partial \bar{C}_{ce}}{\partial MГ_{ce}}\right)^2 \cdot \Delta ВЗ^2 + \left(\frac{\partial \bar{C}_{ce}}{\partial L_{ce}}\right)^2 \cdot \Delta L_p^2} = \\ &= \sqrt{\left(\frac{1}{\Sigma L_{ce}}\right)^2 \cdot \Delta ВЗ^2 + \left(-\frac{ВЗ}{\Sigma L_{ce}^2}\right)^2 \cdot \Delta L_{ce}^2}. \end{aligned}$$

Погрешность определения среднего содержания металла по пересечению пласта песков выработкой $\Delta \bar{C}_{ce}$ будет равна 5,1—135%.

Столь высокие максимальные значения погрешности подсчетных параметров при малой мощности пласта песков обусловлены учетом минимального числа проб (2—3) с резко различным уровнем содержаний. Тем не менее, количество таких малопредставительных пересечений может составлять до 3—6% от общего числа учтенных выработок россыпи и существенно снижать общую погрешность подсчета запасов.

Пример расчета погрешности для уровня пересечения пласта песков выработкой: исходные данные приведены в табл. 1, техническая погрешность определения мощности пласта ${}_T \Delta M_{ce}$ составит 2%; коэффициент вариации содержаний по пробам сечения $V_{C_{ce}}$ 104,7%, техническая погрешность расчета вертикального запаса ${}_T \Delta ВЗ$ 3%, его же погрешность аналогии ${}_A \Delta ВЗ$ 42,7%, а общая $\Delta ВЗ$

1. Данные опробования пересечения пласта песков, россыпь руч. «9-й километр», РЛ-0, скв. 9

Интервал опробования, м	C_{np} Au, мг/м ³
2,0—2,4	187
2,4—2,8	235
2,8—3,2	1680
3,2—3,6	519
3,6—4,0	181
4,0—4,4	489
M_{ce} 2,4	C_{np} 548

42,8%; погрешность среднего содержания по сечению $\Delta \bar{C}_{ce}$ составит 42,9%.

Погрешности подсчетных параметров для уровня подсчетного блока. Погрешность определения суммы мощностей пласта песков $\Sigma M_{ce_{бл}}$ рассчитывается исходя из погрешности единичных проб:

$$\Delta \Sigma M_{ce_{бл}} = \frac{\Delta M_{np}}{\sqrt{n_{np_{бл}}}}$$

где $n_{np_{бл}}$ — число проб в подсчетном блоке.

Погрешность средней мощности песков по блоку $\bar{M}_{ce_{бл}}$ рассчитывается исходя из дисперсии мощности пересечений пласта песков выработками $D_{M_{ce}}$ и их числа $n_{выр_{бл}}$:

$$\Delta \bar{M}_{бл} = \frac{\sqrt{D_{M_{ce}}}}{\sqrt{n_{выр_{бл}}}}$$

Погрешность суммы мощностей пласта песков $\Sigma M_{ce_{бл}}$ колеблется от 0,1 до 3,5%, а средней мощности песков по блоку $\Delta \bar{M}_{ce_{бл}}$ составляет 0,1—70%.

Погрешность определения суммы метрограмма (вертикального запаса) по блоку $\Sigma M \Gamma_{бл}$ зависит уже не от числа выработок, а от количества взятых для расчета проб:

$$\Delta \Sigma M \Gamma_{бл} = \frac{\Delta M \Gamma_{np}}{\sqrt{n_{np_{бл}}}}$$

где $n_{np_{бл}}$ — число учтенных проб в подсчетном блоке.

Погрешность определения суммы метрограмма в пределах блока $\Delta \Sigma M \Gamma_{бл}$ для единичных блоков будет равна 0,2—78%.

Погрешность среднего содержания металла по блоку $\bar{C}_{бл}$ определяется по данным оценки погрешности среднего содержания по пересечениям пласта песков выработкой:

$$\Delta \bar{C}_{бл} = \frac{\Delta \bar{C}_{ce}}{n_{выр_{бл}}}$$

$$\Delta Q_{бл} = \sqrt{\left(\frac{\partial Q_{бл}}{\partial V_{бл}}\right)^2 \cdot \Delta V_{бл}^2 + \left(\frac{\partial Q_{бл}}{\partial Pp}\right)^2 \cdot \Delta Pp^2 + \left(\frac{\partial Q_{бл}}{\partial \bar{C}_{бл}}\right)^2 \cdot \Delta \bar{C}_{бл}^2} =$$

$$= \sqrt{(Pp \cdot \bar{C}_{бл})^2 \cdot \Delta V_{бл}^2 + (V_{бл} \cdot \bar{C}_{бл})^2 \cdot \Delta Pp^2 + (V_{бл} \cdot Pp)^2 \cdot \Delta \bar{C}_{бл}^2}$$

Погрешность определения запасов металла в пределах единичного подсчетного блока $\Delta Q_{бл}$ 4—120%.

Как и для единичных пересечений пласта песков, высокие максимальные значения погрешности подсчетных параметров появляются

и для отдельных блоков составляет 0,1—105%.

Техническая погрешность расчета площади подсчетных блоков ${}_T \Delta S_{бл}$ определяется статистически, так как вычисляется как среднее из трех замеров. Погрешность аналогии расчета площади ${}_A \Delta S_{бл}$ появляется лишь для всячих блоков, достоверно оконтуренных лишь со стороны балансовой разведочной линии. Техническая погрешность расчета площади блоков ${}_T \Delta S_{бл}$ составляет 0,1—0,8%, погрешность аналогии ${}_A \Delta S_{бл}$ при экстраполяции на забалансовые выработки принимается в 25%, а при подвешивании в сторону пустой линии — 50%.

Погрешность определения объема блока:

$$\Delta V_{бл} = \sqrt{(\bar{M}_{ce_{бл}}^2 \cdot \Delta S_{бл}^2) + (S_{бл}^2 \cdot \Delta \bar{M}_{ce_{бл}}^2)}$$

для единичных блоков это 0,1—85%.

Погрешность определения пробы шлихового золота ΔPp рассчитывается статистически по данным выборки рядовых замеров пробы (исходя из дисперсии ее распределения):

$$D_{Pp} = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2}{k - 1}; \quad {}_A \Delta Pp = \sqrt{D_{Pp}}$$

Как правило, число определений пробы шлихового золота не превышает 3—5 штук для одной россыпи, за редким исключением погрешность аналогии ${}_A \Delta Pp_{шз}$ не более 4—6%.

Запасы металла по блоку $Q_{бл}$ рассчитываются по формуле:

$$Q_{бл} = V_{бл} \cdot Pp_{шз} \cdot \bar{C}_{бл},$$

соответственно погрешность определения запасов металла в блоке $\Delta Q_{бл}$ имеет следующий вид:

ся в результате выделения подсчетных блоков, опирающихся на единичные выработки с минимальным количеством рядовых проб при наличии высокой дисперсии содержаний. Обычно это единичные блоки в пределах россыпи в участках их осложнения (краевые и

висячие блоки). Именно их отработка имеет максимальный риск неотхода содержаний, мощности пласта песков и изменений геометрии самой россыпи.

Отдельно следует отметить увеличение погрешности при введении процедуры учета ураганных проб. Необходимость использования приемов усечения ураганных содержаний обусловлена последствиями эффекта завышения содержания при попадании в пробу малого объема единичных частиц металла крупного размера. Применяемые эмпирические методики И.Д.Когана или П.Л.Каллистова [3] заключаются в замене ураганной пробы другим (меньшим) значением — усечением содержания. Теоретическая погрешность эмпирической поправки на содержание ураганной пробы, по сути, равняется величине самой поправки (т.е. 100%). Однако ее введение хотя и приводит к увеличению общей погрешности подсчета запасов, но одновременно снижает риск неотхода запасов в блоках с ураганными пробами, что более важно при существующей системе списания запасов. Из опыта работ автора на алданских и амурских россыпях из числа многочисленных (более 1000 случаев) усечений ураганных проб лишь на двух россыпных объектах наблюдался переотход содержания при добыче, а в более 80% случаев — даже после усечения наблюдается неотход запасов.

Пример расчета погрешности для уровня подсчетного блока: исходные данные приведены в табл. 2, погрешность суммы мощностей пласта и средней мощности песков по блоку $\Sigma M_{се_{бл}} + \Delta M_{се_{бл}}$ составит 0,7%; погрешность суммы метрограмма в пределах блока (при $\Delta \Sigma M \Gamma_{пр} = 18,8$ и $n_{пр_{бл}} = 20$) $\Delta \Sigma M \Gamma_{бл}$ 4,2%, средней мощности по блоку $M_{се_{бл}}$ 29,9%; погреш-

2. Подсчетные параметры по выработкам блока 01-С₁ россыпи руч. «9-й километр»

Номер скважины	Мощность песков, м	$C_{се} A_d$, мг/м ³
9	2,4	548
10	0,4	325
11	0,4	330
12	0,8	275
13	0,4	705
24	0,8	295
26	0,4	2445
28	0,8	290
$n_{эмп_{бл}}$ 8	$\bar{M}_{бл}$ 0,8	$\bar{C}_{бл}$ 551

ность среднего содержания металла по блоку $C_{бл}$ 40,2%; техническая погрешность расчета площади блоков $\tau \Delta S_{бл}$ 0,8% при $A \Delta S_{бл} = 0\%$; погрешность расчета объема блока $\Delta V_{бл}$ 29,9%; погрешность определения пробы шлихового золота ΔPr 3,0%; погрешность определения запасов металла в блоке 01-С₁ $\Delta Q_{бл}$ 50,2%.

Расчет погрешности на уровне месторождения. Запасы металла определялись простым суммированием этих параметров по единичным блокам. Соответственно ошибка определения запасов $\Delta \Sigma Q$ рассчитывается по формуле:

$$\Delta \Sigma Q = \frac{\Delta Q_{бл}}{\sqrt{n_{бл}}},$$

составляя обычно 5—25%, и лишь на малых и очень сложных месторождениях может возрасти до 50—75%.

Аналогично выявляются погрешности суммарной площади подсчетных блоков и суммы объемов песков месторождения:

$$\Delta \Sigma S = \frac{\Delta S_{бл}}{\sqrt{n_{бл}}}, \quad \Delta \Sigma V = \frac{\Delta V_{бл}}{\sqrt{n_{бл}}}.$$

Для обоих параметров это обычно 0,1—5%, изредка до 15%.

Среднее содержание металла по россыпи определяется по формуле:

$$\bar{C} = \frac{\Sigma Q_{бл}}{\Sigma V},$$

а ее погрешность по формуле:

$$\begin{aligned} \Delta \bar{C} &= \sqrt{\left(\frac{\partial \bar{C}}{\partial \Sigma V}\right)^2 \cdot \Delta \Sigma V^2 + \left(\frac{\partial \bar{C}}{\partial \Sigma Q}\right)^2 \cdot \Delta \Sigma Q^2} = \\ &= \sqrt{\left(\frac{-\Sigma Q}{\Sigma V^2}\right)^2 \cdot \Delta \Sigma V^2 + \left(\frac{1}{\Sigma V}\right)^2 \cdot \Delta \Sigma Q^2}. \end{aligned}$$

Последняя составляет 5—30%, изредка повышаясь до 50%.

При подсчете запасов месторождения может возникнуть нестандартная процедура, применяемая при разведке россыпных месторождений — введение коэффициента намыва. Его учет производится при наличии систематического расхождения данных основного метода разведки (буровых скважин) при их частичной заверке более представительными шурфами, траншеями и пробными полигонами отмывки [3]. Иногда даже результаты заверки скважин малого диаметра контрольной проходкой кустов скважин или скважин большого диаметра показывают необходимость применения коэффициента намыва. Причиной разницы рядовых и контрольных замеров со-

3. Результаты сравнения погрешности подсчета запасов (1989 г.) с фактической добычей при эксплуатации (1994—1996 гг.) месторождения «9-й километр»

Номер блока	Площадь блока, тыс. м ²	Запасы песков, тыс. м ³	Среднее содержание Au, мг/м ³	Запасы Au, кг	Погрешность подсчета запасов, %	Добыто Au с учетом потерь, кг	Разность добычи и разведки, кг	Фактическая погрешность, %
01-С ₁	12,0	9,6	552	5,3	50,2	7,3	+2,0	+37,7
02-С ₁	12,7	8,9	506	4,5	28,4	5,0	+0,5	+11,1
03-С ₁	16,8	15,1	417	6,3	26,5	7,5	+1,2	+19,0
04-С ₁	18,3	18,3	399	7,3	19,3	8,4	+1,1	+15,1
05-С ₁	10,9	10,9	661	7,2	15,1	7,5	+0,3	+4,2
06-С ₁	10,1	13,1	649	8,5	10,2	8,5	0,0	0,0
07-С ₁	13,2	17,2	424	7,3	10,1	7,8	+0,5	+6,8
08-С ₁	13,7	21,9	854	18,7	14,5	20,9	+2,2	+11,8
09-С ₁	9,5	18,1	1044	18,9	19,6	20,6	+1,7	+9,0
10-С ₁	3,6	2,9	552	1,6	92,4	2,6	+1,0	+62,5
11-С ₁	3,4	1,4	500	0,7	120,0	2,7	+2,0	+285,7
12-С ₁	3,2	4,2	1595	6,7	74,4	8,1	+1,4	+20,9
13-С ₁	3,2	4,2	1714	7,2	85,5	9,8	+2,6	+36,1
14-С ₁	3,3	1,3	769	1,0	120,0	2,7	+1,7	+170,0
15-С ₁	2,8	1,7	588	1,0	120,0	2,0	+1,0	+100,0
16-С ₁	2,2	1,8	667	1,2	78,5	1,1	-0,1	-8,3
17-С ₁	5,1	3,1	1419	4,4	85,2	0,9	-3,5	-79,6
18-С ₁	2,3	1,4	1929	2,7	120,0	0,9	-1,8	-66,7
Всего	146,3	155,1	712	110,5	37,0	124,3	+13,8	+12,5

держаний и соответственно запасов является невысокая эффективность разведки россыпей с относительно крупным золотом пробами малого объема из скважин. Крупнообъемные пробы из кустов скважин, шурфов, траншей и контрольных полигонов отмывки более представительны, и данные по ним имеют меньшую погрешность. Но и здесь может возникнуть вероятность увеличения погрешности подсчета запасов, когда новые данные имеют большую дисперсию распределения. Расчет погрешности коэффициента намыва затруднителен, поскольку последний определяется отношением средних величин сравниваемых подмножеств данных рядового и заверочного опробования. Достоверной величиной погрешности коэффициента намыва является положительная разность коэффициентов вариации

выборок контрольного и рядового опробования:

$$\Delta K_n = V_k - V_p \quad (\text{при условии, что } \Delta K_n > 0),$$

где V_k — коэффициент вариации контрольного (заверочного) опробования; V_p — коэффициент вариации рядового опробования.

Если дисперсия контрольного опробования ниже чем у выборки рядовых проб, то принимается, что погрешность коэффициента намыва ΔK_n отсутствует.

В качестве примера приводятся расчет погрешности определения запасов по разведочным данным небольшого россыпного месторождения «9-й километр» (правый приток руч. Аимкан, Тындинский район Амурской области) и поблочное сравнение данных разведки с фактической добычей — см. табл. 3. Россыпь отнесена к III группе сложности строе-

ния. Запасы отдельных блоков россыпи рассчитываются по единичным выработкам (3—4), последний блок 18-С₁ — висячий.

В результате расчета погрешности подсчетных параметров по разведочным данным средняя погрешность по месторождению составила 37%, причем для малодостоверных блоков 11-С₁, 14-С₁, 15-С₁ и 18-С₁ она превышала 100%. Погрешность определения суммы площадей блоков ΔS 3,5%, суммы объемов ΔV 15,9%, среднего содержания по месторождению C 17,2%.

При обработке россыпи и поблочном сравнении данных разведки и эксплуатации лишь в двух блоках (11-С₁ и 14-С₁) отклонение фактических объемов добычи превысило плановую погрешность подсчета запасов, и опять же это малодостоверные подсчетные блоки. В остальных подсчетных блоках фактическая погрешность в 1,5—5 раз ниже расчетной. В целом по месторождению фактическая погрешность составила 12,5% от балансовых запасов, что в 3 раза ниже расчетной. Превышение расчетной погрешности запасов над отклонением фактической добычи от данных

разведки наблюдается и на других объектах сравнения.

Таким образом, можно сделать вывод, что расчетная погрешность подсчетных параметров при достаточно представительных исходных данных представляет собой максимально возможную ошибку подсчета запасов. И, наоборот, для блоков с малодостоверными исходными данными (единичные выработки), а также для краевых и висячих блоков, имеющих очень высокую дисперсию содержаний, возможно превышение фактической погрешности над расчетной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаков В.Д.* Теория ошибок наблюдений. — М.: Недра, 1983.
2. *Боярко Г.Ю.* Погрешность результатов подсчета запасов россыпных месторождений золота // Проблемы разведки, добычи и обогащения руд благородных металлов и техногенного сырья. Тр. Международной научно-технической конференции, 8—11 ноября 2000 г. Екатеринбург, 2000. С. 87—88.
3. *Методические указания по подсчету запасов золота и олова в россыпях / А.Г.Беккер, Л.К.Беккер, А.П.Дешевых и др.* — Магадан: СВТТУ, 1979.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 535.247:546.86

© Л.Г.Симакова, А.В.Мандругин, 2001

ФОТОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СУРЬМЫ В СТОЧНЫХ ВОДАХ ЗОЛОТОИЗВЛЕКАТЕЛЬНЫХ ФАБРИК

Л.Г.Симакова, А.В.Мандругин (ЦНИГРИ МПР России)

Разработана простая, высокоселективная методика фотометрического определения содержания сурьмы в сточных водах золотоизвлекательных фабрик. Она включает экстракционное концентрирование сурьмы, ее последующее фотометрическое определение с использованием красителя бриллиантового зеленого и позволяет анализировать растворы с содержанием токсичного компонента ниже уровня ПДК.

Сурьма является высокотоксичным элементом и часто входит в состав технологических растворов золотоизвлекательных фабрик, тем более что в последнее время в производство вовлекаются трудноперерабатываемые сурьмянистые золотосодержащие руды. Поэтому важное значение приобретает контроль за содержанием сурьмы в сточных водах перед сбросом их на шламовые поля и в водоемы. При этом аналитический контроль необходимо вести на уровне предельно допустимых концентраций, которые устанавливаются нормами САНПИИ и для вод рыбохозяйственных водоемов составляют по Sb $0,05 \text{ мг/дм}^3$ [3]. В последние годы, однако, при разработке методик для экологического контроля наблюдается тенденция расширения области определения в направлении повышения чувствительности методик (нижней границы интервала определения) на $0,5$ — 1 порядок ниже уровня ПДК.

Фотометрические методы определения малых количеств сурьмы в растворах в настоящее время наиболее распространены. Их преимущество обусловлено высокой чувствительностью, малой продолжительностью, простотой выполнения анализа, а также наличием необходимого оборудования практически во всех химико-аналитических лабораториях при золотодобывающих предприятиях. Для анализа сточных вод предприятий цветной металлургии [8], природных вод [6] и т.п. рядом авторов рекомендуется экстракционно-фотометрический метод с применением красителя бриллиантового зеленого. Отмечается, что реакция взаимодействия сурьмы с бриллиантовым зеленым в 10 раз чувствительнее, чем с метиловым фиолетовым или кри-

сталлическим фиолетовым. При этом определению не мешают даже 1000 -кратные избытки As , Cu , Ni , Zn , Co , Pb , щелочных и щелочноземельных металлов. Влияние железа рекомендуется устранять добавлением фторида натрия.

Именно данный метод фотометрического анализа с использованием красителя бриллиантового зеленого принят нами за основу при разработке экстракционно-фотометрической методики определения низких содержаний сурьмы в сточных водах золотоизвлекательных фабрик. Исследования по созданию методики включали два этапа: 1) повышение чувствительности прямой методики определения до уровня ПДК; 2) повышение чувствительности методики до уровня ниже ПДК.

На первом этапе исследования проводились в направлении усовершенствования непосредственно самой методики без использования приемов предварительного концентрирования. Сущность метода состоит в переводе всех форм сурьмы в пятивалентное состояние, образовании пятивалентной сурьмой в солянокислой среде окрашенного ионного ассоциата аниона $[SbCl_6]^-$ с катионом основного красителя бриллиантового зеленого, экстракции его органическим растворителем и измерении оптической плотности окрашенного органического экстракта.

Для ускорения анализа все формы сурьмы переводят в трехвалентное состояние и только после этого $Sb(III)$ окисляют до $Sb(V)$. Обусловлено это тем, что соединения $Sb(IV)$, довольно часто содержащиеся в растворах сурьмы, очень медленно окисляются. Процессы же

восстановления ионов $Sb(IV)$ до $Sb(III)$ с последующим окислением $Sb(III)$ до $Sb(V)$ происходят гораздо быстрее. В качестве окислителя сурьмы до пятивалентного состояния использован нитрит натрия, избыток которого устранялся добавлением мочевины. В трехвалентное состояние сурьму переводили с помощью хлорида олова. Методика отработывалась на стандартных (чистые растворы сурьмы) и модельных (с введенными основными примесями) растворах.

По заявлению авторов методики-прототипа [8], при использовании толуола в качестве экстрагента-растворителя чувствительность методики на аликвоте анализируемой пробы объемом 10 см^3 составляет $0,05\text{ мг/дм}^3$. Однако наши исследования (воспроизведение методики по данным прототипа) и приведенный в статье [8] цифровой материал показали, что рекомендуемый метод позволяет определять концентрацию сурьмы лишь от $0,5\text{ мг/дм}^3$ и выше.

Как видно из табл. 1, светопоглощение экстракта (и, следовательно, чувствительность методики) существенно увеличивается при использовании в качестве растворителя смеси толуола и дихлорэтана (ДХЭ). Оптимальна для определения сурьмы смесь с соотношением толуола и ДХЭ 4:1, обеспечивающая селективную экстракцию ионного ассоциата без перехода свободного красителя в органическую фазу.

1. Зависимость оптической плотности экстракта от состава растворителя*

Состав раствора, %		Оптическая плотность экстракта при содержании Sb в растворе	
Толуол	ДХЭ	$C_{Sb}=0\text{ мг/дм}^3$	$C_{Sb}=0,3\text{ мг/дм}^3$
100	0	0,010	0,023
80	20	0,015	0,127
60	40	0,030	0,168
40	60	0,203	0,42
20	80	0,750	0,93
0	100	1,350	1,45

*Один цикл экстракции.

Сравнивалась эффективность экстракции (табл. 2) с применением толуола и оптимальной смеси толуола с дихлорэтаном (последовательные циклы экстракции до получения практически бесцветного экстракта). Показано, что использование смешанного растворителя позволяет повысить извлечение сурьмы в каждом цикле экстракции и, как следствие,

уменьшить число необходимых циклов экстракции для количественного извлечения сурьмы (с 4 до 2) и объем органической фазы в каждом цикле. При уменьшении объема с 5 до $2,5\text{ см}^3$ количественное извлечение сурьмы за два цикла остается на прежнем уровне; при уменьшении объема до $1,5\text{ см}^3$ извлечение сурьмы в двух циклах экстракции незначительно снижается (до 90%). Однако применение специальных мер по стабилизации температуры позволяет получать при этом воспроизводимые результаты.

2. Экстракция сурьмы в зависимости от типа растворителя, %

Экстрагент	Извлечение Sb в последовательных циклах экстракции				
	1	2	3	4	5
Толуол	45,6	24,7	13,9	7,8	5,2
Смешанный растворитель	83,3	11,0	3,4	2,2	—

Полнота экстракции сурьмы с бриллиантовым зеленым зависит от кислотности среды: ее оптимальная величина находится в интервале концентраций 5—7 М. Увеличение или уменьшение концентрации кислоты относительно указанного интервала обуславливают резкое уменьшение оптической плотности экстракта анализируемого раствора.

Спектр поглощения экстракта ионного ассоциата сурьмы с красителем бриллиантовым зеленым представляет собой достаточно узкий пик (с полушириной 50 нм и максимумом при 635 нм). Следовательно, при работе с растворами низких концентраций эффективно использование прибора с достаточно высоким спектральным разрешением — спектрофотометров типа КФК-3. Применение для этой цели фотоколориметров (ФЭК-56) приводит к существенной потере чувствительности определения (по нашим данным, в 1,7 раза).

Правильность методики и влияние примесей на результаты определения были проверены методом «введено-найдено» на модельных растворах, качественный состав которых принят по данным Л.В.Чугаева [7] для сточных вод золотоизвлекательных фабрик. Концентрации введенных ионов Pb^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , CN^- , Fe^{3+} , As^{3+} рассчитывались с учетом их 1000-кратного превышения норм ПДК для рыбохозяйственных водоемов [1]. Концентрации Na^+ и Ca^{2+} приняты по нормам для M_{KB} (максимальная концентрация вещества, которая при постоянном воздействии в течение сколь угодно

длительного времени не вызывает нарушения биохимических процессов) [3], а Ag и Au — исходя из экономической целесообразности сброса драгоценных металлов в отвал, что для золотоизвлекательных фабрик составляет обычно 10 и 0,1—0,2 мг/дм³ соответственно.

Установлено, что присутствие в растворах железа завышает результаты определения. Искажение, однако, полностью снимается при применении в качестве маскирующего агента гексаметафосфата натрия (ГМФ Na). На определение концентрации Sb на уровне ПДК заметно влияют Au и As, обычно присутствующие в растворах золотоизвлекательных фабрик в качестве постоянных примесей. Так, введенное количество Au завышает показатели на 6—12%, As — на 8%. При анализе растворов более высоких концентраций отрицательным действием золота и мышьяка можно пренебречь. Остальные введенные примеси не оказывают отрицательного влияния на результаты анализа: найденное содержание Sb в растворе составляет во всех случаях 97—102% от введенного.

Таким образом, исследования первого этапа позволили повысить чувствительность методики по сравнению с прототипом на порядок, т.е. до уровня ПДК. Несмотря на недостаточную селективность при определении

низких концентраций сурьмы, методика хорошо работает именно на контроле сбросовых растворов, поскольку: в сбросовых растворах ограничено содержание As до ПДК (на этом уровне мышьяк не мешает прямому определению сурьмы); практически постоянное содержание Au в сбросовых растворах стабильно работающих фабрик позволяет ввести коррекцию в результаты анализа.

Недостаточная селективность методики, а также постоянное повышение требований, предъявляемых к методикам для анализа сточных вод, определили задачи **второго этапа** исследований, а именно: повышение чувствительности методики до уровня ниже ПДК; повышение селективности анализа (снятие зависимости определения от золота и мышьяка).

В основу дальнейшей разработки положено использование приема предварительной экстракции, позволяющей одновременно концентрировать определяемый элемент и селективно отделять его от основных элементов матрицы. По литературным данным [1, 2, 5], наиболее перспективно при этом использование серосодержащих реагентов. Как показали исследования, наиболее эффективно применение для экстракции диэтилдитиокарбамината трехвалентной сурьмы (ДЭДТК Sb) хлороформа с последующей реэкстракцией сурь-

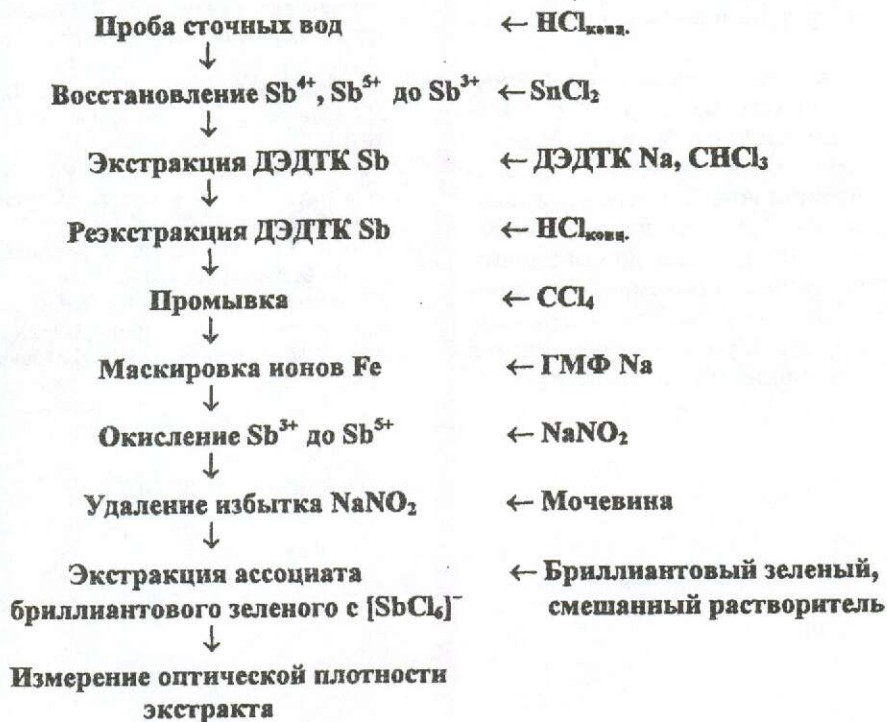


Схема фотометрического определения сурьмы в сточных водах с предварительным экстракционным концентрированием

мы концентрированной соляной кислотой. Данная схема органично, без каких-либо побочных эффектов подключается к ранее разработанной фотометрической методике определения сурьмы. Исследования проведены на стандартных и модельных (см. выше) растворах в интервале концентраций Sb 0,01—0,05 мг/дм³.

При использовании приема экстракции ДЭДТК Sb (III) хлороформом наблюдается синергетический эффект, увеличивающий чувствительность методики в 2 раза в дополнение к увеличению ее за счет концентрирования.

Использование в качестве экстрагента четыреххлористого углерода нами не рекомендуется, поскольку дает ряд отрицательных побочных эффектов. Однако применение его для промывки реэкстракта вместо хлороформа снижает оптический фон в 1,5—2 раза.

Работа на минимальных дозировках диэтилдитиокарбамината натрия (ДЭДТК Na) повышает воспроизводимость определения и снижает фоновое значение оптической плотности еще в 2 раза (до 0,011—0,014).

В отличие от стандартных растворов (оптическая плотность постоянна в исследуемом интервале концентраций кислоты 0,5—3,7 N) при анализе модельных растворов отмечается более сильное влияние кислотности анализируемого раствора на результаты определения: оптимальный интервал кислотности сужается до 0,9—2,1 N.

Окончательная общая схема определения сурьмы с предварительным концентрированием приведена на рисунке. Методика фотометрического определения сурьмы с предварительным экстракционным концентрированием позволяет на 1,5 порядка повысить чувствительность определения по сравнению с прототипом и, таким образом, анализировать растворы с содержанием Sb ниже уровня ПДК (до 0,01 мг/дм³). При этом повышается селективность определения: в исследуемых

пределах концентраций исключается мешающее влияние золота и мышьяка. Железо экстрагируется вместе с сурьмой, но его отрицательное воздействие на результаты анализа маскируется введением гексаметафосфата натрия. Таким образом, разработанная методика позволяет анализировать не только очищенные для сброса в водоемы сточные воды, но и засоленные (уровень солей приведен выше). Правильность методики проверена методами добавок и альтернативного анализа (атомно-абсорбционная спектрометрия) на реальных растворах кучного выщелачивания золотосодержащего сырья.

Разработанная экстракционно-фотометрическая методика определения сурьмы в сточных водах аттестована по третьей категории точности в интервале 0,01—0,10 мг/дм³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабко А.К., Пилипенко А.Т. Фотометрический анализ. Методы определения неметаллов. — М.: Химия, 1974.
2. Немодрук А.А. Аналитическая химия сурьмы. — М.: Наука, 1978.
3. Перечень предельно допустимых концентраций и ориентировочно безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов / С.Н.Анисова, С.А.Соколова, Т.В.Минеева и др. — М.: Мединор, 1995.
4. Предельно допустимые концентрации вредных веществ в воздухе и воде / Г.П.Беспамятнов, К.К.Богусhevская, Л.В.Беспамятнова и др. — Л.: Химия, 1975.
5. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. — М.: Недра, 1970.
6. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. А.Д.Семенова. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.
7. Чугаев Л.В. Металлургия благородных металлов. — М.: Металлургия, 1987.
8. Шевелева О.В., Буйдакова Л.Я. Определение сурьмы в сточных водах предприятий цветной металлургии // Учен. зап. ЦНИИОлово. Новосибирск. 1964. № 1. С. 57—60.

УДК 550.8:658.382.3

© С.В.Романов, 2001

РИСК ПРОИЗВОДСТВЕННОГО ТРАВМАТИЗМА ДЛЯ РАБОТНИКОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

С.В.Романов (ЦНИГРИ МПР России)

На основе большого фактического материала определены коэффициенты частоты травмирования для работников более чем 30 профессий геологоразведочных организаций. В оценке риска показана определяющая роль несчастных случаев с тяжелыми последствиями. По величине риска производственного травматизма работники различных профессий геологоразведочных организаций разделены на три группы. Руководителям организаций рекомендуется обратить особое внимание на обеспечение безопасности работников III группы, в которую входят помощники бурильщика, вышкомонтажники на глубоком разведочном бурении на нефть и газ, трактористы, бульдозеристы, взрывники на горных и геофизических работах, электрогазосварщики. При суммарной численности работников этих профессий 6,4% от общей численности работников геологоразведочных организаций их доля в общем числе пострадавших составляет 22,2%, а по случаям со смертельным исходом — почти 40%.

Под риском производственного травматизма в статье понимается частота несчастных случаев, определяемых как производственные в соответствии с действующим Положением о расследовании и учете несчастных случаев на производстве [2, 3]. Размерность риска — обратное время, принятое равным одному году (год^{-1}).

Для практических целей охраны труда надежное определение риска травмирования для работников различных профессий имеет большое значение. Ведущийся в отрасли систематический анализ травматизма позволил получить необходимый исходный материал для статистически достоверной оценки частоты травмирования работников геологоразведочных организаций. При изучении вопроса были использованы материалы расследований около 7,5 тыс. несчастных случаев, в том числе более 700 несчастных случаев со смертельным исходом, в период 1985—1999 гг.

Было принято, что изменения, происшедшие в производственной и социальной сферах в последние годы не оказали решающего влияния на распределение производственного травматизма по профессиям. Полученные в результате анализа данные справедливы и в настоящее время и могут быть использованы как в текущей профилактической работе, так и в определении долгосрочных программ по охране труда для работников геологоразведочных организаций.

Распределение числа работников и несчастных случаев по профессиям для геологораз-

ведочных организаций приведено в табл. 1. Из нее видно, что общее число несчастных случаев и число несчастных случаев со смертельным исходом непропорционально числу работников каждой профессии, т.е. риск травмирования для работников различных профессий существенно различен. Как и следовало ожидать, соотношение между общим числом пострадавших и числом случаев со смертельным исходом также не является постоянным для различных профессий.

Есть профессии, для которых характерны несчастные случаи с тяжелыми последствиями (например взрывники на горно-разведочных и геофизических работах), и профессии, для которых более характерны несчастные случаи без смертельного исхода (например каменщики, маляры, плотники, столяры и др.). По принятому в литературе по охране труда показателю тяжести последствий несчастных случаев $K_{\text{п}}$, равному доле в процентах несчастных случаев со смертельным исходом от общего числа пострадавших, для первых он составляет 30, для вторых — 1,5—2. Еще более отчетливо проявляется эта особенность распределения травматизма при сравнении доли пострадавших по легким случаям и случаям со смертельным исходом. Далее анализ риска травмирования проведен отдельно по легким несчастным случаям и случаям со смертельным исходом.

Число легких несчастных случаев за рассматриваемый период равно:

$$P_{\text{л}}(\text{п}) = P_{\text{о}}(\text{п}) - P_{\text{т}}(\text{п}) - P_{\text{см}}(\text{п}),$$

1. Распределение работников геологоразведочных организаций по профессиям и показатели травматизма

Профессия	Число работников, %	Число несчастных случаев, %	Число случаев со смертельным исходом, %	$K_{\text{ч}}$	$K_{\text{ч см}}$
Бурильщик на бурении скважин на нефть и газ	0,7	2,2	1,5	8,7	0,50
Бурильщик на колонковом бурении	3,2	3,7	4,9	3,3	0,35
Помощник бурильщика на бурении скважин на нефть и газ	1,9	6,4	12,6	9,5	1,51
Помощник бурильщика на колонковом бурении	3,9	5,9	6,4	4,3	0,38
Вышкомонтажник на бурении скважин на нефть и газ	0,7	2,8	4,0	11,5	1,32
Вышкомонтажник на колонковом бурении	0,1	0,3	0,3	9,1	0,73
Взрывник на горно-разведочных и геофизических работах	0,4	0,7	2,3	4,8	1,30
Проходчик, горнорабочий, крепильщик, бурильщик шпуров	2,5	2,2	4,8	2,5	0,43
Водитель автомобиля	7,6	12,7	13,2	4,7	0,39
Машинист бульдозера, тракторист	2,6	9,0	16,5	9,8	1,46
Электрогазосварщик	0,8	3,3	4,0	11,7	1,15
Электрослесарь, электромонтер	0,9	1,8	3,2	5,7	0,82
Дизелист, моторист буровой установки	1,4	1,7	3,2	3,5	0,53
Грузчик, стропальщик, такелажник	0,9	3,2	1,6	10,0	0,40
Каменщик, бетонщик, маляр, штукатур	0,8	2,6	0,8	9,2	0,25
Плотник, столяр	1,4	5,1	1,0	10,4	0,16
Токарь, фрезеровщик, сверловщик, слесарь	0,8	1,0	0,5	3,4	0,15
Инженерно-технические работники	24,5	8,7	11,2	1,0	0,11
Работники прочих специальностей	44,9	26,7	8,0	2,4	0,05
Итого	100,0	100,0	100,0	4,0	0,30

где $P_0(p)$ — общее число несчастных случаев с работниками профессии (p); $P_T(p)$ — число тяжелых несчастных случаев с работниками профессии (p); $P_{\text{см}}(p)$ — число несчастных случаев со смертельным исходом с работниками профессии (p).

Чтобы исключить влияние происшедших в рассматриваемый период изменений объемов работ и численности работников геологоразведочных организаций, все расчеты выполнены в относительных величинах — определялись коэффициенты частоты травмирования (K), т.е. число пострадавших в результате несчастных случаев на 1000 работников соответствующей профессии:

$$K(p) = P(p) \cdot 1000 / N(p),$$

где $P(p)$ — число несчастных случаев за рассматриваемый период с работниками профессии (p); $N(p)$ — суммарная среднесписочная численность работников профессии (p) за рассматриваемый период.

Очевидно, что для величины риска производственного травматизма (R) справедливо соотношение:

$$R(p) = K(p) \cdot \bar{N}(p) / 1000,$$

где $\bar{N}(p)$ — среднесписочная численность работников профессии (p).

Коэффициенты частоты травмирования по общему числу пострадавших, легким случаям и со смертельным исходом соответственно равны:

$$K_{\text{ч}}(p) = P_0(p) \cdot 1000 / N(p),$$

$$K_{\text{ч л}}(p) = P_{\text{л}}(p) \cdot 1000 / N(p),$$

$$K_{\text{ч см}}(p) = P_{\text{см}}(p) \cdot 1000 / N(p).$$

Результаты расчетов коэффициентов частоты травмирования по общему числу пострадавших и случаям со смертельным исходом приведены в табл. 1. На рис. 1 даны коэффициенты частоты травмирования для работников различных профессий по легким случаям, а на рис. 2 — по случаям со смертельным исходом. Как видно из рисунков, с точки зрения вероятности несчастного случая со смертельным исходом наиболее опасны профессии помощника бурильщика и вышкомонтажника на бурении скважин на нефть и газ, машиниста бульдозера и тракториста, а по легким случаям — плотника, столяра, электрогазосварщика, грузчика, стропальщика, такелажника. Наиболее низкий коэффициент частоты травми-

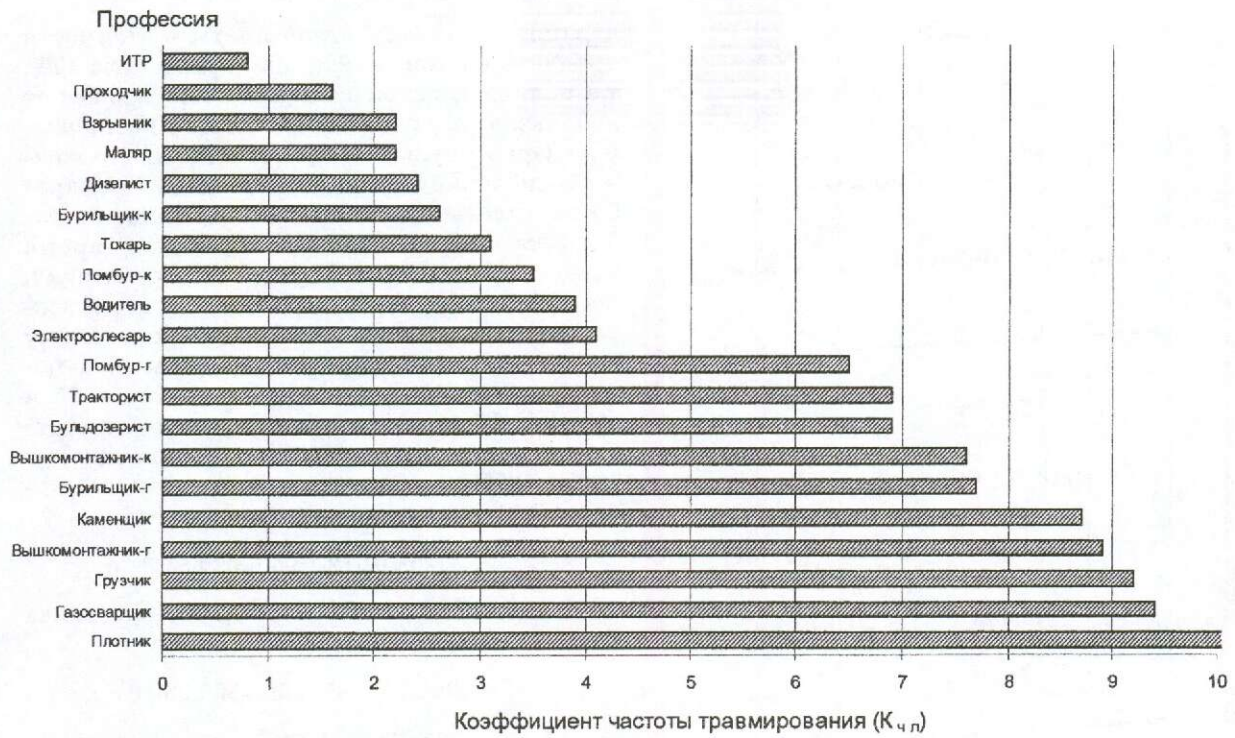


Рис. 1. Частота травмирования работников различных профессий (легкие случаи):

к — колонковое, г — глубокое бурение

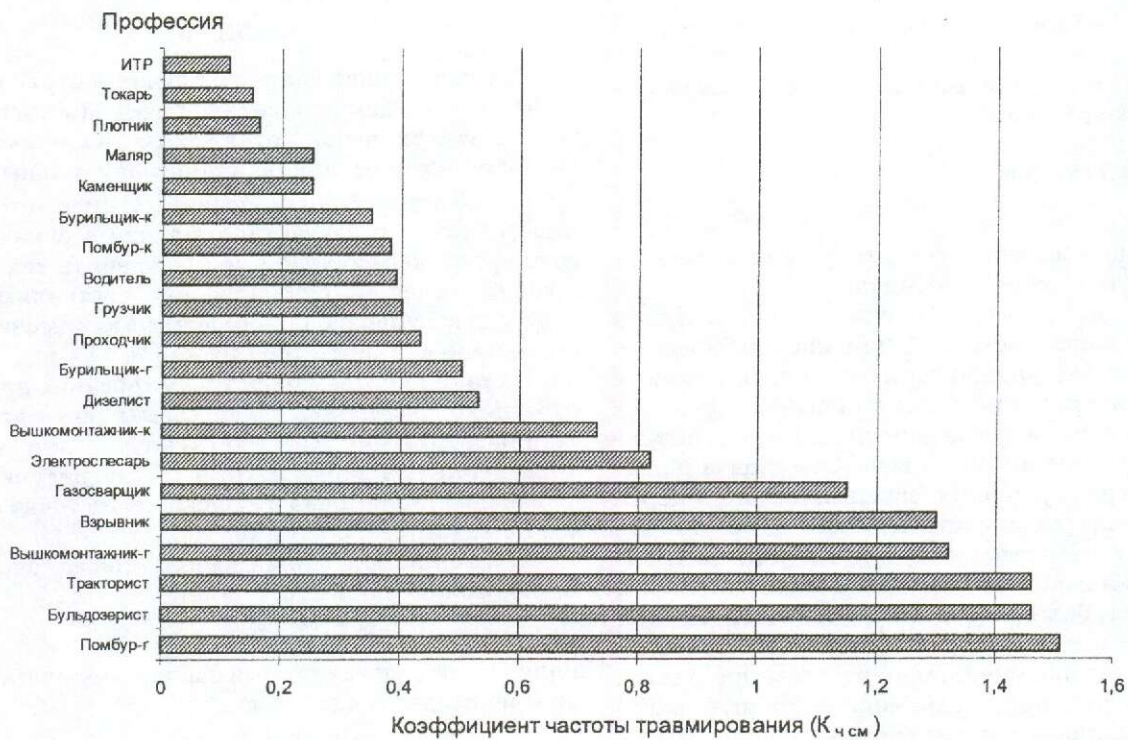


Рис. 2. Частота травмирования работников различных профессий (случаи со смертельным исходом):

усл. обозн. см. рис. 1

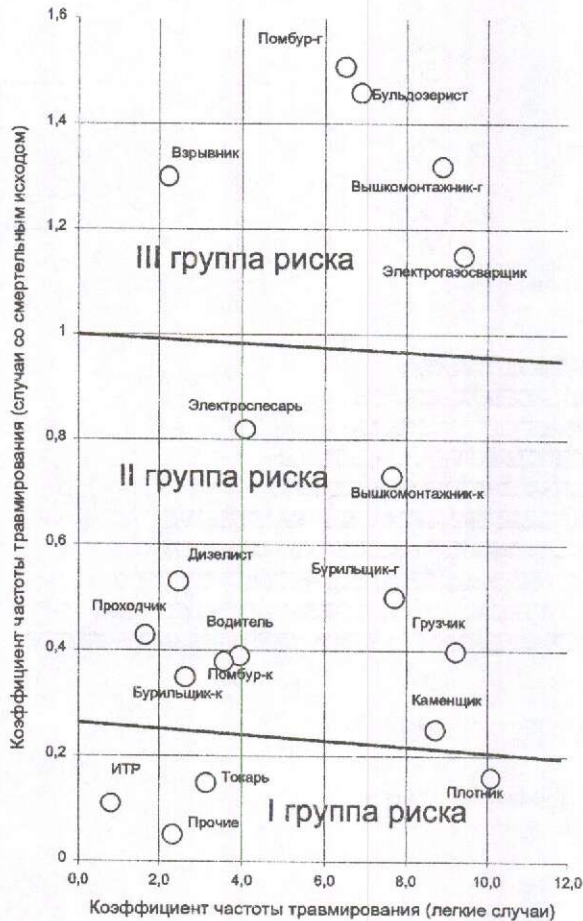


Рис. 3. Риск травмирования для работников различных профессий:

усл. обозн. см. рис. 1

рования соответствует профессии инженерно-технического работника.

Чтобы сделать окончательный вывод о степени опасности той или иной профессии, необходимо уравнивать коэффициенты частоты травмирования по легким случаям и случаям со смертельным исходом, т.е. придавать им определенные веса. Эта задача решается через сравнение экономического ущерба от потери работником здоровья в результате легкого несчастного случая и случая со смертельным исходом. В качестве оценки ущерба в случае гибели работника на производстве при несчастном случае был принят ущерб, связанный с недополучением обществом продукта в результате преждевременной смерти работника. Он равен разности между полным экономическим эффектом от использования его рабочей силы и затратами на жизнеобеспечение работника [1, 4]. По данным Министерства труда и социального развития Российской Фе-

дерации доля заработной платы в стоимости продукта на конец 1999 г. не превышала 15%, т.е. полный годовой экономический эффект от использования рабочей силы в 5,6 раза превышал заработную плату работника. На его жизнеобеспечение расходовалось около 75% заработной платы. Продолжительность жизни работника примем равной 65 годам, время выхода на пенсию — 55 лет. Тогда работнику, пострадавшему от несчастного случая в возрасте 40 лет (показатель близкий к среднему возрасту травмированных по отрасли в последние годы), предстояло проработать 15 и прожить 25 лет. При среднем уровне заработной платы в геологических организациях в 1999 г. 2,25 тыс. р. в месяц экономический эффект Э от его деятельности составит:

$$\text{Э} = 2,25 \cdot 10^3 \cdot 12 \cdot 15 \cdot 5,6 = 2268 \cdot 10^3 \text{ р.}$$

Затраты на жизнеобеспечение работника Z:

$$Z = 2,25 \cdot 10^3 \cdot 12 \cdot 0,75 \cdot 25 = 506,25 \cdot 10^3 \text{ р.}$$

«Хозяйственная» цена Y_x будет равна:

$$Y_x = (\text{Э} - Z) = 1761,75 \cdot 10^3 \text{ р.}$$

С учетом дисконтирования при норме 7% получим окончательный результат:

$$Y_x = 900 \cdot 10^3 \text{ р.}$$

Для легкого несчастного случая в отрасли «геология» по данным за 1999 г. государственной статистической отчетности по форме № 7-травматизм ущерб принимаем равным $4,5 \cdot 10^3$ р. Таким образом, сравнительную «стоимость» легкого несчастного случая и случая со смертельным исходом можно оценить как 1 к 200, а с учетом «субъективной» составляющей оценки ущерба значимость легких несчастных случаев будет еще ниже [4].

На рис. 3 показан риск травмирования для работников различных профессий (полные названия профессий соответствуют названиям, приведенным в табл. 1). На этом же рисунке проведены линии равного риска через точки с координатами (0; 0,25) и (0; 1,0).

Уравнение для линий равного риска, очевидно, можно записать в виде:

$$K_{\text{см}} + K_{\text{л}} / 200 = \text{const},$$

а для линии с упомянутыми выше координатами имеют следующий вид:

$$K_{\text{см}} + K_{\text{л}} / 200 = 0,25,$$

$$K_{\text{см}} + K_{\text{л}} / 200 = 1,0.$$

Линии равного риска разбивают поле графика на три зоны: низкого, среднего и высоко-

2. Показатели травматизма в группах риска

Группа риска	Численность группы, %	Общее число несчастных случаев, %	Число случаев со смертельным исходом, %	$K_{\text{ч}}$	$K_{\text{ч см}}$
I	71,6	41,5	21,1	2,1	0,07
II	22,0	36,3	39,5	4,7	0,41
III	6,4	22,2	39,3	9,8	1,41

го риска, которые соответствуют трем группам риска — I, II, III.

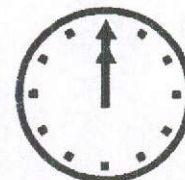
Суммарные показатели — численность работников, доли несчастных случаев и случаев со смертельным исходом, $K_{\text{ч}}$, $K_{\text{ч см}}$ — по этим трем группам риска приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что в геологических организациях наиболее высокому риску травмирования подвергаются помощники бурильщика и вышкомонтажники на глубоком разведочном бурении на нефть и газ, взрывники на горных и геофизических работах, трактористы, машинисты бульдозеров, электрогазосварщики. Численность работников этих профессий составляет 6,4% от общей численности работников геологоразведочных организаций, а их «вклад» в травматизм со смертельным исходом достигает почти 40%. Средний коэффициент частоты травмирования по случаям со смертельным исходом в этой группе работников составил 1,41, что в 4,5 раза выше соответствующего среднеотраслевого показателя и в 10 раз выше среднего по России. Руководителям организаций при определении профилактических мер, направленных на повышение безопасности работ, необходимо обратить особое внимание на рабочие места работников указанных профессий.

Итак, определяющим в риске производственного травматизма для работников геолого-

разведочных организаций является травматизм со смертельным исходом. Определены коэффициенты частоты травмирования работников различных профессий. Выделена группа профессий, работники которой подвергаются наибольшему риску травмирования. Целесообразно дальнейшее развитие научно-теоретических, концептуальных и методических основ экономического анализа безопасности, с тем чтобы полученные результаты можно было широко использовать при формировании программ по охране труда, их реализации, определении направлений соответствующих НИОКР, сравнении вариантов профилактических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Легасов В.А., Демин В.Ф., Шевелев Я.В. Экономика безопасности ядерной энергетики. — М., 1984. (Препринт / ИАЭ 4080/3).
2. Маршалл В. Основные опасности химических производств. — М.: Мир, 1989.
3. Положение о расследовании и учете несчастных случаев на производстве. Утверждено Постановлением Правительства Российской Федерации от 11.03.99. № 279.
4. Шульгин Ю.Г., Романов С.В., Засухин И.Н. Экономические аспекты обеспечения безопасного производства работ // Разведка и охрана недр. 2000. № 9. С. 50—52.



УДК 550.93

© Н.М.Заири, 2001

ОБЗОР ДОКЛАДОВ ПО ГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ НА МГК-XXXI

Н.М.Заири (ЦНИГРИ МПР России)

Об актуальности методов изотопной геохимии в современной геологической науке говорит то, что из 6500 докладов и их тезисов, представленных на МГК-XXXI, более 500 посвящены геохимии стабильных и радиоактивных элементов или написаны с использованием данных в этой области. Отчетливо выделяются пять главных направлений исследований, отображающих основные тенденции мирового развития изотопной геохимии. Первое и доминирующее по количеству публикаций (более 100 тезисов докладов) место занимает изотопная геохронология, охватывающая широкий временной интервал — от современных отложений до пород докембрия, включая осадочные, метаморфические и магматические.

Для современных исследований характерно использование данных, полученных не только с помощью Rb-Sr, но и U-Pb и Pb-Pb методов датирования. Интересны в рассматриваемом аспекте данные по гранитам и продуктам их изменений на золоторудных месторождениях Египта и Норвегии (M.Ghonei, A.Bjorikke и H.Harras «Rb/Sr and Sm/Nd isotopic systems of EI Sukari gold bearing granite», Eastern Desert, Egypt). Весьма перспективными представляются исследования Re-Os системы, позволяющие проводить не только возрастные датировки минералов, но и судить об источниках вещества. Наиболее интенсивно данное направление в изотопной геохронологии развивается в США. Из докладов D.Lambert (USA) «Application of the Re-Os isotope system to the study of magmatic sulfide deposits», H.Stein, J.Morgan, R.Markey и J.Hannah, A.Airie (Colorado State University) «Re-Os dating of Archean to Cenozoic ore deposits: an overview of successful studies» видно, что в настоящее время накоплен значительный материал по многим месторождениям мира. Доклад Da Zhang, Ganguo Wu и Bailin Chen (China) «Re-Os isotopic ages of Molybdenum in Zhongjia Tin polymetal deposit and its geological meaning» показывает, что Re-Os метод активно используется и в Китае.

Большой раздел посвящен изотопной геохимии процессов выветривания и их датировке U-Th-Pb методами.

Традиционным направлением исследований остаются работы по датировке и выявлению источников вещества магматических пород, проводимые на основе анализа Rb-Sr и Sm-Nd систем. Как и ранее, главный вопрос — проблема изучения взаимодействия системы кора — мантия.

Исследования в области геохимии стабильных изотопов легких элементов на рудных месторождениях различной генетической природы достаточно аргументированно позволяют подходить к определению источников флюидных компонентов — воды, углекислоты и серы. Несомненным прогрессом в подобных работах является комплексность в исследованиях рудных месторождений за счет расширения спектра анализируемых элементов. При изучении руд одних и тех же месторождений (Витватерсранд) по данным комплексного анализа и монометода (геохимии изотопов серы) выводы исследователей разнятся. На основе комплексирования данных по геохимии изотопов S, O₂, H и C сделан вывод о главенствующей роли метаморфизма, при процессах которого регулируются изотопные равновесия между сосуществующими минералами (B.Zhao, L.Robb, C.Harris и L.Jordaan «Origin of hydrothermal fluids and gold mineralization associated with the Vedtersdorp Contact Reef, Witwatersrand Basin, South Africa: Constraints from S, O, H, C isotope», South Africa). Анализируя вариации δ³⁴S (от -3,9 до +3,3‰), исследователи высказывают мнение о гидротермально-осадочной природе того же месторождения (A.Kremenetsky, N.Iouchko и L.Jordaan «Sulfur isotopy of pyrite from auriferous Witwatersrand reefs as an indicator of sedex mineralization», Russia, Republic of South Africa).

Помимо комплексирования методов геохимии стабильных изотопов в качестве дополнительных используются данные по геохимии аргона, гелия, водорода из газовой-жидких

включений (Sun Xiaoming, David I. Normani «N2-Ar-He systematics of ore-forming fluid: a case study on Changkeng Au-Ag deposit, China», China, USA), а также по геохимии редкоземельных элементов (H.Gilg, G.Mortean и A.Strieder «REE and stable isotope study on calcite and gypsum from amethyst geodes of the Serra Geral», Alto Uruguai, Brazil).

Наибольшее количество докладов в этой области геохимии изотопов было сделано исследователями Бразилии, привлекающими стронций-самарий-неодимовый метод в изучение рудных месторождений и металлогению.

Изотопная геохимия осадочных пород также — традиционное направление исследований и в целом направлена на решение вопросов корреляции разрезов, определения возраста немых отложений, выявления специфики условий осадконакопления и т.д. Среди прозвучавших на симпозиуме наиболее интересны два доклада J.Veizer (Canada), посвященные изотопной стратиграфии — «Isotope stratigraphy: Phanerozoic experience and Proterozoic potential» и «Four billion years of evolution from seawater isotope record». Использование широкого комплекса анализируемых элементов и глобальный охват проблемы дали возможность исследователю провести корректировку изотопных шкал развития Мирового океана в геологической истории. Не менее фундаментальными и интересными представляются исследования H.Straus (Germany) в области геохимии изотопов серы осадочных сульфатов («Sulfur isotopes and Earth's biogeochemical evolution») и В.Рейкер-Эhrenbrink и G.Ravizza (USA) по осмию в морской воде («Interpreting the marine osmium isotope record»).

Сравнительно небольшое число публикаций посвящено новому направлению — изотопной геоэкологии. В них приведены в основном результаты исследований органического углерода с интерпретацией данных по достаточно устоявшимся методикам. В докладе Y.Lee, Y.Kwak, H.Kim, T.Cheong (Korea) «Geochemistry of the hydrocarbon gases dissolved in the ground water in the pohang area» рассматривается происхождение углеводородов в водах по $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$.

Интересны разработки в данной области бразильских геохимиков В.Figueiredo, J.Lafon и R.Borba по определению источников загрязнения тяжелыми металлами на основе анализа изотопного состава свинца («Identification of metal-pollution sources using lead isotopes»). Близки к ним исследования Н.Kamp, А.Regier, D.Leythaeuser и L.Schwark (Germany) по расшифровке истории природного и техногенного загрязнения с использованием изотопов свинца и цезия в озерных осадках за последние 50

лет («Lacustrine archives as records for the input of anthropogenic and geogenic pollutants over the past 50 years: an example from Northrhine-Westfalia, Germany»). Комплексный подход и достаточно широкие возможности изотопно-геохимических методов в области изотопной геоэкологии продемонстрированы в разработке ЦНИГРИ, Россия (N.Zairi, S.Krjzhev, M.Vasileva, E.Savushkina «Characteristics of stable strontium and some other chemical elements distribution in carbon ground waters of Moscow region»).

S.Bernasconi и H.Paul с соавторами (Switzerland), а также E.Santos и др. (Brazil, USA) представили три доклада по распределению изотопов водорода в нефтях и отдельных фракциях органического вещества как показателя палеоусловий осадконакопления и источников $\text{C}_{\text{орг}}$: «Application of compound-specific hydrogen isotopic measurements to biogeochemical and paleoclimatological research», «Hydrogen isotopes in marine sedimentary organic matter: A paleoceanographic study in the Mediterranean sea», «Deuterium Concentration in Oils: A Proxy for Assessment of Paleoenvironmental Conditions of Source Rocks».

Y.Zheng (China) в своих докладах «From isotopic exchange kinetics to geodynamics of continental subduction: A case study of ultrahigh pressure eclogites from the Diabie-Sulu orogen in China», «Oxygen isotope constraints on the equilibration of radiogenic isotope systems in minerals: Implications for metamorphic geochronology» рассматривал распределение $\delta^{18}\text{O}$ в породах высоких степеней метаморфизма. Выявленные вариации $\delta^{18}\text{O}$ трактуются им как свидетельство субдукции и отсутствия изотопного равновесия при метаморфизме.

Из экзотических следует отметить работы Hsueh-Wen Yen (Taiwan) о влиянии ветра на $\delta^{13}\text{C}$ современных растений «Influence of Wind on Carbon-Isotope Composition of Plants» и M.Wieser, S.Iyer и F.Serra (Canada, Italy) о зависимости между изотопным составом бора и углерода кофе и его качеством «The application of boron and carbon stable isotope abundance data for quality assurance and understanding the biogeochemistry of coffee».

Итак, анализ докладов и тезисов, представленных на МГК-XXXI, показывает приоритетность в новом тысячелетии методов изотопной геохимии при геологических и геоэкологических исследованиях. В связи с этим со всей очевидностью встает вопрос о необходимости укрепления и переоснащения аппаратно-методической базы сохранившихся в системе МПР России немногочисленных изотопных подразделений, а также создании благоприятных условий для развития этого направления геохимии.

ИМПАКТНАЯ ГИПОТЕЗА И ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ УРАЛА

Г.Н.Кузовков (АО «СУГРЭ» КНР по Свердловской области)

Предлагается импактная гипотеза формирования месторождений алмазов, и с позиций этой гипотезы рассмотрены возможные коренные источники алмазов Урала.

Урал — одна из мировых алмазных провинций, в которой промышленные концентрации алмазов находятся в россыпях преимущественно на его западном склоне. Уже со времени обнаружения здесь первых алмазов в 1829 г. исследователями высказывалась мысль о сходстве уральских алмазопоявлений с бразильскими. В настоящее время многие исследователи проводят аналогию между этими двумя типами [3, 6, 11 и др.]. В то же время продолжает оставаться нерешенной главная проблема алмазности Урала — вопрос о коренных источниках уральских алмазов.

В процессе интенсивных поисков коренных источников алмазов на Урале появилась концепция промежуточных коллекторов, в которых могла аккумулироваться часть алмазов из их разрушенных материнских источников. Основным таким коллектором в Красновишерском районе многие исследователи считают кварцевые песчаники такатинской свиты нижнего девона. В.А.Езерским и Е.В.Молчановой в качестве промежуточного коллектора с промышленными концентрациями алмазов рассматривается также колчимская свита нижнего силура [3]. Однако, по мнению авторов [1, с. 259], «этому варианту генезиса месторождений алмазов противоречат два факта: 1 — алмазными являются не сами песчаники, а содержащиеся в них тела глин; 2 — кроме алмазов в глинах содержатся минералы-спутники алмазов, которые не могли сохраниться в условиях формирования кварцевых песчаников».

Изначально исследователями предполагались два возможных альтернативных коренных источника алмазов на Урале — кимберлиты и породы платиноносной габбро-перидотитовой формации. По словам А.А.Кухаренко (1955), «кимберлитовую» точку зрения так же трудно опровергнуть, как и доказать, поскольку наличие кимберлитов или близких к ним по

условиям образования пород не установлено не только на Среднем Урале, но и на всей обширной территории Урала и прилегающих к нему регионов. По данным В.С.Трофимова (1967), типичные кимберлиты не обнаружены ни в одной фанерозойской складчатой системе мира. Исключением на данное время является специфичный хартесский кимберлитовый комплекс на западном склоне Приполярного Урала (И.Л.Махоткин, Ю.А.Подкуйко, 1998; Л.И.Лукьянова, 1998). А.А.Кухаренко полагает, что уральские алмазы ассоциируют с изверженными породами платиноносной габбро-перидотитовой формации Урала, в которой алмазосны наиболее основные породы малых интрузий Западной зоны или породы краевой фации интрузий Главной зоны платиноносной формации. Эта точка зрения легко опровергается сторонниками кимберлитовой концепции. К тому же известно [11, 14], что прямые указания на непосредственную алмазность ультраосновных пород очень редки, а в ряде случаев (расслоенный массив Бени-Бушера, Марокко — В.В.Слодкевич, 1982) заключенные в них алмазы практически полностью графитизированы.

В настоящее время на западном склоне Урала на первое место выдвигается принципиально новый туффизитовый тип коренной алмазности. Концепция туффизитовых лампроитов, сменившая концепцию промежуточных коллекторов, в настоящее время доминирует. Она базируется на данных многочисленных исследователей, указывающих на эксплозивную природу уральских алмазосных комплексов [3, 10 и др.]. На основании имеющегося материала А.Я.Рыбальченко предложена модель ФЗЭС (ФЭС) — флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа [3, 11]. Однако и эта концепция разделяется далеко не всеми исследователями. Так, по мнению авторов [1], идею о туффизитовой

природе алмазоносных пород Красновишерских месторождений нельзя считать убедительной по трем причинам: 1) на западном склоне Урала отсутствуют проявления лампроитового магматизма; 2) алмазоносные породы Красновишерских месторождений представлены глинами с примесью песчаного материала, заимствованного из кварцевых песчаников; глинистая компонента этих пород на 80% состоит из иллита, и магматогенные минералы в ней отсутствуют; 3) тела алмазоносных глин наблюдаются только в кварцевых песчаниках и полностью отсутствуют в карбонатных породах, что не согласуется с эруптивной природой туффизитов.

В.Н.Анфилогов, А.Г.Кораблев, Л.Я.Кабанова [1] взамен туффизитовой предлагают свою модель, согласно которой тела алмазоносных глин представляют собой тектонические интрузии погребенных кор выветривания гипотетических кимберлитов в кварцевые песчаники, мобилизованные в результате образования трещин отрыва в осадочном чехле и выдавливания в них глин при движении по его поверхности некой гипотетической тектонической пластины. Однако, несмотря на то что вывод названных авторов о принадлежности алмазоносных глин к коре выветривания кимберлитов согласуется с данными А.Д.Савко и др. (1997) о синхронности эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма и с импактной моделью автора настоящей статьи [6 и др.], эту новую модель также нельзя признать состоятельной, поскольку она не учитывает взбросо-сдвиго-надвиговую клавишную структуру алмазоносных Красновишерских месторождений и признаки высокоэнергетического взрывного процесса в туффизитах.

В последнее время появилась новая модель «одноосного горизонтального сжатия с изгибом» Ю.А.Кисина и др. [13], претендующая на роль инструмента для решения проблемы источника уральских алмазов. Авторы модели оперируют гипотетическим механизмом возникновения зон растяжения и сжатия в коллизионном процессе движения столь же гипотетической литосферной плиты, пытаясь применить его для решения проблемы образования кимберлитовых трубок взрыва. Но данная модель приемлема лишь при условии справедливости общей геодинамической (субдукционной) модели Урала, которая признается не всеми исследователями, а по мнению автора данной статьи, несостоятельна, так как не учитывает минералогические особенности пород эклогит-глаукофансланцевого пояса Урала, в частности присутствие в них ассоциации коэзит+алмаз+лонсдейлит [4, 5, 15].

Авторы отмечают, что, согласно их модели, западный склон Урала и Предуральский краевой прогиб не могут быть алмазоносными территориями. Условиям модели отвечает лишь восточная окраина Восточно-Европейской платформы. Из этого следует, что коренные источники уральских алмазов должны были располагаться на западе, как полагал в свое время В.С.Трофимов (1967) и считают в настоящее время другие исследователи (Степанов, Сычкин, 1989; Сычкин, 1995 и др.). Однако и это предположение не приемлемо, так как противоречит палеогеографическим данным. В то же время большинство исследователей убеждены в местном характере материнских источников алмазов на Урале. Так, сторонники концепции промежуточных коллекторов В.А.Езерский и Е.В.Молчанова [3] сообщают, что имеющиеся данные по Северному Уралу предполагают существование близко расположенных коренных источников, причем у них не вызывает сомнений кимберлитовое происхождение алмазов и минералов-спутников. Последнее согласуется с мнением многих других исследователей. Однако вся 170-летняя история геологических изысканий так и не привела к открытию на Урале алмазоносных кимберлитов. В свою очередь, сторонники туффизитовой природы алмазоносных комплексов Урала (А.Я.Рыбальченко, Т.М.Рыбальченко, И.И.Чайковский, Г.Г.Морозов и др. [3, 10]) полагают, что именно лампроитовые туффизиты были коренным источником уральских алмазов.

Подводя итог краткому рассмотрению состояния проблемы алмазоносности Урала, имеющей принципиальное значение [11], можно констатировать, что существующие модели образования алмазоносных пород дискуссионны. Накопленный в последние годы материал позволяет подойти к решению этой проблемы с принципиально иных позиций. Приводимые некоторыми исследователями данные (Т.М.Рыбальченко, И.И.Чайковский, А.Я.Рыбальченко и др. [10]) свидетельствуют об имевшем место высокотемпературном взрывном процессе с проявлением шок-метаморфизма пород и минералов. Это позволяет вновь обратиться к импактной гипотезе, неоднократно высказывавшейся ранее [3, 6, 12].

Урал, по мнению автора, является фрагментом внешнего кольцевого структурного поднятия двух сопряженных друг с другом габлом — Западно-Сибирской и Казахстанской, возникших на рубеже средней и поздней юры за счет последовательного выпадения трех космических тел. Это уплощенные многокольцевые бассейны с волновой природой че-

редующихся кольцевых поднятий и прогибов. Периферией этих структур служит Предуральский краевой прогиб, являющийся фрагментом их передового кольцевого желоба.

По имеющимся геофизическим данным Урал можно рассматривать как бескорневую (экзогенную) структуру, наложенную на единое платформенное основание и сформировавшуюся в результате мощных тангенциальных усилий, действовавших в направлении с востока на запад. Его формирование представляется геологически мгновенным (длительность процесса порядка 10 мин.), с последовавшей затем длительной постимпактной модификацией в более поздние эпохи. Зона миогеосинклинали (Предуральский прогиб, Центрально-Уральское поднятие) представляет собой деформированный цоколь структуры (цокольный комплекс), зона эвгеосинклинали вместе с продуктами мезозойской тектономагматической активизации отвечает области распространения продуктов импактного процесса (коптогенный комплекс). Главный Уральский глубинный разлом рассматривается как граница цокольного и коптогенного комплексов.

Офиолитовые комплексы Урала, согласно гипотезе, являются фрагментами космических тел-ударников, перемещенными взрывами на периферию структур. При этом альпийская ассоциация офиолитов отнесена к наземной фации центробежного донного потока, платиноносная — к баллистической фации взрывного облака.

Алмазоносность Уральского региона рассматривается как один из критериев его импактного происхождения: алмазоносность свойственна многим известным астроблемам (Полигайской, Пучеж-Катунской, Карской, Рисской и др.) и служит одним из их диагностических признаков. К тому же, по мнению автора [6, 12 и др.], все известные типы алмазоносности в земной коре, включая кимберлитовый, возникли в результате ударно-взрывного процесса и представляют собой подтипы единого импактного типа. Это согласуется с выводом об общей эклогитовой природе естественных алмазов [13] и коровой природе уральских эклогитов [5]. Однозначным критерием импактной природы Урала, по мнению автора, можно считать также Уральский эклогит-глаукофансланцевый пояс с его характерным минеральным парагенезисом коэсит+алмаз+лонсдейлит [4, 5, 15].

В общем виде проблема уральских алмазов в рамках импактной модели решается следующим образом. Прежде всего, привлекает внимание их анизотропия. По свидетельству А.А.Кухаренко (1955), среди более чем двухсот исследованных кристаллов из различных

месторождений не было обнаружено ни одного случая полной изотропии. Это свидетельствует о том, что кристаллы алмаза уже в момент кристаллизации испытали высокие нагрузки, которые можно связать с динамическим воздействием предполагаемого импактного события. По данным А.М.Люжина [10 и др.], скорость роста кристаллов алмаза в этих условиях достигает 1800 км/ч.

Судя по набору признаков (шок-метаморфизм пород и минералов, признаки сильного нагрева — до 1900—2800°C, присутствие армоколита, расплавных сферул вюстита, самородных железа, ванадия, кремния и алюминия, карбидов ванадия, железа и алюминия, алюмо- и титаносиликатных стекол, различных шлаков в ассоциации с муассанитом и др.), сложный комплекс алмазоносных туффзитов Западного Урала можно отнести к аллогенным импактным брекчиям аэродинамической фации (взрывного облака) [3, 10], насыщенным дезинтегрированным веществом ударников, алмазоносных пород различного состава и отдельными кристаллами алмаза, перемещенным взрывами из центральных частей Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем на их периферию на расстоянии в несколько сотен километров. Эти образования в режиме снижающихся остаточных температур и последующего воздействия физических и химических факторов, частичного размыва и переотложения претерпели соответствующие изменения и приобрели современный облик.

Аналогия алмазоносных уральских туффзитов и бразильских филлитов свидетельствует об общности их природы, а находки в филлитах стишовита в ассоциации с перовскитом [14] служат еще одним подтверждением импактной природы и тех и других. По мнению автора [3], наличие стишовита позволяет предположить присутствие изофациального ему лонсдейлита среди алмазов филлитов и предсказать возможность выявления аналогичного парагенезиса среди уральских туффзитов. Помимо этого, можно ожидать наличие в них ассоциации алмаз+коэсит вслед за ее выделением в аналогах уральских туффзитов на Тимане (А.Б.Макеев и др. [10]). Подобная ассоциация может рассматриваться как вторичная: термически неустойчивый стишовит при высоких остаточных температурах обычно переходит в коэсит (Е.П.Гуров, Е.П.Гурова, 1991), который затем может заместиться кварцем [15]; в то же время гексагональный лонсдейлит переходом типа «сфалерит — вюртцит» может быть преобразован в кубический алмаз (А.В.Курдюмов и др., 1980).

На основании работ [6, 12 и др.] можно предположить три вероятных источника ура-

льских алмазов, располагавшихся в центральных частях Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем: 1) кимберлитовые (лампроитовые) диатремы во взорванном платформенном чехле; 2) породы космогенной габбро-перидотитовой платиноносной ассоциации типа алмазоносных уреилитов; 3) угле- и графитсодержащие породы «мишени», включая эклогиты и графитовые гнейсы.

Это предположение подтверждается данными Б.С.Лунева и Б.М.Осовецкого [9] по морфологическим типам уральских алмазов, согласно которым мелкие алмазы формировались в широком термодинамическом диапазоне, отвечающем условиям в кимберлитах, лампроитах, эклогитах, пикритах, гнейсах и астроблемах, и относятся к трем главным типам: 1) с преобладанием октаэдрических кристаллов и сколков кимберлитового и лампроитового типов; 2) с преобладанием кубических кристаллов и сколков некимберлитового (перидотитового — Г.К.) типа; 3) с обилием «сланцеватых» алмазов импактитов. Как уже отмечалось, согласно импактным моделям автора [6 и др.] и А.М.Люхина [3, 10], все эти типы алмазов можно рассматривать как подтипы единого космогенного (импактного) типа.

Во всех уральских россыпях совместно с преобладающими кристаллами без следов механической обработки (92—95%) присутствуют «аллювиальные» алмазы с явными следами износа (А.А.Кухаренко, 1955, 1966 и др.). По данным В.А.Езерского и Е.В.Молчановой [3], количество таких алмазов в россыпи месторождения Волынка достигает 30%, а на единичные кристаллы накладывается коррозия. Совместное нахождение сильно изношенных и свежих кристаллов объясняется особенностями их аэродинамической взрывной транспортировки: первые транспортировались во взрывном облаке в свободном состоянии, испытав интенсивную эоловую обработку, вторые — внутри обломков алмазоносных пород, впоследствии разложившихся и высвободивших заключенные в них свежие кристаллы [6].

Важное значение при решении проблемы алмазоносности Западного Урала имеет расшифровка природы структур известных месторождений алмазов. В рамках «туффизитовой» модели А.Я.Рыбальченко предполагается, что образование взрывных ФЗЭС связано с «мезозойско-кайнозойской постколлизийной активизацией эмбриональных рифтогенных клавишных структур», а «горстоподобные поднятия сопряженных блоков благоприятствовали формированию зон растяжения и подосу флюидов» [10, с. 160]. При этом за эталонное принимается Полудово-Колчимское поднятие (анти-

клинорий), включающее Колчимскую, Тулым-Парминскую, Красновишерскую ФЭС и др. Отмечается, что формирование Колчимской ФЭС «предварялось становлением горст-антиклинального поднятия штампового характера, обусловленного воздыманием блока фундамента по серии субкольцевых разломов глубинного заложения, сопряженных близ поверхности с покровной структурой и межслоевыми чешуйчатыми надвигами» [там же, с. 159], с прохождением мощной ударной волны через сводовую часть структуры.

Между тем ранее [6] район Полудово-Колчимского поднятия описан как совокупность импактных горстов, сопровождавших образование Западно-Сибирской гиаблемы (рис. 1) и характерных именно для периферических частей и ближайшего обрамления известных астроблем, где кроме горстов и одновременно с ними формируются также импактные диатремы и зоны площадного дробления. Механизм образования этих структур на примере Попигаической астроблемы подробно рассмотрен А.С.Вишневым [2] и обусловлен особенностями прохождения затухающей ударной волны, распространяющейся в двухслойной мишени, аналогичной Уральской, в двухфронтальном режиме. С учетом этого механизма Г.Н.Кузовковым и Л.А.Коршуновой была предложена альтернативная импактная модель алмазоносных ФЗЭС уральского типа [3].

В указанном режиме, согласно [2], ударная волна распадается на две составляющие: упругий предвестник (УП) и пластическую составляющую (ПС). В общем виде этот процесс представляется следующим. Фронт УП движется со скоростью звука в данной среде и имеет амплитуду ударного давления, соответствующую динамическому пределу упругости для данной породы. Пластическая составляющая обладает более высоким ударным давлением, но движется медленнее, чем УП. Под влиянием свободной поверхности и двучленного строения мишени ударная волна на периферии астроблемы быстрее затухает в породах чехла, чем в кристаллическом фундаменте. В результате по мере распространения возмущения в породах чехла вначале формируется область отхода от поверхности повышенных ударных давлений (ПС), а затем и область полного отхода ударной волны (УП).

После отхода от поверхности ударная волна некоторое время распространяется в породах фундамента в «погребенном» варианте и, наконец, угасает в последних, производя соответствующие разрушения. В условиях затухания приповерхностных движений локаль-

ные области разреза пород мишени, ослабленные доимпактной тектоникой, оказывались теми «окнами проницаемости», через которые происходили взрывное внедрение брекчий и быстрое выдвигание горстов под действием импульсов от «погребенной» ударной волны. Участки площадных дислокаций объясняются как обширные «окна проницаемости», в преде-

лах которых импульсы из пород фундамента приводили лишь к блоковой фрагментации.

Описанным механизмом можно объяснить все особенности ФЭС уральского типа: становление горст-антиклинальных поднятий штампового характера, их клавишную структуру и т.д. Сочетанием горизонтальных перемещений пород и вертикальных движений можно объ-

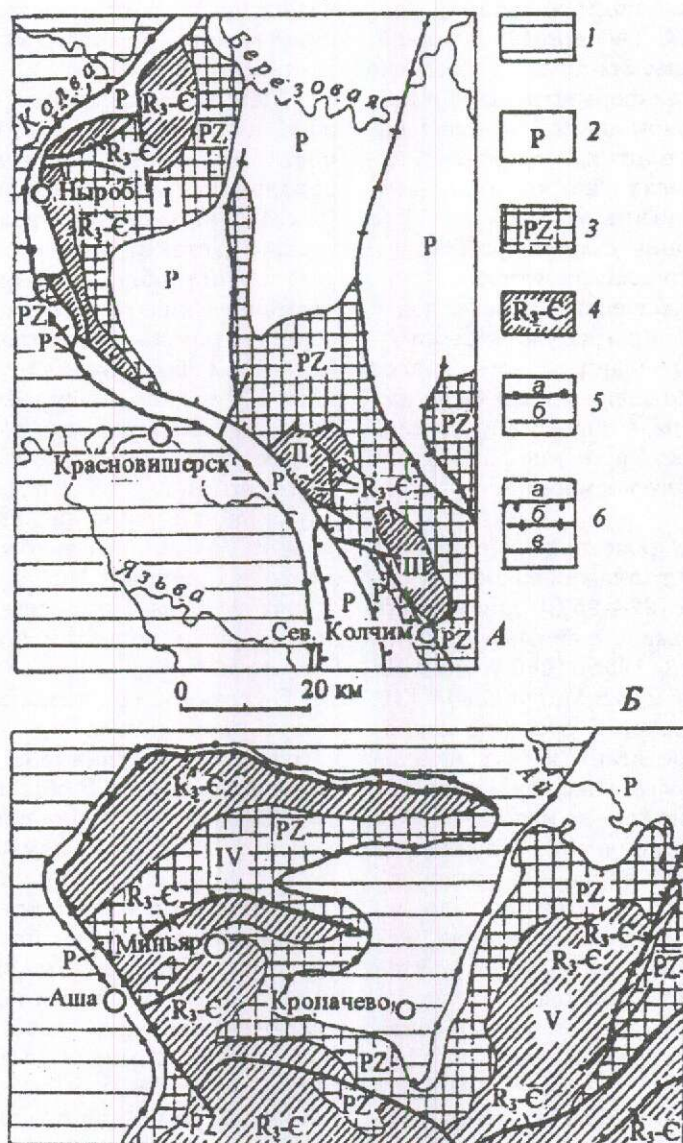


Рис. 1. Импактные горсты Западного Предуралья, по [6]:

А — район Полудово-Колчимского поднятия, Б — район Башкирского антиклинория; формации: 1 — осадочные платформенного чехла, P_2 , 2 — карбонатная, флишoidная, молассoidная, угленосная, P , 3 — карбонатная, терригенно-карбонатная, флишoidная, угленосная, граувакковая, C_3-C_3 , 4 — карбонатная, терригенно-карбонатная, терригенная, P_3-E ; 5 — границы Предуральского прогиба (а), геологических подразделений (б); 6 — тектонические нарушения (а — взбросы, б — надвиги, в — прочие); импактные горсты: I — Нырбoльский, II — Красновишерский, III — Северо-Колчимский, IV — Миньярский, V — Кропачевский

яснить сопряженность взбросов глубинного заложения с покровными структурами и межслоевыми чешуйчатыми надвигами. По мнению автора [6], с этим же механизмом в «дальней области затухания» можно связать образование соляных куполов, карбонатных рифов и т.п. При этом опережающее развитие указанных структур обусловлено большей скоростью распространения дислокаций в породах мишени относительно скорости перемещения аллогенного алмазоносного материала (туффизитов) взрывного облака, который может давать инъекции в уже существующие открытые полости, формируя инъекционный комплекс астроблемы (гиаблемы).

Особое значение в этом процессе имеет возможность образования импактных диатрем. Несколько вероятных объектов этого типа на Западном Урале выделено автором ранее [6] в районе городов Красноуфимск — Аша (рис. 2). Диаметр структур составляет 3—15 км, они выполнены нижнетриасовыми молассоидами, развитыми среди нижнепермских отложений. Морфологически это сложные депрессионные понижения с приподнятой центральной частью. Эти объекты в качестве возможных импактных диатрем не изучались. Не исключено, что некоторые из них алмазоносны.

Дальнейшие преобразования пород будут относиться к этапу постимпактной псевдовулканической активности, в который высокотемпературные (до 270°C) метеорные воды формируют гидротермальную систему со снижающимися параметрами [8], а трещинные структуры служат каналами выхода эндогенных флюидов. С этим процессом можно связать появление концентраций различных металлов и аргиллизацию туффизитов.

Принципиальное значение имеет вопрос о влиянии описанных процессов на формирование кристаллов алмаза в месторождениях. Как видно из изложенного, подавляющая часть алмазов уральских месторождений должна быть ксеногенной, претерпевшей дальнюю взрывную транспортировку, а «аллювиальные» алмазы — мощную эоловую обработку во взрывном облаке и последующую коррозию в агрессивной среде туффизитов. Тела алмазоносных глин среди песчаников такатинской свиты при этом могут представлять собой продукт тонкой импактной дезинтеграции исходных пород — горную муку, насыщенную ксеногенным материалом и преобразованную последующими процессами.

Рассмотренные особенности, по мнению автора, позволяют считать уральские алмазоносные туффизиты, как и их бразильские

аналоги — филлиты, лишь псевдокоренными источниками алмазов [3], а признаки близко расположенных коренных источников алмазов кимберлитового типа — ложными. Вместе

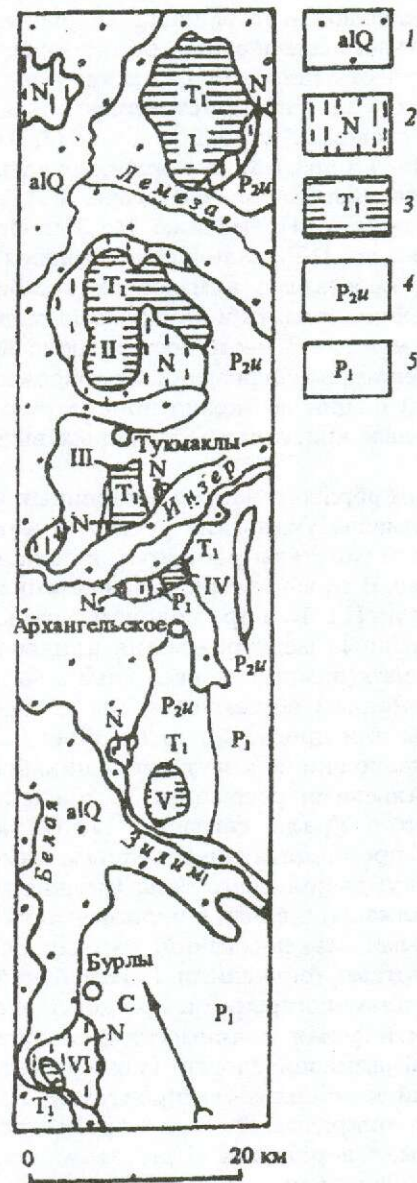


Рис. 2. Предполагаемые импактные диатремы Западного Урала, по [6]:

I — Лемезинская, II - Северо-Тукмаклинская, III - Южно-Тукмаклинская, IV — Архангельская, V — Зудимская, VI — Бурльирская; 1 — четвертичный аллювий; 2 — неогеновые континентальные отложения; 3 — полимиктовые песчаники, конгломераты, T₁; 4 — красноцветные отложения, P₂; 5 — глины, ангидриты, доломиты, известняки, P₁

с тем обращает на себя внимание аномально высокий (80%) выход ювелирных сортов красновишерских алмазов [7]. Это наводит на мысль о возможном присутствии в туффизитах наряду с ксеногенными аутигенными алмазов метастабильной фазы, обусловленной постимпактным флюидным режимом [12].

Безусловно, этот важный вопрос требует специальных исследований, при которых необходимо учесть широкий диапазон термодинамических условий кристаллизации алмаза (М.А.Гневушев, 1972; Ю.Л.Орлов, 1973; В.С.Трофимов, 1980 и др.), а также эклогитовую природу естественных алмазов, согласно М.Д.Евдокимову и др. [13]. По мнению М.С.Рапопорта и Г.Н.Кузовкова [12], наличие аутигенных (ювелирных) кристаллов алмазов метастабильной фазы можно ожидать в алмазоносных диатремах, где мог иметь место постимпактный флюидный режим; в туффизитах же покровной (аллогенной) фации возможно присутствие лишь ксеногенных кристаллов указанных выше типов.

Таким образом, вопрос о коренных источниках алмазов уральских россыпей в рамках импактной гипотезы решается, к сожалению, негативно. В то же время, согласно импактной [6] и другим [11, 13 и др.] моделям, можно ожидать коренные месторождения алмазов кимберлитового (лампроитового) типа в западном платформенном обрамлении Урала, где уже известны или прогнозируются объекты этого типа. Однако они не могут иметь никакой связи с уральскими россыпями. В пределах же складчатого Урала, согласно [11, 12], можно ожидать промышленные объекты метаморфогенного кумдыкольского типа (мелкие технические алмазы) в связи с эклогит-глаукофансланцевыми (максютовский, парусшорский и др.) и метаморфическими (уфалейский, сысертско-ильменогорский и др.) комплексами.

Практическая значимость других типов коренной алмазоносности (ударно-метаморфогенный, кимберлит-лампроитовый, перидотитовый, пикритовый и др.) представляется весьма маловероятной. При этом, согласно [12], не исключены случайные находки промышленных объектов кимберлитового типа в тектонических блоках доимпактного платформенного чехла, перемещенных взрывами из центральных частей Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем. Не исключены также находки алмазоносных импактных диатрем, поскольку, согласно [2], подобные объекты возникают не только по периферии и в обрамлении астроблем, но и в их внутренних частях, где они затухиваются движением потока перемещенного вещества. Вероятно, к этому типу

объектов (по данным Д.А.Венкова, 1999) относится диатрема, вмещающая уникальное месторождение цинка Шаймерден в Валерьяновской зоне Тургайского прогиба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилогов В.Н., Кораблев А.Г., Кабанова Л.Я. Особенности геологического строения и генезис Красновишерских месторождений алмазов // Уральский минералогический сборник. 2000. № 10. С. 259—261.
2. Вишневский А.С. Попигаевская астроблема: импактные диатремы и горсты, новая интерпретация глубинного строения // Космическое вещество и Земля. Новосибирск, 1986. С. 134—159.
3. Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала (материалы региональной конференции). — Екатеринбург: Изд-во АО «УГСЭ», 2000. В 2-х кн.
4. Головня С.В., Хвостов В.Г., Макаров Е.С. Гексагональная модификация алмаза (лонсдейлит) в эклогитах метаморфических комплексов // Геохимия. 1977. № 5. С. 790—793.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд. лет) и строения Урала. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998.
6. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). — Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998.
7. Малахов И.А. Алмазы Урала и их спутники // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1993. № 4. С. 57—60.
8. Масайтис В.Л. Гигантские метеоритные удары: некоторые модели и их следствия // Современные идеи теоретической геологии. Л., 1984. С. 151—179.
9. Моделирование геологических систем и процессов (материалы региональной конференции). — Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 1996.
10. Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений (тезисы докладов Международной научно-практической конференции, 21—23 сентября 1999 г., Симферополь — Судак). — Симферополь: Крым — Фарм — Трейдинг, 1999.
11. Рапопорт М.С., Левин В.Я., Рудица Н.И. Алмазоносность Урала // Геология и металлогения Урала: Мат-лы научно-практической конференции. — Екатеринбург, 1998. Кн. 1. С. 251—277.
12. Рапопорт М.С., Кузовков Г.Н. Ожидаемые типы коренной алмазоносности Урала // Изв. УГГГА. Сер. геология и геофизика. 2000. Вып. 10. С. 93—100.
13. Уральская летняя минералогическая школа — 2000 «под знаком уральских самоцветов» (материалы Всероссийской научной конференции, 24—29 июля 2000 г., г. Екатеринбург). — Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2000.
14. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997.
15. Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах // Докл. АН СССР. 1965. Т. 62. С. 909—910.

ДИНАМИКА МИРОВОГО МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО РЫНКА

В.П.Федорчук (ВИЭМС МПР России)

Конъюнктура минерально-сырьевого рынка — объект пристального внимания широкого круга специалистов, поэтому для них за рубежом издается серия справочников, отражающих состояние разведанных запасов полезных ископаемых, масштабы их добычи, спрос и предложение, цены. В последние годы и у нас в связи с развитием рыночных отношений резко возросло количество подобного рода изданий. Однако на их фоне выгодно выделяются последние работы ВНИИЗарубежгеология*, отличающиеся компактностью изложения громадного фактического материала по состоянию мирового рынка минерального сырья (в динамике за 1985—1999 гг.).

Справочник предназначен, как пишут авторы, «...для федеральных органов исполнительной власти, занимающихся разработкой стратегии развития и использования минерально-сырьевой базы, различного ранга специалистов геологической отрасли, научных организаций...» и, добавим, предпринимателей, имеющих дело с продукцией горно-добывающего производства. К сожалению, тираж справочника всего 300 экземпляров, поэтому цель настоящей рецензии — информировать о его содержании потенциальных пользователей, с одной стороны, и напомнить о необходимости подготовки второго издания — с другой.

В справочнике рассмотрены данные о 35 наиболее распространенных видах полезных ископаемых: топливно-энергетические (нефть, газ, уголь, уран), черные (Fe, Mn, Cr), цветные (Al, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Ti), малые цветные (Sn, W, Mo, Sb, Hg), редкие (Li, Be, Nb, Ta) и благородные (Ag, Au, платиноиды) металлы, алмазы, агрохимическое (P, K, S) и индустриальное (B, флюорит, барит, асбест) сырье.

В предисловии авторы проводят сопоставление отечественной классификации запасов полезных ископаемых с зарубежными. Принципиальное различие между ними заключается в том, что наша классификация ориентировалась на достижение максимальной точности запасов, чтобы в дальнейшем свести до минимума риск их неподтверждения при эксплуатации. С общегосударственных позиций это экономически чрезвычайно выгодно. Действительно, в нашей практике случаи неподтверждения разведки запасов исключительно редки. При использовании зарубежных классификаций риск неподтверждения падает на плечи предпринимателей. А в целом убытки несет государство. Поэтому отказ от нашей классификации вряд ли оправдан.

Табличный материал справочника построен по единой, очень удобной для пользователя, схеме: сначала даются сведения о запасах полезного ископаемого — общих, и в том числе подтвержденных (для нефти и газа — только доказанных) за 1998—1999 гг. (по странам и континентам), а затем приводится динамика добычи за 1985, 1990 и 1991—1998 гг. Авторы используют опубликованные данные без критических комментариев. Между тем, в ряде случаев они или противоречивы, или же недостоверны. Например, указывается, что добыча ртути в Киргизии в 1993 г. составила 350 т, а в 1998 г., после полного развала производства в этой республике, — 600 т (!).

Специалист, детально анализируя табличный материал, может сделать далеко идущие выводы по интересующей его проблеме. Так, цифры запасов дают представление о минерально-сырьевых возможностях отдельных стран, в том числе и на перспективу: тут резких изменений ожидать трудно. А вот динамика добычи дает полный простор для прогнозно-стратегических построений: ретроспективный обзор за полтора последних десятилетия — основа для выявления общих тенденций мирового минерально-сырьевого рынка (и его конъюнктуры — с учетом динамики цен) на будущее.

*Бежанова М.П., Бежанов С.К., Глухов А.В. Мировые запасы и добыча важнейших видов минерального сырья. — М.: Научный мир, 2000, 137 с.

Бежанова М.П., Бежанов С.К. Цены мирового рынка на минеральное сырье и продукты его переработки в 1985—1999 гг. — М.: ВНИИЗарубежгеология, 2000, 42 с.

Одно критическое замечание: авторы пользуются давно устаревшей схемой деления стран мира на развитые капиталистические, развивающиеся и страны с плановой или переходной экономикой. Итоговые данные по запасам и добыче в этих трех группах стран мира никакой целевой нагрузки не несут. При подготовке второго издания справочника было бы более информативным разделить страны по степени их самообеспеченности минеральным сырьем: хорошее обеспечение основными видами полезных ископаемых (в том числе с избытком — страны-экспортеры), умеренное и слабое обеспечение и страны полностью лишенные собственной минерально-сырьевой базы.

Печальный итог: при рассмотрении таблиц на фоне общемирового роста разведанных запасов полезных ископаемых и их добычи особенно тревожно выглядят цифры по Российской Федерации и странам — бывшим республикам СССР. Приведем цифры добычи за 1990 г. (нака-

нуне распада СССР) и 1999 г. (Россия после десятилетней «перестройки»): нефть 570 и 300 млн. т, газ 815 и 591 млрд. м³, уголь 697 и 230 млн. т, железная руда 236 и 72 млн. т, титановые концентраты 230 и менее 0,1 тыс. т, фосфатные 23 и 10 млн. т, калийные 10 и 3,5 млн. т, флюорит 540 и 14 (1997 г.) тыс. т, барит 958 и 80 тыс. т, асбест 2,3 и 0,65 млн. т и т.д. Приведенные цифры говорят сами за себя. Необходимо принимать срочные меры для подъема производства минерального сырья, с одной стороны, и проведения геологоразведочных работ для укрепления минерально-сырьевой базы страны — с другой.

Пожелание авторам: продолжить работу по совершенствованию справочника и превращению его в минерально-сырьевой рыночно-конъюнктурный ежегодник (не дублирующий справочник, выпускаемый Аэрогеологией). Издавать его лучше в «карманном» формате и массовым тиражом, причем по доступной цене.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



Илупину Иосифу Петровичу — кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений алмазов — исполнилось 70 лет.

И.П.Илупин окончил МГРИ им. С.Орджоникидзе в 1953 г. и был направлен в трест «Арктикразведка» Севморпути, где проработал два года. С марта 1956 г. и по настоящее время он работает в алмазной геологии: 1956—1968 гг. — в Амакинской экспедиции, 1968—1974 гг. — в Алмазной лаборатории ЦНИГРИ (г. Мирный, Якутия), с 1974 г. и по настоящее время — в алмазном отделе ЦНИГРИ.

Главная область научных интересов И.П.Илупина — комплексное изучение вещественного состава кимберлитов (петрохимия, геохимия, состав минералов-индикаторов). Отличительная особенность исследований И.П.Илупина — исключительная скрупулезность и максимальная объективность в обработке результатов аналитических работ, поэтому полученные им фактические данные по праву являются эталонами как для российских геологов, так и для зарубежных коллег.

И.П.Илупин — автор около 150 научных работ, многие из которых широко известны в мире. Им разработаны критерии взаимосвязи состава кимберлитов и минералов-индикаторов, составлено методическое руководство по диагностике кимберлитовых минералов, намечены принципы вещественной (петрогеохимической и минералогической) зональности кимберлитовых полей. Огромный опыт и фактические материалы, накопленные И.П.Илупиным, реализуются в ряде межотдельских тем по составлению эталонных музейных коллекций, баз и банков данных. Он постоянно ведет большую работу с молодыми специалистами отдела, полностью передавая им накопленные опыт и знания. Награжден медалью «Ветеран труда», Почетной грамотой Министерства геологии СССР, памятным знаком «300 лет горно-геологической службе России».

Поздравляем Иосифа Петровича с юбилеем, желаем ему здоровья и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Алексей Алексеевич Стороженко — ведущему научному сотруднику ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук — исполнилось 70 лет.

Вся научно-производственная деятельность А.А.Стороженко связана с ЦНИГРИ, куда он пришел в 1953 г. молодым специалистом после окончания Казахского горно-металлургического института и сразу включился в исследования по геологии и металлогении золота крупных провинций Западной и Восточной Сибири, проявив профессиональные знания, организаторские способности и высокие человеческие качества. В 1967 г. он успешно защитил кандидатскую диссертацию.

Работая заведующим сектором, А.А.Стороженко внес большой личный вклад в изучение Ленско-Енисейской, Алтае-Саянской золотоносных провинций, Южных Мугоджар и Октябрьского массива Украины, впервые в СССР обобщил обширную информацию по черносланцевым золотоносным комплексам. Заслуженный авторитет среди региональных геологов принесла ему многогранная геологическая и организационная деятельность в Ленской комплексной экспедиции ЦНИГРИ.

В качестве куратора Мингео СССР А.А.Стороженко участвовал в выполнении крупных работ по оценке прогнозных ресурсов золота, разработке приоритетных направлений ГРП и их методическому обеспечению. Являясь высококвалифицированным специалистом в области металлогении золота, геолого-промышленной типизации месторождений и их геолого-экономической оценки, А.А.Стороженко в настоящее время участвует в работе большого творческого коллектива сотрудников института, занятых составлением атласов золотоносности федеральных округов России.

А.А.Стороженко — автор более 70 научных трудов. Он награжден медалями «Ветеран труда», «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения Владимира Ильича Ленина», «В память 850-летия Москвы», памятными знаками «300 лет горно-геологической службе России» и «За заслуги в разведке недр».

Алексей Алексеевич находится в расцвете творческих сил. Поздравляя его с юбилеем, от души желаем ему крепкого здоровья, душевной гармонии и плодотворной научной деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Поздравляем с юбилеем **Ирину Александровну Чижову**, кандидата физико-математических наук, ведущего научного сотрудника отдела компьютерных технологий и информатики. И.А.Чижовой присвоено звание старшего научного сотрудника по специальности геоинформатика, она имеет богатый опыт по созданию интеллектуальных систем для решения геолого-прогнозных задач.

И.А.Чижовой опубликовано 77 научных статей и докладов, из них 13 издано за рубежом. Она награждена знаком «Отличник разведки недр» и нагрудным знаком ВЦСПС «За активную работу в профгруппе».

Желаем Ирине Александровне здоровья и новых творческих достижений.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



ОБЗОРЫ

развития мировой минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов

Концепция развития Государственной геологической службы России одной из основных целей определяет обеспечение интересов национальной минерально-сырьевой безопасности на основе глобальности и непрерывности мониторинга минерально-сырьевого комплекса России и мира.

В ЦНИГРИ создана компьютерно-картографическая система многофакторного анализа состояния, направлений и темпов развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов мира, лидирующих стран и России.

В 2001 г. ЦНИГРИ издается серия обзоров по развитию сырьевых баз стратегических видов полезных ископаемых — золота, серебра, металлов платиновой группы, меди, никеля, свинца и цинка, охватывающих период 1970—2000 гг. В обзорах представлен аналитический материал по рудничному производству и его обеспеченности разведанными запасами, промышленному потреблению этих металлов в мире и лидирующих странах, ценовой ситуации на мировых рынках благородных и цветных металлов, а также показаны прогнозируемые сценарии развития рудничного производства благородных и цветных металлов в сопоставлении с темпами добычи топливно-энергетического сырья до 2025 г. Приведены геолого-экономические показатели важнейших горно-рудных проектов зарубежных и российских компаний конца 20-го столетия, рассмотрена глобальная направленность инвестиционных потоков в развитие и использование сырьевых баз различных регионов мира.

Обзоры состоят из текстового, табличного и графического материала, дающего наглядную аналитическую картину ретроспективного и перспективного развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов мира в начале столетия.

Обзоры рассчитаны на широкий круг специалистов в сфере разработки национальной безопасности и реформирования экономических основ минерально-сырьевой базы России, геологов и экономистов широкого профиля, специалистов научно-исследовательских и общеобразовательных институтов, а также на деловые круги страны.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129«б», ЦНИГРИ
Телефоны: (095) 313—18—18, 315—43—37
Факс: (095) 313—18—18
E-mail: tsnigri@pol.ru

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая аннотацию (1/3 страницы), таблицы и список литературы. Текст печатается через два интервала, на одной стороне листа; оставляются поля — сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также дискета с текстом в форматах Text format (*.rtf) или 6,0/95 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, список литературы, подписи к рисункам. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@pol.ru.

Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах. На обороте каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала. **Рисунки принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге.** Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Pain Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. **Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения (плакатный вариант).** Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки, фотографии и ксерокопии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи; обязательно указывается источник по списку литературы.

Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес, служебный и домашний телефоны.

Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).