

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**5/2007**

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  
П.А.ИГНАТОВ  
М.А.КОМАРОВ  
М.М.КОНСТАНТИНОВ  
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора  
В.В.КУЗНЕЦОВ  
Н.К.КУРБАНОВ  
Е.В.МАТВЕЕВА  
Г.А.МАШКОВЦЕВ  
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора  
Г.В.РУЧКИН  
Ю.Г.САФОНОВ  
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА  
В.И.СТАРОСТИН



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
Роснедра  
МПР России**

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

**Москва ЦНИГРИ 2007**

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор: Н.И.Назарова  
Верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 24.09.07 г.  
Подписано в печать 04.10.07 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2  
Бумага листовая  
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Факс: 313-18-18  
E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

**Прикладная металлогения**

*Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тямисов Н.Э., Узюнкоян А.А.*

Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции

4

*Митрофанов Н.П.*

Условия и особенности формирования крупных месторождений олова и вольфрама

17

**Строение рудных месторождений**

*Некрасов А.И.*

Золоторудные месторождения Северо-Востока Якутии

26

*Константинов М.М., Косовец Т.Н.*

Изотопно-геохимические особенности сульфидной серы золоторудных месторождений в терригенных толщах

49

*Вихтер Б.Я.*

Основные характеристики терригенных формаций, вмещающих золоторудные месторождения бакырчикского семейства

58

*Хамроев И.О.*

Многофакторная модель золоторудных месторождений Чармитанского рудного поля

68

**Дискуссии**

*Алексеевский К.М., Боткунов А.И.*

Терминологические аспекты изучения кимберлитов

78

**Поздравляем с юбилеем**

Н.Г.Клименко, Е.В.Блинову, В.В.Шкиля

82

**Applied metallogeny**

*Mikhailov B.K., Struzhkov S.F., Aristov V.V., Natalenko M.V., Tsybalyuk N.V., Tyamisov N.E., Uzyunkoyan A.A.*

Gold potential of Yana-Kolyma province

*Mitrofanov N.P.*

Conditions and features of significant Sn and W deposit formation

**Structure of ore deposits**

*Nekrasov A.I.*

Gold deposits of north-eastern Yakutia

*Konstantinov M.M., Kosovets T.N.*

Isotope-geochemical features of sulfide sulfur at gold deposits in terrigenous strata

*Vikhter B.Ya.*

Main characteristics of terrigenous formations hosting gold deposits of Bakyrchik family

*Khamroyev I.O.*

Multifactor model of Charmitan ore field's gold deposits

**Discussions**

*Alexeyevsky K.M., Botkunov A.I.*

Terminological aspects of kimberlite study

**Congratulations on anniversary**

N.G.Klimenko, E.V.Blinova, V.V.Shkil



## ПОТЕНЦИАЛ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ ПРОВИНЦИИ

**Б.К.Михайлов (Роснедра МПР России), С.Ф.Стружков, В.В.Аристов, М.В.Наталенко (ЦНИГРИ Роснедра МПР России), Н.В.Цымбалюк (ООО «Станнолит»), Н.Э.Тямисов (ОАО «Янгеология»), А.А.Узюнкоян (ГУГГП «Якутскгеология»)**

*Охарактеризованы ведущие типы золоторудных месторождений Яно-Колымского геолого-экономического района. Ресурсный потенциал района по рудному золоту составляет по авторской оценке 5000 т, срок эксплуатации — 50 лет. Обосновываются условия, необходимые для выявления крупнотоннажных месторождений и их эксплуатации.*

Яно-Колымская существенно россыпная золотая провинция в настоящее время постепенно приобретает черты гигантской рудной провинции с преобладающим крупнотоннажным типом месторождений. Центральная часть провинции (рис. 1) представляет собой потенциальный крупный Яно-Колымский геолого-экономический район (ЯКГЭР). По инициативе Роснедра с 2001 г. в ЯКГЭР за счет средств федерального бюджета были начаты широкомасштабные геологоразведочные работы для выявления крупнотоннажных месторождений [5, 6]. Основная часть геологоразведочных работ по поискам и оценке крупнотоннажных месторождений в пределах района проводилась при научно-методическом сопровождении ЦНИГРИ.

Геологоразведочные работы за счет средств федерального бюджета были направлены на выявление крупнотоннажных месторождений двух основных типов: наталкинского (золото-кварцевые штокверки в терригенных углеродсодержащих породах) и Форт-Нокс (золото-порфиновые штокверки, связанные с интрузиями). К потенциальным объектам наталкинского типа относятся слабоизученные месторождения и рудопроявления — Дегдекан, Токичан, Верхний Хакчан, Олбот, Павлик, Игуменовское-Родионовское, Малый Тарын, Дrajный, Базовское, Удунинское, Делювиальный и др., к объектам типа Форт-Нокс — Чумышское, Осадочное и др.

**Состояние минерально-сырьевой базы золота** можно рассмотреть на примере наиболее круп-

ной составной части ЯКГЭР — Центрально-Колымского региона (ЦКР). Он представляет собой золотороссыпной регион мирового класса, в последние годы находящийся в режиме падающей добычи (добыча золота в Магаданской области в 2002 г. составляла 33 т, а в 2005 г. — 23 т).

За 70 лет из россыпей ЦКР было добыто более 2500 т Au, в том числе около 1900 т из детально изученной нами центральной части региона (рис. 2). Среди россыпей, связанных с золото-кварцевыми коренными источниками, были известны такие гиганты, как Берелех — 250 т, Чай-Юрья — 205 т, Ат-Юрях — 140 т, Хатыннах — 78 т Au и многие другие. Начиная с 1975 г., добыча из россыпей неуклонно снижалась. Перспективы по рудному золоту значительно выше, несмотря на то что добыча из коренных месторождений за весь период освоения составила лишь 150 т, в том числе около 110 т из центральной части района.

Обращает на себя внимание несоответствие в соотношениях добычи из коренных и россыпных месторождений в ЦКР и в хорошо изученных золотоносных провинциях. В мезозоидах Кордильер добыто 3100 т из коренных месторождений против 3540 т из россыпей (1:1), в герцинидах Восточной Австралии — 2500 т против 1240 т (2:1). Этот список можно было бы продолжить многочисленными примерами [4, 12, 13], показывающими, что в известных провинциях добыча из россыпей составляет от 5 до 50% суммарной добычи золота. Централь-

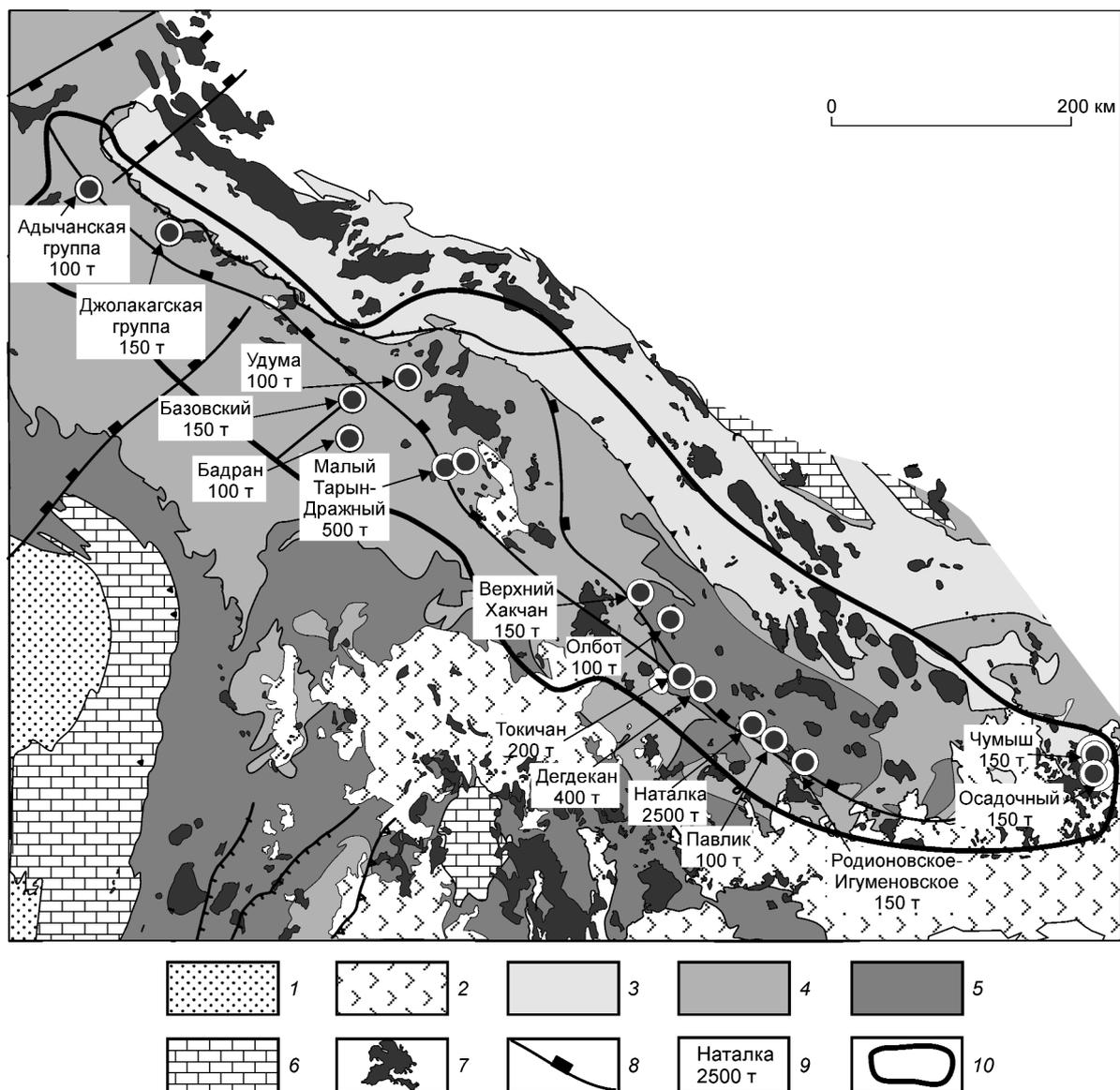


Рис. 1. Схема геологического строения Яно-Колымского геолого-экономического района:

1 — молассовые отложения Предверхоанского прогиба; 2 — вулканогенные отложения Охотско-Чукотского вулканического пояса; терригенные отложения верхоянского комплекса: 3 — юрские, 4 — триасовые, 5 — каменноугольно-пермские; 6 — нижнепалеозойские карбонатные отложения; 7 — массивы гранитоидов; 8 — региональные разломы; 9 — месторождения с ресурсным потенциалом более 100 т Au; 10 — граница Яно-Колымского геолого-экономического района

но-Колымский регион является единственным в мире золотоносным регионом, в котором из россыпей добыто 95% Au.

Остаточная (на 01.01.05 г. — без утвержденных в конце 2006 г. запасов Наталкинского месторождения) минерально-сырьевая база рудного золота существенно уступает россыпной (рис. 3). В центральной части региона ГКЗ и ТКЗ учтены запасы 42 золоторудных месторождений в количестве около 460 т.

Однако, вследствие преобладающей в предшествующие годы методики подземной отработки по кварцево-жильной модели, лишь одно из них (Школьное с запасами 23 т и средним содержанием Au 37 г/т) оказалось рентабельным и обрабатывалось в последние годы. Единичные месторождения с гнездовым распределением золотой минерализации и малыми запасами (Светлое — 3,0 т, Снежное — 0,5 т) были быстро отработаны и не внесли существенного вкла-

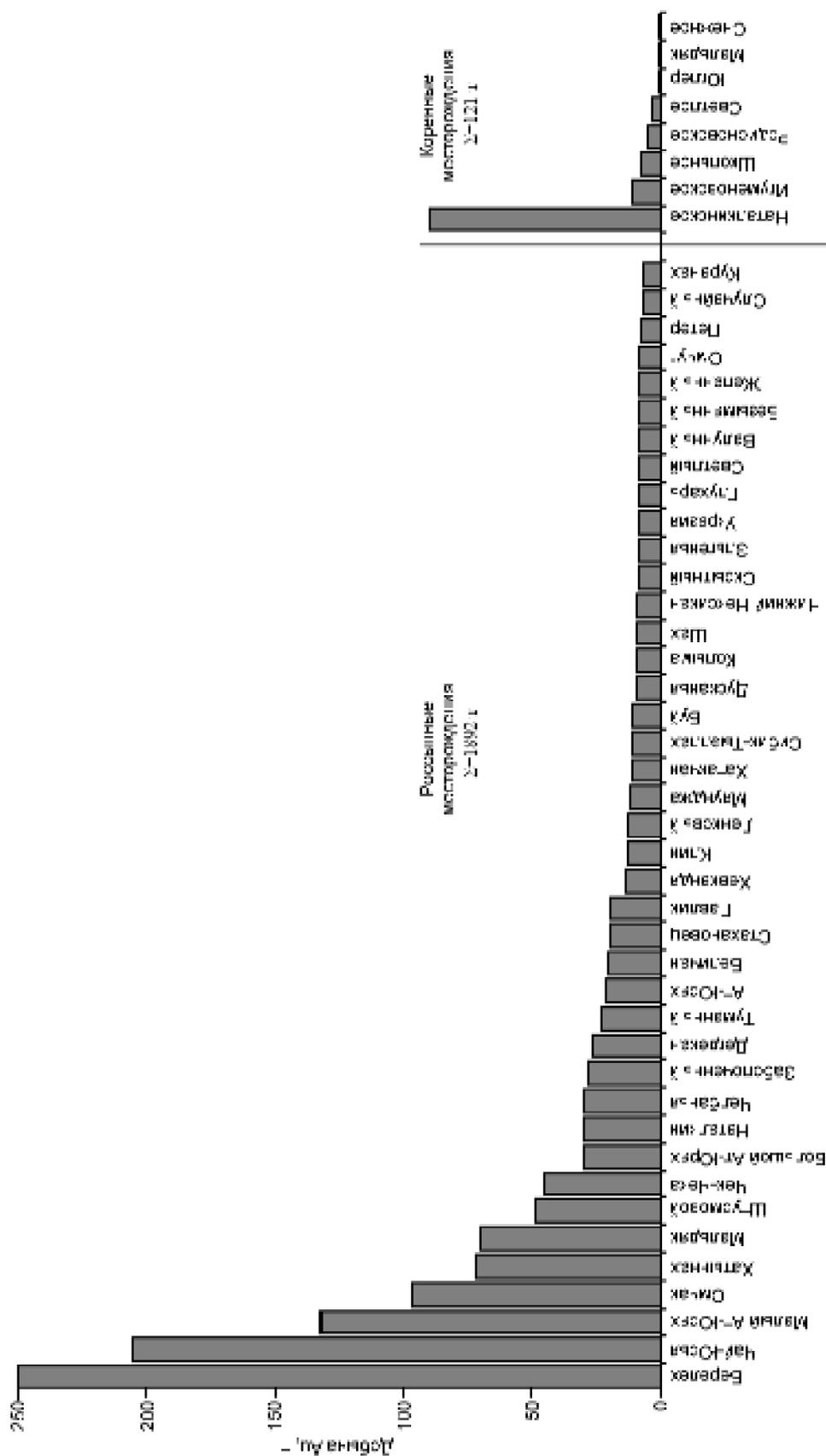


Рис. 2. Добыча золота из месторождений Центрально-Кольимского региона

да в экономику региона. Подземная добыча на Наталкинском месторождении к 2002 г. была остановлена в связи с ограниченной пропускной способностью шахтного ствола и низкими содержаниями золота. Практически не обрабатывались находящиеся на границе рентабельности месторождения Павлик, Омчак, Ветренское и Игуменовское. Остальные объекты в системе «запасы–содержания» находятся ниже уровня рентабельности, что в результате дальнейшего истощения россыпей привело бы в ближайшие годы к переходу Магаданской области в разряд депрессивных, дотационных регионов.

Причина сложившейся ситуации в том, что традиционному приоритету россыпной золотодо-

бычи постоянно сопутствовал недостаток внимания к идеологии проведения поисковых работ на рудное золото, их ориентированность на открытие месторождений с богатыми рудами (сопоставимыми по содержаниям с таковыми в россыпных месторождениях). Однако в результате многолетних работ такие объекты не были выявлены, а огромное количество изученных жильных тел, несущих богатую золотую минерализацию, не удалось объединить в компактные рудные поля с приемлемыми параметрами эффективного освоения. Технология поисковых работ (система избирательного изучения и опробования кварцевых жил, используемые методы поисков) не способствовала обнару-

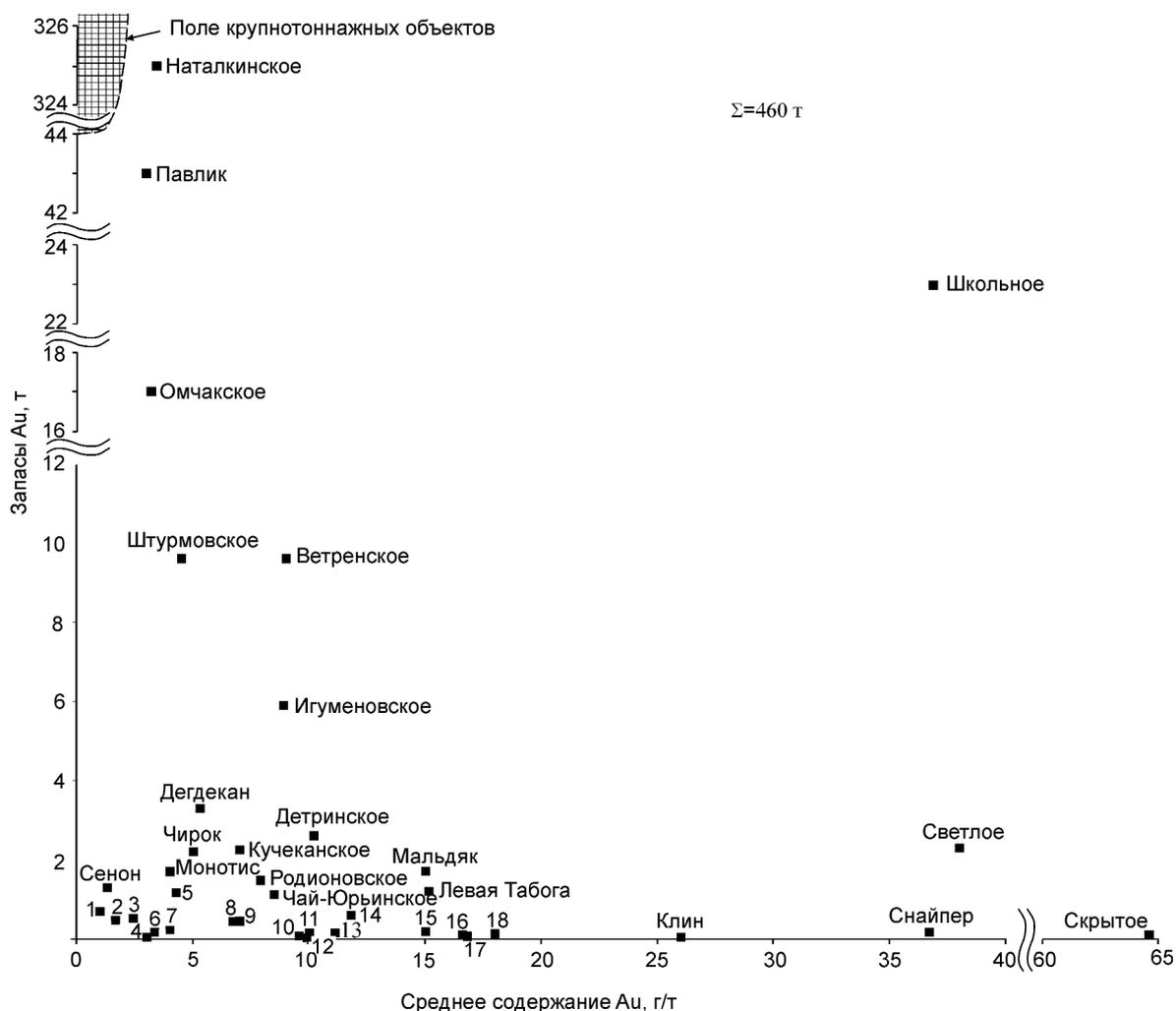


Рис. 3. Характеристика коренных месторождений Центрально-Колымского региона (без учета крупнотоннажного потенциала):

мелкие месторождения: 1 — Веселое, 2 — Головное, 3 — Юглер, 4 — Бурхалинское, 5 — Восточное, 6 — Туманинское, 7 — Мутное, 8 — Корота, 9 — Ночное, 10 — Стахановец, 11 — Надеждинское, 12 — Верный, 13 — Гольцовское, 14 — Боец, 15 — Буровое, 16 — Верхне-Власычское, 17 — Желанное, 18 — Золотое

жению месторождений иных геолого-промышленных типов.

**Ведущие типы золоторудных месторождений в пределах ЯКГЭР.** Золоторудные месторождения и проявления в пределах ЯКГЭР принадлежат к четырем рудным формациям: золото-кварцевой, золото-порфировой, золото-серебряной, золото-сурьмяной. Объекты золото-кварцевой формации существенно преобладают, составляя около 95%, поэтому следует описать их более подробно. Объекты золото-порфировой формации относятся к нетрадиционному для ЦКР типу, обладающему значительными перспективами. Золото-серебряные объекты представлены несколькими рудопроявлениями, приуроченными к верхнемеловым вулканитам и субвулканическим телам, развитым в сравнительно узкой полосе. Выявление новых крупных объектов золото-серебряной формации в ЯКГЭР маловероятно. Золото-сурьмяная формация выделена по аналогии с известными золото-сурьмяными месторождениями Якутии (Сентачан, Сарылах и др.), сходными с проявлениями золото-кварцевой формации, но при существенном преобладании антимонита в жилах. Сходство с золото-кварцевой формацией позволяет использовать при оценке золото-сурьмяных проявлений близкие признаки и критерии, а также типизацию золото-кварцевой формации.

Объекты *золото-кварцевой формации* разделены нами на три структурно-морфологических типа: линейные штокверки в терригенных породах (наталкинский тип), штокверки в дайках (дайковый или среднеканский тип) и жилы (жильный тип или Бендиго).

Наталкинский тип наиболее перспективен для выявления крупнотоннажных месторождений. Внутри данного типа нами выделяются два подтипа рудных тел: приразломный и околodayковый. Приразломные зоны прожилково-вкрапленной минерализации совпадают с блоками максимальных складчатых и разрывных деформаций вблизи рудоконтролирующего разлома. Мощность приразломных зон минерализации составляет сотни метров, протяженность — первые километры. В качестве примеров можно привести основные рудные залежи Наталкинского и Дегдеканского месторождений. Околodayковые зоны минерализации охватывают дайки диоритовых порфиритов и сопоставимый по мощности ореол прожилково-вкрапленной минерализации во вмещающих алеволитах. Мощность околodayковых зон минерализации равна первым десяткам метров (до 30–50 м). Таковы рудное тело Участковое месторождения Наталка, рудные тела Шахтного (Чай-Юрьянского) месторождения, отдельные рудные тела месторождения Дегде-

кан-жильный. Приразломный подтип более перспективен, так как отличается повышенной мощностью рудных тел. Их прогнозные ресурсы оцениваются в сотни–первые тысячи тонн золота. В рудных телах околodayкового подтипа прогнозные ресурсы обычно составляют первые десятки тонн.

Дайковый тип, детально изученный на примере Среднеканского, Утинского и других месторождений [8], в настоящее время обладает ограниченным крупнотоннажным потенциалом в связи с тем, что мощность минерализованных даек составляет в среднем первые метры, а сами дайки обычно являются крутопадающими. Для дайкового типа характерны гнездовая золотая минерализация и отсутствие значимых содержаний во вмещающих породах. В настоящее время нет технических средств добычи крупнотоннажных рудных тел подобной морфологии: подземная отработка нерентабельна из-за низких средних содержаний Au, а открытая — из-за высокого коэффициента вскрыши. В связи с этим нами не оценивался крупнотоннажный потенциал месторождений дайкового типа. Возможно, в будущем, при разработке адекватных технических средств добычи, подобных угольным комбайнам, эти месторождения удастся вовлечь в промышленную отработку. Таким образом, дайковый тип можно рассматривать как часть фонда будущих поколений. По данным Б.Ф.Палымского (устное сообщение, 1994 г.), ресурсный потенциал Среднеканского месторождения оценивается в 500 т Au при среднем содержании 1 г/т. В настоящее время месторождения дайкового типа рентабельны для отработки лишь в случае пологого залегания даек. В качестве примера служит изучаемое А.В.Алексеевко (ОАО «Магадангеология») месторождение Буровое. Апробированные прогнозные ресурсы составляют 24 т при среднем содержании Au 2,0 г/т.

Жильный тип детально рассмотрен нами на примере месторождения Юглер (В.К.Политов и др., 2006). Существенно кварцевые жилы с карбонатами, сульфидами и самородным золотом мощностью 1–2 м, протяженностью 100–200 м (до 500–600 м) приурочены к северо-западным рудовмещающим разломам. Содержания Au в жилах составляют от 1 до нескольких сотен грамм на 1 т в пределах рудных гнезд. На месторождении добыто около 1 т Au при среднем содержании 11,4 г/т. Остаточные разведанные запасы составляют 0,5 т. Однако месторождение не оконтурено на глубину, так как разведка была остановлена на штольневом горизонте. В 2003–2006 гг. поисковыми работами (канавы, скважины), выполненными ООО «Станнолит», установлено, что месторождение Юглер не обладает потенциалом выявления крупнотоннажных рудных тел,

поскольку в межжильном пространстве отсутствуют повышенные содержания золота. Вместе с тем было установлено, что кварцево-жильные рудные тела мощностью 1–2 м с содержаниями Au 10–20 г/т продолжают существовать существенно ниже ранее оцененных штольневых горизонтов. Перспективы жильного типа на крупнотоннажный потенциал весьма ограничены. Тем не менее, в случае большой концентрации жил в ограниченном пространстве и информации о наличии прожилково-вкрапленной минерализации между ними, нами оценивался крупнотоннажный потенциал таких месторождений (Родионовское, Игуменовское), при этом подразумевалась в первую очередь необходимость опробования слабоизученного межжильного пространства.

Потенциал золото-кварцевых месторождений жильного типа в ЯКГЭР представляется недооцененным. Для его оценки предлагается использовать модель типа Бендиго в расширенном понимании [10]. Перспективы выявления месторождений типа Бендиго обосновывались Б.Б.Евангуловым, С.В.Сендеком (1975 г.) и другими исследователями, начиная с первых лет освоения ЦКР. При этом основное внимание уделялось поискам седловидных жил в замковых частях антиклиналей. Однако на примере рудного района Бендиго-Балларат (Австралия) видно, что тип Бендиго охватывает не только седловидные, но и секущие жилы, а также стратиформные (типа Дуэт-Бриндакит по [3]) залежи. Стратиформные залежи с «книжными» текстурами, приуроченные к контакту диамиктитовой и алевропесчаной субформаций (атканской и омчакской свит), достаточно широко развиты в ЯКГЭР. Перспективы выявления месторождений этого типа подтверждены в 1988 г. открытием месторождения Боец в Токичанском рудном поле. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  3,8 т утверждены ТКЗ при среднем содержании Au 11,8 г/т. Характерная особенность объектов данного типа — повышенные содержания Au (10–20 г/т) при сравнительно небольших запасах (до первых десятков тонн).

Жильный тип рудных тел является достаточно сложным для поисков традиционными методами и требует несколько отличных от ранее применявшихся в ЯКГЭР подходов. Выявление большого количества золотоносных тел в районе Бендиго-Балларат было следствием проходки большого количества вертикальных подземных выработок (шахт) глубиной от первых сотен до 1400 м (шахта Виктория Кварц). Например, только в пределах рудного поля Бендиго отработка проводилась в 6000 шахт. Потенциально рудоносные кварцевые жилы прослеживались шахтами на глубину, в них выделялись и попутно обрабатывались рудные столбы и богатые

рудные гнезда. В ЯКГЭР пройдены только единичные шахты. В подавляющем большинстве золото-кварцевых рудных полей ЯКГЭР глубокие горизонты заверялись лишь скважинами, которые вследствие неравномерного распределения золота не давали положительных результатов. О перспективах выявления этого типа в ЯКГЭР свидетельствует нахождение богатых седловидных жил на южном фланге Наталкинского месторождения (участок Глухарь). Участок был выявлен в ходе детального минералогического картирования (С.В.Яблокова, 1981 г.). В ходе отработки богатого рудного гнезда вблизи дневной поверхности добыто 56 кг золота, однако на глубину жилы прослежены не были. Современные технические средства (например, комплекс проходки восстающих — КПВ) позволяют проследить сравнительно маломощные кварцево-жильные тела на глубину с попутной отработкой. Таким образом, отсутствие крупнотоннажного потенциала в золото-кварцевых месторождениях жильного типа не снижает их перспективы, а требует применения более адекватной прогнозно-поисковой модели.

Месторождения *золото-порфиrowого типа* [1] в классификации золоторудных месторождений М.М.Константинова [3] соответствуют золото-полисульфидно-кварцевой формации, в региональной классификации геологов Северо-Востока России — золото-редкометалльной, а в распространенной за рубежом классификации Б.Ланга с соавторами [14] — типу золоторудных месторождений, связанному с интрузиями. Одни месторождения-аналоги залегают в гранитоидных комплексах (Васильковское, Казахстан; Форт Нокс, США), другие приурочены к терригенным комплексам, однако находятся в наднапикальных областях юрских и меловых гранитоидных массивов и демонстрируют с ними устойчивую связь. Среди золоторудных объектов, локализованных в наднапикальных областях, выделяются месторождения проксимальной зоны, связанные с роговиками и скарноидами (Райан Лод, США), и более удаленные от рудоносных интрузий месторождения дистальной зоны (Бревери Крик, Канада). Перспективы выявления месторождений золото-порфиrowой формации в ЯКГЭР подтверждаются обнаружением объектов в апикальных частях гранитоидных штоков (месторождение Халали), в проксимальной (месторождение Дубач, перспективные участки Тэутэджак, Паук и другие), а также в дистальной зонах (Чалбыкан).

Предварительно внутри золото-порфиrowой формации можно выделить жильный и штокверковый структурно-формационные типы. К объектам жильного типа, не обладающим крупнотоннажным потенциалом, можно отнести месторождение Школьное в Магаданской области (запасы Au 23 т,

среднее содержание 37 г/т). Повышенные содержания золота характерны также для околожилльных березитов мощностью около 2 м. Межжильное пространство промышленных концентраций золота не содержит [8].

Объект штокверкового типа с крупнотоннажным потенциалом — месторождение Дубач в Магаданской области (В.К.Политов и др., 2003) — изучалось в последние годы ФГУП «Магадангеология» (под руководством А.В.Алексеевко) с проходкой канав и скважин. Рудное поле представляет собой пологое интрузивно-купольное поднятие, отличающееся повышенной проницаемостью. Вмещающая песчано-сланцевая нижнеюрская толща интенсивно контактово-метаморфически и гидротермально переработана, включая ороговикование, грейзенизацию и более низкотемпературные процессы. Многофазный дайковый комплекс охватывает кварцевые диориты, гранодиориты, гранит-порфиры и дайки основного состава. Рудоконтролирующие структурные элементы представлены пачками грубозернистых пород, шарнирными частями складок, флексурными перегибами, разноориентированными дайками и зонами круто- и пологозалегающих разломов. Известное рудное тело дайки Центральная имеет мощность около 40 м, протяженность 900 м и прослежено по падению на 100 м со средним содержанием Au 2,6 г/т. К потенциальным рудным телам относятся линейные штокверки мощностью десятки метров и протяженностью сотни метров. Мощность отдельных прожилков в штокверках колеблется от долей миллиметра до первых сантиметров. Прожилки развиты как в дайках, так и во вмещающих роговиках. По данным О.Б.Рыжова (2003 г.), выделено десять стадий минералообразования, в том числе три продуктивных: золото-шеллит-висмутовая, золото-висмутиновая и золото-полиметаллическая. Возраст рудоотложения определен в 141 млн. лет (начало раннего мела). Апробированные прогнозные ресурсы золота  $P_1+P_2$  составляют 82 т при среднем содержании Au 2,2 г/т.

**Оценка золоторудного потенциала ЯКГЭР.** В настоящее время утвержденные МПР России (с учетом наших разработок по выполненному в 2001–2006 гг. прогнозу крупнотоннажных месторождений) суммарные прогнозные ресурсы по ЯКГЭР составляют 1992 т (в том числе Республика Якутия —  $P_1$  264 т,  $P_2$  201 т,  $P_3$  300 т; Магаданская область —  $P_1$  226 т,  $P_2$  526 т,  $P_3$  475 т).

Ресурсный потенциал Яно-Колымского геолого-экономического района по рудному золоту оценивается нами в 5000 т. Эта высокая оценка подтверждается наличием значительного количества эталонных месторождений (Наталка, Дегдекан) и

перспективных слабоизученных площадей, в которых установлены критерии и признаки крупнотоннажных месторождений. Основу оценки ресурсного потенциала составляют крупнотоннажные месторождения золото-кварцевой и золото-порфировой формаций. Учитывая, что для объектов жильного и дайкового типов золото-кварцевой формации недостаточно разработаны методики добычи, их потенциал по большинству объектов не учтен, представляя собой мощный дополнительный резерв. В пределах ЯКГЭР нами выделено 15 первоочередных объектов (см. рис. 1).

**Наталкинское рудное поле.** Месторождение Наталка — наиболее крупный рудный объект Магаданской области, эксплуатируемый с 1944 г. (накопленная добыча — около 90 т Au). Утвержденные остаточные запасы золота (до 2006 г.) составляли 244 т при среднем содержании 4 г/т. На протяжении 70 лет отрабатывалась наиболее богатая верхняя часть месторождения (верхние 250 м — до горизонта 600 м). Прежняя концепция разработки месторождения заключалась в селективной подземной эксплуатации его богатых частей, которая уже в 90-е годы прошлого столетия стала нерентабельной. Авторы новой концепции отработки месторождения открытым способом — В.В.Рудаков, М.П.Казимиров, С.А.Григоров [9]

После приобретения Наталкинского месторождения ЗАО «Полнос» проводится интенсивная подготовка месторождения к крупнообъемному промышленному освоению [2], что позволит существенно увеличить добычу (до 30–40 т Au в год). В 2004–2006 гг. ЗАО «Полнос» проведена доразведка месторождения (370 скважин, 118 тыс. п. м, подземные горные выработки — 3,8 тыс. п. м, канавы — 107 тыс. м<sup>3</sup>). Установлено, что при снижении бортового содержания золота до 0,4 г/т ранее разведанные и эксплуатируемые рудные тела и зоны объединяются в единую рудную залежь, представляющую собой минерализованную блок-пластину генерального северо-восточного падения, пронизанную сетью кварцевых жил, участков брекчирования, разноориентированных кварцевых прожилков. Золото внутри рудной залежи распределяется сравнительно равномерно, что определяется устойчивым каркасом макро- и микропрожилков золото-арсенопирит-анкерит-серицит-альбит-кварцевого состава [7]. Установлена отчетливая вертикальная морфологическая зональность рудной залежи: в верхней части месторождения зоны прожилковой минерализации содержат мощные (до 1–2 м) стволые жилы существенно кварцевого состава, а, начиная с горизонта 600 м и глубже, рудная залежь практически нацело представлена штокверком тонких, в

том числе микроскопических, сульфидно-кварцевых прожилков.

Утвержденные ГКЗ в конце 2006 г. запасы Au составили около 1550 т при среднем содержании 1,71 г/т.

В пределах рудного поля, помимо разведанного крупного рудного тела-лидера, авторами ожидается выявление еще как минимум одного рудного тела-сателлита со сходными содержаниями золота. Ресурсы золота предварительно оцениваются в 1/3 часть разведанного рудного тела (600 т). Суммарная оценка ресурсного потенциала Наталкинского рудного поля, включая утвержденные ГКЗ запасы, составляет 2500 т при среднем содержании 1,7 г/т.

В пределах *Дегдеканского рудного поля* в 2000–2004 гг. ООО «Станнолит» за счет федерального бюджета выполнен большой объем поисковых работ (30 скважин, 21 канава). На фланге известного мелкого месторождения Дегдекан-жилы выявлено крупное большеобъемное месторождение Дегдекан-Верный. Основное рудное тело — зона прожилково-вкрапленной минерализации средней мощностью 300 м и протяженностью 1500 м прослежена до глубины 200 м 15 скважинами. Рудная зона представлена маломощными жилами с повышенными содержаниями золота, многочисленными макро- и микропрожилками и тонкой вкрапленностью наиболее поздней золото-арсенопирит-полиметаллической продуктивной ассоциации, которая накладывается на ранние кварцевые жилы, сульфидную вкрапленность, зоны дробления и вмещающие породы. Предварительная оценка прогнозных ресурсов составляет 400 т Au при среднем содержании 1,3 г/т.

В 2001–2004 гг. на *Токичанском рудном поле* ООО «Станнолит» выявлены прямые признаки крупнообъемных месторождений (участки Боец, Последний, Восток). Рудное поле приурочено к пересечению северо-западного Тенькинского рудоконтролирующего разлома с северо-восточными разломами Харанской поперечной структуры. Его площадь совпадает с тектоническим блоком, вытянутым вдоль контакта атканской (диамиктиты с прослоями алевролитов) и омчакской (алевролиты с прослоями песчаников) свит пермского возраста. Позиция рудного поля обусловлена развитием зоны рудоконтролирующих разломов. Долгоживущий характер зоны рудоконтролирующих разломов отражен в «динамических фациях»: текстурах «взламывания» осадков, оползневых микститах и частом чередовании грубо- и мелкозернистых разностей. Развитие «динамических фаций» характерно и для других крупнообъемных месторождений. Структура рудного поля определяется сочетанием линейных и

брахиформных складок, а также флексуобразных изгибов слоев, формирование которых связано с подвижками в зоне долгоживущих разломов. Рудовмещающие структуры представлены послойными срывами и надвигами, благодаря чему многие рудные тела залегают конформно с вмещающими породами. Основное потенциальное рудное тело участка Боец представлено крупнотоннажной пологой залежью размером 400х400 м при мощности 100 м.

Аналогичная зона прожилково-вкрапленной минерализации прогнозируется на северо-западном фланге рудного поля — на участке Восток-1. Выполненное нами опробование методом пунктирной борозды показало наличие двух сечений со средней мощностью 115 м со средним содержанием Au 3,16 г/т. Предварительная оценка ресурсного потенциала составила 200 т Au при среднем содержании 2,5 г/т.

Положительные результаты работ позволили предложить участки Дегдекан, Токичан для лицензирования в 2005 г. и продолжить проведение поисковых работ за счет собственных средств предприятий (победитель аукциона — ЗАО «Полюс»). В 2006 г. на участке Дегдекан ЗАО «Полюс» выполнен значительный объем геологоразведочных работ (бурение, проходка канав). Предварительные результаты сопоставимы с ранее предложенной авторами оценкой прогнозных ресурсов.

ООО «Станнолит» получены новые данные по золотонности *Чумышского рудного поля*, существенно повышающие его перспективы. Магистральными канавами 9 и 10 пересечена Южная рудоносная зона на левобережье руч. Станный. В пределах малой интрузии мелкозернистых диоритов установлена равномерно рассеянная мельчайшая (0,2–0,5 мм) вкрапленность сульфидных (пирит, арсенопирит, халькопирит) минералов. Вмещающие нижнеюрские алевролиты и песчаники изменены до сульфидизированных (до 3–5%, редко до 5–7%) серицит-кварцевых метасоматитов. В диоритах и вмещающих метасоматитах установлены редкие прожилки арсенопирит-кварцевого состава мощностью до 10–15 см. Породы рассеяны единичными дайками неизмененных долеритов и преобразованных сульфидизированных андезитов.

По результатам анализов бороздовых проб канавы 6, пройденной в 2005 г., на 34-метровом пересечении сульфидизированных диоритов среднее содержание Au составляет первые десятки доли грамм на 1 т. В единичных арсенопирит-кварцевых прожилках мощностью до 10 см содержание Au до 10 г/т, в двух случаях — до 93 г/т.

С учетом слабой эродированности рудного поля, предполагаемой по геологическим, минералогиче-

ческим, геофизическим и геохимическим признакам, вскрытые в канавах маломощные арсенопирит-кварцевые жилы и зоны прожилкования с высокими содержаниями золота рассматриваются как индикаторы скрытых крупнообъемных рудных тел в штоках диоритов. В настоящее время на первоочередных участках проводится поисковое бурение. В качестве месторождений-аналогов рассматриваются Дубач в Магаданской области (апробированные ресурсы  $P_1+P_2$  82 т при среднем содержании Au 2,2 г/т) и Форт-Нокс на Аляске (запасы 260 т Au при среднем содержании в рудах 0,9 г/т). Предварительная оценка прогнозных ресурсов Чумышского рудного поля составляет 150 т Au при среднем содержании 2,7 г/т.

В *Осадочном рудном поле* ООО «Станнолит» в 2006 г. ооконтурена зона интенсивной сульфидизации по гранодиоритам Чумышского массива протяженностью более 1000 м при ширине от 50 до 100 м. Зона сопровождается литохимической аномалией золота интенсивностью до 1–4 г/т. Содержание Au в единичных штуфах достигает 4,3 г/т. Породы сильно выветрелые, интенсивно окварцованы, сульфидизированы (до 20%). Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, арсенопиритом. Сульфидная вкрапленность размером до 1 мм, реже в виде скоплений до 3–5 мм рассеяна по массе породы. В штуфах метасоматитов с прожилково-вкрапленной минерализацией (результаты анализов 2006 г.) присутствует от 0,36 до 1,66 г/т Au. Предварительная оценка прогнозных ресурсов Осадочного рудного поля составляет 150 т Au при среднем содержании 3,0 г/т.

В *Верхне-Хакчанском рудном поле* ООО «Станнолит» в 2005–2006 гг. пройдено 15 скважин колонкового бурения. По предварительным данным, золотая минерализация не ограничивается ранее выявленными минерализованными зонами смятия мощностью 10–20 м, а среднее содержание Au 2 г/т. По аналогии с хорошо изученным Наталкинским месторождением предполагается, что ранее установленная сравнительно маломощная рудная зона представляет собой индикатор в надрудной толще, указывающий на существование на глубине значительно более мощного золотоносного штокверка. Анализ протоочных проб показал, что потенциальные рудные тела характеризуются весьма мелким (в среднем 0,1 мм) свободным золотом в ассоциации с кварцем, пиритом, галенитом и арсенопиритом. С глубиной вблизи кровли атканской свиты мощность потенциальных рудных тел увеличивается до 40–60 м, появляются «слепые» рудные тела. С учетом протяженности рудоносной структуры около 2 км предварительная оценка прогнозных

ресурсов составляет 150 т Au при среднем содержании 2,0 г/т.

В *Олботском рудном поле* ООО «Станнолит» в 2006 г. на участке Петух выявлена субмеридиональная зона золото-арсенопирит-пирит-анкерит-кварцевого прожилкования мощностью около 100 м, прослеженная бурением на глубину. На участке Перекур-Дикий прослежена на глубину зона золото-сульфидно-анкерит-кварцевого прожилкования мощностью 160 м. Предварительная оценка прогнозных ресурсов составляет 100 т Au при среднем содержании 2,0 г/т.

В пределах *Родионовского рудного поля* поисковые работы проведены в 2005–2006 гг. А.В.Алексеев (ОАО «Магадангеология») за счет средств федерального бюджета. Результаты опробования канав в совокупности с данными предшествующих исследователей по подземным выработкам позволяют ожидать выявления большого количества сравнительно маломощных (около 20–40 м) рудных тел. Данные бурения указывают на отсутствие продуктивной минерализации на глубоких горизонтах, что объясняется контактовым воздействием нижезалегающего гранитного массива. В 2007 г. за счет средств горнорудных компаний планируются поисковые работы в пределах *Игуменовского рудного поля*. Предварительная оценка прогнозных ресурсов Игуменовского и Родионовского рудных полей составляет 150 т Au при среднем содержании 2,0 г/т.

*Павликское рудное поле* в 50–80-е годы разведано штольнями и шахтами на глубину 600–700 м, скважинами — на 800 м. Месторождение приурочено к одноименной антиклинали, осложняющей юго-восточное крыло Омчакской синклинали. Верхнепермские вмещающие породы атканской и омчакской свит осложнены продольными (северо-западного простирания) и поперечными разрывами. Руда локализована в зонах продольных разрывов мощностью 2–25 м, длиной до 3 км, угол падения 50–70° на северо-восток. Запасы Au 43,1 т при среднем содержании 3,1 г/т, оценены как забалансовые. Прогнозные ресурсы — 55 т (среднее содержание 2,9–3,1 г/т, глубина прогноза 300 м). Месторождение не эксплуатировалось и было законсервировано. В 2007 г. планируется возобновление поисковых работ за счет собственных средств горнорудных компаний. Предварительная оценка ресурсного потенциала (с учетом забалансовых запасов) составляет 100 т Au при среднем содержании 3,0 г/т.

В пределах *участка Дrajный*, расположенного в центральной части Тарынского рудно-россыпного узла, ГУГПП «Восточно-Якутское» в 2005–2006 гг. поисковыми работами выявлены прямые признаки крупнообъемного месторождения. К нас-

тоящему времени на участке Дrajный пройдено 23 скважины, по данным которых золотое оруденение не оконтурено ни на одном профиле как по простиранию (>2500 м), так и на глубину (>150 м). В полигоне россыпи р.Большой Тарын установлена протяженная (около 10 км) зона минерализованных разрывов, которая служила коренным источником крупной (около 60 т) отработанной россыпи золота. Рудные зоны включают пологие и крутопадающие жилы, прожилки и измененные вмещающие породы с наложенной вкрапленностью золото-пирит-арсенопирит-полиметаллической ассоциации. Своеобразие золотого оруденения участка Дrajный заключается в большой мощности рудных интервалов (первые десятки метров) и высоких (первые десятки и сотни грамм на 1 т) содержаниях золота с крупными выделениями свободного золота (до 0,6 см). Такое золото, как правило, не поступает на анализ в результате развальцевания на виброистерателях и дальнейшего отсеивания. Предварительная оценка прогнозных ресурсов составляет 400 т Au при среднем содержании 10 г/т.

В пределах *Мало-Тарынского рудного поля* при поисковых работах 2003–2006 гг. ГУГПП «Восточно-Якутское» пройдено 43 скважины (6000 м) и канав (30 000 м<sup>3</sup>). Вдоль правого борта р.Малый Тарын установлена протяженная (около 8 км) зона минерализованных разрывов, служившая коренным источником крупной (более 35 т) отработанной россыпи золота. Морфологически это зона смятия и дробления со стержневыми кварцевыми жилами и зонами прожилкования с богатым золото-кварцевым оруденением (среднее содержание Au в рудных телах по различным блокам категории С<sub>2</sub> колеблется от 8,2 до 103,7 г/т на мощность 1,5–3 м). На флангах и в центральной части месторождения Малый Тарын дополнительно выявлен ряд золоторудных тел значительной мощности (до 4 м) и протяженности (до глубины 200 м) при высоких средних содержаниях. Предварительная оценка прогнозных ресурсов составляет 100 т Au при среднем содержании 9 г/т.

Предварительная суммарная оценка ресурсного потенциала по Мало-Тарынскому рудному полю и участку Дrajный составляет 500 т Au при среднем содержании 10 г/т.

В пределах *Базовского рудного поля* ГУГПП «Восточно-Якутское» при поисковых работах 2004–2006 гг. пройдено 13 скважин (3000 м) и 30 канав (24 000 м<sup>3</sup>). На флангах известных жильных тел (Центральное, Среднее, Западное, Восточное) мощностью 1–2,1 м и среднем содержании Au 23,2 г/т установлены минерализованные зоны смятия и дробления мощностью 10–20 м, которые сли-

ваются в единую золотоносную структуру. Ее протяженность с учетом геофизических и геохимических признаков составляет 5000 м, прослеженная глубина 150 м. Рудная зона включает сближенные жилы и прожилки с повышенными содержаниями золота, а также измененные вмещающие породы с тонким сетчатым окварцеванием. Предварительная оценка прогнозных ресурсов составляет 150 т Au при среднем содержании 5 г/т.

Среди *Адычанской группы рудопроявлений* в качестве первоочередного выделяется участок Делювиальный, расположенный в центральной части Адычанского рудного района. Поисково-ревизионными работами за счет средств федерального бюджета ОАО «Янгеология» в 2005–2006 гг. на участке выявлены прямые признаки крупнотоннажного месторождения. Зоны прожилково-вкрапленной минерализации мощностью 300 м и протяженностью 600 м прослежены до глубины 150 м единичными скважинами. Рудные зоны включают сближенные крутопадающие кварцевые жилы, прожилки и измененные вмещающие породы с наложенной вкрапленностью золото-арсенопирит-полиметаллической ассоциации. Предварительная оценка ресурсного потенциала составляет 100 т Au при среднем содержании 1,5 г/т.

*Месторождение Бадран* расположено в Оймяконском районе Республики Саха (Якутия). Запасы золота по категории С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> — 10,8 т Au при среднем содержании 13,7 г/т. Прогнозные ресурсы, апробированные ЦНИГРИ и утвержденные МПР РФ на 01.01.06 г. составляют 10 т по категории Р<sub>2</sub> и 79,9 т по категории Р<sub>1</sub>. Технологическая схема обогащения — гравитационно-флотационная. Извлечение металла из руды — 84,7–95,9%. Способ отработки — подземный.

Месторождение расположено в пределах Яно-Оймяконского нагорья, в бассейне р. Эльга. В тектоническом отношении оно приурочено к Эльгинскому складчато-глыбовому поднятию, в структурном — к Мугурдах-Селериканской зоне внутриформационных эшелонированных надвигов сложной кинематики северо-западного простирания. В последние годы на месторождении производит добычу рудного золота старательская артель «Западная» с ежегодной добычей не менее 1 т Au и тенденцией к увеличению объемов добычи.

Площадь месторождения сложена песчаниками и алевролитами карнийского и норийского ярусов триаса мощностью более 3800 м, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Магматические образования в пределах месторождения не известны. Основная рудная зона — Надвиговая — представляет собой минерализованный участок

Бадран-Эгеляхского взбросо-надвига протяженностью порядка 20 км с амплитудой перемещения по нему 600–800 м, угол падения сместителя 10–40°.

Минерализованная зона Надвиговая мощностью от 0,1 до 30 м выполнена интенсивно передробленными милонитизированными, рассланцованными и будинированными песчаниками и алевролитами, черными линзовидно-полосчатыми милонитами, кварцевыми жилами и прожилками. Мощность кварцевых жил 0,2–1,5 м, в раздувах 2,5–6,5 м, протяженность 30–150 м, редко 200–250 м.

Рудные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, антимонит. Установлены главные продуктивные минеральные ассоциации: (золото)-пирит-арсенопиритовая; халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевая; сфалерит-тетраэдрит-серицит-кварцевая и кварц-антимонитовая. Содержание золота изменяется от первых до нескольких сотен грамм на 1 т (среднее 9,2 г/т). Проба самородного золота 900–920‰. Золото-серебряное отношение 3:1. Пробность золота в россыпях 917–922‰, на флангах 870–880‰.

Перспективы наращивания балансовых запасов рудного золота на месторождении [11] связаны с северо-западным продолжением главного надвига и его кулисообразных ответвлений, с флангами установленных рудных тел, приуроченных к подошве основного надвига, а также с северо-восточным флангом рудного поля. Оценка ресурсного потенциала составляет 100 т Au при среднем содержании 8,0 г/т.

*Джолакагская группа рудопроявлений* (Джолакагский рудный район) описана по материалам А.Г.Буянкина (2004 г.). Рудный район расположен на северо-востоке Республики Саха (Якутия). В металлогеническом плане входит в состав Адычанской золотоносной зоны в бассейне среднего и верхнего течения р.Адычи и прослеживается в виде полосы шириной 30–50 км на юго-восток в бассейне р.Индибирки. Металлогеническая специализация золотоносной зоны определяется месторождениями золото-кварцевой, золото-сурьмяной и золото-порфировой формаций, россыпями золота, а также сопутствующей сурьмяной и менее значительной вольфрамовой, оловянной, серебряной, молибденовой и ртутной минерализацией.

В пределах Джолакагского рудного района выделены следующие рудно-россыпные узлы (Узюнкоян, 1997, 1998 г; Сенотрусов, 2001 г.):

Джатыганджинский с рудопроявлениями золота Заря, Красный Яр, промышленными россыпями золота по ручьям Джатыганджа, Тюкюре, Забытый, Бургавчан, Левый Заломный, Холодный, Новый;

Эльгенджинский с месторождениями золота Вьюн, Учуй, рудопроявлениями золота Шумный, Дайковое, Андрей, Вьюн-I, Вьюн-II, Эдьянь, Озерное, Желанный, Штоковый и россыпью золота по руч.Буюк;

Джолакагский с месторождением золота и сурьмы Ган-Андреевское, рудопроявлениями золота и сурьмы Эль, Луч, Черепановское;

Джайбинский с месторождением золота Джайба, рудопроявлениями золота Найбочан, Туманный-I и перспективными участками Седло и Пластун.

Аулачанский с рудопроявлениями золота и сурьмы Аулачан-2, Аулачан-1, Дарпичан-I и II, Туманный-II; рудопроявлением золота Аулачан-3;

Дарпирский с месторождением золота Дарпир, рудопроявлениями золота и серебра Трель, Снежинка, промышленными и техногенными россыпями золота по ручьям Ягыл, Юнкан, Искра, Ванин, Золотинка.

Положение рудных узлов определяется зонами сочленения поперечных и продольных тектономагматических рядов, мощными региональными зонами разломов, надвигами, зонами гранитоидных массивов, выступами кровли фундамента, морфоструктурными особенностями территории.

Геологическими работами 1936–1966 гг. выявлены практически все известные к настоящему моменту в районе месторождения золото-кварцевой и отчасти золото-полисульфидно-кварцевой формаций. Обнаружение объектов в 1967–1980 гг. связано с целенаправленными поисками золоторудных объектов нового для района золото-сурьмяного (сарылахского) типа.

Начиная с 1986 г. после открытия и оценки месторождений Кючюс (Куларский район) и месторождений дуэт-бриндакитского типа (Южное Верхоянье), производится переоценка известных рудных объектов на выявление месторождений золото-сульфидного формационного типа, а также рудных тел стратиформного (дуэтского) типа.

Геохимические исследования были сконцентрированы на золото-сурьмяных месторождениях. Рудные поля с золото-кварцевым и золото-сульфидным оруденением изучены недостаточно. Тем не менее, литохимические поиски в пределах зон сульфидизации по нерегулярной сети 100×20 позволили установить вторичные ореолы рассеяния Au (до 2 г/т), As, Cu, W, Bi. Эти данные позволяют прогнозировать развитие в рудном районе зон сульфидизации и кварцевого прожилкования дегдеканского типа и существенно увеличивают перспективы района.

Следует отметить, что поисковые системы практически не включали бурение скважин и их

сплошное опробование. Литохимическое сколковое опробование по первичным ореолам рассеяния носило спорадический характер и концентрировалось в зоне Чаркы-Индибирского надвига, где выявлена мощная зона сульфидизации.

В настоящее время прогнозный потенциал района на золото определяется объектами Эльгенджинского рудного узла (золото-кварцевые в минерализованных зонах дробления и жильно-прожилковых зонах Вьон, Андрей и золото-полисульфидно-кварцевые в экзоконтактах малых интрузивов Шумное и Дайковое). На этих объектах уже в настоящее время суммарный прогнозный потенциал (включая запасы и оценку ресурсов различной категоричности) оценивается в 70 т Au. Так, на месторождении Вьон, где ОАО «Нижне-Ленское» выполняются поисково-оценочные работы с одновременной отработкой (проходка двух штольневых горизонтов длиной 700 м), общая оценка потенциала золота (с учетом запасов и ресурсов) составляет до 20 т Au при следующих ожидаемых параметрах оруденения: суммарная протяженность рудных тел 1700 м, средняя мощность 1,89 м, глубина оценки 200 м, среднее содержание Au 12,56 г/т.

Известное на сегодня как небольшое по масштабам золото-сурьмяное месторождение Ган-Андреевское при проведении целенаправленных исследований может быть переоценено. Судя по широким ореолам вкрапленности золотоносных пирита и арсенипирита, оно может относиться к крупным объектам с «кючюским» типом оруденения. Прочие объекты относятся к комплексным (мелкие по золоту Луч, Туманное, Аулачан и др.) или имеют промышленный интерес для старательской отработки (объекты золото-кварцевой формации Джайба, Пластун, Заря и др. с высоким качеством руд — существенно кварцевые рудные тела с легко обогатимыми рудами, крупным золотом, содержанием десятки и сотни грамм на 1 т). Прогнозный потенциал (включая запасы и оценку ресурсов различной категоричности) этих объектов не менее 30–40 т (18 объектов с ресурсами в среднем 2 т Au (от 0,5 до 5 т).

Помимо известных объектов, следует учитывать возможность выявления крупнообъемных зон прожилкования с убогой золотой минерализацией золото-кварцевой формации дегдеканского типа, сходных с объектами Полярник и Делювиальный (Адычанская группа рудопроявлений). Их выявление предполагается в Джатыганджинском рудном узле, где на рудопроявлениях Заря и Наледное известны не оконтуренные и не опробованные зоны прожилкования в алевролитах и песчаниках, слагающих сводовую часть антиклинальной складки. По предварительной оценке, потенциал золотоноснос-

ти таких зон составляет не менее 50 т Au (по аналогии с Дегдеканским месторождением, с учетом меньшей площади Джатыганджинского узла).

Таким образом, площадь рудного района ранее не оценивалась на крупнотоннажные месторождения золота. Широкое применение бурения позволит дать более достоверную оценку известных золото-кварцевых и золото-порфириновых объектов. Суммарная оценка ресурсного потенциала золота в Джолакагском рудном районе составляет 150 т Au при среднем содержании 5 г/т.

*Удунский рудно-россыпной узел* расположен в Оймяконском районе Республики Саха (Якутия). Металлогеническая специализация рудного узла определяется месторождениями и рудопроявлениями золото-кварцевой формации (жилы и жильные зоны, зоны прожилкования в минерализованных зонах дробления), россыпными месторождениями золота.

Разведано более 30 россыпных месторождений (Ольчан, Туора-Тас, Удума, Промысел, Широкий и др.). Суммарная добыча золота по ним составила более 70 т Au, остаток учетных балансовых запасов все еще значителен. Для россыпей характерна резкая дифференцированность пробности (702–970‰) и средней крупности (от 0,6–1,6 до 3,1–6,4 мм) золота.

В результате поисковых работ разных лет выявлено три мелких золото-кварцевых месторождения (Широкое, Сохатиное, Венера), девять перспективных рудопроявлений (Буйное, Сушка, Пикет, Осеннее, Сергей, Центральное, Угадчик, Вольник, Сох-Бар), а также ряд точек минерализации и комплексных (Au, As, Pb) вторичных геохимических ореолов.

В настоящее время эксплуатируются россыпные месторождения золота Ольчанской группы (ЗАО «Тальня») и бассейна р.Туора-Тас (ООО «Альчанец»), а также другие мелкие объекты. Суммарная годовая добыча россыпного золота в пределах площади составляет более 2 т. С 2006 г. ГУГПП «Восточно-Якутское» производит на мелком золоторудном месторождении Венера поисковые горно-буровые работы для подготовки его к эксплуатации.

В структурном отношении узел находится в пределах Джолакаг-Нерского антиклинория. Осадочные толщи представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев позднего триаса, реже ранней – средней юры. Породы смяты в складки брахиформного и линейного типов, разбиты сложной системой взбросов, сбросов и сдвигов с амплитудой до 100–150 м, прорваны северо-восточными и субмеридиональными сериями позднеюрских и раннемеловых даек порфиринов кислого–среднего составов, а также раннемеловыми гранитами Батырчанского массива. Генеральное

северо-западное простирание складчатости района осложнено поперечными и субширотными дислокациями. В северной части площади выделен крупный шарьяж (Чаркы-Индибирский надвиг), по которому юрские слои надвинуты на триасовые толщи.

Золотоносные кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны в толщах переслаивания песчаников и алевролитов позднего триаса приурочены к секущим тектоническим трещинам и зонам дробления северо-восточного и субширотного, иногда меридионального простирания, реже тяготеют к осевым частям антиклинальных складок низких порядков и локализованы в межпластовых отслоениях. Отдельные жилы известны в позднеюрских дайках андезитовых порфиритов и риолитов.

Выявленные рудные тела характеризуются крутым падением ( $60-85^\circ$ ), малой мощностью (в основном 0,5–1,5 м) при обычной протяженности до 100–220 м, редко больше. Содержание Au колеблется в весьма широком диапазоне и в среднем составляет 7,7–64,8 г/т.

Золоторудная минерализация относится к золото-кварцевой формации (пирит-арсенопиритовый минеральный тип). Золото свободное, крупное (в основном 0,2–2 мм); содержание сульфидов (пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит) не превышает 1–3%.

В последние годы начата переоценка рудного узла на основе модели крупнотоннажного золото-кварцевого месторождения в минерализованных зонах дробления. К настоящему моменту наиболее изучены жильно-прожилковые зоны участков Осенний и Венера.

На *участке Осенний* рудная зона представлена субширотной зоной разрывного нарушения мощностью 10–50 м, протяженностью более 1000 м. В пределах зоны на 240 м прослежен линейный жильно-прожилковый штокверк мощностью 30–50 м. Штокверк сопровождается вторичными ореолами рассеяния золота с изоконцентрацией 0,06–0,3 г/т Au и 0,01–0,05% As. Ожидаемые параметры рудного тела: мощность 20 м, длина 500 м, объемный вес руды 2,5 т/м<sup>3</sup>, среднее содержание Au на уровне 7,5 г/т. Оценка ресурсов золота категории  $P_2$  составляет 22 т (2887 тыс. т руды со средним содержанием Au 7,5 г/т). Остальные рудные тела представлены кварцевыми жилами протяженностью до 250 м со средним содержанием Au 10 г/т (штуфное опробование). Оценка по  $P_2$  составляет 2 т Au. Всего на участке Осенний ресурсы рудного золота категории  $P_2$  оценены в 24 т.

*Участок Венера* (юго-западный фланг месторождения Венера) расположен на южном фланге Туора-Тасского рудного поля и занимает площадь

около 1 км<sup>2</sup>. Золотое оруденение локализовано в области пересечения свода антиклинальной складки, сложенной алевролитами позднего триаса, северо-восточной зоной Сохатинского разлома (правый сдвиг с амплитудой смещения в первые десятки метров). Центральный отрезок зоны разлома мощностью до 100 (в 40-х и 90-х годах разведан канавами с шагом 40 м, отдельными траншеями и единичными скважинами КБ) является наиболее золотоносным. Представлен чередующимися субпараллельными зонами дробления с жильно-прожилковым окварцеванием. Промышленные руды (балансовые запасы Au 0,36 т) приурочены к субширотному изгибу зоны разлома протяженностью 250–300 м. В 2006 г. на юго-западном фланге рудоносной зоны общей протяженностью более 8 км в одном из пересечений среднее содержание Au составило 4,55 г/т на мощность 14 м.

Предварительная оценка ресурсного потенциала Удуминского рудного узла составляет 100 т Au при среднем содержании 4 г/т.

Таким образом, по совокупности данных имеются все основания полагать, что уникальный Яно-Колымский геолого-экономический район, расположенный на восточной геополитической окраине России и находящийся в режиме стремительно падающей добычи, постепенно приобретает черты крупной золоторудной провинции с ресурсным потенциалом около 5000 т Au. Ориентировочный срок эксплуатации Яно-Колымского геолого-экономического района 50 лет, ежегодный уровень добычи 100 т Au. В то же время, для выявления крупнотоннажных месторождений необходимы значительные объемы поискового бурения, что предполагает долгосрочные капиталовложения. Кроме того, зарубежный опыт эксплуатации подобных регионов свидетельствует о необходимости введения налоговых льгот и высокого уровня развития энергетики и инфраструктуры. Реализация всех этих условий возможна лишь в рамках нового национального проекта.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Блинова Е.В., Бражник А.В. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Золото». – М.: ЦНИГРИ, 2002.
2. Григоров С.А. Генезис и динамика формирования Наталкинского золоторудного месторождения по данным системного анализа геохимического поля // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 44–49
3. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 5.

4. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный мир, 2000.
5. Михайлов Б.К., Бурак В.А., Михайлова В.П., Цымбалюк Н.В. К проблеме выбора участков, перспективных на крупнообъемное золотое оруденение в Центрально-Колымском районе // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Металлогения. Магадан, 2001. Т. 2. С. 181–184.
6. Михайлов Б.К., Прусс Ю.В., Волков С.В., Стружков С.Ф. Крупнообъемные золоторудные месторождения Центральной Колымы — объекты XXI века // Золотодобывающая промышленность России. Проблемы и перспективы. М., 2001. С. 23–28
7. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка / С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, В.Б.Чекваидзе и др. // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.
8. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Ред. М.М.Константинов, И.С.Розенблюм, М.З.Зиннатуллин). – М., 1992.
9. Рудаков В.В., Казимиров М.П., Григоров С.А. О новом экономическом классе коренных месторождений золота в России // Драгоценные металлы. 2004. Июль. С. 49–51.
10. Стружков С.Ф. Перспективы выявления золото-мышьяковисто-сульфидных месторождений в Центрально-Колымском регионе (Магаданская область) — аналогии с рудным районом Бендиго-Балларат (штат Виктория, Австралия) // Колыма. 2004. № 3. С. 22–28.
11. Узюнкоян А.А., Денисов Г.В. Перспективы развития золоторудной минерально-сырьевой базы Верхне-Индигирского золоторудного района // Колыма. 2003. № 4. С. 11–20.
12. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). – М.: Недра, 1972.
13. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). – М.: Недра, 1974.
14. Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion related gold systems // SEG Newsletter. 2000. № 40. P. 1–15.

УДК [551.45+551.463] (571.56/.66)

© Н.П.Митрофанов, 2007

## УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

Н.П.Митрофанов (ВИМС Роснедра МПР России)

*Путем сопоставления известных на Востоке России вольфрамовых и оловянных объектов построены модели рудно-магматических систем для трех их рудно-формационных типов, выявлены прогнозно-поисковые критерии и признаки поисков месторождений, в том числе не выходящих на поверхность.*

На территории России в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса находятся крупные вольфрам-оловянные месторождения — Иультинское, Одинокое, Первоначальное, Правоурмийское, Тигриное, объединяемые в вольфрам-оловянную формацию [11, 12], месторождения вольфрама — Агылкинское, Восток-2, Лермонтовское, Скрытое, принадлежащие к полиметалльно-вольфрамовой формации [2, 12], и олова — Валькумейское, Депутатское, Солнечное, Фестивальное, Дубровское, Верхнее и др., относимые к полиметалльно-оловянной формации [11]. Через сопоставление перечисленных месторождений автором выявлены общие условия их формирования и особенности,

определяющие прогнозно-поисковые критерии и признаки.

Крупные месторождения расположены в Чукотской, Яно-Колымской и Дальневосточной металлогенических провинциях, занимающих соответственно края Чукотской, Сибирской и Амурской древних континентальных плит [5, 6]. В период позднемезозойского тектогенеза плиты были объединены в единый Евразийский материк, а провинции вошли в состав Тихоокеанского рудного пояса. Время формирования месторождений относится к меловому периоду [3, 4 и др.].

В домеловое (дорудное) время площади провинций развивались в режиме пассивной континен-

тальной окраины с интенсивным рифтогенезом. Во внутренних прогибах формировались мощные карбонатно-терригенные отложения, а на внешнем склоне и подножии — еще более мощные терригенные флишеидные отложения. Раннемеловые коллизионные взаимодействия литосферных плит обусловили смятие континентального осадочного чехла и осложнение его хаотически скученными континентально-океаническими комплексами аккреционных [5, 13] (или трансформных по [3, 7]) зон. При жесткой коллизии (столкновение континента и микроконтинента) вдоль сутурных швов формировались пояса крупных массивов гранодиорит-гранитной формации (Колымский батолитовый пояс в Яно-Колымской провинции), при мягкой (столкновение континента с островной дугой [8]) — аналогичные пояса гранитоидных интрузий вдоль тектонических швов во внутриконтинентальной обстановке (батолитовый пояс интрузий иультинского комплекса вдоль Куветского тектонического шва на Чукотке, пояс массивов татибинского комплекса вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского шва и др.). Позднемеловая — раннепалеогеновая субдукция океанической плиты под континентальную привела к появлению на краю Евразийского материка вулканоплутонических поясов (Охотско-Чукотского, Нижне-Амурского, Восточно-Сихотэ-Алинского и др.). Активизация древней и становление новой континентальной коры при перечисленных событиях отобразились в мощном гранитообразовании и в завершающем его интенсивном рудообразовании.

Геологическое строение крупных месторождений олова и вольфрама Востока России широко освещено в литературе [2–4 и др.]. Структурно-вещественные модели их рудно-магматических систем приведены на рис. 1–3. При анализе условий формирования месторождений остановимся только на основных моментах, подчеркивающих их общность и различия.

Рудно-магматические системы месторождений вмещаются осадочными толщами пассивной континентальной окраины и континентально-океаническими образованиями аккреционных зон. Они развиваются в геодинамических структурах, характеризующихся мощным осадконакоплением (рифты, континентальный склон, подножие и др.), претерпевшим интенсивную складчатость и скученность. Приурочены к тем участкам структур, осадочные отложения в которых подверглись мантийному углеродисто-сульфидному метаморфизму, обусловившему аспидные окраски их пород, сульфидизацию и повышенные (более кларка) содержания рудных элементов [16]. Месторождения являются конечным продуктом гомодромной эволюции коровых грани-

тоидных очагов и располагаются в апикальных частях (или в надынтрузивных зонах) небольших по размеру интрузивных тел, сложенных дериватами кислого и ультракислого составов. Примечательно присутствие поздних даек лампрофиров, указывающих на полную завершенность дифференциации магмы в коровом очаге. Оруденение всегда увязывается с широкой сферой региональных биотитовых метасоматитов (биотититов по [14]), сопровождающих гранитоидные массивы. Рудные объекты контролируются крупными коровыми нарушениями и локализируются в участках пересечения разломов и зон трещиноватости разных направлений. Подъем вязкой кислой магмы в ослабленные зоны сопровождается образованием эндогенных гранитоидных куполов, которые на поверхности формируют купольные морфоструктуры центрального типа [8].

Крупные *месторождения вольфрам-оловянной формации* (ВОФ) характеризуются грейзеновым и кварцевым геолого-промышленными типами руд. Они связаны с коллизионным магматизмом жесткого типа, очаги которого закладывались в верхней части коры, а потому им свойственна укороченная (гранодиорит-гранитная) эволюция [7]. На месторождениях интрузивной зоны (см. рис. 1, модель I) рудоотложение происходило в апикальных частях штоков в грейзеновых залежах, конформных границам интрузий (Одинокое, Правоурмийское). На месторождениях надынтрузивных зон (Иультинское, Первоначальное, Тигриное) руды приурочены к кварцевым жилам и линейным штокверковым зонам среди терригенных пород (см. рис. 1, модель II). Здесь жилы и зоны на продолжении в гранитах часто преобразуются в грейзеновые тела небольшого масштаба. Мощность рудных залежей в интрузивных зонах не превышает 100 м, хотя при наклонном их залегании вертикальный диапазон оруденения может значительно превышать приведенную цифру. Размах по вертикали промышленных руд в крутопадающих жилах и штокверках в надынтрузивных зонах достигает 500 м и более. При крупнейших запасах в грейзеновых залежах и штокверках средние содержания в них металлов низкие (до 0,4%), а при более скромных запасах в жилах — достаточно высокие (0,5–1% и более).

Главные рудные минералы в месторождениях ВОФ — высокотемпературный касситерит и вольфрамит. На объектах интрузивной зоны первый преобладает над вторым. Основные нерудные минералы в залежах, помимо сквозного кварца, представлены топазом, флюоритом, светлыми, реже темными (железистыми) слюдами. В рудообразовании четко различаются стадии: дорудная грейзеновая, сопровождаемая калишпатизацией и альбитизаци-

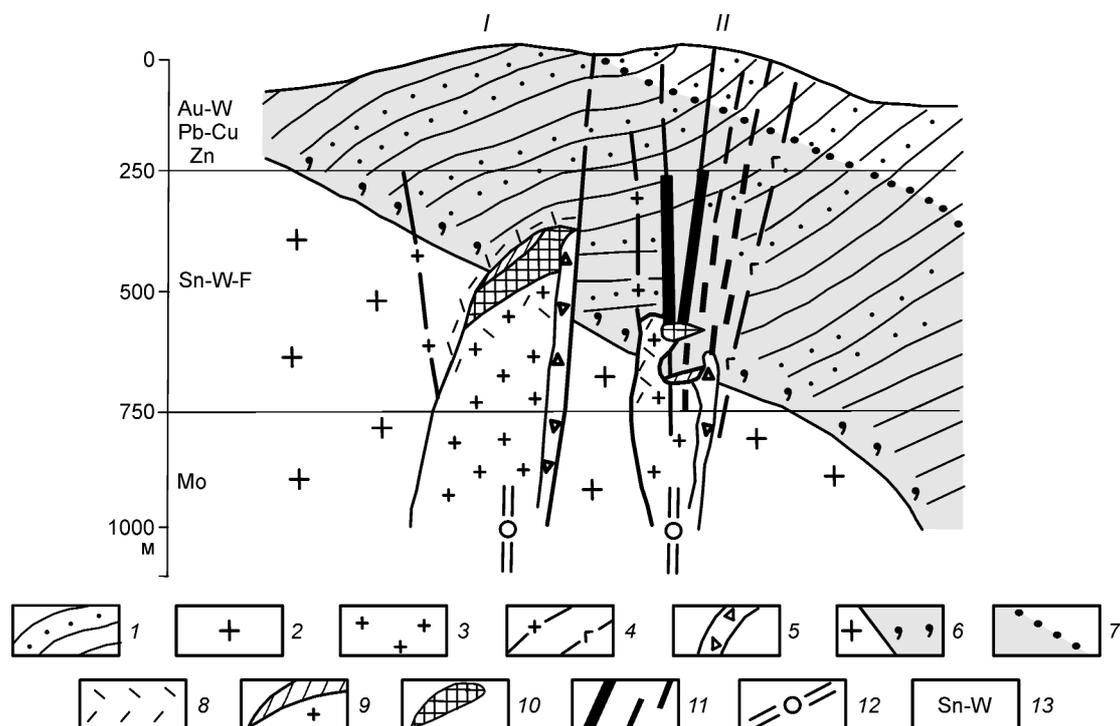


Рис. 1. Модели рудно-магматических систем месторождений вольфрам-оловянной формации:

*I* — модель интрузивной грейзеновой системы, *II* — модель надинтрузивной грейзеново-гидротермальной системы; 1 — терригенные отложения; 2 — граниты и гранодиориты ранних фаз; 3 — лейкограниты поздней фазы; 4 — дайки кислого и основного составов; 5 — трубки взрыва; 6 — контактовые роговики; 7 — сфера региональной биотитизации; 8 — грейзенизация; 9 — штокшайдер; вольфрамит-касситеритовые тела; 10 — грейзеновые залежи, 11 — жилы и штокверки; 12 — коровый разлом; 13 — положение определяющих эрозионный срез геохимических ассоциаций

ей; продуктивная топаз-вольфрамит-касситеритовая с литиевыми слюдами (Одинокое) или с сидерофиллитом (Правоурмийское). Минералы более поздней сульфидной стадии — арсенопирит, пирротин, поздний касситерит, станнин, сфалерит — мало распространены. В надинтрузивной зоне дорудная грейзенизация сменяется окварцеванием, турмалинизацией, серицитизацией вмещающих пород. На верхних горизонтах появляется хлорит, на нижних в зальбандах жил — полевые шпаты, слюды, топаз, флюорит. Вероятно, последние выделяются и в продуктивную стадию, в которой ранний высокотемпературный касситерит преобладает на нижних горизонтах, а на средних доминирует вольфрамит (Иультин). В сульфидную стадию отмечается выделение арсенопирита, леллингита, пирротина, среднетемпературного касситерита, сфалерита. На верхних и надрудных горизонтах появляются халькопирит и галенит, иногда встречается шеелит, который на периферии рудных участков часто ассоциирует с золотом. На месторождениях ВОФ появление на нижних горизонтах или в краевых частях рудных тел молибдена свидетельству-

ет о деградации промышленного вольфрам-оловянного оруденения [4].

Крупные месторождения полиметалльно-вольфрамовой формации (ПВФ) относятся к грейзеново-скарновому и скарновому геолого-промышленным типам. Оруденение генетически связывается с коллизионным магматизмом мягкого типа, очаги которого закладывались в средней части коры, что отобразилось в более длинном эволюционном ряду, начинающемся с диоритов (сиенитов) и заканчиваемом лейкогранитами. В рудных полях месторождений их поздние штоки и дайки часто имеют переменный гранодиорит-плаггиогранит-гранитный состав, повышенная основность которого, скорее всего, связана с контаминацией вмещающих карбонатно-терригенных или сложных по составу аккреционных (олиостромовых) образований, в полях которых они часто находятся. Еще более заметно влияние вмещающих пород на характер оруденения. В грейзенах и эндоскарнах по гранитам и контактовым роговикам руды кварц-шеелитовые, в экзоскарнах, замещающих карбонатные породы, — богатые шеелит-сульфидные, а в скарноидах по ос-

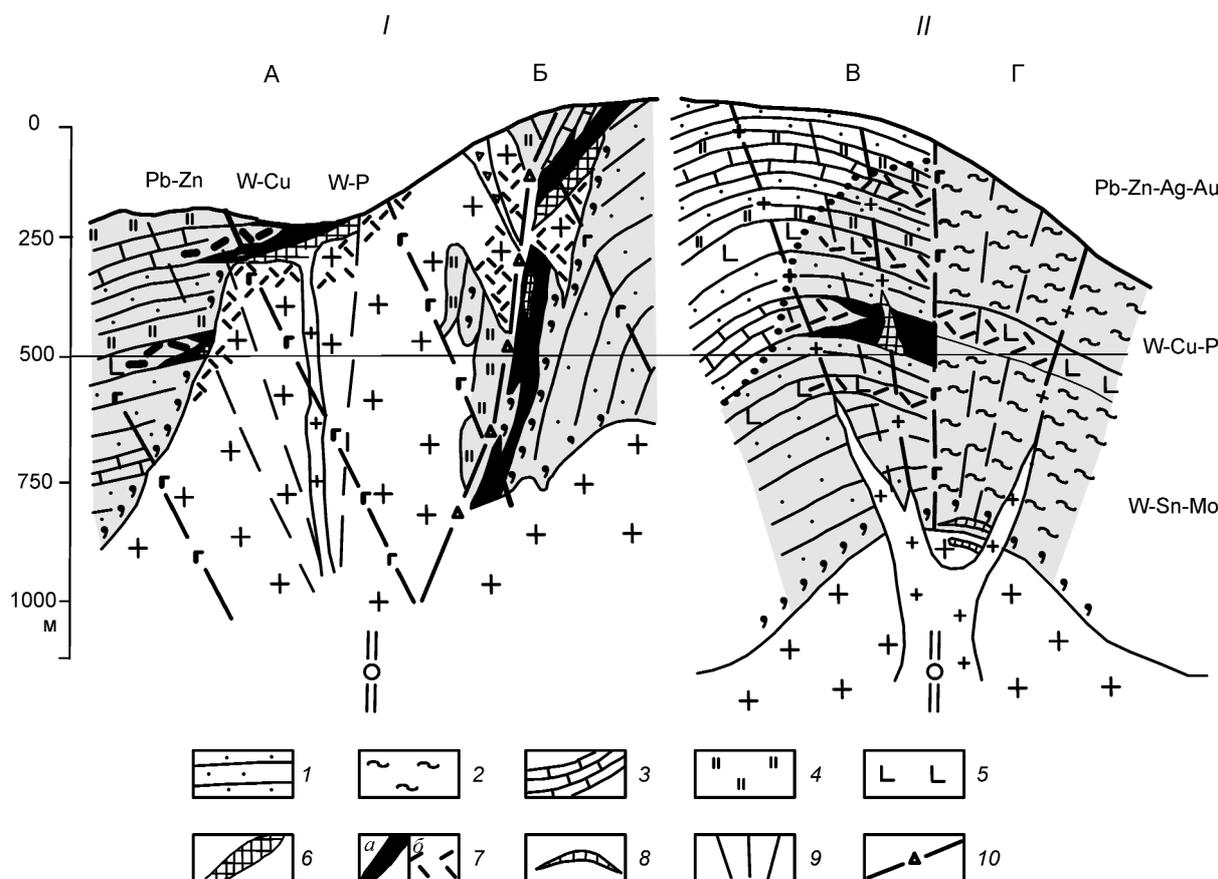


Рис. 2. Модели рудно-магматических систем месторождений полиметалльно-вольфрамовой формации:

*I* — модели интрузивных контактово-грейзеново-скарновых систем, *II* — модели надынтрузивных инфильтрационно-скарновых систем; 1 — песчано-сланцевые породы; 2 — кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — карбонатные породы; 4 — кремнистые породы; 5 — дайки среднего и основного составов; 6 — шеелит-кварцевых руд; 7 — сульфидных руд (*a* — массивных, *б* — штокверковых); 8 — кварц-полевошпатовые жилы с вольфрамитом и молибденитом; 9 — зоны трещиноватости; 10 — зоны дробления; остальные усл. обозн. см. рис. 1

новым магматическим породам — аналогичные, но бедные. В рудах формации постоянен парагенезис шеелита с апатитом.

В месторождениях интрузивной зоны (см. рис. 2, *I*) компактные залежи шеелит-сульфидных руд располагаются в провесах кровли (Лермонтовское, модель А) или вытянуты вдоль крутопадающего разрывного нарушения, осложняющего ее контакт (Восток-2, модель Б). Протяженность залежей — сотни, мощность — десятки метров. Скарновые залежи, приуроченные к крутым склонам интрузии и пересекающим их нарушениям, имеют небольшие размеры. Продуктивная минерализация в залежах наложена на дорудные грейзены и контактово-реакционные скарны, подверженные апоскарновым процессам актинолитизации, хлоритизации, серицитизации. Шеелит-кварцевые руды размещаются вокруг контакта в грейзенах и эндоскарнах. В

экзоскарнах они сменяются наиболее продуктивными шеелит-сульфидными рудами, главные минералы в которых — пирротин, арсенопирит, халькопирит. С удалением от контакта и уменьшением скарнирования, а также грейзенизации руды выклиниваются. На границах залежей в осадочных отложениях заметно проявление свинцово-цинковой минерализации, а на периферии — золота.

На месторождениях надынтрузивной зоны (см. рис. 2, *II*) оруденение формировалось в инфильтрационно-скарновой рудно-магматической системе, образовавшейся над выступом криптобатолита в кровле тектонически ослабленной зоны. Руды локализованы в трещиноватых участках пластов скарнов и скарноидов. При наличии в разрезе надынтрузивных толщ нескольких таких пластов (см. рис. 2, модель В) оруденение рассредоточивается, образуя бедные штокверковые залежи (месторождение

Скрытое). В случае одного скарнового пласта в нем локализуются богатые массивные и прожилково-вкрапленные залежи (месторождение Агылки). Для понимания сложности процессов приведена модель Г хорошо изученного Ктитебердинского месторождения на Кавказе [1]. Штокверковая скарново-шеелитовая залежь приурочена к пласту амфиболитов в протерозойской гнейсово-сланцевой толще. Содержания вольфрама в залежи бедные, что определяется скарноидной природой пласта и относительной рассеянностью металла в рудовмещающей толще. На подрудных горизонтах месторождения на контакте с гранитами вскрыты кварц-полевошпатовые жилы с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и молибденитом (Нижнедуппукское рудопроявление), а в надрудных горизонтах среди пород этой же толщи отмечаются кварцевые жилы с выделениями шеелита и разнообразных сульфидов (Кургашиновское рудопроявление).

Скарновая шеелит-сульфидная залежь месторождения Агылки с богатыми медно-вольфрамовыми рудами локализована в единственном пласте известняков внутри мощной песчано-сланцевой толщи. Залежь располагается в биотитизированной и пересеченной ареалом даек кислого состава части пласта. По падению и простираюнию рудная залежь прослеживается на многие сотни метров при мощности 3,5–4,5 м. Наибольшие мощности и содержания вольфрама наблюдаются в местах пересечения пласта дайками. Последние превращены в кварц-мусковитовый грейзен, вмещающий кварц-шеелитовые руды. Главную промышленную ценность и наибольшее распространение имеют шеелит-сульфидные руды, сложенные кварцем, пироксеном, пирротинном, халькопиритом и шеелитом. Среднее содержание  $\text{Cu}$  в них 2,79%,  $\text{WO}_3$  1,22%. Постоянно отмечаются повышенные содержания  $\text{P}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{V}$  и многих редких металлов. Из-за компактности залежи и приуроченности к одному пласту зональность рудоотложения в ней не проявлена, хотя четко устанавливается стадийность: первая стадия — шеелит-кварцевая, вторая — сульфидная, третья — кварц-карбонатная.

На месторождении Скрытое штокверковые рудные залежи приурочены к многочисленным пологим скарновым и скарноидным пластам и линзам небольшой мощности в пределах пересекающих их зон трещиноватости. Шеелит присутствует в кварц-полевошпатовых, редко карбонатных прожилках; сульфидная минерализация имеет подчиненное распространение в жильном и околожильном пространстве. Оруденение концентрируется там, где скарновые залежи перекрываются или окружаются пластами кремнистых пород. При отсутствии

последних оруденение рассеивается. В распределении сульфидной минерализации отмечается определенная закономерность: пирротин встречается на всех горизонтах; арсенопирит — чаще на нижних, где ассоциирует с молибденитом; халькопирит — на средних; сфалерит, галенит, повышенные содержания золота — на верхних [17].

Крупные месторождения полиметалльно-оловянной формации (ПОФ) принадлежат к силикатному геолого-промышленному типу, разделяемому на турмалиновую и хлоритовую минеральные фации (подтипы). В рудах месторождений постоянно присутствуют сульфиды, количество которых возрастает и становится преобладающим на верхних горизонтах и флангах месторождений. Здесь выделяются более бедные оловом колчеданные и сульфидно-сульфосольные (полиметаллические) фации оруденения. Главным концентратором олова в них является среднетемпературный касситерит, отличающийся повышенными содержаниями индия.

Месторождения ПОФ обязаны своим происхождением субдукционным процессам, формировавшим окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса. Их очаги закладывались в нижних частях земной коры [7]. Рудогенерирующие интрузивы — это тела небольшого размера, обычно группирующиеся в поперечные ряды, отходящие от поясов в глубь континента. Интрузии образовались в результате длительной гомодромной эволюции магматических очагов и относятся к габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитной формации. Завершающим продуктом эволюции являются рассматриваемые месторождения, что определило их теснейшую пространственную и временную связь с поздними ультракислыми штоками и дайками. Большинство из них (Депутатское, Солнечное, Дубровское и др.) размещены в надынтрузивных зонах куполов скрытых интрузий. Над куполами сформировались гидротермальные рудно-магматические системы, в которых локализовано оруденение (см. рис. 3, Л). В пределах систем вмещающие терригенные отложения интенсивно изменены метасоматическими процессами. Промышленное оруденение, сконцентрированное в кварцевых жилах и штокверках, тяготеет к области перехода региональных метасоматитов биотитовой сферы в пропилитовую (зеленую по [14]).

В распределении фаций локальных метасоматитов и связанных с ними фаций оруденения отмечается дифференцированность в пространстве. В подошве рудной колонны на границе с интрузивным телом развита грейзенизация и одноименная непромышленная фация оруденения, включающая касситерит, вольфрамит, молибденит. Выше на участках турмалиновых метасоматитов размещает-

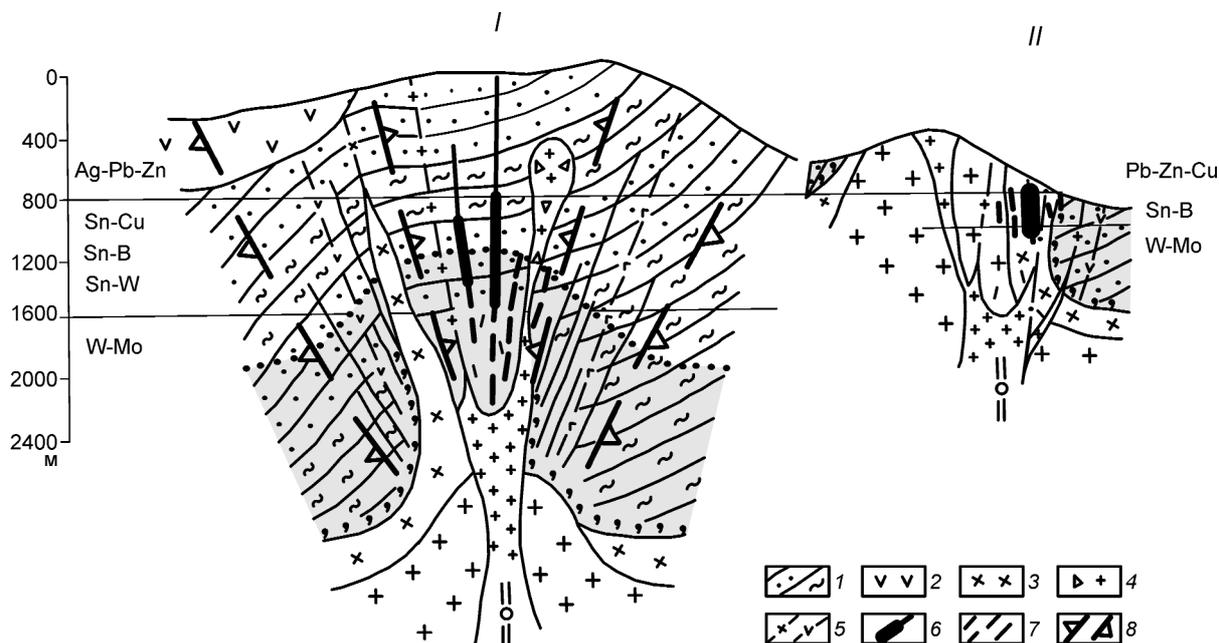


Рис. 3. Модели рудно-магматических систем месторождений полиметалльно-оловянной формации:

*I* — модель надынтрузивной гидротермальной системы, *II* — модель интрузивной гидротермальной системы; 1 — терригенные отложения; 2 — вулканогенные образования; 3 — гранодиориты; 4 — трубки взрыва; 5 — дайки среднего состава; касситерит-сульфидные рудные тела: 6 — жильные с промышленными интервалами, 7 — прожилково-вкрапленные зоны и штокверки; 8 — контуры рудно-магматической системы рудного поля и рудной воронки месторождения; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ся касситерит-турмалин-кварцевое оруденение, которое по восстанию в хлоритовых метасоматитах сменяется касситерит-хлорит-кварцевым. Обычно руды сопровождаются интенсивной серицитизацией, которая в верхней части рассредоточивается в локальных прожилках, сопровождающих полиметалльно-сульфидную (сульфосолюно-сульфидную) минерализацию. Последняя распространяется на фланги месторождений, где на глубоких горизонтах сменяется колчеданной. В продуктивной части рудной колонны в низах иногда присутствует вольфрамит, а в верхах — халькопирит в концентрациях, рентабельных для отработки (Фестивальное). В самых верхах и на флангах месторождений высоких концентраций достигает свинцово-цинковое оруденение. Содержание в нем олова снижается, но появляется серебро. Жильные рудные тела по простиранию достигают первых километров, по падению — многих сотен метров. Штокверки, как правило, приурочены к изгибам пликативных структур. Формы их изометричные, размеры — сотни метров (Верхнее). Чаше штокверки наблюдаются на нижних горизонтах, сопровождают жильное оруденение, имея небольшие размеры. Жильные рудные тела отличаются богатыми содержаниями Sn (более 0,5%), штокверки — бедными (менее 0,5%).

В отличие от крупных, на многочисленных мелких месторождениях ПОФ надынтрузивной зоны фации оруденения совмещены в пространстве, определяя малую протяженность рудных тел по вертикали. Их характерный признак — повышенные содержания олова при многосульфидном характере оруденения.

Валькумейское месторождение — единственное из крупных объектов ПОФ, гидротермальная рудно-магматическая система которого залегает в интрузивной зоне (см. рис. 3, *II*). Вмещающие гранодиориты слагают краевую часть крупного штока гранитов, осложненную крупным разломом. В поперечных трещинах широкой зоны разлома локализованы кварц-турмалиновые жилы и серии прожилков, содержащие обильную вкрапленность касситерита. В раннюю (дорудную) стадию шел процесс интенсивной турмалинизации, альбитизации, серицитизации, окварцевания околорудных пород, выполнения трещин кварцем и турмалином. В продуктивную стадию трещины выполнялись кварцем и касситеритом, в поздние стадии — сульфидами. Примечательно, что продуктивное оруденение локализуется в пределах «рудного этажа», занимающего абсолютные отметки от  $-70$  до  $+200$  м. Это объясняется оптимальными физико-химическими

условиями для отложения касситерита [3]. Протяженность рудных жил на этаже не превышает первых сотен метров, по падению 100 м. Вертикальная зональность рудоотложения отчетлива. В надрудной зоне преимущественно развита антимонит-карбонатно-кварцевая ассоциация. Здесь же, а также на верхних горизонтах рудного этажа чаще встречаются галенит, халькопирит, пирит, из нерудных — хлорит. К нижним горизонтам увеличивается количество арсенопирита, пирротина, но в целом оруденение малосульфидное. На подрудных горизонтах доминирует колчеданная минерализация. В нижних и подрудных частях встречаются вольфрамит и молибденит.

Геолого-генетические особенности сходства и различия крупных рудных объектов разной формационной принадлежности отчетливо проявляются при сопоставлении их между собой. В районах распространения месторождений всех рассмотренных формаций доминируют интрузии кислого состава [15]. Ранние базальтоидные дериваты имеют подчиненное распространение. Рудогенерирующие гранитоидные интрузии известково-щелочного состава отличаются повышенной калиевокостью. Она особенно заметна в породах основного-среднего составов (монзонитоидах), вплоть до сиенитов. В процессе гомодромной эволюции в породах происходили накопление кремния, калия, олова, менее натрия, вольфрама и интенсивный вынос кальция. В поздних гранитах, с которыми связаны месторождения ВОФ и ПОФ, калий преобладает над натрием. Граниты на месторождениях ПВФ характеризуются низкими соотношениями щелочей при сохранении относительно повышенных содержаний кальция. Все гранитоиды высокоглиноземистые и относятся к плюмазитовому ряду. На объектах ПОФ кремнезем в породах имеет отрицательные корреляционные связи с марганцем, кальцием, фосфором [10]. На объектах ПВФ эти связи положительные. Породы интрузий, обладающие повышенной железистостью, при отсутствии или низком содержании в аксессуарах магнетита принадлежат к ильменитовому типу. В гранитоидах месторождений ВОФ отмечаются повышенные содержания бериллия, лития, фтора, в гранитоидах месторождений ПВФ и ПОФ — элементов группы железа и серы, но, раздельно, в первых — фосфора, во вторых — бора. В поздних ультракислых породах отмечается уменьшение количества большинства из перечисленных элементов [9]. Перейдя в растворы, они переносятся в область рудоотложения, где обуславливают окварцевание, фельдшпатизацию, грейзенизацию, серицитизацию, апоскарновые и другие изменения вмещающих пород и образование рудных тел. Если

такое уменьшение не наблюдается, то возможность обнаружения месторождений минимальна.

Месторождения ВОФ контролируются тектоническими швами, по направлению близкими к простиранию складчатости, месторождения ПОФ — поперечными к складчатости зонами нарушений, объекты ПВФ — и теми и другими. Благоприятные предпосылки для локализации оруденения возникают при пересечении разрывных нарушений разных направлений. Напряженная тектоническая обстановка часто сопровождается отклонениями линейных пликтивных дислокаций от генерального направления. В наиболее проницаемых участках создаются условия для внедрения гранитоидных магм, возникновения эндогенных куполов и вмещаемых ими рудно-магматических систем. Купола на поверхности проявляются в положительных морфоструктурах центрального типа. В иерархической соподчиненности среди них выделяются своды размером  $n \cdot 10^3$  км<sup>2</sup> и купола, группирующиеся в разнопорядковые морфоструктуры размером  $n \cdot 10^2$  и  $n \cdot 10$  км<sup>2</sup>. В границах морфоструктур, подчиняясь их порядку, выделяются рудно-магматические системы, соответствующие рудным районам, узлам, полям [8]. Месторождения размещаются в рудных полях, являющихся конечными членами полного иерархического ряда подобных морфоструктур. При этом отмечается прямая зависимость между размерами морфоструктур рудных полей и масштабами оруденения.

Крупные месторождения ВОФ чаще встречаются в интрузивной зоне, а месторождения ПОФ — в надинтрузивной. Объекты ПВФ наблюдаются в обеих зонах, но формируются всегда в пределах сферы региональной биотитизации, тогда как объекты ПОФ тяготеют к области перехода ее в региональные пропилиты (см. рисунки). В пределах массивов, сложенных гранитоидами главных фаз, как и на удалении от них в сфере региональной пропилитизации, крупные месторождения не встречаются. Масштабность оруденения прямо зависит от интенсивности развития локальных метасоматитов. На месторождениях среди них выделяют фации: кварц-полевошпатовую, развивающуюся преимущественно по гранитоидам; кварц-слюдисто-силикатную (по гранитоидам и терригенным отложениям); апоскарновую (по скарнам и скарноидам), пропилитоподобную (по осадочным породам); пропилитовую (по вулканитам). Продуктивное оруденение, как правило, сопровождается кварц-слюдисто-силикатной фацией. На вольфрам-оловянных месторождениях в приконтактной зоне гранитов она проявлена в грейзенизации пород, которая по удалению от интрузии сменяется турмалинизацией и серицитизацией. На полиметалльно-вольфрамовых месторождениях

ях рудам сопутствуют грейзенизация и серицитизация в алюмосиликатных породах, актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация в скарнах и скарноидах. На полиметалльно-оловянных объектах в терригенных породах вокруг рудных тел развиваются серицитизация, турмалинизация, хлоритизация, а в гранитах еще и альбитизация. Грейзеновые залежи на месторождениях ВОФ часто сопровождаются пегматоидными кварц-полевошпатовыми обособлениями (штокшайдер), появляющимися на границах поздних гранитов. Собственно полевошпатовый метасоматоз в виде калишпатизации и альбитизации наблюдается в корневых частях рудных тел внутри гранитов. В апикальных частях и на флангах месторождений ПВФ и ПОФ интенсивно развиваются пропилютоподобные изменения. Характерными их метасоматическими минералами на верхних горизонтах являются хлорит, эпидот, серицит и пирит, на нижних — биотит, актинолит и пирротин.

Самая яркая особенность крупных месторождений олова и вольфрама — дифференцированность оруденения в пространстве, проявляемая в минеральной и геохимической зональностях. Она коррелируется с положением оруденения относительно интрузива и, таким образом, во многом отвечает стадийной зональности, хотя и осложняется условиями рудоотложения, геохимическими барьерами и др.

На крупных месторождениях последовательность стадий везде одинакова: первая — кварцевая продуктивная на профилирующие элементы; вторая — сульфидная с затухающим оруденением; завершающая — карбонатная безрудная. В сложении рудных колонн месторождений главным является кварц. В нижних частях с ним ассоциируют молибденит, арсенопирит, полевые шпаты, мусковит, биотит, в верхних — сфалерит, галенит, серицит, хлорит. На периферии они сменяются золотой (на вольфрам-оловянных и полиметалльно-вольфрамовых объектах) и золото-серебряной (на полиметалльно-оловянных объектах) минерализацией. На месторождениях ВОФ продуктивная часть рудной колонны представлена высокотемпературным касситеритом, вольфрамитом, которые в грейзеновом типе руд наблюдаются совместно с топазом, литиевыми слюдами, мусковитом, сидерофиллитом; в кварцевом типе они становятся второстепенными. На месторождениях ПВФ продуктивная ассоциация сложена шеелитом, пирротинном, халькопиритом. Из нерудных минералов к типоморфным относится апатит, с которым совместно встречаются амфибол, эпидот, биотит, серицит, хлорит, сидерит. На месторождениях ПОФ продуктивная ассоциация представлена среднетемпературным касситеритом, часто с халькопиритом,

редко с вольфрамитом. По преобладанию в рудных телах турмалина или хлорита выделяются соответствующие силикатные типы руд, при преобладании сульфидов — сульфидные и сульфосольно-сульфидные типы.

В продуктивных частях колонн отмечается определенная закономерность в распределении минерализации. В вольфрам-оловянных месторождениях на нижних горизонтах преобладает касситерит, на верхних — вольфрамит (Иультин). На полиметалльно-оловянных объектах, на которых касситерит выделялся при средних температурах, взаимоотношения указанных минералов меняются на обратные: выделения вольфрамита здесь характерны для нижних (Фестивальное) и подрудных горизонтов. Исключение составляет гюбнерит, выделяющийся в позднюю стадию и спорадически встречающийся на всех горизонтах (Арсеньевское). На месторождениях ПВФ и ПОФ в продуктивную стадию могут формироваться скопления халькопирита, представляющие промышленную ценность. В рудах ПВФ повсеместно присутствует пирротин, обычны арсенопирит (внизу), сфалерит, реже пирит и галенит (вверху). В рудах ПОФ арсенопирит и пирротин встречаются в нижней половине колонны, пирит, сфалерит и галенит — в верхней. Последние иногда наблюдаются в значительных концентрациях. С галенитом связываются высокие концентрации серебра.

Несмотря на различие минеральных типов оруденения разных формаций, геохимические спектры подрудных и надрудных горизонтов крупных месторождений сходны между собой и если различаются, то только по интенсивности проявления. Для подрудных горизонтов типоморфен молибден, для надрудных — свинец и серебро. Спектры продуктивных колонн хорошо отличаются по геохимии нерудных элементов. В месторождениях ВОФ к определяющим относится F, в ПВФ — P и S, в ПОФ — W, In и S. Типоморфные рудные элементы для месторождений ВОФ — Be, Li, а в касситеритах Ta и Nb, для месторождений ПВФ и ПОФ — Fe, Ni, Co, Cd, в касситеритах In. Распределение в спектрах попутных элементов на месторождениях ПВФ и ПОФ сходно и зависит от температурной зональности. На наиболее прогретых нижних горизонтах профилирующие W и Sn сопровождаются As, на средних — Cu, на верхних — Zn, Pb, Ag.

Своеобразие в размещении минеральных типов относительно кровли гранитоидной интрузии отразилось в распределении морфологических типов оруденения. На месторождениях ВОФ, развитых в интрузивной зоне, оруденение формируется в грейзеновых линзовидно-пластовых залежах (Одинокое, Правоурмийское), по удалении от контактов в над-

интрузивной зоне переходит в кварцевые жилы и штокверки (Иульгин, Первоначальное, Тигриное). В аналогичных обстановках на месторождениях ПВФ сульфидно-шеелитовые руды слагают скарново-грейзеновые залежи (Восток-2, Лермонтовское), а в удалении от контактов — штокверки в скарновых горизонтах (Агылкинское, Скрытое). На месторождениях ПОФ оруденение формируется в надынтрузивной зоне, редко в гранитоидах ранних фаз. На этих объектах малосульфидные силикатные (турмалин- и хлорит-касситерит-кварцевые) руды локализируются в жилах и штокверках (Валькумейское, Депутатское, Солнечное и др.), а непромышленные сульфидные руды на флангах месторождений — в жилах и минерализованных зонах.

Крупные месторождения, выходящие на поверхность, — относительно легко открываемые объекты. Большинство из них выявлены при планомерном и тщательном изучении рудных районов в советское время. Сейчас надежды можно возлагать только на скрытые их аналоги. Их прогноз и поиск одними традиционными методами мало результативен. Необходимо внедрять новые технологии на базе объемного выделения рудно-магматических систем, геохимической томографии, трехмерных геофизических моделей и др. Приведенное обобщение, акцент в котором сделан на современные представления о благоприятных обстановках формирования и зональности оруденения, можно использовать при разработках новых программ обнаружения крупных месторождений. С утратой опытных кадров на местах оно будет полезно приходящей смене геологов производственных организаций, работы которых имеют первостепенное значение для укрепления и воссоздания минерально-сырьевой базы и особенно для восстановления производительных сил в приграничных районах страны, где известны крупные металлогенические пояса с гранитофильными месторождениями и неисчерпаемым потенциалом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вальков В.О.* Структурно-петрографические условия формирования штокверковых кварц-шеелитовых месторождений // Советская геология. 1988. № 8.
2. *Вольфрамовые* месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р.Апельцина. — М.: Недра, 1980.
3. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России. В 2 книгах / Под ред. А.И.Ханчука. — Владивосток: Дальнаука, 2006.
4. *Геология оловорудных месторождений СССР*. В 2 томах / Под ред. С.Ф.Лугова. — М.: Недра, 1986.
5. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.
6. *Митрофанов Н.П.* Геодинамика прерудного этапа формирования месторождений олова Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, 2001.
7. *Митрофанов Н.П.* Геодинамические режимы в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1.
8. *Митрофанов Н.П.* Металлогеническое районирование: состояние и перспективы (на примере оловоносности востока России) // Отечественная геология. 2006. № 3.
9. *Митрофанов Н.П.* Значение взаимоотношений калия и олова в известково-щелочных гранитоидах для металлогении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1.
10. *Налетов Б.Ф.* Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. — Новосибирск: Наука, 1981.
11. *Павловский А.Б.* Формационные и геолого-промышленные типы месторождений олова // Отечественная геология. 1993. № 7.
12. *Покалов В.Т.* Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992.
13. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.* Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. № 3.
14. *Размахнин Ю.Н.* Генетическая систематика метасоматических образований рудных полей Сихотэ-Алиня // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
15. *Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яцухин О.И.* Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. — М.: Наука, 1982.
16. *Сидоров А.А., Томсон И.Н.* Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений // Тихоокеанская геология. 1987. № 5.
17. *Соловьев С.Г.* Геолого-генетические особенности вольфрамового месторождения Скрытое в Центральном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 2.

# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.56)

© А.И.Некрасов, 2007

## ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

**А.И.Некрасов (ОАО «Янгеология»)**

*Показано разнообразие формационных и минерально-геохимических типов золоторудных месторождений на северо-восточных территориях Якутии, свидетельствующее об их значительных потенциальных перспективах на выявление новых объектов и развитие горнодобывающей промышленности.*

Золотое оруденение на северо-востоке Якутии известно с 20-х годов прошлого века. В 1923 г. П.А.Харитоновым и И.Н.Березкиным были сделаны заявки на золото (содержания Au до 100 г/т) в массивных пиритовых рудах среди терригенно-вулканогенных отложений бассейнов рек Догдо и Кыра в пределах Черско-Полоусненского складчатого пояса (горная система Черского, хребет Тас-Хаяхтах). С тех пор эти находки подтвердить пока не удалось, но, благодаря усилиям нескольких поколений янских, якутских и индигирских геологов (сейчас ОАО «Янгеология», ГУП ЦПСЭ, ГУП «Восточ-

но-Якутское») в сотрудничестве с работниками ведущих институтов бывшего СССР, а впоследствии России, к настоящему времени на территории более 1 млн. км<sup>2</sup> северо-востока Якутии выявлены и разведаны золоторудные объекты, принадлежащие к широкому кругу формаций, минеральных и геолого-промышленных типов.

Формационная систематика объектов принята в соответствии с монографией М.М.Константинова и др. [9]. Детально рассмотрены месторождения, слабо освещенные в литературе, объекты, по которым имеются публикации, лишь упоминаются. Место-

### 1. Примеры месторождений различных формаций и минерально-геохимических типов в Яно-Колымской провинции

Формации	Минерально-геохимические типы	Месторождения
Золото-кварцевая	Золото-кварцевый	Джайба, Серпуховское
	Золото-висмутовый	Ветвистое
	Золото-вольфрам-висмутовый	Галечное
	Золото-кобальтовый	Кандидатское, Неннели
	Золото-полиметаллический	Халдыкчан, Вьюн
Золото (мышьяковисто)-сульфидная	Золото-пиритовый	Гаамар
	Золото-арсенопиритовый	Алешкино, Морозовское
	Золото-сурьмяный	Сентачан, Ган-Андреевское,
	Золото-сурьмяно-ртутный	Кючус
	Золото-ртутный	Пологое, Малыш, Арбат
Золото-полисульфидно-кварцевая	Золото-полисульфидный	Аркачан, Деловиальное
	Золото-серебро-полиметаллический	Чочимбал, Кысыл-Тас
	Золото-серебро-колчеданно-полиметаллический	Хотойдох
	Золото-медный	Марья-Хая, Порфиновый
Золото-серебряная	Золото-молибден-урановый	Кыллах
	Золото-серебряный	Зимнее

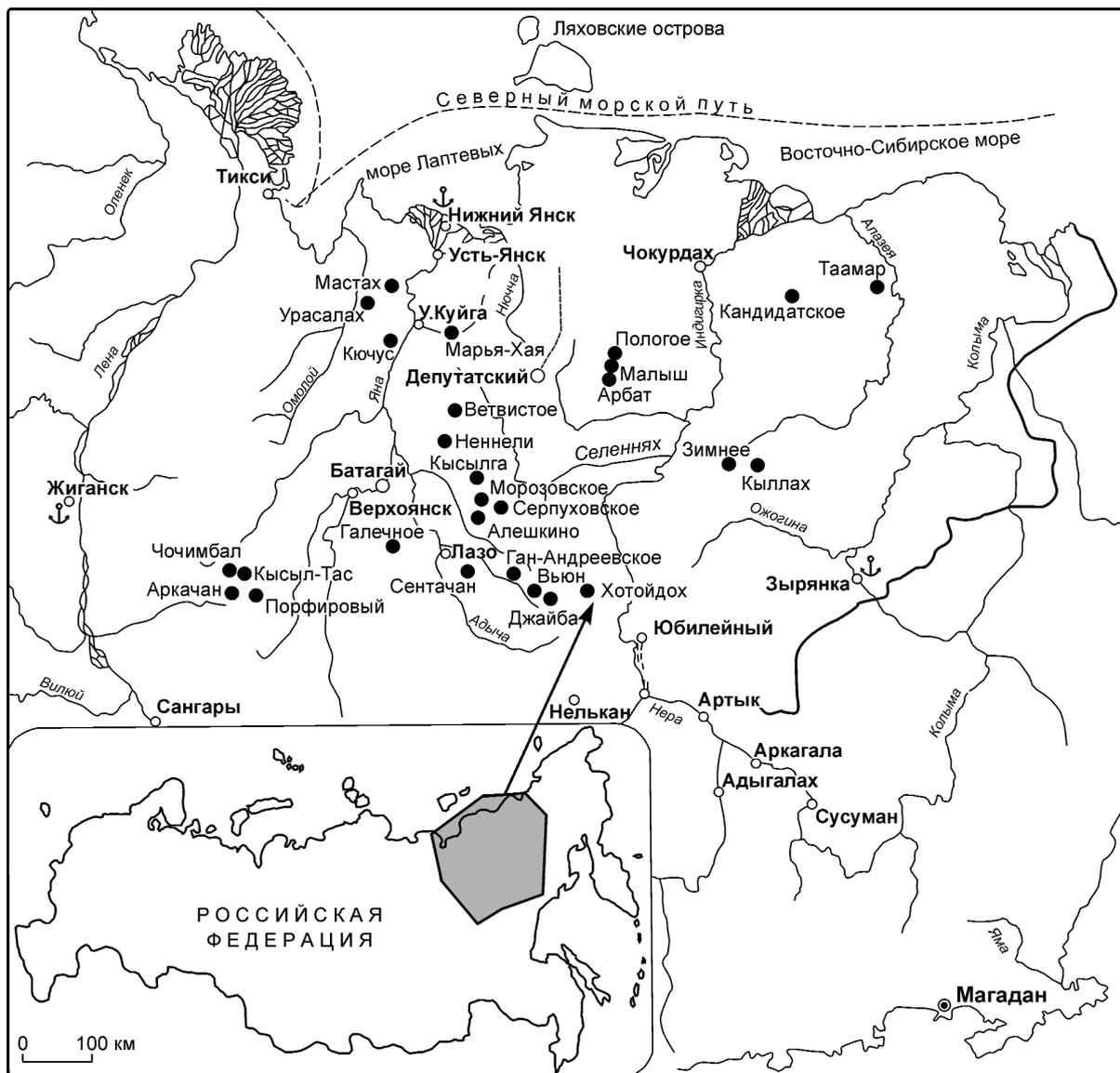


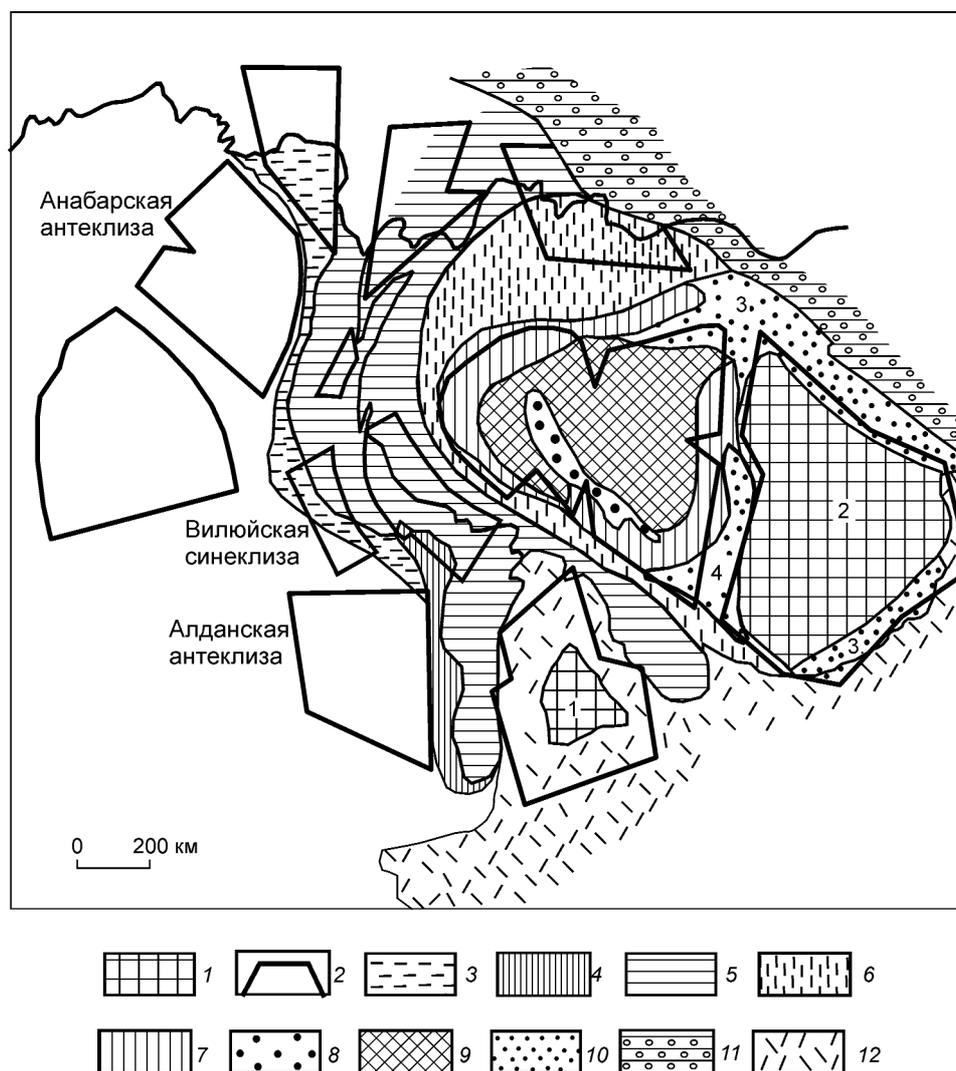
Рис. 1. Схема размещения золоторудных месторождений на северо-востоке Якутии

рождения различных формационных и минерально-геохимических типов, обнаруженные на северо-востоке Якутии, приведены в табл. 1 и на рис 1. Как видим, на этой территории проявлены золоторудные месторождения практически всех минерально-геохимических типов гидротермального класса. К собственно гидротермальным можно отнести лишь объекты золото-кварцевой формации, остальные — к полигенным, поскольку они содержат продукты прерудной минерализации пород или их регенерации, а нередко и те и другие.

Золото-кварцевая формация представлена рудами одноименного и редкометального минерально-геохимических типов. Главный рудный минерал — зо-

лото (его концентрации сравнимы с содержаниями других рудных элементов). На нескольких десятках небольших месторождений данных типов оценены ресурсы или подсчитаны запасы от сотен килограмм до 3–5 т. Значительная их часть территориально приурочена к аргиллито-алевролитовым, часто углестым и пиритизированным пермским и триасовым толщам Яно-Колымского складчато-надвигового пояса (рис. 2), в Куларском сегменте и Адычанском золотоносном поясе Иньяли-Дебинского сегмента.

Месторождение Джайбинское, локализованное в Адычанской золотоносной зоне, — типичный объект золото-кварцевого минерально-геохимического типа. Площадь рудного поля ограничивается



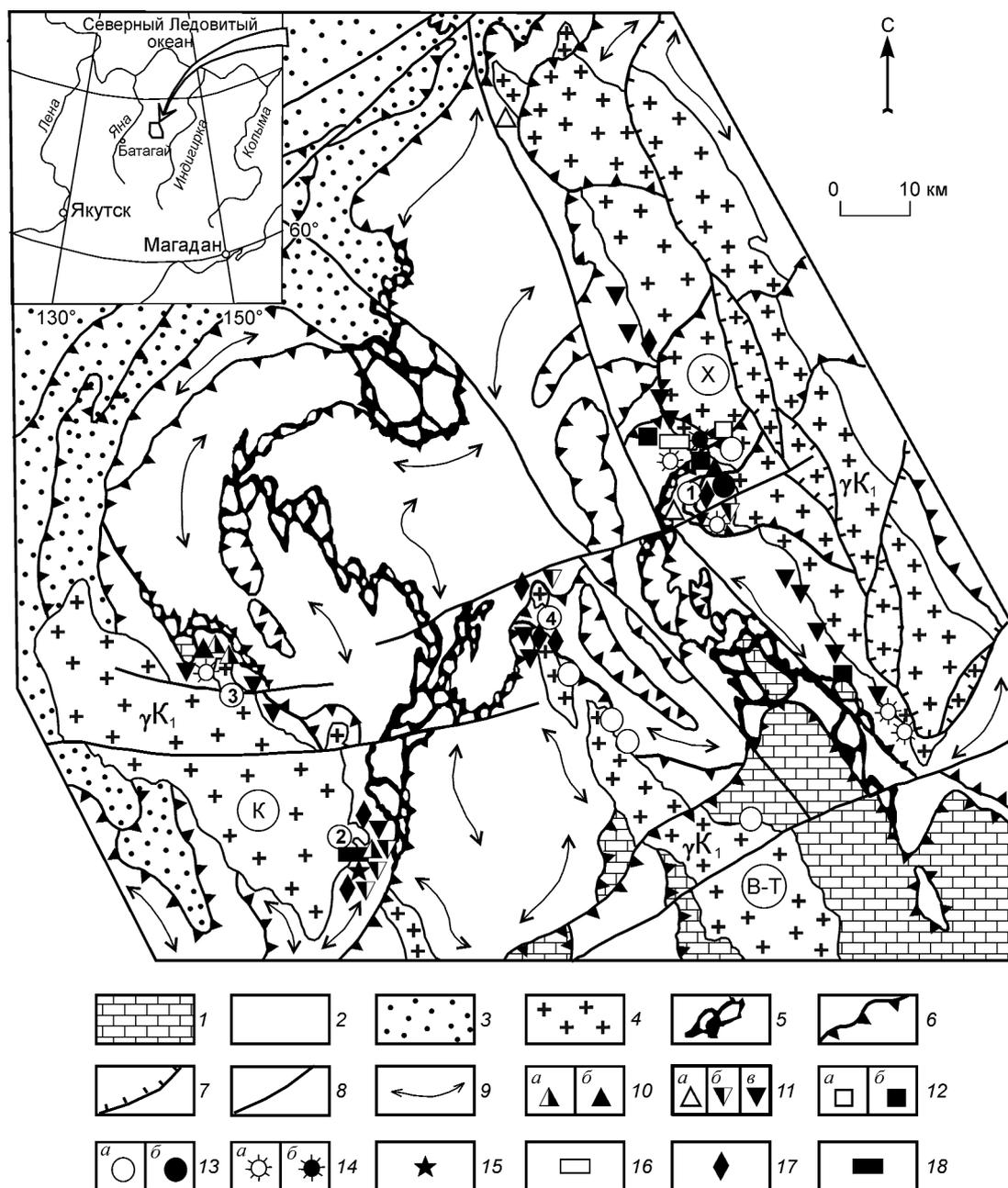
**Рис. 2. Докайнозойские структуры Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО):**

массивы архейской консолидации: 1 — обнаженные на дневной поверхности (1 — Охотский, 2 — Омолонский), 2 — предполагаемые по геофизическим данным под плитными и складчатыми комплексами; структурные комплексы внешней зоны ВКСО: 3 — Предверхооянский надвиговый пояс, 4 — Сетте-Дабанский складчато-надвиговый пояс, 5 — Яно-Охотский складчато-глыбовый пояс, 6 — Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс; структурные комплексы внутренней зоны ВКСО: 7 — Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс, 8 — Илин-Тасский складчатый пояс, 9 — Алазейский плитный комплекс; 10 — наложенные прогибы (3 — Олойский, 4 — Сугойский, 5 — Гижигинский); конвергентные границы: 11 — Южно-Анюйская шовная зона, 12 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

распространением кварцевых жил на трех сближенных вершинах общей площадью порядка 3 км<sup>2</sup>. Вмещающие породы — тонкоразлистованные аргиллиты и алевролиты карнийского яруса верхнего триаса — смяты в мелкие складки северо-западного простирания с размахом крыльев до 50–60 м, с крутыми (60–80°) углами падения. Все жилы на рудном поле группируются в две полосы (длиной порядка 0,5 км, шириной 150–200 м) северо-западного простирания, кулисообразно продолжающие

одна другую. Падение жил преимущественно северо-восточное под углом 60–85°, мощность от первых сантиметров до 3,6 м в коротких раздувах, обычно же 10–60 см, протяженность от нескольких до 100–200 м. По простиранию жилы нередко расщепляются на параллельные прожилки и снова объединяются в одно жильное тело. Состав преимущественно кварцевый, реже кварц-сидеритовый.

Основное рудное тело — жила Верная — имеет сложную морфологию по простиранию и падению:



**Рис. 3. Размещение объектов с благородно-редкометальным и редкометальным оруденением в северо-западной части горной системы Черского:**

Верхояно-Колымская складчатая область, Черско-Полоусненская покровно-чешуйчатая коллизийная система: 1 — нижне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные образования Тас-Хаяхтахской зоны, 2 — триасовые-среднеюрские терригенные отложения Туостакской зоны, 3 — средне-верхнеюрские терригенные отложения Полоусненской зоны; 4 — раннемеловые коллизийные гранитоиды (X — Хадараньинский, К — Куреньинский, В-Т — Верхне-Тирехтяхский массивы); 5 — олистостромовые горизонты, тектоногравитационный и тектонический полимиктовый, сланцевый меланжи; 6 — надвиги и тектонические покровы; 7 — сбросо- и взбросо-сдвиги; 8 — сдвиги; 9 — оси складок; рудопоявления и месторождения: 10 — золото-редкометальной группы золото-кварцевой формации нерасчлененные (а), золото-редкометальной группы золото-висмутного типа (б), 11 — золото-кварцевой и золото (мышьяковисто)-сульфидной формаций золото-полиметаллического (а), золото-пиритового (б), золото-арсенопиритового (в) минерально-геохимических типов, 12 — золото-полисульфидной формации золото-серебро-полиметаллического (а), золото-серебро-колчеданно-полиметаллического (б) минеральных типов, 13 — оловорудные касситерит-силикатной (а), касситерит-сульфидной (б) формаций, 14 — вольфраморудные грейзеновой (а), скарновой (б) формаций, 15 — ртутные, 16 — молибденовые грейзеновой формации, 17 — серебро-медно-полиметаллические, 18 — золото-редкометальной группы золото-кварцевой формации золото-кобальтового минерально-геохимического типа; рудные поля (цифры в кружках): 1 — Халдыкчанское, 2 — Лево-Неннелийское, 3 — Курундинское, 4 — Амандыканское

характерны раздувы, достигающие мощности 3 м при длине 6 м, и пережимы до 0,3 м. Отмечаются отходящие от жилы апофизы и короткие слепые прожилки. С поверхности на протяжении 7 м траншеей вскрыта апофиза мощностью 1–3 м, отходящая от южного зальбанда жилы. Эта же апофиза зафиксирована на глубинах 3 и 6 м. Вторая апофиза мощностью 0,5 м наблюдается только в конце третьей ленты. Жила под острым углом сечет вмещающие породы. Падение ее крутое, близкое к вертикальному, причем на западном фланге она отклоняется в северном направлении, а в средней части и на восточном окончании — в южном. В районе первого и второго раздувов жилы вмещающие породы интенсивно подроблены, лимонитизированы, содержат вкрапленность пирита. Мощность дробленых пород достигает 3 м с каждой стороны.

Вещественный состав жилы прост: из нерудных минералов главенствует кварц, в подчиненном количестве встречаются сидерит, хлорит и чешуйки мусковита. Рудные минералы присутствуют в незначительном (до 1, редко до 2,5%) количестве и представлены в основном золотом (до 80% рудных минералов), халькопиритом, пиритом, реже галенитом и блеклыми рудами ряда теннантит–фрейбергит; из вторичных минералов отмечаются азурит, малахит, бурнонит. Распределение золота крайне неравномерное, в рудах содержание Au от 0,5 до >2000 г/т в отдельных сечениях. Среднее содержание Au по жиле Верная около 60 г/т. Визуально оно отмечалось в процессе документации выработок в средней части жилы в виде тонкой рассеянной вкрапленности и отдельных чешуек до 0,5 см по стенкам трещин. Пробность золота 955‰.

Месторождение Серпуховское в Туостахском районе располагается на территории, со всех сторон перекрытой рыхлыми отложениями. Сквозь чехол «просвечивают» геохимические аномалии Au, As и других элементов. Слагающие район месторождения среднеюрские алевролиты собраны в изоклинальные складки северо-западного простирания и прорваны дайкообразными выступами позднеюрских гранодиорит-порфиоров. Залегание

кровли небольшого штока этих пород предполагается на глубине около 100 м. Месторождение локализовано в узле пересечения Право-Туостахской системы региональных разломов северо-западного простирания, контролирующей золотое оруденение одноименной металлогенической зоны, и Солоньинской системы субширотных сдвигов, контролирующей оловянную и редкометальную минерализацию. Выявлено более 20 минерализованных зон дробления, сопровождаемых интенсивной березитизацией. Основные рудные минералы (1–3%) представлены самородным золотом, арсенопиритом, реже пиритом, пирротинном, халькопиритом, сульфосолями, жильные — кварцем и карбонатами. Горными работами в пределах рудных зон установлены десять рудных тел, фактически представляющих собой рудные столбы мощностью от 0,5 до 8,5 м, длиной от 20 до 50 м, со средними содержаниями Au от 7,0 до 168,3 г/т.

Месторождения золото-редкометальной группы минералого-геохимических типов локализованы главным образом в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузивов, как правило, на участках их относительно пологих (20–50°) падений в сторону вмещающих пород. Почти все объекты сосредоточены на контактах интрузивов с терригенными пермскими и триасовыми толщами верхоянского комплекса. Исключение составляет месторождение Кандидатское в южном обрамлении Улахан-Тасского батолита [18], где золотое оруденение наложено на апомагнезиальные скарны по среднепалеозойским известнякам и доломитам. Ресурсы и запасы месторождений золото-редкометальной группы составляют от первых до 15–20 т. Мелкие (с ресурсами и запасами до 5 т) объекты этой группы выявлены в Куларском (Мастах, Джоотук, Емельяновское и др.), Адычанском (Галечное, Роговиковое, Хоспох, Укымаган, Эреннербит и др.) сегментах Яно-Колымского пояса, Тас-Хаяхтасском (Неннелийский, Туостахский — месторождение Кысылга и др., Право-Селеняхский рудно-россыпные районы), Улахан-Тасском сегментах Черско-Полоусненского пояса. Эти же районы наиболее перспектив-

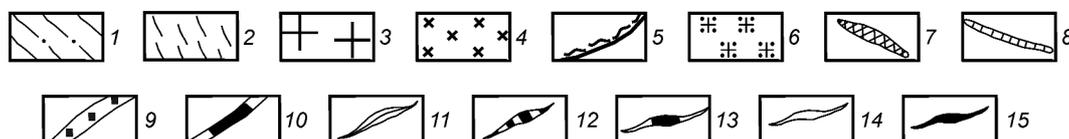
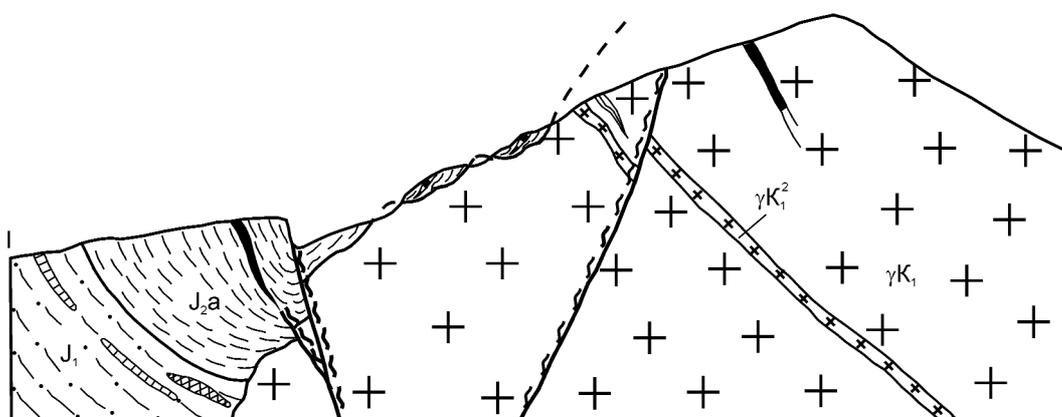
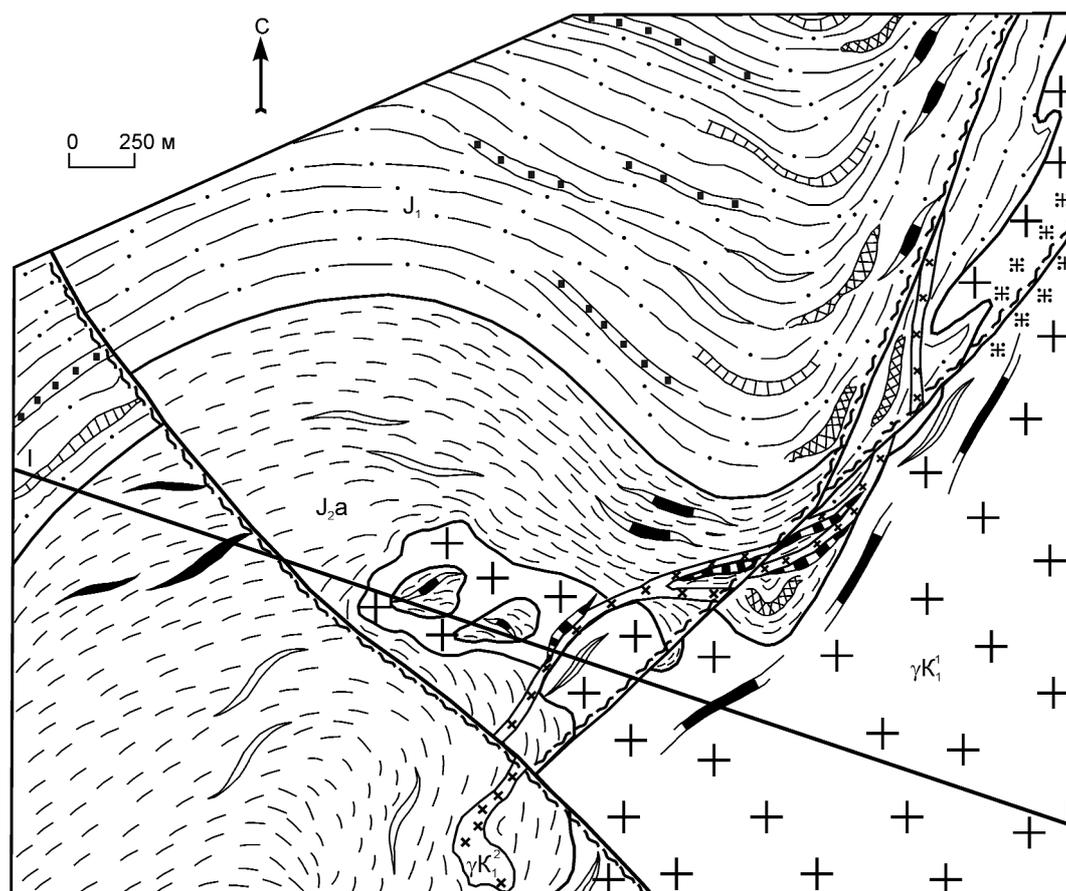
**Рис. 4. Геологический план рудопроявления Ветвистый Халдыкчанского рудного поля:**

1 — алевролиты, аргиллиты, отдельные пачки песчаников, метаморфизованные в фации биотитовых роговиков; 2 — аргиллиты, реже алевролиты с единичными пластами песчаников, метаморфизованные в фации биотитовых роговиков; 3 — биотитовые средне-крупнозернистые граниты первой фазы; 4 — гранит-порфиры и аплитовидные граниты второй фазы; 5 — зоны дробления; 6 — участки грейзенизации (кварц+мусковит+рубеллит+флюорит) и фельдшпатизации (микроклин+кварц+турмалин+хлорит) пород; 7 — пласты и будины хлорит-амфибол-кварцевых шеелитоносных метасоматитов; 8 — пласты оловоносных (касситерит и станнин) скарноидов с тонкой вкрапленностью арсенопирита; 9 — пласты оловоносных сульфидизированных (пирит, пирротин, халькопирит, станнин) роговиков; 10 — зоны прожилкования кварц-турмалинового состава; жилы: 11 — молибденит-арсенопирит-кварцевые, 12 — кварц-пирротиновые, 13 — сульфидно-полиметаллические, 14 — сульфидные медно-колчеданные, 15 — кварцевые с золото-висмутовой минерализацией

ны для поисков новых проявлений золото-редкометальной группы золото-кварцевой формации. Концентрации рудных минералов составляют от 2 до 5%. К типоморфным относятся кобальтсодержащий арсенопирит, никеленосный пирит, самород-

ный висмут, висмутин, кобальтин, теллуриды висмута, шеелит.

Месторождение Ветвистое на северо-восточном фланге Халдыкчанского рудного поля (западный экзоконтакт Хадараньинского массива) — наиболее



типичный представитель золото-висмутового минерально-геохимического типа (рис. 3). Рудное поле сложено верхнетриасовыми и нижнеюрскими песчано-сланцевыми толщами, собранными в сопряженные, наклонные до опрокинутых, линейные, редко брахиморфные синклинали и антиклинальные складки северо-западного простирания. Его структура представляет собой «пакет» надвигов и вложенных друг в друга чешуй, принадлежащих крупному Халдыкчанскому покрову. Он осложнен крутой (50–70°) зоной катаклаза северо-западного простирания мощностью в несколько сотен метров, относящейся к системе разлома Улахан. По этой зоне сорваны фронтальные части отдельных надвигов.

Хадараньинский интрузив в районе рудного поля падает под углом 30–75° в сторону массива. Пространственное размещение рудных тел связано с локальным куполообразным выступом интрузива площадью около 1 км<sup>2</sup>, полого погружающимся в юго-западном направлении под вмещающие породы (рис. 4). Массив сложен биотитовыми гранитами, реже адаметеллитами, а куполовидный его выступ — порфиридовыми биотитовыми гранитами. Отмечаются мелкие (первые метры) линзы пегматитов простого строения из кварца и полевых шпатов. Вдоль контакта массива развиты маломощные (<1 м) дайки аплитов и мелкозернистых гранит-порфириров, часто сгруппированные в серии по 4–5 сближенных тел. Непосредственно в эндоконтакте интенсивно проявлены наложенная микроклинизация и цеолитизация — следствие отраженной щелочности и показатель активного флюидного режима в пределах участка.

Внешняя зона контактово-метаморфизованных пород имеет ширину 1–4 км, внутренняя, сложенная кварц-полевошпат-биотитовыми и андалузит-кордиеритовыми сланцами, — 200–300 м, а в районе куполовидного выступа интрузива — до 1 км. Отдельные пласты песчаников с повышенной известковистостью превращены в скарноиды с редкими линзами гранат-пироксеновых и пироксен-волластонитовых скарнов. В них часто наблюдается рассеянная шеелитовая и касситеритовая минерализация. Метасоматическая зональность в рудном поле аналогична установленной для месторождений золото-редкометальной группы Восточной Якутии и Северо-Востока России [3, 4, 8, 10]. Она характеризуется сменой от внутренней части к флангам рудного поля турмалиновых, кварц-хлорит-турмалиновых и амфибол-турмалиновых метасоматитов кварц-серицит-полевошпатовыми и кварц-серицит-гидрослюдистыми, а затем карбонат-хлорит-кварцевыми и хлорит-карбонатными.

Зона грейзенизации наблюдается главным образом в жильных телах, тяготеющих к контакту интрузива. На грейзены наложены кварц-серицит-хлоритовые или кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты. Такая последовательность типична и для других золоторудных месторождений региона [4]. Определенные трудности выявления околожильной зональности обусловлены наличием метаморфогенных кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-карбонат-хлоритовых жил, связанных с контактовым метаморфизмом пород [17]. Последние ориентированы по трещинам кливажа, в них отсутствует внутрижильная зональность, минеральные агрегаты имеют

## 2. Состав сульфидов золото-кварцевого минерально-геохимического типа одноименной формации рудопроявления Ветвистый, мас. %

Минералы	Fe	Zn	Pb	Cu	S	As	Se	Ni	Au	Ag	Bi	Sn	Σ
Галенит	-	-	84,17	-	10,64	0,12	0,40	-	-	3,57	-	-	98,90
	0,58	-	82,87	1,51	12,59	-	1,12	-	-	-	1,34	-	100,01
	-	-	81,60	-	12,28	-	0,66	-	-	3,63	0,10	-	98,27
	-	2,01	78,84	-	13,41	-	0,91	-	-	5,68	-	-	100,85
	1,14	-	82,15	1,83	14,30	-	-	-	-	0,58	-	-	100,00
	-	2,56	79,97	-	16,47	-	-	-	-	-	-	-	99,00
	-	-	85,06	-	14,94	-	-	-	-	-	-	-	100,03
Сфалерит	2,84	61,82	-	1,25	32,41	-	-	-	-	-	-	1,69	100,01
	2,42	64,18	-	0,36	32,69	-	-	-	-	-	-	0,35	100,00
Халькопирит	34,69	-	-	35,74	34,22	-	-	-	0,02	-	-	-	104,67
	29,43	0,18	-	35,84	33,80	-	-	-	-	-	-	0,30	99,55
Пирротин	61,05	-	-	-	39,69	-	-	0,28	-	-	-	-	101,02
	63,00	-	-	3,08	36,40	0,48	-	-	-	-	-	-	102,96

Примечание. Анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории кафедры минералогии МГУ на микроанализаторе JSM-820 с энергодисперсионной приставкой «Link-A-10/853» (оператор Д.А.Варламов).

**3. Состав сульфидов кобальт-никеленозной пирит-арсенопиритовой ассоциации рудопроявления Ветвистый, мас. %**

№№ п/п	Минералы	Fe	Cu	Co	Ni	S	As	Σ
1	Пирит	36,68	-	1,48	0,44	47,51	5,03	91,14
2	Леллингит*	27,02	-	0,32	0,60	0,75	71,62	100,50
3	Халькопирит	30,48	34,49	-	-	34,90	-	99,87
4	Пирит	30,73	34,86	-	-	34,95	-	100,54
5	Пирротин	59,79	-	-	-	39,29	-	99,08
6	Пирит	46,54	-	-	-	52,36	0,06	99,96
7	Арсенопирит**	34,07	-	-	-	19,05	47,03	100,28
8	Пирит***	33,80	-	-	-	17,68	48,77	100,36
9	Пирит	39,33	-	0,60	0,15	47,23	2,95	90,26
10	То же	46,39	-	-	-	52,81	0,51	99,71

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ на микроанализаторе «Самебах»,  $V$  20 кВ (оператор С.М.Сандомирская). Содержания Sb: \* 0,19; \*\* 0,09; \*\*\* 0,11. Кристаллохимические формулы:

1.  $(\text{Fe}_{0,88}\text{Co}_{0,03}\text{Ni}_{0,01})_{0,92}(\text{S}_{1,99}\text{As}_{0,05})_{2,004}$ ; 2.  $(\text{Fe}_{0,98}\text{Ni}_{0,02}\text{Co}_{0,01})_{1,01}(\text{As}_{1,94}\text{S}_{0,05})_{1,99}$ ; 3.  $\text{Fe}_{1,00}\text{Cu}_{1,00}\text{S}_{2,00}$ ; 4.  $\text{Cu}_{1,00}\text{Fe}_{1,01}\text{S}_{1,98}$ ; 5.  $\text{Fe}_{0,87}\text{S}_{1,06}$ ; 6.  $\text{Fe}_{1,01}\text{S}_{1,93}$ ; 7.  $\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{1,03}\text{S}_{0,97}$ ; 8.  $\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{1,08}\text{S}_{0,92}$ ; 9.  $(\text{Fe}_{0,95}\text{Co}_{0,01})_{0,96}(\text{S}_{1,99}\text{As}_{0,05})_{2,04}$ ; 10.  $\text{Fe}_{1,00}(\text{S}_{1,99}\text{As}_{0,01})_{2,00}$ .

шестоватую структуру. По периферии рудного поля на кварц-серицитовые метасоматиты накладывается более поздняя низкотемпературная аргиллизация, с которой связано появление в отдельных телах золото-полиметаллической с фрейбергитом минеральной ассоциации.

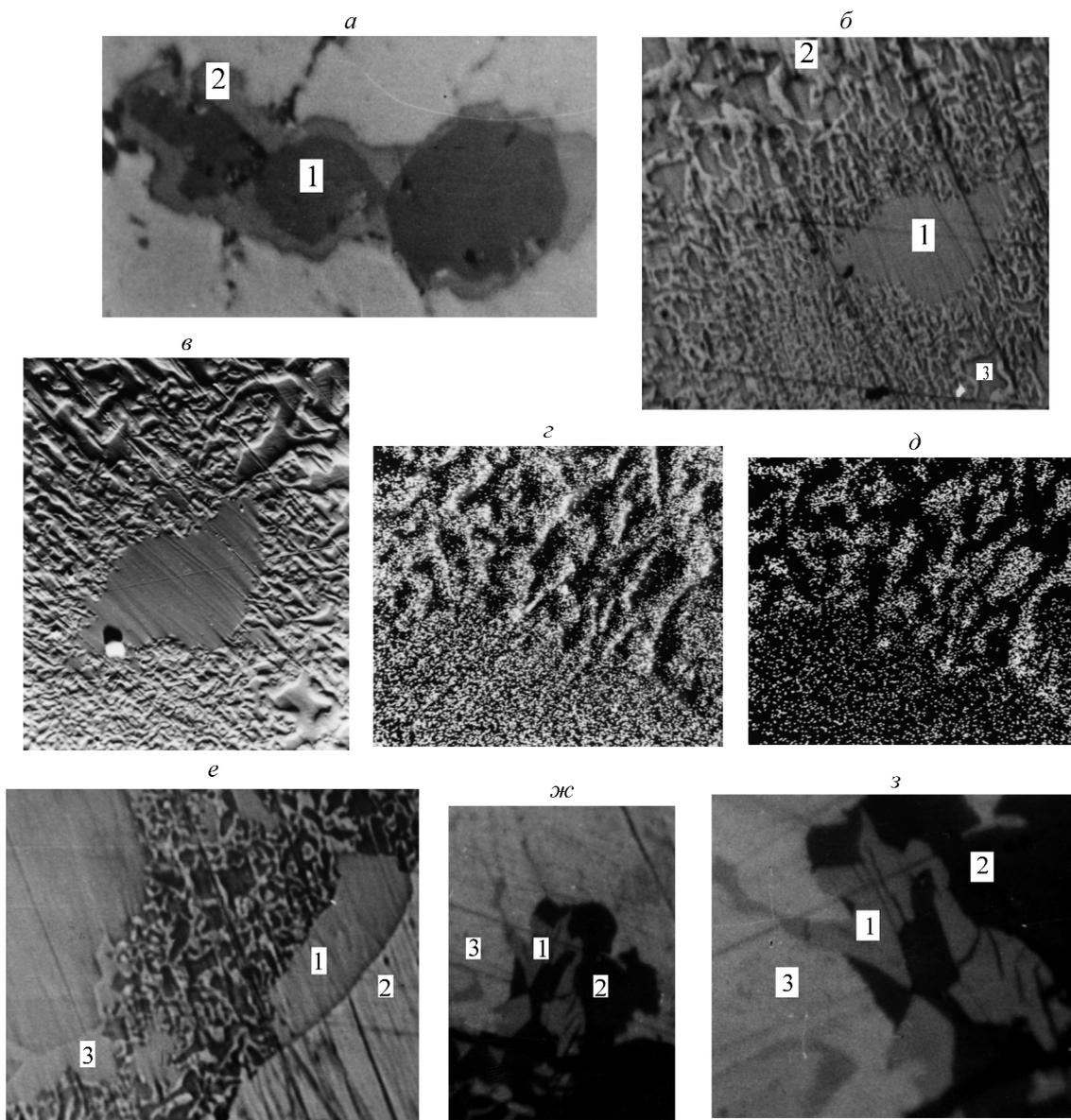
Рудовмещающие жилы кварцевого, полевошпат-кварцевого и турмалин-кварцевого составов часто сопровождаются минерализованными зонами дробления и прожилкования (см. рис. 4). Наблюдаются также рудоносные линзы и тела неправильной формы кварц-мусковит-турмалиновых грейзенов, хлорит-амфибол-турмалиновых метасоматитов и сульфидизированных роговиков, вмещающие руды касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Последние сосредоточены в узкой полосе шириной 30–200 м вдоль контакта интрузива и в экзоконтактной, реже эндоконтактной зонах. Здесь же расположены непротяженные жилы и зоны прожилкования с золото-кварцевой и золото-редкометалльно-кварцевой минерализацией, на которую в отдельных телах наложена золото-полиметаллическая.

Минеральные ассоциации приконтактной полосы относятся к высокотемпературным, что, вероятно, связано с локализацией рудных тел вблизи интрузива. Поздняя наиболее продуктивная золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация проявлена только в одном рудном теле, представленном серицит-флюорит-кварцевой жилой. Редкометалльная специализация руд приконтактной полосы

обусловлена примесями Se и Bi в галените, Sn в сфалерите и Ni в пирротине (табл. 2). В большинстве кварцевых жил с такими рудами ассоциируют минералы ранних Co-Ni арсенопирит-пирит-леллингитовой метасоматической и пирротин-пирит-арсенопиритовой жильной ассоциаций (табл. 3), что привело к низкой продуктивности их на золото. Температура формирования руд по сосуществующим пириту, пирротину и арсенопириту составляла 500–600°C.

В целом малопродуктивное оруденение приконтактной полосы сформировано из щелочных боросодержащих растворов при повышенной активности мышьяка и низком потенциале кислорода, что подтверждается соответствующими метасоматическими изменениями пород. Лишь в одном теле, где фиксируется существенно галогенидный состав растворов, содержание Au 5–10 г/т.

Богатые рудные тела золото-редкометалльной группы расположены в эндоконтакте куполовидного апикального штока в 500–700 м от интрузива (см. рис. 4). Они представлены серицит-кварцевыми линзующимися жилами, сопровождаемыми зонами дробления и прожилкования. Жилы субсогласны со слоистостью и приурочены к границам пачек аргиллитов и алевролитов. Наиболее крупная кварцевая жила мощностью 0,2–3 м прослеживается в длину более чем на 500 м и сопровождается рудоносной зоной дробления. Наиболее богатые руды фиксируются в раздуве жилы, образуя рудный столб. Оруденение относится к золото-висмутово-



**Рис. 5. Взаимоотношения минералов в рудной жиле с золото-висмутовой минерализацией:**

*a* — обрастание кристаллов никелина (1) герсдорфитом (2) в отраженном свете,  $\times 100$ ; *б* — субграфические сращения самородного золота (3) и самородного висмута (2), окружающие выделение мальдонита (1), в отраженном свете,  $\times 300$ ; *в* — то же, что и на рис. *б* в обратнорассеянных электронах,  $\times 300$ ; *г* — распределение золота в характеристическом рентгеновском излучении,  $\times 1400$ ; *д* — распределение висмута в характеристическом рентгеновском излучении,  $\times 1400$ ; *е* — структура распада мальдонита (1) на самородное золото (3) и самородный висмут (2) в отраженном свете,  $\times 300$ ; *ж* — общий вид зерна золото-висмутового сульфида в отраженном свете,  $\times 300$  (1 — золото-висмутовый сульфид, 2 — бисмит, 3 — самородный висмут); *з* — зерно золото-висмутового сульфида в отраженном свете,  $\times 300$  (1–3 — то же, что и на рис. *ж*)

му минерально-геохимическому типу, однако имеет при этом особенности, не отмеченные на других объектах.

Руды золото-висмутового минерально-геохимического типа известны давно, например, в Великобритании [27], Франции [28], а также в Юж-

ной Америке [19]. Однако везде они лишь сопутствовали рудам пиритового и арсенопиритового типов, не образуя самостоятельных промышленных скоплений.

В последние годы на Северо-Востоке бывшего СССР изучены проявления, в которых минералы

**4. Состав ранних сульфидов из кварцевой жилы с золото-висмутовой минерализацией  
рудопроявления Ветвистый, мас. %**

Минералы	Число анализов	Fe	Co	Ni	As	Sb	S	Σ	Формульные коэффициенты					
									Fe	Co	Ni	As	Sb	S
Ni-леллингит	3	19,3	2,5	6,1	72,6	-	0,4	100,9	0,704	0,086	0,212	1,973	-	0,025
Никелин	5	0,2	-	44,5	52,8	2,5	-	100,0	0,005	-	1,020	0,948	0,027	-
Герсдорфит	4	2,1	0,2	29,8	56,7	1,4	10,2	100,4	0,060	0,006	0,931	1,389	0,021	0,584
То же	2	1,8	0,1	32,1	49,0	30,0	14,8	100,8	0,056	0,003	0,953	1,140	0,043	0,805
«	3	9,6	1,5	23,8	46,1	0,9	18,2	100,1	0,288	0,043	0,678	1,029	0,012	0,950
Со-герсдорфит	1	9,7	8,5	17,4	45,3	0,2	18,7	99,8	0,289	0,240	0,493	1,006	0,003	0,970
Ni-данаит	2	26,5	3,3	4,9	46,1	0,2	18,8	99,8	0,786	0,092	0,138	1,016	0,003	0,968
Со-арсенопирит	1	30,4	2,8	1,9	45,2	0,1	19,2	99,6	0,894	0,078	0,053	0,991	0,001	0,983
Арсенопирит	3	34,8	-	-	44,3	-	20,6	99,7	1,007	-	-	0,955	-	1,038
As-ульманит	2	-	-	28,4	6,6	49,2	15,4	99,6	-	-	0,997	0,181	0,833	0,989

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Camebax», V 25 кВ (оператор Н.В.Лескова).

золото-висмутового типа формируют промышленные руды [14]. Отличие минеральных ассоциаций рассматриваемого объекта в том, что чрезвычайно редкие минералы мальдонит ( $Au_2Bi$ ) и золото-висмутовый сульфид ( $AuBi_3S_4$ ) вместе с самородным золотом образуют новый промышленный тип оруденения.

Главный жильный минерал — кварц. В зальбандах жил (до 3–5% объема) развиты серицит-турмалиновые оторочки. Вкрапленность рудных минералов (<1%) представлена двумя минеральными ассоциациями: ранней кобальт-никеленозной арсенопирит-леллингитовой и поздней золотоносной мальдонит-висмут-сульфотеллуридной. Помимо арсенопирита, леллингита, пирита и пирротина, в ранней ассоциации изредка отмечаются никелин, герсдорфит, данаит, ульманит и пирит. Наиболее ранние арсениды — никелин и леллингит — в совместных сростаниях не встречаются. В то же время наблюдаются хорошо ограненные кристаллы никелина, обросшие герсдорфитом (рис. 5, а), в свою очередь окаймленным Ni-данаитом или Со-арсенопиритом. Непосредственно на никелине иногда отмечается кайма ульманита. Удлиненные обособления леллингита также постоянно окаймлены арсенопиритом. В арсенопирите и леллингите фиксируются мельчайшие включения золота и иногда самородного висмута. В леллингите они обычно приурочены к границе с арсенопиритом. Наиболее насыщены включениями микрозолотин обособленные зерна арсенопирита, в которых на одной четвертой части площади содержатся овальные (0,001 мм) включения.

Для ассоциации ранних сульфидов характерны широкие вариации содержания Fe, Co, Ni (табл. 4). Безжелезистые, наиболее богатые сурьмой разновидности герсдорфита присутствуют в виде включений в никелине. Ассоциация висмутовых минералов в кварце приурочена к микропустотам, межзерновому пространству, микротрещинам. Нередко висмутовые минералы ассоциируют с Со-арсенопиритом, в том числе мелкими его кристаллами, и лейстами молибденита (табл. 5).

Основные минералы данной ассоциации — самородные висмут и золото, мальдонит, сульфотеллуриды висмута (главным образом жозеит-В), золото-висмутовый сульфид, висмутин. Кроме того, спорадически встречаются хедлейит, тетрадимит, бисмит, арсенопирит, сульфотеллурид свинца и висмута, оксид золота и висмута, галенит, молибден, халькопирит, сфалерит. Наиболее ранний минерал висмутин образует агрегат призматических зерен по стенкам пустоток.

С висмутином наиболее тесно контактирует жозеит-В — самый распространенный из сульфотеллуридов. Он образует мономинеральные мелкозернистые (0,01 мм) агрегаты, тесные сростания с редким жозеитом-А и наиболее часто — с самородным висмутом. Для жозеита-В характерна нестехиометричность состава (см. табл. 5) — постоянный избыток S, недостаток Те и широкие вариации содержания Vi. В жозеите-А довольно обычны мелкие овальные выделения галенита до 0,1 мм. В двух случаях отмечен галенит с содержанием Vi от 8,0 до 10,11 мас. % и Те от 2,0 до 2,4 мас. % (см. табл. 5). Ранее из Сьерры

5. Состав минералов золото-висмутовой ассоциации рудопроявления Ветвистый, мас. %

Минералы	Число анализов	Fe	Cu	Zn	Mo	Ag	Sb	Au	Hg	Pb	Bi	S	As	Se	Te	Σ
<i>Главные минералы</i>																
Самородный Вt	6	-	-	-	-	0,01	-	0,34	0,14	-	97,92	-	-	-	-	98,41
Висмутит	1	-	-	-	-	-	0,25	0,52	0,16	-	82,27	18,12	-	0,14	-	101,46
Мальдонит	15	-	-	-	-	0,01	0,01	64,79	-	0,02	33,21	0,01	0,02	0,02	0,01	98,10
Жозеит-В	11	-	-	-	-	-	0,24	0,01	0,09	0,11	73,63	2,90	0,01	0,10	21,31	98,40
Se-жозеит-В	2	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,17	72,81	1,99	-	1,85	21,23	98,13
Жозеит-А	3	-	-	-	-	-	-	-	-	1,54	75,46	7,05	-	-	13,42	97,47
Au-Bi сульфид	11	-	-	-	-	0,04	-	13,53	-	-	75,99	8,96	0,02	0,01	0,01	98,56
<i>Второстепенные минералы</i>																
Хедлейит	2	-	-	-	-	-	0,17	0,21	0,13	-	78,54	-	-	-	19,19	98,24
Тетрадимит	3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21	81,39	8,00	0,04	-	10,12	99,76
Бисмит	1	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-	87,91	-	-	-	-	88,44
Арсенопирит	3	55,12	-	-	-	-	-	0,39	-	-	0,04	17,36	26,50	-	-	99,41
<i>Редкие минералы</i>																
Сульфотеллурид Вt, Рb	1	-	-	-	-	-	-	0,41	0,27	43,84	37,12	8,54	-	0,48	9,97	100,63
Оксид Au, Вt	1	-	-	-	-	-	-	58,98	-	-	31,07	-	-	-	-	90,05
Галенит	3	-	-	-	-	-	0,01	0,10	0,06	76,62	6,08	12,25	-	0,13	1,46	96,71
Молибденит	1	-	-	-	62,12	-	-	0,99	-	-	-	36,74	-	-	-	99,85
Халькопирит	1	29,60	34,50	0,30	-	-	-	-	-	-	-	35,10	-	-	-	99,50
Сфалерит	2	4,70	59,90	0,20	-	-	-	-	-	-	-	34,05	-	-	-	98,85

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в ИГ АБМ СО РАН на микроанализаторе «Сатевых», Г 25 кВ (оператор Н.В.Лескова)

Альмагреры (Испания) описан квиригит как тетрагональный минерал ( $30\text{PbS}\cdot 11\text{TeS}\cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ ), который по рентгеновским данным оказался галенитом особого искаженного облика [21]. В непосредственном контакте с жозеитом-А среди жозеита-В наблюдалось светло-серое, с более низким отражением, чем жозеит-В, призматическое зерно свинцово-висмутового теллурида с трещинами спайности, хорошо рассчитывающееся на кристаллохимическую формулу  $(\text{Pb}_{5,413}\text{Bi}_{4,541}\text{Au}_{0,053})_{9,997}\text{Te}_{2,0}(\text{S}_{6,804}\text{Se}_{0,153})_{6,957}$  (см. табл. 5). Достаточно широко среди висмутовых минералов распространен обычно редко встречающийся мальдонит [14]. Он ассоциирует с золотом и самородным висмутом — образует на них субграфические каймы или структуры распада (см. рис. 5, б–д). К экзотическим минералам относится и золото-висмутовый сульфид. Наиболее крупное (около 0,1 мм) его выделение встречено среди бисмита в краевой зоне самородного висмута (см. рис. 5, з). Состав минерала достаточно стабилен (см. табл. 5) и хорошо рассчитывается на формулу  $\text{Bi}_5\text{AuS}_4$ .

Самый распространенный рудный минерал — самородный висмут — образует зернистые агрегаты до 2–3 мм. Выделения бисмита (см. табл. 5) гомогенны и включают иногда призматические зерна жозеитов и золото-висмутового сульфида, что свидетельствует о его гипогенном происхождении. Развитие гипогенного бисмита отражает, вероятно, неустойчивый характер режима серы и кислорода в процессе минералообразования. На границе зерен бисмита и мальдонита встречена узкая (0,1 мм) розовато-коричневая кайма, как бы облегающая бисмит. По данным микронзондового анализа можно предположить, что это кислородное соединение золота и висмута, удовлетворительно рассчитывающееся на формулу  $\text{BiAu}_2\text{O}_4$ .

Самородное золото (табл. 6, е), находящееся в тесной ассоциации с различными висмутовыми минералами, различается как по размерам, так и по составу. Мелкие золотины, располагающиеся в кварце, часто не имеют общих контактов с висмутовыми минералами, а крупные, напротив, — бук-

вально насыщены ими. Это связано еще и с тем, что золотины мелкого класса имеют компактное строение, когда как крупные представлены исключительно губчатым агрегатом или сочетанием губчатого и монолитного золота.

Изложенный материал позволяет сделать вывод о малосернистой обстановке рудоотложения и высокой активности золота в течение всего гидротермального процесса. Золото — сквозной элемент, образующий целую группу высокозолотистых минералов. Примесь золота фиксируется практически во всех минералах — ранних и поздних. Активность теллура и висмута возрастала к концу гидротермального процесса, поэтому сульфотеллуриды и золото-висмутовый сульфид могли отлагаться непосредственно из растворов. Однако в отличие от руд, описанных И.Я.Некрасовым и др. [14], образование сульфида золота и висмута происходило, вероятно, с привнесением теллура и, возможно, висмута, поскольку он наблюдается в парагенезисе не только с сульфотеллуридами, но и с мальдонитом и бисмитом. Неустойчивый режим серы-кислорода привел к образованию в локальных участках жил гипогенных окисленных минералов — бисмита и золото-висмутового кислородного соединения. Образование богатого рудного «столба» можно связать, во-первых, с быстрым падением температуры рудообразования с 250–300 до 150–180°C, что подчеркивается пространственным совмещением ранней и поздней минеральных ассоциаций, во-вторых — со специфическим характером рудоносных растворов полиметалл-щелочно-кремнекислотного профиля, обогащенных сурьмой, мышьяком и висмутом [15].

Представителем месторождений золото-вольфрамово-висмутового типа является Галечное, локализованное в экзо- и эндоконтакте Тенгкелийского гранитоидного интрузива Дербек-Нельгесинской рудной зоны. Главное отличие этого объекта от месторождения Ветвистое — наличие промышленных концентраций (до 5–7%) вольфрама, сосредоточенного в шеелите.

6. Состав и пробность самородного золота рудопроявления Ветвистый, мас. %

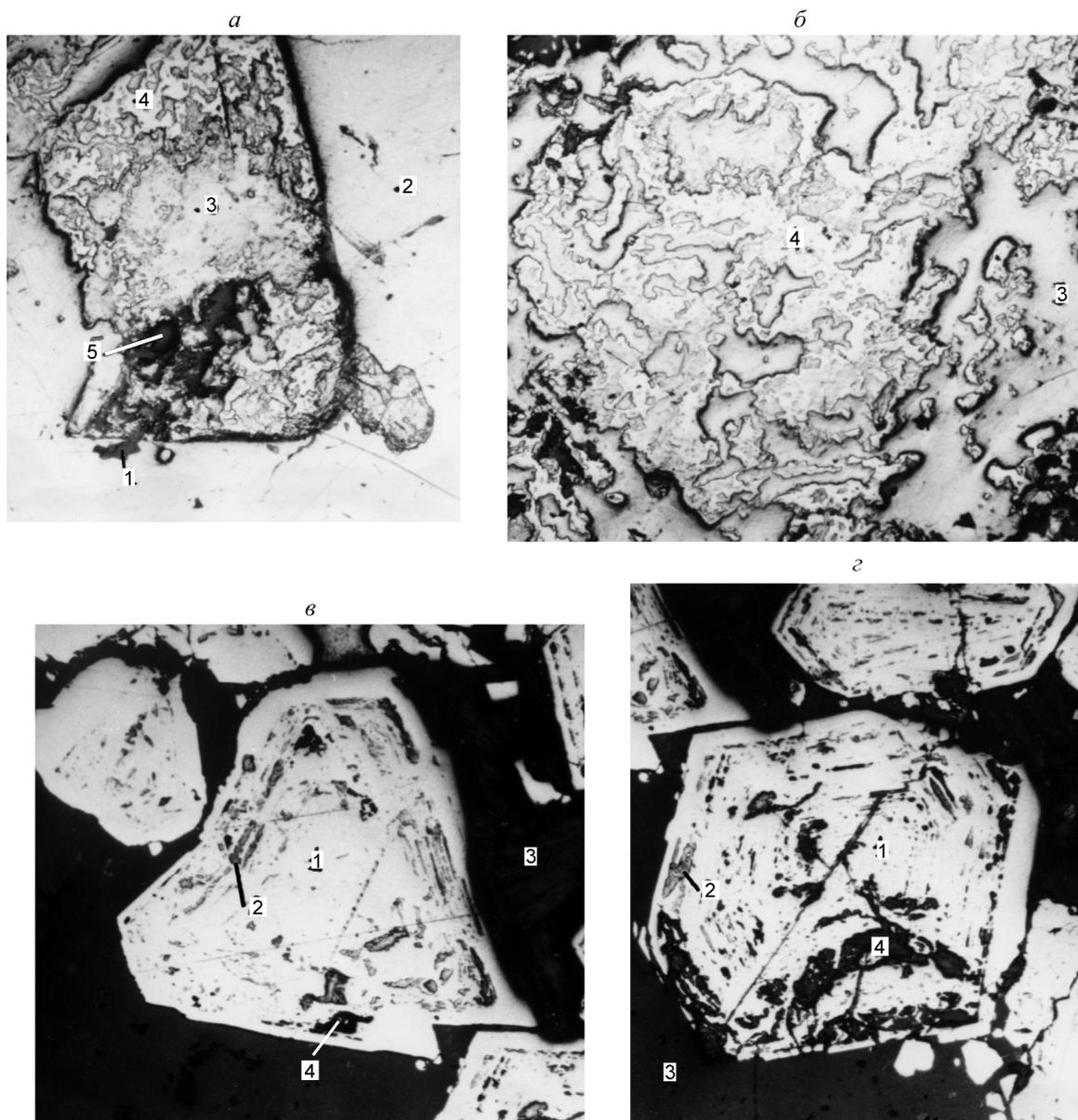
Разновидности золота	Число анализов	Ag	Au	Hg	Bi	Σ	Пробность
Au-Ag	16	10,89	89,23	-	-	100,11	891
Au-Ag-Bi	4	7,60	89,19	-	0,80	97,59	914
Au-Ag-Hg	53	11,20	90,74	0,45	-	102,35	887
Au	5	0,65	99,62	0,20	-	100,47	992

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Camebax», V 25 кВ (оператор Л.А.Павлова).

7. Состав рудных минералов никель-кобальтовых проявлений с наложенной Au-Bi минерализацией Лево-Ненелйского рудного поля, масс. %

Ассоциации	Минералы	Число анализов	Fe	Sb	Ag	Mo	Pb	Zn	Cd	Co	Cu	Ni	Bi	S	As	Se	Σ
Ранняя арсенопирит-ледянигитовая	Пирит	1	50,749	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47,102	2,148	-	99,999
	Со-арсенопирит	1	26,274	-	-	-	-	-	-	3,677	-	0,138	-	16,479	53,442	-	100,010
	Ледянигит	3	33,311	0,357	-	-	2,131	-	-	-	-	0,190	-	19,026	46,603	-	101,428
	Арсенопирит	4	33,808	0,386	0,061	0,941	2,708	0,059	-	-	-	0,061	-	18,934	42,133	-	99,091
Халькопирит-сфалерит-галенигитовая	Халькопирит	4	30,647	-	-	-	-	0,041	-	-	33,242	-	0,338	34,145	-	-	98,413
	Галенигит	1	-	-	-	-	90,632	-	-	-	-	-	-	12,209	-	-	102,840
	Сфалерит	1	8,425	-	-	-	-	58,577	-	-	0,714	-	-	33,052	-	-	100,819
	Самородный висмут	1	0,179	0,428	1,469	0,792	0,307	-	1,544	-	-	-	95,027	-	-	-	99,746
Золото-висмут-селен-арсенидная	Ag-Cd с самородным Bi	2	0,096	-	5,140	-	1,076	-	5,405	-	-	-	94,138	-	0,071	-	105,855
	Fe-Mo-Sb с самородным Bi	3	0,354	0,418	-	1,849	-	-	-	-	-	-	97,264	-	-	-	99,885
	Фаза (Bi, As)O	3	1,582	2,461	3,359	2,544	1,071	-	3,611	-	0,149	-	59,023	-	17,807	0,731	97,721
	Ag-Cd с типогенным бисмитом	3	0,168	0,989	4,360	-	-	-	4,694	-	0,101	-	77,902	-	0,793	-	89,007
	Sb-Ag с типогенным бисмитом	1	1,937	6,615	-	3,587	1,053	-	-	-	-	-	60,565	-	6,505	-	80,262
	Типогенный бисмит	5	0,127	0,556	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86,744	-	-	87,427
Золото-сфалерит-галенигит-фрейбергитовая	Блеклая руда ряда аннивит-фрейбергит	2	3,924	17,331	21,143	12,071	7,959	-	2,553	-	1,089	-	28,421	-	6,812	-	101,115

Примечание. Анализы выполнены в ИЭМ РАН на микроанализаторе «Самбах» с приставкой «Link» (аналитик И.М. Романенко).



**Рис. 6. Взаимоотношения минералов в золото-редкометалльных жилах золото-кобальтового минерального типа Неннелийского рудного поля:**

*а* — в раннем метасоматическом кварце (2) агрегат зерен Co-Ni леллингита (3) ранней пирит-арсенопиритовой кобальт-никеленовой ассоциации, «проросший» по границам зерен и интерстициям внутри скелетных кристаллов агрегатами поздней ассоциации золото-редкометалльной формации — блеклой рудой ряда аннивит-фрейбергит (1), самородным висмутом (4) и бисмитом с каймами Ag-Bi-Mo-Pb охр (5), в отраженном свете,  $\times 10$ ; *б* — срастания гипогенного бисмита и самородного висмута (4) на границе зерна Co-Ni леллингита (3) в отраженном свете,  $\times 40$ ; *в, г* — регенерированные футлярообразные кристаллы Co-арсенопирита (1). По граням скелетных форм Co-арсенопирита — тонкие выделения высокосеребристой блеклой руды (2), 3 — кварц, 4 — хлорит

Золото-кобальтовый минерально-геохимический тип проявлен на немногочисленных объектах (ресурсы золота — первые десятки тонн). Один из них, Неннелийское рудное поле, расположен в юго-восточном экзоконтакте Куреньинского интрузива (см. рис. 3). Интрузив полого ( $10-70^\circ$ ) по-

ружается на юго-восток, конкордантно вмещающей песчано-сланцевой толще ранне-среднеюрского возраста.

Вмещающие породы образуют опрокинутую синклиналию складку, ось которой выгнута в юго-восточном направлении. В этом же направле-

нии наблюдается ундуляция шарнира. Куреньинский массив в пределах участка сложен средне-крупнозернистыми равномерно-зернистыми андезитовыми биотитовыми гранитами. В ороговикованных вмещающих породах развиты штоки и штокообразные тела гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Многочисленные рудные тела представлены седловидными кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, турмалин-кварцевыми жилами, локализующимися в ядре синклинали складки, на границах отдельных пластов песчаников и аргиллитов, алевролитов. Хлорит-турмалин-кварцевые жилы содержат до 0,3% Sn, вероятно, в силикатной форме. Есть тела с медно-полиметаллической минерализацией и содержаниями Ag до 250 г/т. С мощными, но не протяженными кварцевыми брекчиями связана минерализация киновари (до 0,68% Hg в рудах). Наиболее многочисленны линзующиеся жилы (мощностью до 6 м) с содержанием Au до 10 г/т, Ag 120 г/т, Co до 6%, Ni до 1,1%, Se до 0,18%, Bi 0,1%, Hg до 0,75%. Отмечаются также Cu, Sn, Sb, Mo, Cd.

Жильный материал рудных тел представлен кварцем нескольких генераций. Ранний метасоматический кварц, с которым связана кобальт-никель-пирит-арсенопирит-леллингитовая минерализация, слагает их основную массу и обломки в брекчиевых телах. Ранние сульфиды и сульфоарсениды (табл. 7) представлены, как правило, хорошо образованными короткопризматическими кристаллами (рис. 6, а). Мелкозернистый и шестоватый кварц второй генерации формирует прожилки и линзы, заполняет межзерновые пространства в агрегатах раннего кварца. Кварц третьей генерации слагает зальбанды жил, к которым приурочены две рудные минеральные ассоциации: ранняя халькопирит-сфалерит-галенитовая (см. табл. 7), представленная, кроме упомянутых трех минералов, валеритом, кубанитом и редко встречающимся пиритом, и поздняя золото-висмут-селен-арсенидная с самородным висмутом, кобальтином, арсенидами сложного Mo-Ag-Pb-Cd-Bi состава, гипогенным бисмитом и самородным золотом (см. рис. 6). Несколько позднее кристаллизуется кобальтин. В нем наблюдаются включения самородного висмута, иногда сростки висмута и самородного золота. Поздний полупрозрачный часто друзовидный кварц четвертой генерации цементирует обломки, включающие все охарактеризованные минеральные ассоциации. С ним связаны рудные минералы трех ассоциаций, представляющие второй, поздний, золото-серебро-полиметаллический этап оруденения.

Постпродуктивная стадия минерализации выразилась в развитии диккита и хлорита с редкой

вкрапленностью киновари и крокмаита. Гипергенные изменения минералов отражены в многослойных каймах (табл. 8) оксидов висмута, арсенатов железа, висмута, свинца, серебра, молибдена, сурьмы и гидроксидов висмута, молибдена, железа и серебра вокруг крупных выделений минералов всех рудных ассоциаций. В пределах Лево-Неннелийского рудного поля в отдельных рудных телах наблюдается совмещение нескольких типов оруденения: золото-редкометалльного, серебро-полиметаллического, близповерхностного серебро-сурьмяного [6]. Причиной совмещения золотого и серебряного оруденения могут служить, как показано И.Я. Некрасовым (1990), наличие единого источника рудного вещества и сосуществование в одной структуре рудного поля даек и штоков диорит-гранодиоритового состава и субвулканических тел плагио-риодацитов, с которыми связаны рудоносные растворы различной геохимической специализации. На протяжении всего рудного процесса фиксируются высокий потенциал мышьяка, что снижало растворимость золота в сернистых растворах [2], пульсационный характер оруденения и неустойчивый режим серы-кислорода. Ранняя пирит-арсенопирит-леллингитовая ассоциация сформирована при  $T$  450–550°C, халькопирит-сфалерит-галенитовая и золото-висмут-селен-арсенидные, судя по содержанию пирротинового минерала в сфалерите, — при  $T$  250–200°C [23, 24] и давлении флюидной фазы, достигавшем 3–5 кбар, поздние золото-сфалерит-галенит-фрейбергитовая и серебро-сульфосольная ассоциации — при  $T$  150–300°C, фугитивности серы  $10^{-15}$ – $10^{-12}$  атм. и pH 4–6 [20].

Из объектов золото-полиметаллического минерально-геохимического типа нами детально изучена минералогия рудопроявления Халдыкчан, расположенного в западной части одноименного рудного поля. Кварцевые и карбонатно-кварцевые линзующиеся рудные жилы ленточной текстуры локализованы в зоне катаклаза северо-западного простирания мощностью 100–400 м.

В шлифах наблюдались катаклазированная гранобластовая структура кварца, «отжатие» к зальбандам жил карбонатных и углисто-серицит-гидрослюдистых агрегатов (рис. 7, а), в которых сосредоточена большая часть рудных минералов — пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита, золота, ильменита, халькозина, борнита. Спорадически отмечаются киноварь и антимонит. Химические составы рудных минералов приведены в табл. 9. Ранняя пирит-арсенопиритовая рудная ассоциация представлена пиритом и арсенопиритом с единичными ильменитом, галенитом, сфалеритом и тетраэдритом. Редкие золотины этой ассоциации

8. Состав гипергенных минералов Лово-Ненцельского рудного поля, мас. %

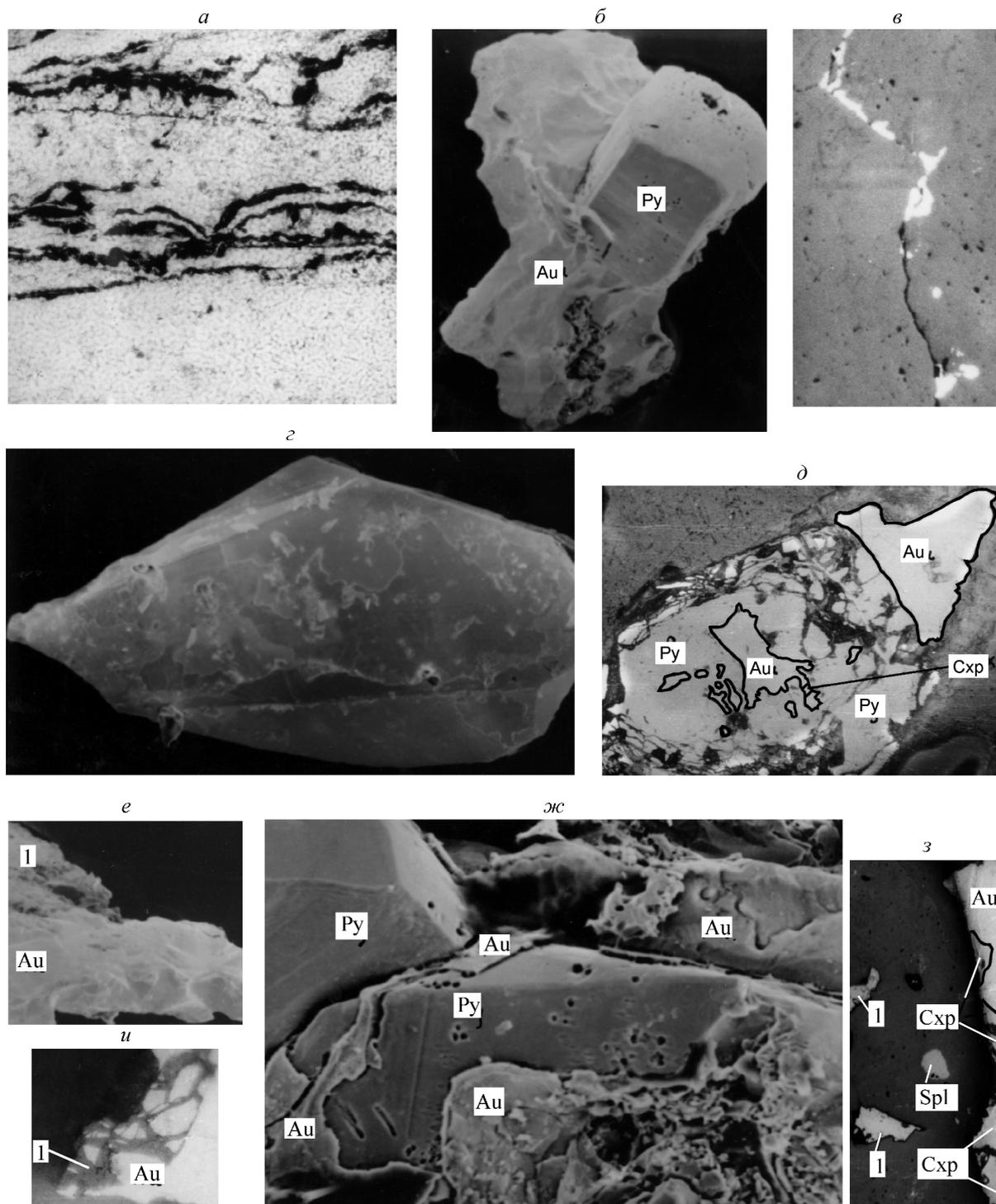
Минералы	Число анализов	Fe	Sb	Bi	Pb	Zn	Cu	Ag	Mo	Cd	S	As	Se	Σ
Гипергенный бисмит	2	0,331	0,528	87,218	-	-	-	0,059	1,784	-	-	0,523	-	90,443
Скородит Fe[AsO <sub>4</sub> ]·2H <sub>2</sub> O	10	21,237	1,258	2,774	1,522	-	0,612	0,442	0,982	0,282	0,041	29,649	0,192	58,991
Bi-скородит (Ag,Fe,Pb,Mo)- [(As,Bi)O <sub>4</sub> ]2H <sub>2</sub> O	5	15,059	2,177	20,723	3,171	0,023	0,142	1,861	1,297	0,487	0,088	22,387	0,218	67,633
Bi-Ag-Sb-скородит (As,Ag,Sb,Pb) [(As,Bi,S)O <sub>4</sub> ]2H <sub>2</sub> O	3	8,196	10,266	16,762	5,524	0,039	0,279	22,802	-	0,443	3,684	11,301	-	79,296
Fe-Pb-охра	1	14,900	4,300	6,486	20,593	-	-	-	-	-	8,306	3,472	-	79,057
Bi-охра	1	0,879	1,457	63,642	1,114	-	-	2,183	-	4,955	-	2,735	0,137	86,998
Ag-Bi-Fe-охра	1	10,302	4,625	16,387	2,499	-	0,141	14,853	2,139	1,573	-	14,903	2,166	84,711
Mo-Pb-охра	1	0,264	0,344	0,826	18,144	-	-	6,966	34,09	-	-	-	-	80,398
Pb-Mo-Bi-охра	1	0,406	0,268	10,229	52,574	-	-	5,020	16,35	-	-	3,076	-	103,241

Примечание. Анализы выполнены в ИЭМРАН на микроанализаторе «Самбах» с приставкой «Link» (аналитик И.М.Романенко).

встречаются, как правило, в сростках с кристаллами пирита (см. рис. 7, б).

Поздняя пирит-арсенопиритовая ассоциация связана с гидротермальным кварцем второй генерации, легко узнаваемым в шлифах по более крупным зернам, шестоватым и друзовидным агрегатам.

В ассоциации преобладают пирит пентагонального габитуса и арсенопирит удлиненно-таблитчатой формы. Золото приурочено к трещинам и интерстициям в зернах метасоматического кварца (см. рис. 7, в, г). Наиболее продуктивна золотохалькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация,



## 9. Химический состав рудных минералов рудопроявления Халдыкчан, мас. %

Элементы	Галенит (2)	Арсенопирит (2)	Сфалерит (2)	Ag- тетраэдрит (2)	Золото (3)
Pb	88,39	-	-	-	-
Fe	-	33,33	6,05	2,40	-
Zn	-	-	58,72	4,97	-
Cd	-	-	0,99	-	-
Cu	-	-	-	33,46	-
Sb	-	-	-	29,92	-
S	13,10	-	33,50	23,68	-
As	-	46,11	-	-	-
Ag	0,02	20,73	-	5,60	29,64
Au	-	-	-	-	70,37
Сумма	101,51	100,17	99,26	100,03	100,01

Примечание. Анализы выполнены в ИЭМ РАН на микроанализаторе «Camebax» с микрорентгеноспектральной приставкой «Link»,  $V$  20 кВ (оператор И.М.Романенко). В скобках — число анализов.

минералы которой тяготеют к зальбандам жил. Здесь наблюдается совместная кристаллизация пентагонального пирита, золота и халькопирита (см. рис. 7, *д*) с захватом более ранних сульфидов. Галенит и сфалерит кристаллизуются почти одновременно с ними. Золотины часто имеют отчетливый кристаллический облик (см. рис. 7, *з*) или образуют сростки комковатых, пластинчатых и ячеистых агрегатов — «горчичное» золото [6] (см. рис. 7, *е*) — с каймами оксидов золота (см. рис. 7, *и*). Наиболее позднюю продуктивную ассоциацию представляют золото, сфалерит и тетраэдрит с повышенным содержанием Ag до 5,73% (см. табл. 9). Золото часто образует сростки с идиоморфными кристаллами галенита или ксеноморфными зернами Ag-тетраэдрита. Наблюдается обрастание золо-

том сульфидов более ранних ассоциаций (см. рис. 7, *ж*, *з*).

Процесс рудообразования завершился кристаллизацией редких выделений киновари и антимонита, сопровождаемых мелкозернистыми кварц-карбонат-диккитовыми агрегатами. Последовательность их формирования является обычной для объектов золото-кварцевой малосульфидной одноэтапной формации. Такие руды формируются из близнейтральных (pH 4–8) растворов на фоне постепенно понижающейся от 350 до 150°C температуры [5]. Характерны для золото-кварцевой малосульфидной формации и химическое отношение S/As в арсенопирите, содержание Fe в сфалерите (см. табл. 9). Массивная кристаллизация сульфидов и золота происходила в неравновесных условиях на

## Рис. 7. Взаимоотношения минералов и их агрегатов в рудной жиле рудопроявления Халдыкчан:

*а* — полоски углисто-глинистого состава с серицитом в зальбанде кварцевой жилы, прозрачный шлиф, николи II,  $\times 80$ ; *б* — сросток самородного золота (Au) с пиритом (Py) ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации,  $\times 200$ ; *в* — золото в интерстициях раннего метасоматического кварца,  $\times 90$ ; *г* — октаэдр самородного золота, деформированный в условиях стесненного роста в интерстиции зерен раннего метасоматического кварца,  $\times 200$ ; *д* — сросток золота, халькопирита (Схр) и пентагонального пирита в агрегате углисто-глинистого вещества,  $\times 90$ ; *е* — пленка оксида золота (1) по краю золотины пластинчатой формы,  $\times 160$ ; *ж* — обрастание золотом пентагональных кристаллов пирита ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации,  $\times 500$ ; *з* — взаимоотношения самородного золота, сфалерита (Spl) и серебросодержащего тетраэдрита (1) золото-сфалерит-галенит-тетраэдритовой ассоциации с халькопиритом золото-халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации,  $\times 90$ ; *и* — развитие оксидов золота (1) по краю зерна самородного золота,  $\times 500$ ; *б, г, е, ж* — фотографии выполнены на электронном сканирующем микроскопе JSM-T-20 в отраженных электронах в лаборатории рентгеноспектрального анализа геологического факультета МГУ; *в, д, з, и* — полированные шлифы

фоне изменяющейся кислотности–щелочности, что фиксируется структурой богатых зальбандов жил. Ранние рудные ассоциации формировались, вероятно, при  $T$  около  $500^{\circ}\text{C}$ , постоянной активности серы в растворе [25, 29]. Повышенная растворимость кремнекислоты в слабощелочных средах [22, 26] обеспечивала пульсационный характер рудообразования. Массовая кристаллизация раннего кварца при этом приводила к смещению равновесия в растворе, вследствие чего начинали кристаллизоваться  $K$ -содержащие серицит и гидрослюда, что, в свою очередь, нарушало баланс серы, потенциал которой зависит от щелочности [29]. Нарушение баланса серы вызывало разрушение сульфидных комплексов золота [25] и выпадение из раствора основной массы самородного золота вместе с сульфидами поздних ассоциаций. Массовая кристаллизация золота и сульфидных комплексов привела к высвобождению сурьмы и ртути, входящих в их состав, и завершению рудообразующих процессов кристаллизации киновари и антимонита.

Месторождение Вьюн также представлено серией сближенных кварцевых жил в терригенной верхнетриасовой толще. Вся серия жил образует единое рудное тело. Часть жил приурочена к контактам дайки диоритов с вмещающими породами. Жильная система контролируется разломами северо-восточного простирания. Общие ресурсы объекта могут составлять до 15 т Au при средних содержаниях 10–20 г/т.

Наиболее перспективные объекты с золото-полиметаллическим оруденением возможны в каменноугольных – юрских толщах верхоянского комплекса, имеющих в своем составе черносланцевые горизонты на участках, прорванных интрузиями среднего–кислого состава.

Месторождения *золото(мышьяковисто)-сульфидной формации* в настоящее время представляют наибольшую экономическую ценность среди всех типов золотых руд на северо-востоке Якутии. Они представлены сериями кулисообразно расположенных кварцевых и карбонатно-кварцевых жил или линейными штокверками. Рудные минералы составляют 5–7%, редко до 30–40%. Содержания золота в рудных столбах варьируют от первых до сотен грамм на 1 т. Протяженность рудных тел достигает нескольких километров, мощность в некоторых случаях составляет десятки метров.

Золото-пиритовый тип проявлен на месторождении Таамар в восточном экзо- и эндоконтакте Улахан-Тасского гранитоидного батолита. Объект охарактеризован в работе автора [13]. Рудные тела локализованы в мощных (до 50 м) минерализованных зонах дробления северо-западного и субши-

ротного простирания в гранитах и вмещающих нижне-среднеюрских вулканогенно-терригенных породах. Единственный рудный минерал — пирит. Золото размером 0,1–0,5 мм находится в свободном виде. Содержания Au 1–5 г/т. Общие ресурсы месторождения могут составлять более 200 т. Потенциально перспективные площади локализации объектов подобного типа — это районы развития вулканогенно-терригенных толщ, прежде всего Улахан-Тасский сегмент Черско-Полоусненского пояса и Уяндино-Ясачненский пояс. Кроме того, месторождения и проявления этого типа широко развиты в пиритизированных черносланцевых толщах Куларского сегмента Яно-Охотского пояса (Онкучах и др.).

Для золото-арсенопиритового типа характерны главным образом небольшие объекты с ресурсами от первых до первых десятков тонн. Примером месторождения этого типа с крупным свободным золотом является Алешкино, локализованное в экзоконтакте Синекандинского гранитоидного батолита. Оно представлено мощными, но непротяженными субмеридиональными кварцевыми жилами в ороговикованных верхнетриасовых алевролитах. Главный рудный минерал жил — арсенопирит, второстепенные — пирит, халькопирит, блеклые руды. Среднее содержание Au 10–60 г/т. На месторождении Морозовское в восточном экзоконтакте этого же интрузива проявлена другая разновидность данного минерального типа. Рудные тела в виде линейных и площадных штокверков сосредоточены в березитизированных и минерализованных кварцем дайках и штоке диоритового состава. Прожилковые, пятнистые и массивные руды представлены арсенопиритом с резко подчиненными пиритом пирротинном, халькопиритом и сульфоантимонитами свинца. Золото тонкодисперсное, рассеяно в арсенопирите. Концентрации его в рудных телах составляют 3–60 г/т, в среднем 10–15 г/т. Слабоизученные проявления данного типа широко развиты в пределах Черско-Полоусненского пояса, насыщенного гранитоидными интрузивами, а также в черносланцевых толщах Кулара.

Месторождение Урасалах расположено в пределах Западно-Куларской минерагенической зоны. Приурочено к северной переклинали Солурской антиклинали, положение которой контролируется серией крупных сбросо-сдвигов северо-западного простирания Джоотукской системы. Антиклиналь шириной 10–12 км в районе проявления опрокинута на восток, шарнир ее круто погружается к северу. Сложена высокоуглеродистыми ( $C_{\text{орг}}$  1–3%) аргиллитами и алевролитами туогучанской свиты верхней перми.

По минеральному (кварц, полевой шпат, слюды, карбонаты) и химическому ( $\text{SiO}_2$  55,6–60,6%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,7–16,0%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,2–9,3%,  $\text{CaO}$  0,8–1,9%,  $\text{MgO}$  2,5–3,6%,  $\text{K}_2\text{O}$  2,7–3,6%,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,2–2,9%) составам туогучанская свита весьма сходна с продуктивной хомолхинской свитой золоторудного месторождения Сухой Лог. Породы свиты претерпели хлорит-серицитовые изменения зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Характерна их интенсивная пиритизация на фоне предшествующей карбонатизации. Отмечаются две модификации пирита: тонкодисперсные агрегаты пирит-марказитового состава в виде желваков, линзочек, реже прожилков небольшой мощности (1–2 см, редко 5 см), вытянутых по слоистости, и кубические кристаллы размером 0,1–0,5 см, редко 1,5 см, окаймленные кварцевой рубашкой.

Породы разбиты продольными разрывами крутого западного и северо-западного падения, вмещающими прожилково-вкрапленную карбонатно-кварцевую и сульфидно-кварцевую (арсенопирит, пирит) минерализацию. Мощность отдельных прожилков — первые сантиметры, редко 0,1–0,3 м. При общем секущем их характере выделяются две субсогласные зоны с повышенной золотоносностью: верхняя, приуроченная к кровле нижней пачки верхнетуогучанской подсвиты, и нижняя, охватывающая смежные части нижней и средней подсвит.

Границы выявленных в настоящее время четырех рудных тел определяются только по результатам опробования. Наклонные рудные ленты прослежены по падению на расстояние до 300 м; их мощность 1–7 м; содержания Au 0,5–20 г/т при средних — 1–2 г/т. Жильные минералы представлены кварцем, сидеритом, анкеритом, реже отмечаются кальцит, антракосолит, барит. Содержание арсенопирита в кварце достигает 3–5%, иногда 10–15%, во вмещающих породах — 1–2%. Постоянно отмечается пирит, спорадически — пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, антимонит, реальгар, киноварь, блеклые руды, касситерит, вольфрамит. Самородное золото в кварцевых прожилках тяготеет к углисто-глинистым пропласткам и арсенопириту. В арсенопирите и пирите в небольших концентрациях (3–5 г/т) встречается тонкодисперсное золото.

Месторождения золото-сурьмяного (Сентачан, Ган-Андреевское и др.) и золото-сурьмяно-ртутного (Кючус) минерально-геохимических типов описаны в литературе, в том числе и монографической [9, 18]. Месторождение Кючус — крупнейшее на северо-востоке Якутии (общие ресурсы золота по разным оценкам составляют от 400 до > 1000 т), а месторождение Сентачан не имеет аналогов по бо-

гатству руд (среднее содержание Sb в отдельных рудных телах достигает 28%, Au >30 г/т). При этом большая часть руд — упорные. Отдельные рудные тела месторождений этих типов следовало бы отнести к рудам золото-сульфидной формации, однако в целом объекты принадлежат к малосульфидному прожилково-жильному формационному типу. Месторождения и проявления этих типов распространены в зоне глубинных разломов северо-западного и субмеридионального простирания (Адыча-Тарынский, Янский и др.) от верховьев р. Адыча (Ган-Андреевское, Аулачан, Тихое и др.) до р. Яна (Биллях, Лагерик) и далее на север до месторождения Кючус. Общая длина этой зоны около 700 км.

К золото-ртутному типу принадлежат месторождения Калычано-Агданжиской рудной зоны Селенняхского сегмента Черско-Полоусненской системы (Арбат, Малыш, Пологое) [18 и др.]. Большинство исследователей относят их к карлинскому геолого-промышленному типу. Однако в районе локализации объектов в отличие от карлинского тренда гораздо реже встречаются рудовмещающие джаспероиды. Соответственно, и ресурсы объектов оцениваются в первые тонны–первые десятки тонн. Подобные очень слабоизученные проявления (Мур и Басканья) известны также в южной части Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полоусненской системы. Они локализованы в Биеркечехском лизовидном тектоническом блоке, вытянутом в северо-западном направлении. Центральная часть блока сложена предположительно ордовикскими карбонатно-терригенными породами и ограничена с юга и севера сдвигами, разделяющими эту толщу и силурийско-девонские карбонатные образования. На карбонатные породы надвинуты верхнеюрские вулканогенные породы Уяндино-Ясачненского пояса. Вмещают руды широкие полосы метасоматитов калиевой линии, подвергнутых вторичному окварцеванию вдоль сдвигов и надвигов. Ширина полос достигает 4–5 км, длина — 20 км. Кварцевые жилы, прожилки и окварцованные метасоматиты несут вкрапленность киновари, пирита и метациннобарита. Субмикроскопическое золото обнаружено в аншлифах в ассоциации с пиритом. Залогом высокой перспективности этого района служит масштабный шлиховой ореол рассеяния по водотокам, дренирующим полосы метасоматитов.

Слабоизученные месторождения *золото-полисульфидной формации* на северо-востоке Якутии распространены не так широко, но их потенциал может быть велик. Сульфидная минерализация в рудах составляет от >15 до 60–70%.

К золото-полисульфидному минерально-геохимическому типу нами отнесено месторождение Ар-

качан. По мнению Г.Н.Гамянина [7], оно принадлежит к новому минеральному типу из-за развития в рудах, наряду с арсенопирит-пиритовой и халькопиритовой ассоциациями, висмут-теллуридной, с которой связана значительная часть золота. Исследователи ЦНИГРИ [1] относят его к золото-кварцевой формации. Более 80% золота содержится в свободной форме. В настоящее время месторождение считается крупнейшим в Верхоянском складчато-надвиговом поясе, его потенциальные ресурсы около 150 т.

Объекты золото-серебро-полиметаллического минерально-геохимического типа (Чочимбал, Кысылтас) описаны нами [11] и специалистами ИГАиБМ ЯФ РАН в коллективной монографии [18]. В последней охарактеризовано также наиболее типичное месторождение золото-серебро-колчеданно-полиметаллического минерально-геохимического типа — Хотойдох. Потенциал этих месторождений на золото составляет от первых до десятков тонн.

Проявления золото-медного (обычно с серебром, вольфрамом и молибденом) типа (Порфиоровое, Марья-Хая и др.) в настоящее время установлены в различных частях региона [13, 16]. Однако пока на всех изученных объектах концентрации полезных компонентов ниже уровня экономического интереса, с учетом отдаленности региона и слабого развития добывающей инфраструктуры. Средние содержания Au 0,3–0,8 г/т, Cu 0,3–0,5 г/т, остальные попутные компоненты отмечаются спорадически. Наиболее интересные объекты представлены штокверками в субвулканических породах кислого состава и взрывчатых брекчиях. Как представляется, интерес к объектам этого типа далее будет повышаться, учитывая удельный вес подобных месторождений в общемировой добыче золота.

К относительно новым для региона и наиболее слабоизученным относятся месторождения золото-молибден-уранового и золото-серебряного типов *золото-серебряной формации*.

Объект золото-молибден-уранового минерально-геохимического типа, Кыллахское рудное поле, локализовано в вулканиках Белогорского вулканоплутонического пояса, перекрывающих палеозойско-нижнемезойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейской зоны. Рудовмещающие верхнемеловые лавы, лавобрекчии и кластолавы риолитов, трахириолитов, трахидацитов, трахиандезитов, трахитов и их туфов, интенсивно измененные процессами калиевого метасоматоза (до аргиллизитов) и минерализованные поздними жилами и прожилками кварцевого, карбонатно-кварцевого и адуляр-кварцевого составов, субгоризонтально залегают

на площади более 30 км<sup>2</sup>. Участок вытянут в субмеридиональном направлении в соответствии с общим простиранием Белогорского пояса. Они перекрыты практически неизменными верхнемеловыми – палеогеновыми базальтами. Благодаря развитию кальдер и экструзивных куполов структура рудного поля линейно-узловая. Рудоконтролирующие разломы имеют субмеридиональное – северо-западное и субширотное – северо-восточное простирание. Калиевые метасоматиты практически по всему рудному полю «пропитаны» гематитом и гидрогематитом и несут тонкую, но обильную вкрапленность пирита. Молибден-урановое оруденение связано с гематитизацией (прямая корреляция между степенью гематитизации и содержаниями урана и молибдена), а золото – с поздними кварцевыми жилами и прожилками, где установлено мелкое (сотые доли миллиметра) свободное золото. Однако пространственно молибден-урановая и золотая минерализация совмещены. Урановая минерализация представлена настураном и вторичной урановой чернью по настурану, урантитанитом (давидитом), урансодержащими гематитом и гидрогематитом. Кроме того, все сульфиды несут аномальные концентрации урана. Молибденовая минерализация представлена субмикроскопической вкрапленностью молибденита в гематите. В протоlochках борздовых проб обнаружены арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородный висмут. Спектральным анализом фиксируются повышенные содержания Ag, Bi, Co и Ni. Это свидетельствует о близости оруденения пятиэлементной формации, характерной только для платформ, что вновь заставляет задуматься о тектонической природе Алазейского структурного поднятия.

Рудные тела не имеют геологических границ и выявляются только по результатам опробования и наземной гамма-съемки. Эрозионный срез рудного поля в большей его части надрудный и только гипсометрически ближе к долинам водотоков вскрыты «головки» рудных тел. Их длина от 50 до 200 м (по данным одной–двух выработок), мощность 4–30 м. Содержания U (перлово-люминесцентный, химический и радиохимический анализы) 0,005–0,94%, в среднем 0,1–0,3%; среднее содержание Mo (химический анализ) в одном из рудных тел 0,28%.

Повышенная гамма-активность и радиоактивные аномалии, частью заверенные штучным опробованием, прослежены вокруг Кыллахского рудного поля на площади около 1000 км<sup>2</sup>. Природа всех аномалий урановая, о чем свидетельствуют содержания тория в рудах, близкие к кларковым. Потенциал промышленной ураноносности оценивается в 15 тыс. т; такой же порядок может иметь и потен-

циал молибдена. Содержания Au 0,2–2 г/т, но не исключено выявление и более богатых руд.

Рудопроявления золото-серебряного типа выявлены в западной части Белогорского вулканоплутонического пояса на Зимнем рудном поле, площадь которого совпадает с контуром одноименной вулканопольной структуры в юго-западной части Водораздельного рудного узла. Рудное поле приурочено к крупному долгоживущему в средней степени эродированному палеовулкану. На современном эрозионном срезе в его центральной части вскрыты субвулканические тела гранитоидов. В строении палеовулкана участвуют вулканогенные образования нельканской и в меньшей степени кадылчанской свит, незначительную роль играют вулканиды североседедемской и хангатасской свит. Образование нижней подсвиты нельканской свиты представлены массивными андезитами и их туфами, верхней — преимущественно пирокластическими породами, среди которых распространены грубообломочные до агломератовых туфы андезитов, а также псефитовые и агломератовые туффиты. По этим породам развиты процессы эпидотизации и пропилитизации. Отложения кадылчанской свиты сложены различной размерности туффитами и жерловыми кластолавами дацит-риолитового состава. На северо-западе рудного поля спорадически развиты трахириолиты и трахидациты североседедемской свиты, на западе и юго-востоке — базальты и трахибазальты хангатасской свиты.

Нижнемеловые диоритовые порфириды слагают одно крупное и ряд мелких субпластовых тел в северной части рудного поля на участке Пиритовый. В их экзоконтактных зонах (главным образом по висящему контакту) отмечается обильная сульфидизация (пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин). Верхнемеловые субвулканические тела представлены аплитовидными гаранитами и морионовыми гранит-порфирами, слагающими лополитообразное тело в центральной части вулканоструктуры. Оно прорвано дайками андезитов и базальтов. Последние прорывают также вулканиды нельканской свиты. Кроме отмеченных выше сульфидизации, эпидотизации и пропилитизации, характерны турмалинизация, окварцевание и аргиллизация. Последняя наиболее широко проявлена в вулканидах и субвулканических интрузивных породах.

Минерализация локализуется в зонах дробления вдоль разрывных нарушений. Выявлено 18 минерализованных зон с золотом. Протяженность их от первых десятков до первых сотен метров, мощность от десятых долей до первых метров, в раздувах до 10 м. Простирается северо-восточное, субширотное и северо-западное, падение крутое, близкое

к вертикальному. Минерализованы обычно участки пересечения разнонаправленных разрывов.

Практически интересные содержания золота установлены горными выработками в семи зонах дробления. Содержания Au 1,5–25 г/т, Ag 50–2000 г/т. Руды представлены пятнистыми, гнездовыми и сплошными разностями.

Среди рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит — 50%, сфалерит составляет 30–35%, галенит — 10–15%, халькопирит и другие минералы — до 5%. Пирит ранней генерации образует кубические кристаллы, рассеянные в аргиллизированных, окварцованных и адуляризованных риолитах и гранит-порфирах в пределах зон дробления, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Пирит второй генерации формирует кристаллы пентагонально-додекаэдрического габитуса. Он корродирует ранний пирит и находится в тесном сростании с арсенопиритом. Последний представлен короткостолбчатыми кристаллами размером до 1 мм. Халькопирит встречается в виде тонких включений в сфалерите (эмульсионные и графические структуры), реже в виде отдельных зерен (1–2 мм) в сростании с галенитом и сфалеритом. Сфалерит (близкий к клейофану) выполняет тонкие прожилки и заполняет пустоты в риолитах. Галенит выделялся вместе с сфалеритом, выполняя тонкие прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава. Аргентит образует оторочки вокруг зерен галенита и редко отдельные включения в нем размером до 0,1 мм, сульфосоли и блеклые руды — тонкую вкрапленность в пирите-2 и сфалерите, золото — самостоятельные зерна в сростании с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами.

Учитывая чрезвычайно слабую изученность как рудного поля, так и всего Белогорского пояса, можно рассчитывать на открытие экономически интересных объектов с золото-серебряным оруденением в этой части региона.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аркачанское* золоторудное месторождение. Западное Верхоянье / В.В.Аристов, М.М.Константинов, Г.Ю.Орлова и др. // Руды и металлы. 2003. № 4. С. 15–31.
2. *Ахметжанова Г.М., Некрасов И.Я., Тихомирова В.И., Конюшок А.А.* Растворимость золота в сульфидно-мышьяковых растворах при 200/300°C // ДАН СССР. 1988. Т. 300. № 6. С. 1453–1456.
3. *Гавриков С.И.* Золоторудные формации Северо-Востока Якутии и их минеральные ассоциации // Тектономагматические и металлогенические проблемы геологии Якутии. Якутск, 1987. С. 140–142.
4. *Гамянин Г.Н.* Минеральные типы золоторудных месторождений // Позднемезозойский магматизм и золо-

- тое оруденение Верхне-Индибирского района. М., 1971. С. 150–221.
5. *Гамянин Г.Н.* Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974. С. 5–34.
  6. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Близповерхностное оруденение Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 82–89.
  7. *Золото* Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. – Улан-Уде: Изд. Бурятского научного центра СО РАН, 2004.
  8. *Зональность* и условия локализации магматизма и рудных месторождений Сибири // Тр. Сиб. НПО по геол.-геофиз. работам. Сиб. НИИ геол., геофиз. и минер. сырья. Новосибирск, 1988.
  9. *Золоторудные* гиганты России и мира / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. – М.: Научный мир, 2000.
  10. *Мельцер М.Л., Назаров И.И.* Гидротермально измененные породы как показатель условий рудообразования на месторождениях золота Южного Верхоянья // Тектономагматические и металлогенические проблемы геологии Якутии. Якутск, 1987. С. 90–98.
  11. *Некрасов А.И.* О причинах совмещения золотого, серебряного и полиметаллического оруденения в месторождениях Западного Верхоянья (Восточная Якутия) // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде, 2004. С. 137–139.
  12. *Некрасов А.И.* Золото-серебро-медно-порфиоровое оруденение Мангазейского серебрянорудного поля (Восточная Якутия) // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск, 2006. С. 119–122.
  13. *Некрасов А.И.* Золотое оруденение хр. Улахан-Тас (северо-восток Якутии) // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск, 2006. С. 122–125.
  14. *Некрасов И.Я., Яковлев Я.В., Соловьев Л.И., Лескова Н.В.* Первая находка золото-висмутового сульфида // ДАН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 438–441.
  15. *Некрасов И.Я., Диман Е.Н.* Высокотемпературная растворимость золота в растворах и генезис золоторудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 2. С. 24–31.
  16. *Панфилов В.И., Некрасов А.И.* Золото-медное оруденение северо-востока Якутии // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск, 2006. С. 138–141.
  17. *Сустафов О.А.* Метаморфогенные кварцевые прожилки в верхнетриасовых песчаных породах Верхоянно-Колымской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 80–88.
  18. *Тектоника*, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
  19. *Ahlfeld F.* Typen Bolii iansher Goldagerstatten. Zenralble Min. // Geol. et Pal. 1937. № 7. P. 240–255.
  20. *Anderson G.M.* The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100°C // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 480–492.
  21. *Carrido J.* Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 1932. 32. № 2. P. 137.
  22. *Krauskopf K.B.* The solubility of gold // Econ. Geol. 1951. Vol. 46. № 8. P. 34–58.
  23. *Scott S.D.* Sphalerite geotermometry and geobarometry // Econ. Geol. 1971. Vol. 66. P. 653–669.
  24. *Scott S.D.* Experimental Calibration of the sphalerite geobarometer // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 466–474.
  25. *Seward T.M.* Thio complex of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // Geochimica and Cosmochimica Acta. 1973. Vol. 37. P. 379.
  26. *Smith F.G.* Alkali sulphide theory of gold deposition // Econ. Geol. 1943. Vol. 38. P. 561–589.
  27. *Thomas T.M.* The mineral wealth of Wales and its exploration. – Edinburg-London: Oliver and Boyd, 1961.
  28. *Tollon F., Picot P.* Sur la paragenese des minerals filotene de Salsigne (Aude). Presens de mitildite // Bul. Aced. et Soc. Lorraines sci. 1969. Vol. 8. № 2. P. 112–117.
  29. *Weissberg B.C.* Solubility of Gold in Hydrothermal Alkaline Sulfide Solution // Econ. Geol. 1970. Vol. 63. № 5. P. 555–556.

УДК 553.411:[550.42:546.027]

© М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, 2007

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОЙ СЕРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

М.М.Константинов, Т.Н.Косовец (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

*Систематизированы данные по изотопному составу серы сульфидов золоторудных месторождений в терригенных толщах. Месторождения поделены на группы, различающиеся по диапазону колебаний, интервалу модальных значений и характеру распределения  $\delta^{34}\text{S}$ . Показано, что каждое месторождение по этим параметрам на одном уровне обобщения является «слепком» с рудоносной терригенно-сланцевой формации, а на другом, более локальном, — изотопно-геохимической аномалией.*

Уже первые опыты изучения изотопного состава серы сульфидов рудных месторождений привели к удивительным результатам. Оказалось, что изотопный состав серы сульфидов не только гидротермальных, но и некоторых ортомагматических месторождений существенно отличается от «метеоритного стандарта» — сера заимствована из вмещающих пород, где она прошла через биогенный цикл развития [6, 9]. Однако дальнейшее накопление информации показало, что изотопный состав серы может как отвечать метеоритному соотношению, так и существенно отклоняться от него в сторону положительных и отрицательных значений.

В настоящее время с удивительным постоянством и однообразием наличие глубинной «мантийной» и коровой «биогенной» серы обосновывается для самых различных рудно-формационных и геолого-генетических типов месторождений. Это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что «генетический» подход в данном случае зашел в тупик.

Так, по мнению Г.Фора [21], попытки создать критерии, позволяющие различать рудные месторождения магматически-гидротермального и осадочно-сингенетического происхождения оказались неудачными, поскольку диапазоны значений  $\delta^{34}\text{S}$  для этих типов месторождений часто перекрываются. О неприемлемости использования «на-прямую» величины  $\delta^{34}\text{S}$  для суждений об источнике вещества и невозможности получить достаточно корректную информацию относительно генезиса месторождений высказывается также ряд авторитетных исследователей [17, 18]. Исходя из этого, мы подошли к данной проблеме чисто эмпирически, построив по группе золоторудных месторождений в терригенных толщах направленный ряд эволюции модальных значений изотопного состава серы.

Необходимо отметить, что систематизация данных по проблеме изотопного состава серы золоторудных месторождений в углеродистых толщах впервые выполнена В.А.Буряком около 20 лет назад [3]. В общей сложности им использовано около 1000 анализов. По заключению В.А.Буряка, выбранные для сопоставления по  $\delta^{34}\text{S}$  объекты (месторождения в статье не названы) однотипны и являются представителями так называемой «черносланцевой», или «золото-углеродистой», формации. Главная их отличительная особенность, по мнению автора, — формирование в период метаморфизма и складчатых деформаций до внедрения позднеорогенных гранитоидов и основных пород, что в совокупности с полученными данными по изотопии серы наиболее согласуется с метаморфогенной концепцией.

В.А.Буряк сделал следующие основные выводы:

1. Установлено влияние состава пород на соотношение изотопов серы развитых в них сульфидов: пириты известковистых и кремнистых толщ обогащены тяжелым изотопом по сравнению с пиритами в алевросланцевых толщах.

2. Выявлена тенденция сокращения диапазонов величин  $\delta^{34}\text{S}$  с омоложением возраста месторождений.

3. Установлено облегчение изотопного состава серы в центральных наиболее золотоносных интервалах рудных зон в связи с их гомогенизацией.

4. Установлено последовательное облегчение изотопов серы по мере перехода от древних месторождений к молодым, а также при переходе от ранних минеральных ассоциаций (сульфидных) к поздним (кварцево-сульфидным).

Собранная нами информационная база насчитывает всего 2466 анализов, причем 1600 из них приходится на Мурунтау (данные С.Г.Кряжева,

1999 г.). Остальные распределены по объектам таким образом: Сухой Лог 164 ан. [13] и 127 ан. [12], Олимпиада 24 ан. (А.М. Гаврилов, 2003 г.) и 54 ан. [10], Зармитан 30 ан. [1], Дебора (Австралия) 118 ан. [29], Нежданинское 155 ан. [8], Наталка 32 ан. (С.Ф.Стружков, 2006 г.), Дегдекан 38 ан. [16], Майское 25 ан. (А.М.Гаврилов, 1999 г.) и 50 ан. [15], Донлин-Крик 51 ан. [24]. Гистограммы  $\delta^{34}\text{S}$  по всем перечисленным месторождениям приведены на рис. 1.

Представленная выборка охватывает десять крупных месторождений с запасами от 500 до 3–4 тыс. т Au, различающихся по особенностям вмещающей среды, пространственно-временным соотношениям с проявлениями магматизма (если таковые имеются), характеру рудообразующих структур, степени проявления метаморфических преобразований, рудно-формационному типу оруденения и т.д.

В число этих месторождений входят известные по многочисленным публикациям объекты, размещающиеся в различных частях разреза каменноугольно-юрского верхоянского терригенного комплекса (Нежданинское, Наталкинское, Дегдекан, Майское), месторождения Мурунтау в метатерригенных породах кембрий-ордовик-силурийского возраста, Сухой Лог и Олимпиада в верхнепротерозойском терригенно-карбонатно-сланцевом комплексе байкальской складчатой области, Чармитан в осадочно-метаморфизованном нижнесилурийском комплексе Южного Тянь-Шаня, Дебора в Австралии — в ордовикских метатурбидитах зеленокаменного пояса, Донлин-Крик на Аляске — в меловом флишевом комплексе активной континентальной окраины.

По пространственно-временным соотношениям магматических и рудных образований выделяются месторождения:

сформировавшиеся вне видимой связи с проявлениями магматизма (например, Дебора в рудной зоне Бендиго-Балларат, в которой гранитоидные массивы девонского возраста в рудовмещающем ордовикском разрезе находятся на значительном удалении от месторождений);

расположенные над скрытыми гранитоидными массивами (Мурунтау, Олимпиада), становление которых происходит близсинхронно с разноэтапными проявлениями оруденения, и Чармитан, локализуемое как в терригенных породах, так и в эндоконтакте гранитоидного массива;

являющиеся составляющими сложных рудно-магматических систем длительного становления (Нежданинское, Майское, Наталкинское).

По рудно-формационным характеристикам месторождения представляют типы:

золото-кварцевый, золото-(сульфидно)-кварцевый (Мурунтау, Чармитан, Дегдекан, Дебора, Донлин-Крик);

золото-мышьяковисто-сульфидный с комплексным золото-(палладий)-платиновым типом руд (Сухой Лог, Олимпиада);

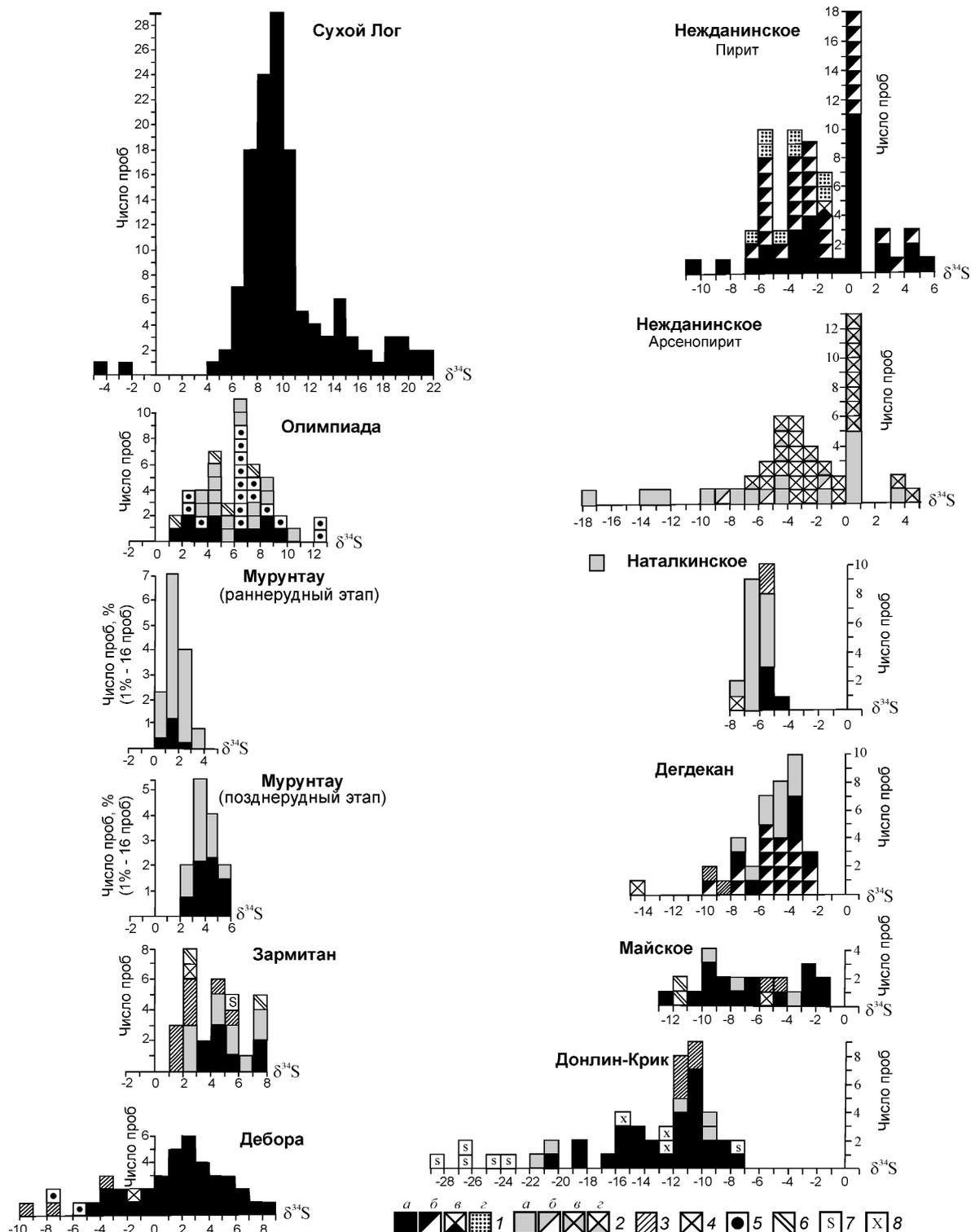
полиформационный, сочетающий признаки золото-мышьяковисто-сульфидного, золото-кварцевого, золото-серебряного типов (Нежданинское, Наталкинское, Майское).

В качестве примеров из 10 выбранных объектов рассмотрим три, расположенные в разных частях возрастного ряда, — Сухой Лог, Нежданинское и Донлин-Крик (см. рис. 1).

**Месторождение Сухой Лог** многократно служило предметом изотопно-геохимических исследований и обсуждений [2–4, 11–13, 20]. Эти исследования были направлены на выявление специфики руд по сравнению с фоновыми значениями и структурирование рудно-геохимической системы. Так, еще исследованиями Н.М.Заири и др. [12] были выявлены различия изотопно-геохимических характеристик сульфидов вмещающих толщ и руд.

Развитые на участке породы заключают пирит, который наблюдается в виде изолированных метакристаллов кубического габитуса, достигающих 1 см и более в поперечнике, реже — агрегатных скоплений таких кристаллов. На фоне повсеместной пиритовой вкрапленности рудоносная зона выделяется повышенной пиритизацией, приуроченной к ядерной части антиклинальной складки и отчасти к висячему боку последней. Пирит в пределах этой зоны обычно образует маломощные короткие прожилки, а также кристаллы более сложной формы по сравнению с характерными для фоновой вкрапленности и отличается повышенной золотоносностью. Наряду с пиритом, в резко подчиненных количествах присутствуют и другие сульфиды — пирротин, галенит, халькопирит, эпизодически арсенипирит. Отличительной особенностью минерализованной зоны является также концентрация в ней кварцевых образований, выделяющихся в виде оторочек вокруг метакристаллов и прожилков пирита, а также слагающих ряд более мощных малосульфидных кварцевых жил.

Характерно изменение состава изотопов серы сульфидов по мере изменения состава вмещающих пород. Пириты, развитые среди известковистых и кремнистых пород, имеют более высокие, как правило, положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$ , независимо от интенсивности золотоносности, по сравнению с аналогичными пиритами, находящимися в алевросланцевых разностях пород, т.е. обогащены тяжелым изотопом серы.



**Рис. 1. Гистограммы распределения  $\delta^{34}\text{S}$  рудной минерализации золоторудных месторождений в терригенных толщах:**

1 — разновидности пирита (*a* — массивный, *б* — пористый, *в* — регенерированный, *г* — конкреционный); 2 — разновидности арсенопирита (*a* — призматический, *б* — ромбический, *в* — бесформенный, *г* — регенерированный); 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — пирротин; 6 — антимонит; 7 — сульфосоли; 8 — халькопирит

Результаты изотопного анализа серы пиритов показали, что по закономерностям вариаций изотопного состава могут быть выделены две крупные совокупности значений. Первая, относящаяся к вкрапленному пириту вмещающих пород, характеризуется достаточно широкой дисперсией значений  $\delta^{34}\text{S}$  от -6,5 до +20,0‰. Известно, что подобная дисперсия в изотопном составе пиритов, обусловленная повышенными содержаниями изотопов  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$ , характеризует их серу как прошедшую цикл бактериальной сульфатредукции в субмаринных условиях, а вкрапленный пирит верхнепротерозойских осадочных толщ изученного участка, как, очевидно, и района в целом, имеют осадочно-биогенную природу.

Вторая совокупность значений изотопного состава серы варьирует в узких пределах (от +6,0 до +11,5‰) и характеризует в основном пирит, слагающий прожилки в зонах минерализации. Малая дисперсия величин  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах из прожилков и отчетливое обогащение их изотопом  $^{34}\text{S}$  со средним значением  $\delta^{34}\text{S}$  +8,7‰ позволяет предполагать возможность коровой ассимиляционной природы сульфидной серы. Этот вывод подтверждается составом изотопов серы пирротина.

Сопоставление участков рудной зоны показало, что по простиранию рудной зоны происходит обогащение пиритов изотопом  $\delta^{34}\text{S}$  от +6,4‰ на участке I до +10,5‰ на участке IV синхронно с изменением температуры кристаллизации сульфидов от 450° на востоке до 270–300° на западе (метод изотопной термометрии), а также pH растворов от кислых на востоке до щелочных через нейтральные на западе. По-видимому, в рудообразующей системе изменение величин  $\delta^{34}\text{S}$  находится в функциональной зависимости от изменения температуры и pH кристаллизации сульфидов.

Наряду с возрастанием величин  $\delta^{34}\text{S}$ , вдоль рудной зоны меняются содержания элементов-примесей (As, Co) и золота в сульфидах (пирите и пирротине). Содержание золота в пиритах с наиболее высокими (+10,5‰) и низкими (+6,4‰) значениями  $\delta^{34}\text{S}$  составляет менее 1 г/т и возрастает на порядок в пиритах со средними значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , кристаллизовавшихся из растворов, близких к нейтральным. Наличие подобной отчетливой зависимости указывает на тесную связь между выделениями золота и пирита. Одновременно в наиболее золотоносных интервалах уменьшается разброс величин  $\delta^{34}\text{S}$ , т.е. происходит гомогенизация изотопов.

Наряду с рудной зоной, аналогичному исследованию подвергся близлежащий гранитоидный массив, расположенный к западу–юго-западу от месторождения. Непосредственно в гранитоидах для измерения величин  $\delta^{34}\text{S}$  был использован рассеянный

в них пирит, являющийся, наряду с другими характерными аксессуориями (магнетит, сфен, циркон), наиболее поздним минералом, выделяющимся частично в постмагматическую стадию, а также молибденит, образующий небольшие включения в тонких кварцевых прожилках, секущих гранитоиды. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  для пиритов варьируют от +8,0 до +10,5‰, а для молибденита — от +10,3 до +11,3‰, т.е. в сравнительно узких интервалах, в целом близких к соответствующим значениям для пирита из зоны минерализации.

Аналогичные величины  $\delta^{34}\text{S}$  приводятся В.А.Буряком [3]. По его данным, состав изотопов серы сульфидов изменяется зонально. В рудном теле сера пиритов наиболее гомогенна,  $\delta^{34}\text{S}$  варьирует преимущественно в довольно узком интервале (от +6,5 до +12‰), во внешних ореолах сера более разнообразна и  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется в широком интервале от -15 до +27,5‰.

Один из первооткрывателей месторождения В.А.Буряк [2] впервые выдвинул гипотезу его метаморфогенно-гидротермального догранитного происхождения. По мнению С.Г.Кряжева и др. [13, 16], флюиды, с которыми связана предрудная карбонатизация, возникли при высокотемпературном метаморфизме. Магнезиально-железистые карбонаты сформировались в процессе гидролиза органического вещества вмещающих терригенных пород при 370–380°С. Растворы имели преимущественно натриево-хлоридный состав, повышенную концентрацию (5–10% NaCl) и восстановленность ( $\text{CH}_4 > \text{CO}_2$ ).

В зоне рудоотложения (по С.Г.Кряжеву) устанавливается широкая дисперсия  $\delta^{34}\text{S}$  (от +6 до +21,5‰), обусловленная смешением серы осадочно-диагенетической и серы, привнесенной с глубинных уровней карбонатно-терригенной толщи. Изотопно-тяжелая сера, преобладающая во внешней зоне ореола, характерна для сульфатов морского происхождения. Ее присутствие, вероятно, обусловлено близостью известковистых отложений перекрывающей свиты. Косвенным подтверждением этому служит резкое увеличение содержания йода и брома в пиритах внешней зоны.

Привносимая сера, изотопный состав которой оценивается средним значением +8‰, как полагает С.Г.Кряжев, имеет отчетливо коровую природу и могла быть мобилизована из осадочных пород и гомогенизирована в процессе их гранитизации. В пользу последнего предположения свидетельствует идентичность  $\delta^{34}\text{S}$  пирита рудной зоны месторождения и пирита из гранитов Константиновского штока.

Формирование поздних анкерит-сульфидно-кварцевых золотоносных прожилков связано с функционированием конвективной гидротермальной

ной системы, основу которой составляли нагретые до 350–300°C метеорные воды. Разбавленные (<1% NaCl) окисленные ( $\text{CO}_2/\text{CH}_4=50\text{--}100$ ) преимущественно гидрокарбонатные растворы производили дополнительное перераспределение и концентрирование золота, что привело к окончательному формированию рудных тел в их современном виде.

В.В.Дистлер [22], изучавший платиноносность руд, считает, что источником платины был расположенный на глубине магматический очаг; в последних публикациях В.Л.Русинова и др. [19] оруденение Сухого Лога связывается с базит-гипербазитовым магматизмом.

Независимо от взглядов на генезис месторождения, подчеркнем основные характеристики изотопного состава серы рудных сульфидов: общий разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  от -5 до +22‰; преобладающие значения сосредоточены в интервале от +6 до +15‰; мода  $\delta^{34}\text{S}$  приходится на величины от +7 до +11‰.

**Нежданнинское месторождение** сформировалось в результате многостадийного гидротермально-магматического процесса. В составе его руд присутствуют золото-мышьяковисто-сульфидный с тонкодисперсным золотом, золото-сульфидно-кварцевый со свободным золотом и серебро-сульфосольный минеральные комплексы. Результаты изотопно-геохимических исследований освещены в монографии [8].

Изотопный состав серы был исследован в пирите и марказите из вмещающих осадочных пород, акцессорных сульфидах магматических пород рудного поля и сульфидах из золотосодержащих кварцевых жил и прожилково-вкрапленных зон. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  в марказите из осадочных пород варьируют от -1,2 до +10,3‰. Изотопный состав серы сульфидов из магматических образований располагается в области значений от -4,0 до +0,7‰. Широкие колебания  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для сульфидов из рудных тел. Вся совокупность данных (155 анализов) перекрывает интервал от -18 до +6‰. Однако большая часть изученных образцов (125 анализов) лежит в относительно узкой области от -6 до +0,7‰ с ярко выраженным максимумом в интервале 0–1‰. Колебания величин  $\delta^{34}\text{S}$  для отдельных минералов сопоставимы между собой: для пирита интервал значений располагается между -11,0 и +6,0‰. В остальных сульфидах сера несколько обогащена легким изотопом.

Совокупность данных показывает, что от диагенетического пирита, через его преобразованные разновидности, метакристаллы в зонах березитов, к рудным телам наблюдается постепенное обогащение серы легким изотопом. Наиболее существенно обогащена легким изотопом сера позднего регенерированного пирита с  $\delta^{34}\text{S}=-4,3\text{‰}$ .

Кристалломорфологические разновидности арсенопирита также характеризуются разным соотношением изотопов серы. В целом можно заключить, что гипидиоморфнозернистый жильный арсенопирит отличается более гомогенным и тяжелым изотопным составом серы по сравнению с призматическим арсенопиритом, но направленного изменения его изотопного состава, как в случае с пиритом, не отмечается.

Сопоставление изотопного состава серы пирита и арсенопирита как в целом по месторождению, так и по отдельным рудным телам, генерациям и сосуществующим парам свидетельствует о преобладании в 85% случаев в составе серы арсенопиритов более легкого изотопа.

Данные изотопного состава серы околорудного и рудного пирита показывают, что от центральной части рудной зоны к ее флангам в составе изотопов серы возрастает доля более тяжелого изотопа. Такая же тенденция отмечается и для серы арсенопирита из рудных жил, однако она не проявлена для арсенопирита из зон метасоматических изменений.

Несмотря на значительные вариации величин  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите и арсенопирите, их поздние генерации характеризуются более гомогенным изотопным составом серы. В пользу этого свидетельствуют также данные о минералах из галенит-сфалерит-сульфосольной ассоциации, для которых величина  $\delta^{34}\text{S}$  лежит между -6,2 и +0,7‰.

Соотношение изотопов кислорода в алевролитах, отобранных в пределах рудного поля, располагается в области от +1,5 до +12,3‰, что указывает на обедненность метаосадочных пород тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ . По опубликованным данным наиболее типичные величины  $\delta^{18}\text{O}$  для глинистых сланцев находятся в области от +13 до +20‰.

Соотношение кислорода в метасоматически измененных породах несколько отличается от величин  $\delta^{18}\text{O}$  для метаосадочных пород. Изотопный состав кислорода кварц-серицитовых метасоматитов и роговиков примерно одинаков. Метасоматические породы карбонатной фации характеризуются переменной величиной  $\delta^{18}\text{O}$  (от +2,3 до +11,7‰).

Изотопный состав кислорода кварца из рудных тел крайне непостоянен и для совокупности изученных образцов лежит в области от +5,0 до +15,2‰. Примерно таким же образом изменяются значения  $\delta^{18}\text{O}$  кварца во всех основных рудных зонах: от +7,1 до +12,6‰ в рудной зоне № 1, от +6,1 до +12,4‰ в рудной зоне № 8 и от +5,0 до +13,6‰ в рудной зоне № 56.

В безрудных жилах соотношение изотопов кислорода в кварце располагается в интервале от +5,6 до +11,3‰.

Изотопное соотношение углерода жильных карбонатов меняется от ранних генераций к поздним в сторону их утяжеления (от -12 до +1‰). Это объясняется тем, что формирование карбонатов происходило из флюида, в существенной мере обедненного  $\delta^{18}\text{O}$ . Обычно значения  $\delta^{18}\text{O}$  минералообразующего флюида, из которого отлагались золотые руды, локализованные в метаосадочных породах, варьируют в области 5–10‰ [27] или 7–13‰ [23].

На основании данных о геодинамическом развитии региона и многоэтапном магматизме для Нежданнинского месторождения разработана модель полихронной рудно-магматической «плутоногенно-метаморфогенной» системы [8]. Характер распределения значений  $\delta^{34}\text{S}$  в этой системе — полимодальный и может быть обусловлен как комбинированным источником серы, так и явлениями внутрирудного метаморфизма, регенерации и перераспределения вещества.

Основные параметры  $\delta^{34}\text{S}$  Нежданнинского месторождения таковы: общий разброс величин  $\delta^{34}\text{S}$  от -18 до +6‰, модальный интервал от -6 до +1‰.

**Месторождение золота Донлин-Крик** в Юго-Западной Аляске, согласно характеристике R.J.Goldfarb и др. [24], имеет возраст около 70 млн. лет и расположено в породах позднемелового флишевого бассейна. Гипабиссальный, в основном риолитовый до риодацитового, дайковый комплекс, развитый на площади 8×3 км, возрастом 77–58 млн. лет, вмещает рудную минерализацию. Месторождение можно разделить на ряд участков, большая часть которых состоит из плотной сети кварц-карбонатных прожилков, заполняющих трещины растяжения северо-восточного простирания в изверженных породах. В комплексе сульфидов преобладают арсенопирит, пирит и обычно более поздний антимонит; тонкодисперсное золото заключено в арсенопирите. Серицитизация, карбонатизация и сульфидизация были главными процессами изменения вмещающих пород.

Изучение флюидных включений в кварце показывает преимущественно водный состав рудных флюидов с добавлением также 3–7 моль-процентов  $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$  и от нескольких десятых до нескольких моль-процентов  $\text{NaCl} \pm \text{KCl}$ .

Золотоносные флюиды кристаллизовались при температуре 275–300° на глубине 1–2 км. Часть более позднего антимонита могла быть отложена водными флюидами поздних стадий при более низких температурах. По значениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  продуктивного кварца предполагается коровое происхождение флюидов, при незначительном смешивании с метеорными водами и экстрагировании органического вещества.

Гидротермальные сульфиды, ассоциирующие с золотом, по величинам  $\delta^{34}\text{S}$  (от -16 до -10‰), содержат серу, извлеченную из диагенетического пирита флишевого бассейна. Предполагается наличие локального резервуара серы в бассейне, по значениям  $\delta^{34}\text{S}$  антимонита (-27‰). По соотношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  рудовмещающих даек от 0,706 до 0,709 часть позднемеловых магматических образований имеет коровое происхождение. Об этом же свидетельствуют определения изотопов Pb интрузивных пород и сульфидов.

Рудоносная система, сформировавшая рудную минерализацию Донлин-Крик, интерпретируется как орогеническая или связанная с интрузиями, т.е. магматогенно-гидротермальная.

Генетическая модель эволюции золота месторождения Донлин-Крик представляется следующей [25, 26].

Частичное плавление мантии под субдуцирующей плитой привело к внедрению интрузии и вулканоплутонических комплексов по всему флишевому бассейну. В некоторых местах, в том числе на участке Донлин, кристаллизовались «флишевые расплавы», возникшие на глубине около 30 км.

Транспортирующие золото гидротермальные флюиды образовались в процессе удаления летучих в ходе метаморфизма глубинных частей флиша или из уже сформировавшихся «флишевых расплавов». Отмечается попадание в гидротермальную систему незначительных количеств поверхностных вод. Золотоносная минерализация сформировалась в уже раскристаллизованных и структурно-благоприятных дайково-силловых комплексах. При этом отмечаются секущее положение рудных зон по отношению к дайкам и их переходы из даек в терригенный флиш.

Предложенная гипотеза «флишевых расплавов» объясняет участие биогенной серы в рудном процессе.

В сферу рудоотложения — пояс малых интрузий в экзоконтактной зоне скрытого плутона «контаминированной» природы — поступают следующие компоненты: летучие компоненты метаморфической природы; магматические флюиды флишевого расплава; магматические флюиды контаминированного расплава; теплопоглощающие метеорные воды.

Глубина возникновения очагов плавления флиша 50–20 км.

Общий интервал  $\delta^{34}\text{S}$  от -28 до -5‰, мода  $\delta^{34}\text{S}$  отвечает величине от -12 до -10‰.

В целом на примере трех рассмотренных месторождений видно, что данные изотопной геохимии представляют широкие возможности для самых разнообразных, в том числе достаточно экстравагантных, генетических построений.

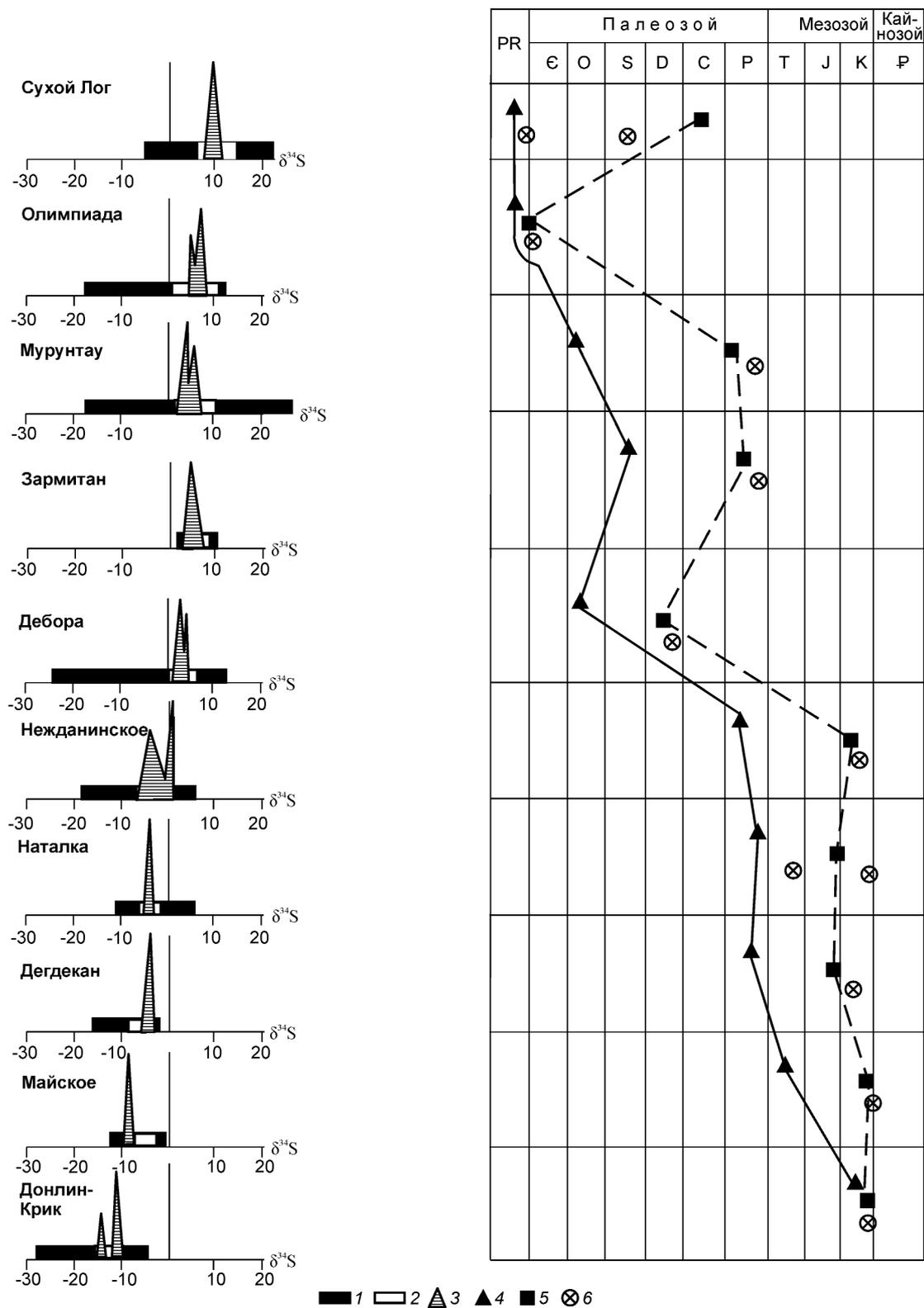


Рис. 2. Обобщенная схема эволюции изотопного состава серы сульфидов золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых формациях в сопоставлении с возрастом вмещающих толщ и магматических пород:

разброс содержаний  $\delta^{34}\text{S}$ : 1 — общий, 2 — модальный, 3 — максимальное значение моды; возраст образований: 4 — терригенных, 5 — магматических, 6 — рудных

Сгруппированные нами по направленному изменению изотопного соотношения  $S^{32}/S^{34}$  сульфидов десять золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах (рис. 2) позволяют наметить ряд тенденций и особенностей.

1. По мере перехода от более древних месторождений к более молодым (в интервале 800–70 млн. лет) происходит смена тяжелого изотопа серы на легкий.

2. Аналогично омолаживаются рудовмещающие терригенно-сланцевые комплексы от рифейских до послерифейских.

3. Связи оруденения с магматизмом варьируют от весьма проблематичных (Сухой Лог) через месторождения, пространственно ассоциирующие с дайками и штоками (Нежданинское, Майское), до непосредственно локализованных в интрузивных штоках, с которыми рудная минерализация близка по времени формирования (Донлин-Крик).

Таким образом, намечившая эволюция изотопно-геохимического ряда тесно не увязывается с генетическими построениями.

Х.Тоуд [28], видимо, впервые, на весьма ограниченном фактическом материале, высказал гипотезу, что древние осадочные породы обогащены тяжелым изотопом серы, тогда как молодые — легким. Эта идея была впоследствии отвергнута А.П.Виноградовым и др. [7], однако современные исследования Г.Фора [21] показывают, что вариации величин  $\delta^{34}S$  морских сульфидных минералов в период с позднего докембрия до настоящего времени имеют обобщенный вектор в направлении их уменьшения. Это происходит на фоне полициклического развития и широкой вариации значений.

Вероятно, каждое золоторудное месторождение ряда, независимо от форм его ассоциации с магматизмом и тонкостей физико-химических механизмов рудообразования, в обобщенном виде является «слепком» с рудоносной терригенно-сланцевой формации. Иначе говоря, на одном уровне обобщения золоторудное месторождение является элементом геологической формации, на другом, более локальном, — изотопно-геохимической аномалией, которой свойственны гомогенизация изотопного состава, внутреннее структурирование системы и другие признаки.

В.Н.Кулешов [14], обобщивший обширный материал по изотопному составу углерода и кислорода глубинных карбонатов (карбонатитов и кимберлитов), пришел к выводу о значительной роли осадочного вещества в процессе глубинного карбонатообразования. Им также показано, что с архейского до третичного времени в глубинных

карбонатах постепенно возрастает относительная роль  $\delta^{13}C$  (от -5 до +2‰) и  $\delta^{18}O$  (от +15 до +25‰).

Отметим некоторые особенности второго порядка намечившегося ряда.

1. Для большинства месторождений диапазон колебаний  $\delta^{34}S$  охватывает область положительных и отрицательных значений, т.е. в большинстве месторождений состав серы характеризуется наличием как тяжелого ( $^{34}S$ ) так и легкого ( $^{32}S$ ) изотопов. Максимальный диапазон колебаний  $\delta^{34}S$  достигает ~40‰ (-18÷+26‰, Мурунтау).

2. Выделяется группа месторождений, обогащенная исключительно легким изотопом  $^{32}S$  (Дегдекан, Майское, Донлин-Крик), с узким диапазоном  $\delta^{34}S$ , равным 1–20‰ (-13÷-1‰ — на Майском месторождении, -28÷-5‰ — на Донлин-Крик).

3. По интервалу модальных величин (с максимальной плотностью распределения) выделяются группы месторождений: с преобладающей тяжелой серой (Сухой Лог, Олимпиадинское, Мурунтау, Дебора); с преобладанием величин  $\delta^{34}S$ , близких к метеоритному стандарту (Нежданинское); с преобладанием легкого изотопа серы (Наталкинское, Дегдекан, Майское, Донлин-Крик).

4. По характеру распределения величин  $\delta^{34}S$  месторождения подразделяются на группы: с одномодальным (Наталкинское, Дегдекан) и с дву(поли)модальным (Олимпиадинское, Дебора, Нежданинское) распределением. Для части месторождений в этом плане ответ неоднозначен или неясен (Майское, Сухой Лог).

В свете всего вышеизложенного резонно полагать, что анализ генетических особенностей конкретного месторождения будет не вполне корректным без определения его позиции в рассмотренной изотопно-геохимической последовательности.

По-видимому, нами затронута одна из фундаментальных особенностей геохимической эволюции земной коры, заслуживающая дальнейшего изучения. Ее суть, вероятно, состоит в том, что в результате формирования более молодых этажей земной коры путем переработки древних докембрийских образований через эрозию, осадконакопление, метаморфизм, гранитизацию и т.д. происходит длительная эволюционная сепарация изотопов серы, которая наследуется рудообразующей системой, независимо от ее генетической принадлежности.

Завершая рассмотрение, которое сознательно проведено нами в стиле чисто эмпирического обобщения, приведем высказывание великого В.И.Вернадского: «Научные гипотезы имеют всегда временное существование и имеют меньшую достоверность, чем научные факты и научные эмпирические обобщения» [5].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Зармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
2. *Буряк В.А.* О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района // Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1964. С. 184–189.
3. *Буряк В.А.* Пространственно-временная эволюция состава изотопов серы золоторудных месторождений среди углеродистых толщ // ДАН СССР. 1987. Т. 295. № 1.
4. *Буряк В.А., Хмелевская Н.М.* Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. — Владивосток: Дальнаука, 1997.
5. *Вернадский В.И.* Размышления натуралиста. 4.1. Пространство и время в неживой и живой природе. — М.: Наука, 1975.
6. *Виноградов А.П., Чупахин М.С., Гриненко В.А., Трофимов А.В.* Изотопный состав серы в связи с вопросом о возрасте пиритов осадочного генезиса // Геохимия. 1956. № 1. С. 96–106.
7. *Виноградов А.П., Чупахин М.С., Гриненко В.А.* Изотопные отношения  $S^{32}/S^{34}$  в сульфидах // Геохимия. 1956. № 4. С. 3–10.
8. *Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В.* Нежданское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2000.
9. *Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильских месторождений // Геохимия. 1963. № 1. С. 35–39.
10. *Заири Н.М., Глухов А.П., Палкин И.И., Звягина Е.А.* Изотопно-геохимические характеристики зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах // ДАН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 956–960.
11. *Золоторудные гиганты России и мира* / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000.
12. *Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности* / Н.М.Заири, С.Д.Шер, В.П.Стрижев и др. // Советская геология. 1977. № 1. С. 90–98.
13. *Кряжев С.Г.* Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
14. *Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. — М.: Наука, 1986.
15. *Майское* многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (O и S), история и условия формирования / Н.С.Бортников, И.А.Брызгалов, Н.П.Кривицкая и др. // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
16. *Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Кряжев С.Г., Быстрова А.К.* Пириты терригенных черносланцевых пород Дегдеканского золоторудного поля, Центрально-Колымский район // Руды и металлы. 2005. № 3. С. 45–57.
17. *Омото Х., Рай Р.* Изотопы серы и углерода. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1982.
18. *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. — М.: Наука, 2000.
19. *Русинов В.Л., Русинова О.В., Борисовский С.Е., Алышева Э.И.* Состав метасоматических минералов золоторудного месторождения Сухой Лог как критерий его связи с базит-гипербазитовым магматизмом // Докл. РАН. 2005. 405. № 5. С. 661–665.
20. *Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем* / М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, С.Г.Кряжев и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
21. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.
22. *Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия)* / В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.
23. *Goldfarb R.J., Newberry R.J., Pickthorn W.J., Gent C.L.* Oxygen, hydrogen and sulfur isotope studies in the Juneau Gold Belt, Southeastern Alaska: Constraints on the origin of hydrothermal fluids // Econ. Geol. 1991. Vol. 86. P. 66–80.
24. *Goldfarb Richard J., Ayuso Robert, Miller Marti L.* The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Episohal Ore Formation // Econ. Geol. VI–VII. 2004. Vol. 99. № 4. P. 643–673.
25. *Gray I. E., Gent C.A., Snee L.W and Wilson F.H.* Epithermal mercury-antimony and gold-bearing vein lodes of Southwestern Alaska // Economic geology monograph 9. 1997. P. 287–305.
26. *Moll-Stalcup E. and Arth J.G.* The nature of the crust in the Yukon-Koyukuk province as inferred from the chemical and isotopic composition of five Late Cretaceous to early Tertiary volcanic fields in western Alaska // Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets. 1989. Vol. 94. P. 15.
27. *Nesbitt B.E., Muehlenbachs K.* Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: Evidence for ore formation from evolved meteoric water // Econ. Geol. 1989. P. 553–563.
28. *Thode H.G., Macnamara J., Fleming W.H.* Sulphur isotope in nature and geological and Biological time scales // Geoch. Et Cosmoch. Acta. 1953. № 5. P. 235.
29. *Yiefei Jia, Xia Li and Robert Kerrich.* Stable Isotope (O, H, S, C, and N) Systematics of Quarts Vein Systems in the Turbidite-Hosted Central and North Deborah Gold Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia: Constraints on the Origin of Ore-Forming Fluids // Econ. Geol. VII. 2001. Vol. 96. № 4. P. 705–722.

УДК 553.411`497.1:551.263

© Б.Я.Вихтер, 2007

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ, ВМЕЩАЮЩИХ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАКЫРЧИКСКОГО СЕМЕЙСТВА

Б.Я.Вихтер (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

*Терригенные породы золотоносных провинций, вмещающих месторождения бакырчикского семейства, широко варьируют по возрасту и формационной принадлежности, отражая различные геотектонические обстановки накопления. Они включают олигомиктовые, полимиктовые, вулканомиктовые породы; по петрохимическому составу в целом отличаются повышенным содержанием базальтофильных оксидов и часто наиболее близки граувакке по Ф.Дж.Петтиджону. Фоновые содержания золота и  $C_{орг}$  не обнаруживают очевидного различия для золотоносных и незолотоносных терригенных комплексов.*

Рассматриваемое рудно-формационное семейство включает многие крупные золоторудные месторождения [3]. Металлогенические провинции с широким развитием золото-мышьяково-сульфидных месторождений бакырчикского семейства характеризуются преобладающим развитием терригенных толщ в строении рудоносного этажа. На рис. 1 представлены стратолитологические колонки главных золотоносных провинций мира, в которых золоторудная минерализация связана с терригенными комплексами.

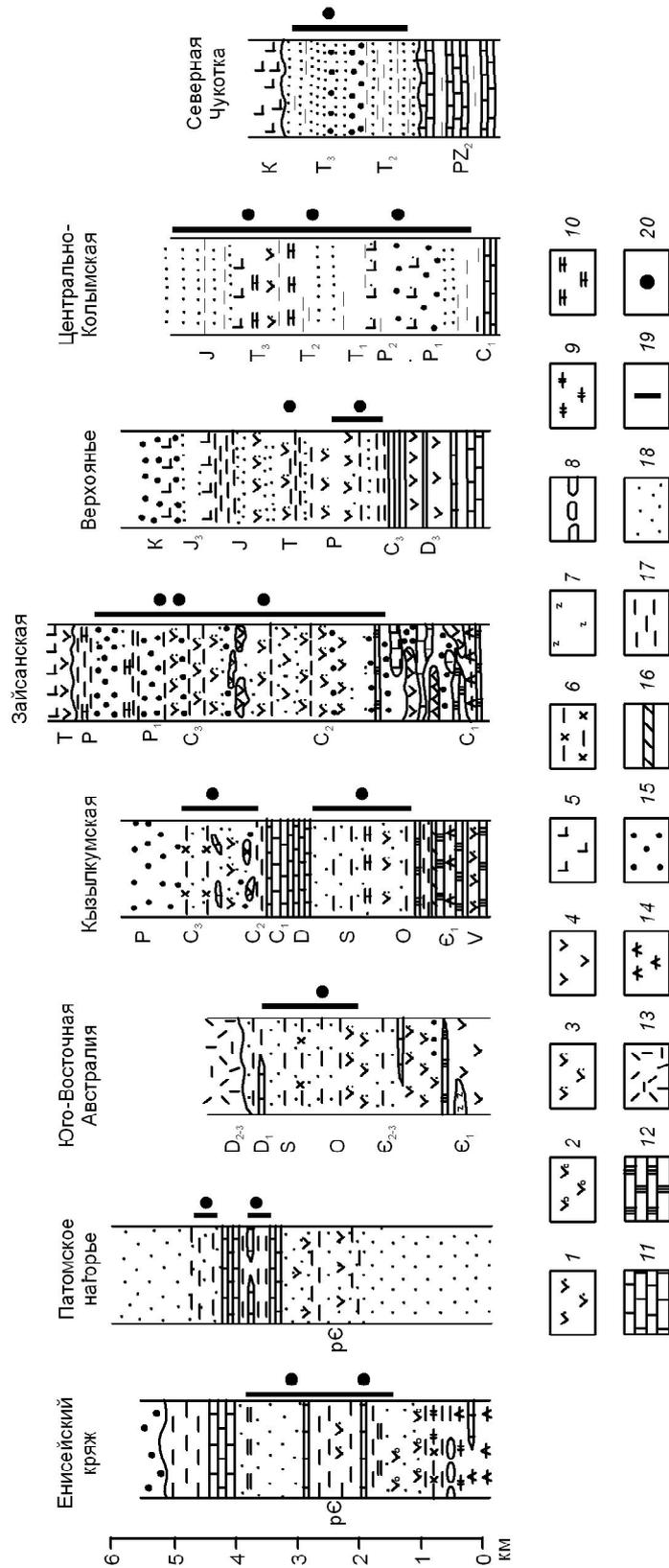
В Кызылкумской золотоносной субпровинции подавляющая часть золоторудных месторождений размещается в пределах двух разновозрастных свит — ордовик-силурийской бесапанской и средне-верхнекаменноугольной карашахской. Первая из них может быть отнесена к *песчано-сланцевой (флишоидной) формации*. Она сложена преимущественно песчаниками (преобладают), алевролитами, в меньшей мере филлитами. Часто, хотя в небольшом объеме, присутствуют линзовидные прослои кремнистых сланцев, маломощные прослои известняков. Алевролитовые и псаммитовые разности полимиктовые, 5–10% составляют известковистые прослои, примерно столько же вулканомиктовых пород. Метаморфизм пород находится на уровне зеленых сланцев. В песчаниках преобладают псаммитобластовые структуры при колебаниях от лепидогранобластовых до blastопсаммитовых. Толща интенсивно дислоцирована, широко проявлена пloyчатость. Некоторые исследователи выделяют до пяти этапов складчатости. По нашим наблюдениям, отчетливо устанавливаются, как минимум, два этапа дислокаций, сопровождающиеся развитием стресс-минералов. Первичная слоис-

тость, которая в терригенных толщах обычно подчеркивается градационной, не отмечается, что, возможно, связано с интенсивной дислоцированностью пород.

Сравнительно монотонный характер разреза, преимущественно полимиктовый до олигомиктового состав алевро-псаммитового материала, редкая встречаемость грубообломочных пород свидетельствуют об отложении в бассейнах, удаленных от областей размыва, на умеренной глубине и в относительно спокойной тектонической обстановке. Наиболее вероятно обстановка пассивного континентального склона.

Породы карашахской рудовмещающей толщи можно отнесены к *олистостромово-флишоидной формации*. При наличии разнообразных по составу и размеру олистолитов и глыб толща в целом стратифицирована. Для нее характерна резкая фациальная изменчивость. На разных участках существенно изменяется соотношение линзовидных прослоев конгломератов, гравелитов, аргиллитов, песчаников, кремнистых и известняковых пород. При большом разнообразии петрографических и литологических разновидностей олистолитов среди них преобладают кремнистые сланцы, известняки и доломиты, метавулканыты и вулканогенные, преимущественно базальтовые, породы. Метаморфизм пород, если судить по песчаникам матрикса, невысокий. Преобладают псаммитовые структуры и очень редко в зонах динамометаморфизма отмечаются blastопсаммитовые.

Породы интенсивно дислоцированы, нередко дисгармоничные сложные складки, зоны кливажарассланцевания с микролитонами размером доли миллиметра. При этом часто сохраняются складки



**Рис. 1. Положение золотоносных уровней и стратовулканических «терригенных» месторождений в стратолитологических колонках провинций:**

1 — туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники; 2 — туфоконгломераты, вулканомиктовые конгломераты; 3 — граувакки; 4 — базальты, метабазаляты; 5 — андезиты, метаандезиты; 6 — хлоритовые филлиты; 7 — ультрабазиты; 8 — кварциты; 9 — слюдяные (биотитовые, мусковитовые) сланцы; 10 — известковистые породы; 11 — карбонатные породы; 12 — кремнистые сланцы, яшмовиды; 13 — вулканиты кислого состава; 14 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 15 — конгломераты; 16 — доломиты; 17 — алевропелиты; 18 — песчаники; 19 — рудовмещающий интервал; 20 — позиция наиболее крупных месторождений

оползания, отчетливо видна градационная слоистость.

Как известно, олистостромовые толщи служат показателем активной тектонической обстановки, характерной для островодужных систем или активных континентальных окраин. Для олистострома Южного Тянь-Шаня следует учитывать его повсеместную ассоциацию с предшествующими отложениями карбонатной формации шельфа, занимающей обширные пространства, что, скорее, свойственно внешним зонам островодужных систем. Важно также учитывать ассоциацию олистострома преимущественно с тонкообломочным флишоидным и менее с моласоидным разрезом, а также сходство строения некоторых участков с моделью тектонических аккреционных призм [1]. Все эти признаки позволяют предположить, что формирование олистостромово-флишоидной формации Южного Тянь-Шаня происходило в субмаринной обстановке в процессе развития шарьяжей и наволоков, в период, который можно назвать коллизионным или раннеорогенным.

В Центрально-Таджикской субпровинции наиболее крупные золотые месторождения также связаны со средне-верхнекаменноугольной олистостромово-флишоидной формацией. Широко развитые линзы гравелитов и конгломератов придают толще моласоидный облик. Возможно, эта фациальная особенность свидетельствует о более высоком стратиграфическом уровне пород по сравнению с их аналогами в Кызылкумах.

В Зайсанской золотоносной провинции (Камба) важнейшие золоторудные месторождения бақырчикского семейства размещаются в толще, которую

можно отнести к *формации шлировой молассы*. В ней резко преобладают песчаники, широко развиты линзовидные прослои конгломератов, крупно- и грубозернистых песчаников, в подчиненном количестве встречаются прослои аргиллитов и кремнистых пород, прослои шунгита, мергелей, известковистых конкреций. Отмечаются многочисленные отпечатки флоры. Характер чередования литологических разностей меняется от нечетко слоистого, линзовидного до контрастного флишеподобного. Конгломераты часто редкого гальчатые с рассредоточенной галькой (рис. 2); для большинства пород характерна плохая сортированность материала. Встречаются песчаники с косою слоистостью. По петрографическому составу преобладают граувакковые породы до вулканомиктовых, нередко известковистые.

Метаморфизм пород слабый. Песчаникам свойственны псаммитовые структуры и отсутствие бластеза даже для алевритовых частиц. Толща дислоцирована очень слабо: отмечается лишь приразломная складчатость. Отлично сохраняются ненарушенная градационная слоистость, следы локального размыва (см. рис. 2).

Перечисленные признаки шлировой молассы Калбы позволяют предположить, что ее формирование происходило в мелководном активно погружающемся и активно замыкающемся бассейне. Отложения формации представляют, по-видимому, удаленные дельтовые фации крупных палеопотоков.

В Центрально-Колымской золотоносной области золоторудные месторождения размещаются в пермских – среднеюрских породах различных свит. В качестве основных рудовмещающих формаций

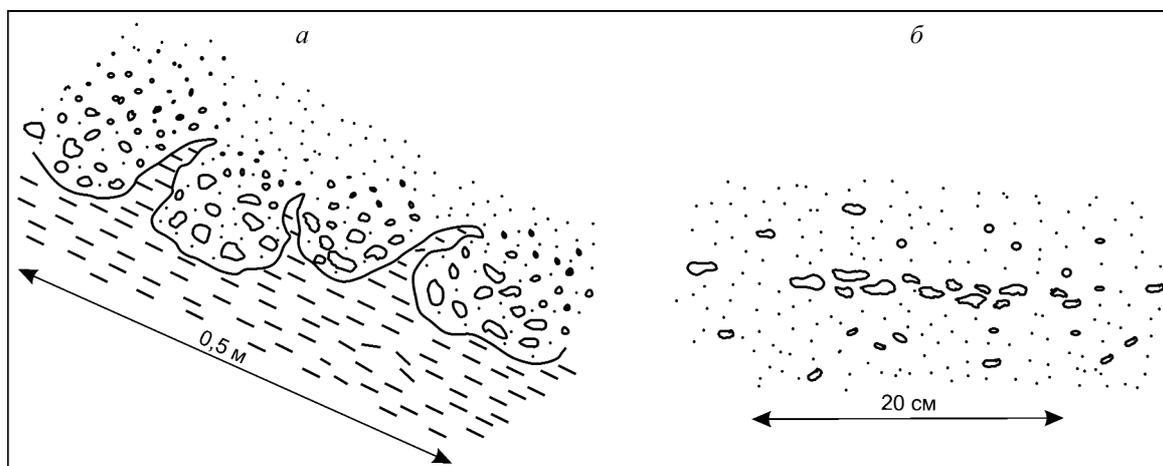


Рис. 2. Фрагменты строения шлировой молассы в районе Бақырчикского рудного поля:

*a* — размыв аргиллитового слоя и отложение пород нового цикла; *б* — редкого гальчатый конгломерат

выделены верхнепермская шлировая моласса и триас-юрская флишевая.

*Шлировая моласса* Центральной Колымы по литологическому составу и строению сходна с аналогичной формацией Калбы, но существенно отличается от нее по петрографическому составу. В сводном трехчленном разрезе верхнепермских отложений Аян-Уряхского антиклинория в ее состав входят породы двух свит — атканской и нерючинской. Нижний член сводного разреза (тасская свита) представлен преимущественно тонкообломочными породами с неяснослоистым чередованием литологических разностей, среди которых на фоне преобладающих глинистых сланцев различаются полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и известковистые сланцы. В шлировой молассе нижняя часть, соответствующая атканской свите, состоит из линзовидных прослоев редкогалечных плохо отсортированных конгломератов, чередующихся с неяснослоистыми также несортрованными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В конгломератах отмечаются элементы косо́й слоистости (рис. 3, б), свидетельствующие, как и характер расположения гальки, о большой роли коротких пролювиальных потоков при формировании пород. Встречаются туфы, не имеющие широкого распространения. Конгломераты и гравелиты приобретают туфовидный облик при интенсивном рассланцевании. Среди обломков вулканогенные породы распространены широко; чаще других отмечаются альбитофиры, нередко андезиты и дациты. В верхней части формации (нерючинская свита) преобладают песчаники и глинистые сланцы, гравелиты и конгломераты редки. Характерны неясная слоистость, плохая сортированность песчаников.

Породы претерпели региональный метаморфизм слабой интенсивности. Песчаники имеют преимущественно бластопаммитовую, реже псаммитовую структуру, что несколько интенсивнее метаморфизма пород шлировой молассы Калбы. Существенно интенсивнее, чем у последних, дислоцированность пород колымской шлировой молассы. Преобладают широкие открытые складки, но нередко наблюдаются изоклинальные. Отмечаются интенсивные рассланцевание и кливаж толщи, затушевывающие местами градационную слоистость, хотя в целом последняя вполне улавливается (см. рис. 3, а).

Формирование пород формации, как и одноименной формации в Зайсанской провинции, происходило в условиях повышенной тектонической активности. Судя по отсутствию обильных флористических остатков (хотя поздняя пермь — это период «усиления роли наземных расте-

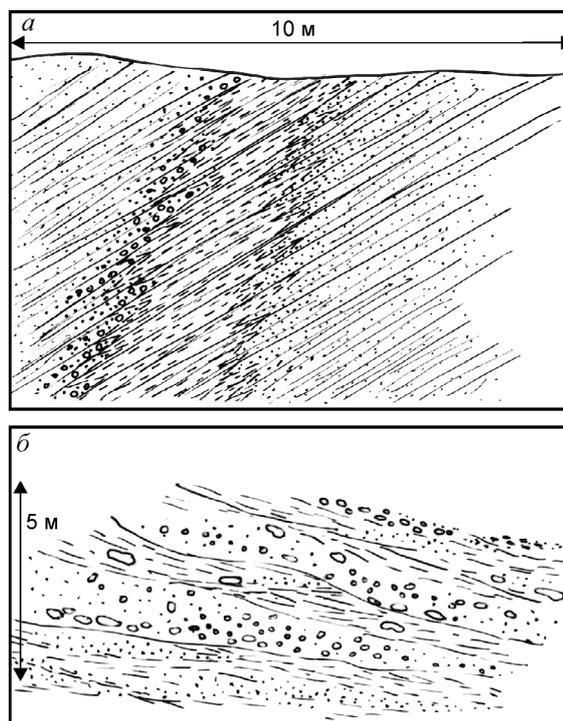


Рис. 3. Шлировая моласса Центральной Колымы:

а — соотношение слоистости и кливажа; б — сочетание градационной и косо́й слоистости

ний» (БСЭ. 1975. Т. 19. С. 428)), бассейн аккумуляции не был мелководным и не происходило его замыкания.

*Флишевая формация* Центральной Колымы охватывает в основном нижне- и среднеюрские породы. Характерно тонкослойное чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; подчиненное значение имеют мергелистые прослои, гравелистые разности; на некоторых участках наблюдаются пачки с грубообломочным плохо сортированным материалом, как бы «перекликающимся» с породами шлировой молассы. В породах часто видны косо́я слоистость, нередко — шаровая отдельность (особенно в мергелистых прослоях), наблюдаются конволютные складки и складки оползания. По составу преобладают полимиктовые, реже олигомиктовые и вулканомиктовые песчаники и алевролиты.

Метаморфизм пород не интенсивный. Преобладают бластопаммитовые структуры, характерны параллельные текстуры песчаников. По визуальной оценке (наблюдения в шлифах) песчаники и алевролиты флишевой формации метаморфизованы несколько интенсивнее, чем аналогичные породы пермской шлировой молассы провинции. Более интенсивна и ее дислоцированность. Шире развиты изоклинальные складки с амплитудой от несколь-

ких до десятков метров. Часто проникающий кливаж-рассланцевание «растаскивает» и «затушевывает» складки (рис. 4).

Согласно существующим представлениям [9], терригенный флиш характерен для подножий континентальных склонов и значительных глубин при поступлении обильного материала из областей питания.

В Северо-Байкальской провинции золоторудные месторождения приурочены к двум рифейским свитам — хомолхинской и аунакитской. Они имеют мощность около 1000 м каждая, сходны по составу и могут быть отнесены к *глинисто-карбонатно-терригенной формации*. Толщи представлены чередованием, иногда флишевого характера, песчаников, филлитов, известняков в разных соотношениях на отдельных участках. Песчаники преимущественно олигомиктовые до кварцевых, а также известковистые. Возможно, отложения формации накапливались в удаленной от берега зоне шельфа. Метаморфизм пород зеленосланцевый, дислоцированность толщ интенсивная.

В золотоносной провинции Енисейского края золоторудные месторождения сосредоточены главным образом в трех рифейских свитах — кординской, удерейской и гарбилокской. Рудовмещающие толщи этих свит относятся к двум формациям — глинисто-карбонатно-терригенной и алевро-глинистой, или аспидной.

Породы *глинисто-карбонатно-терригенной формации* слагают район месторождения Олимпиадинское. В ее составе преобладают биотитовые, биотит-мусковитовые, карбонат-цоизит-кварцевые сланцы с редкими прослоями известняков, доломитов, кварцитов. Непосредственно рудовмещающими являются кварц-слюдисто-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Исходными породами формации, определенными по методу А.А.Маракушева, вероятнее всего, были граувакковые песчаники, гидрослюдистые глины и мергелистые отложения. Метаморфизм пород не ниже фации зеленых сланцев. Характерны лепидобластовые и гранолепидобластовые структуры, плейчатые и сланцеватые текстуры. Породы интенсивно дислоцированы. По мнению Ю.И.Новожилова и А.М.Гаврилова [7], рудовмещающие породы Олимпиадинского месторождения отлагались в мелководных условиях и, возможно, представляют шельфовые образования.

*Алевро-глинистая (аспидная) формация* представлена толщей, вмещающей месторождение Советское. В составе толщи преобладают углеродисто-глинистые и углеродисто-алевро-глинистые филлитовидные неяснослоистые сланцы. Метаморфизм и степень дислоцированности пород интенсивные,

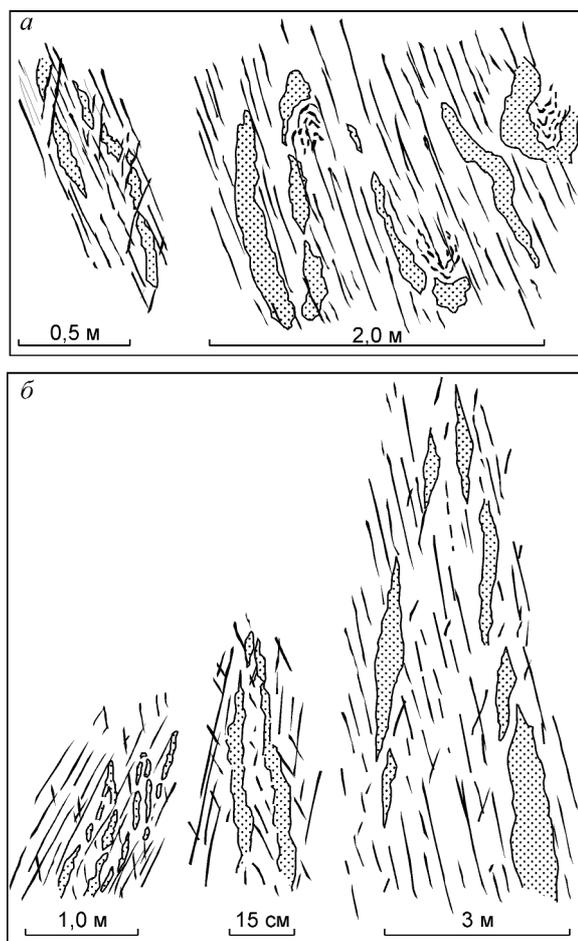


Рис. 4. Соотношение кливажа и изоклиальных складок в юрском флише Колымы:

зарисовка обнажений: а — в бортах руч. Штурмовой, б — в бассейне руч. Одинокий

сопоставимые с таковыми для глинисто-карбонатно-терригенной формации.

В провинции Юго-Восточной Австралии золоторудные месторождения наиболее продуктивной зоны Бендиго-Балларат [14] размещаются в ордовикских песчано-сланцевых толщах, трактуемых как флишоидные метатурбидитовые образования [12, 15]. Рудовмещающая толща мощностью 2500–3500 м сложена преимущественно кварцевыми, олигомиктовыми и граувакковыми песчаниками, филлитовидными сланцами и редкими прослоями известковистых пород, регионально метаморфизованных в условиях от цеолитовой до зеленосланцевой фации [16]. Породы рудовмещающей толщи сходны с отложениями бесапанской свиты Кызылкумов [10] и отнесены к *песчано-сланцевой (флишоидной) формации*.

В отличие от флишоидной формации Кызылкумской золотоносной субпровинции в породах зоны Бендиго-Балларат присутствует комплекс граптолитов, позволивший сравнительно детально стратиграфически расчленить толщу. В породах бесапанской свиты Кызылкумов обнаружены лишь слабоинформативные хитинозоа. Однако к юго-востоку от Кызылкумов в горах Нуратау в ордовикской песчано-сланцевой толще, сменяющей по простиранию бесапанскую свиту, граптолиты встречаются сравнительно часто. В данной толще чаще, чем в бесапанской свите, отмечаются маломощные карбонатные прослои, породы более тонкообломочные. По-видимому, они близки по условиям отложения к породам зоны Бендиго-Балларат. По стратиграфическим построениям ордовикские отложения гор Нуратау относятся к более низким стратиграфическим уровням единого с бесапанской свитой терригенного разреза.

В провинции Блэк-Хилл (США) одно из крупнейших месторождений мира Хоумстейк связано с одноименной формацией, представляющей сланцево-карбонатно-кварцито-филлитовую толщу, в составе которой присутствуют карбонатно(сидероплезит)-кварцевые сланцы, превращенные на месторождении в куммингтонитовые и графит-мусковит-кварцевые сланцы с анкеритом. Этот рудовмещающий горизонт (свита хоумстейк мощностью 60–90 м) относят к формации BIF («железистые кварциты» в русской терминологии) [13]. Нижние горизонты месторождения, характеризующиеся более низкими содержаниями золота, размещаются в филлитах формации Эллисон мощностью 900–1500 м [11]. Представляется, что в целом рудовмещающая толща провинции Блэк-Хилл сходна с толщей, вмещающей месторождение Олимпиадинское, и относится к *глинисто-карбонатно-терригенной формации*.

При сравнительном многообразии рудоносных формаций, несущих золото-мышьяково-сульфидные месторождения, устанавливается определенная петрографо-петрохимическая специфика слагающих их пород, отличающая их от сходных литологических разновидностей незолотоносных территорий (рис. 5). Так, в сравнении со «среднемировым» песчаником [8] песчаники рудных полей золотоносных провинций, вмещающих месторождения рассматриваемого семейства, характеризуются пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  и повышенным — оксидов железа,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$ . В целом химический состав песчаников золотоносных территорий близок граувакке по Ф.Дж.Петтиджону [8]. Аргиллиты золотоносных площадей в сравнении с глинистыми породами Русской платформы

[5] также имеют повышенные содержания оксидов железа,  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженные —  $\text{CaO}$ , но по содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  у них обратная по сравнению с песчаниками тенденция.

В обломочном материале пород рудоносных формаций большинства рудных полей и узлов обычно присутствуют кластогенные вулканиты. На Кокпатасском рудном поле, где вулканиты развиты максимально по сравнению с другими рудными полями (до 40%), их природа дискутируется. Одни исследователи, в том числе и автор, считают, что вулканогенный материал имеет терригенное (удаленного сноса) происхождение, другие полагают существование вулканической деятельности *in situ*, и толща трактуется ими как вулканогенно-осадочная. Вулканиты в обломках от алевро-псаммитового размера до олистолитов размером в десятки метров представлены преимущественно базальтами, в том числе ильменит-пироксеновыми щелочными, реже липаритовыми порфирами и андезитами. Несколько меньшая доля (до 20%) вулканитов отмечается в разрезе Поймазар-Яфчской рудоносной площади в Центральном Таджикистане. Их состав в олистолитах и псефитовых обломках преимущественно дацитовый и андезито-дацитовый, отмечаются также более основные разновидности. Широко распространены вулканомиктовые песчаники и алевролиты в рудном поле Кызыловской рудной зоны с месторождением Бакырчик. В алевро-псаммитовых и псефитовых обломках установлены лейсты плагиоклаза, базальты, андезиты, реже дациты и липариты. В отдельных прослоях гравелистых песчаников обломки андезито-базальтов и лейст плагиоклаза в сумме составляют более 70%. В рудоносной толще Ветренского рудного поля (Центральная Колыма), по данным А.Калинина (1990 г.), обломки эффузивов являются обычной примесью алевро-псаммитовых разновидностей. В отдельных частях разреза обломки эффузивов составляют до 30–40% кластического материала и представлены андезитами, реже риолитами.

В рудовмещающих терригенных толщах некоторых рудоносных территорий обломки вулканитов не обнаружены. В разрезе Даугызтауского рудного поля преобладают полимиктовые и олигомиктовые песчаники и алевролиты. Для вмещающих пород месторождения Сухой Лог характерны углисто-глинистые филлитовидные сланцы, кварцевые и известковистые песчаники с маломощными прослоями темноокрашенных известняков.

Карбонатные породы имеют резко подчиненное значение в составе рудовмещающих толщ. В олистостромово-флишоидной формации их количество в виде маломощных линзовидных прослоев и олистолитов в сумме составляет обычно менее

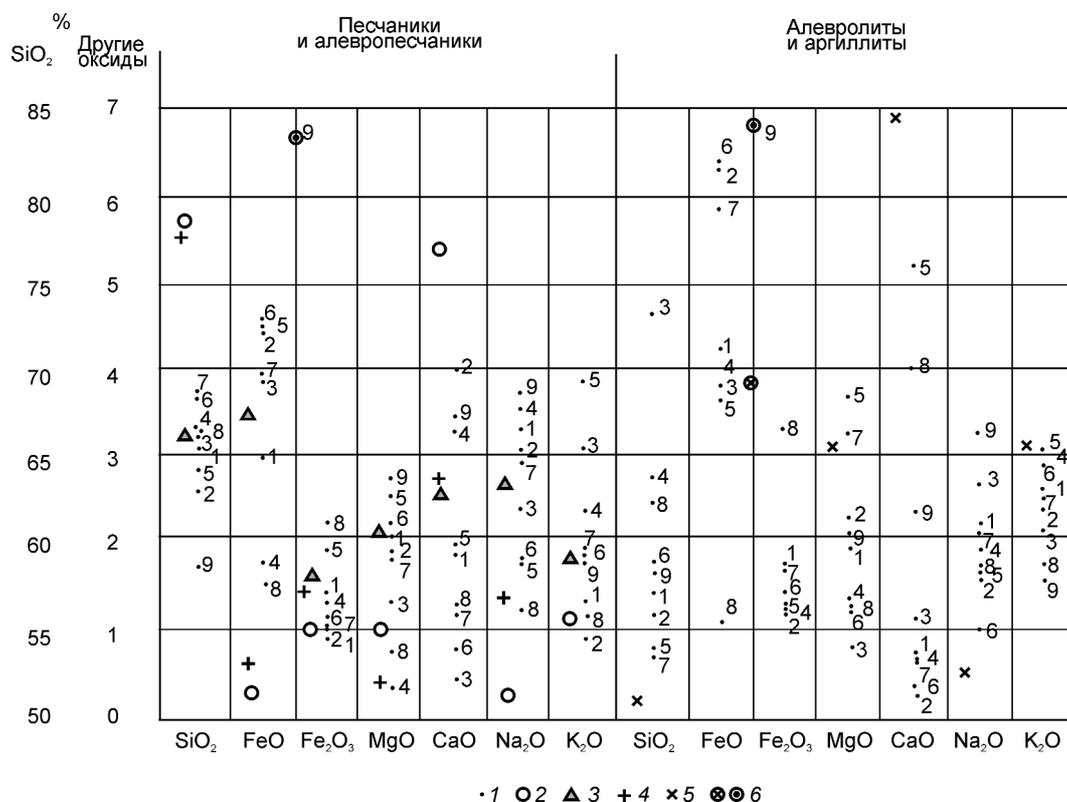


Рис. 5. Сравнение петрохимического состава рудовмещающих пород золотоносных провинций:

1 — среднее содержание оксида в выборке по рудному полю, месторождению (номер возле точки); «среднемировые» [8]; 2 — песчаник, 3 — граувакка, 4 — аркозы; 5 — глинистые сланцы Русской платформы (Г.В.Войткевич и др., 1990); 6 — в пересчете на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; песчаники и алевропесчаники: 1–2 — Центральная Колыма (1 — Наталкинское, 2 — Ветренское месторождения), 3–4 — Верхоянье (3 — Нежданнинское, 4 — Дуэт), 5 — Енисейский кряж (Олимпиадинское), 6 — Патомское Нагорье (Сухой Лог), 7 — Центральный Таджикистан (Чоре), 8 — Кызылкумы (Даугызтау), 9 — Зайсанская (Бакырчик); алевролиты и аргиллиты: 1–3 — Центральная Колыма (1 — Наталкинское, 2 — Ветренское, 3 — Игуменовское), 4–5 — Верхоянье (4 — Нежданнинское, 5 — Дуэт), 6 — Енисейский кряж (Советское), 7 — Патомское Нагорье (Сухой Лог), 8 — Кызылкумы (Даугызтау), 9 — Зайсанская (Бакырчик)

20%. В других формациях карбонатные прослои еще более редки. Исключением является Олимпиадинское месторождение, на котором главный рудовмещающий горизонт сложен углеродисто-карбонатными породами [7]. (По этому и другим признакам данное месторождение занимает промежуточное положение между карлинским и бакырчикским рудно-формационными семействами).

В целом петрографический и петрохимический анализы терригенных толщ рудоносных территорий указывают на преобладание в разрезе полимиктовых и вулканомиктовых пород, по химическому составу близких граувакке, что, в свою очередь, свидетельствует о широком развитии в областях денудации пород основного и, возможно, ультраосновного составов.

В большинстве случаев золоторудная минерализация на золотоносных территориях (рудных полях и узлах) не обнаруживает строгой приурочен-

ности к определенным литологическим разновидностям и часто охватывает сравнительно большую мощность разреза рудоносных формаций. В то же время, нередко устанавливается «предпочтительность» определенных литологических разновидностей для локализации золоторудной минерализации. Так, на Кокпатасском рудном поле рудоносная карашакская свита мощностью не менее 700 м разделена на семь литостратиграфических пачек. В двух из них сосредоточено около 70% рудных тел, а в остальных — 30%. На месторождении Кючус для отложения золото-сульфидной вкрапленной минерализации более благоприятны песчаники, а не алевролиты [4]. На месторождении Чоре в Таджикистане песчаники также благоприятны для рудоотложения, но порфировые дайки, размещающиеся в контуре рудных тел, превосходят их по уровню рудоносности. На месторождении Асаукак Даугызтауского рудного поля анализ представительной выбор-

**1. Фоновые содержания Au и  $C_{орг}$  в литологических и структурно-формационных комплексах золотоносных провинций, по материалам Б.Я.Вихтера и др., 1991 г.**

Провинция, субпровинция	Формация, толща, пачка		Au, мг/т	$C_{орг}$ , вес. %
Кызылкумская субпровинция	Верхний рудоносный СФК (карашахская свита)		От <i>n</i> до 50	0,2–0,4
	Нижний рудоносный СФК (бесапанская свита)		Среднее 5,77 ( <i>n</i> =1200 проб), (от 0,1 до 45)	0,1–0,5 (90% проб), 0,6–2,5 (10% проб)
Зайсанская	Верхний СФК $C_{2b}$ – $C_{2m}$ (рудоносный)	Песчаник	2,0–4,12	0,11–0,25
		Алевроглинистые породы	4,3–4,46	0,35–0,44
	Средний СФК $C_{1s}$ – $C_{2b}$	Песчаник	3,97	0,81
		Алевриты–аргиллиты	3,69	1,41
Нижний СФК $D_3$ (не рудоносный)	Песчаник	2,65	0,18	
Бодайбинская	Хомолхинская свита (рудоносная)		6	0,8
	Верхнерифейские рудоносные толщи [6]	Черные сланцы	0,7–2,7	2,8–4,1
Южное Верхоянье		Песчаники	9,2	
		Алевролиты	До 14,4	
		В различных литолого-стратиграфических пачках	1–12,0	0,04–3,4
Центральная Колыма (Аян-Юряхская субпровинция)	Рудовмещающие толщи поздней перми		2,5–9	0,36–1,99
Чукотка	Рудовмещающая толща триаса		2,3	0,47–1,44

ки (208 проб) показал, что в минерализованной зоне среднее содержание Au в песчаниках составляет 0,91 г/т, алевролитах — 1,43 г/т, углисто-глинистых сланцах — 1,74 г/т. На месторождении Сухой Лог А.Е.Зверевой установлен ряд по убыванию степени благоприятности пород для оруденения: углеродистые филлитовидные сланцы – алевролиты – песчаники – известковистые песчаники. На Майском месторождении для рудоотложения наиболее благоприятны алевролиты (А.В.Волков, 1990 г.), а на месторождении Джерек — пачка тонкого переслаивания углеродистых алевролитов и песчаников, тогда как мощные однородные пачки этих пород практически безрудны.

Одной из важных характеристик золотоносных провинций с золото-мышьяково-сульфидными месторождениями бакуричского семейства является фоновая золотоносность рудовмещающих терригенных комплексов (региональный кларк золота). Сравнение ее со среднемировым кларком золота осложняется рядом причин. Во-первых, значения среднемировых кларков золота для одних и тех же пород, полученные разными авторами, существенно расходятся. Во-вторых, данные о кларках золота для «среднемировых» песчаников, алевролитов, аргиллитов практически отсутствуют. В работе

А.П.Виноградова (1961) указан кларк золота для «глин+сланцев» — 1 мг/т, а в работе R.W.Boyl (1958) для «нормальных» сланцев — 4 мг/т и там же для «песчаников-конгломератов» — 30 мг/т.

Преимущественно по рукописным материалам геологических организаций бывшего СССР обобщены данные по ряду рудоносных структурно-формационных комплексов нескольких золотоносных провинций (табл. 1), а также по некоторым литологическим разностям в структурно-формационных комплексах Кызылкумской золотоносной субпровинции (табл. 2).

Исходя из приведенных выше данных, можно предположить, что «среднемировой» фон золота для тонкообломочных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты) находится в интервале 1– 4 мг/т. Определение фоновых содержаний золота для не измененных наложенными рудогенными процессами пород структурно-формационных комплексов провинций — задача сложная и мало где корректно решенная. Нет возможности сопоставить региональные фоны золота терригенных комплексов золотоносных и незолотоносных провинций. На основании данных табл. 1 и 2 можно отметить, что фон золота для рудоносных комплексов в разных золотоносных провинциях колеблется в широких

2. Фоновые содержания золота в некоторых породах структурно-формационных комплексов Кызылкумов по данным высокоточных методов анализа, мкг/т

Структурно-формационный комплекс, возраст	Состав пород	В.Ф.Бархударов, Ю.Н.Шошорин, 1985		М.Хон, А.К.Воронков, 1986 г.		Б.Я.Вихтер, 1987 г.		НИИ Назарова и др., 1977 г.
		Среднее содержание	Колебание содержания	Среднее содержание	Колебание содержания	Среднее содержание	Колебание содержания	
Олигоцен-пироксеновый (рудоносный), карашахская свита, С <sub>2</sub> -С <sub>3</sub>	Ильменит-пироксеновые базальты	—	—	—	—	9,6 (12)	1,3–37	—
	Миндалекаменные базальты	—	—	—	—	11,3 (12)	1,0–44,0	—
	Карбонатный, S <sub>2</sub> -C <sub>2</sub> m	4,2 (258)	0,1–38,8	—	—	—	—	—
Терригенный (рудоносный), беспанская свита, O-S	Алевриты, сланцы, песчаники, граувериты	5,8 (1203)	0,1–45,0	—	—	—	—	4,0 (221)
	Песчаники «зеленого» бесапана	—	—	5,0 (40)	—	—	—	—
	Песчаники верхнего бесапана	—	—	9,0 (169)	—	—	—	—
Вулканогенно-карбонатно-кремнистый, V-Є	Песчаники нижнего бесапана	—	—	3,5 (75)	—	—	—	—
	Доломиты, известняки	2,7 (106)	0,1–11,3	—	—	8,0 (16)	1,0–40,0	—
	Кремнистые сланцы	3,6 (337)	0,1–35,0	—	—	9,0 (8)	3,5 (16)	14,2 (86)
	Метабазальтоиды	—	—	12,0 (25)	—	20,4 (29)	8,8–100,0	21,8 (52)
	Амфиболиты	—	—	—	—	5,1 (6)	1,0–18,0	—

Примечание: Цифры в скобках — число проб.

пределах и находится на уровне «среднемирового» кларка золота для тонкообломочных терригенных пород или несколько (в 1,5–2 раза) выше этого значения. В то же время, как показывает материал по Кызылкумской провинции (см. табл. 2), в составе рудоносных комплексов и в подстилающих их более древних породах имеются литологические различия с высоким фоновым содержанием золота.

Поскольку нередко большая роль в рудогенезе месторождений бақырчыкского семейства принадлежит углероду, и некоторыми авторами они относятся к золото-углеродистой формации, нами приведены материалы по содержанию  $C_{орг}$  в терригенных породах ряда золотоносных провинций (см. табл. 1). По этим данным видно, что в терригенных породах содержание  $C_{орг}$  редко превышает 1%. Важно отметить, что рудоносные и нерудоносные комплексы золотоносных провинций существенно не отличаются по содержанию  $C_{орг}$ . По данным Е.А.Зверевой, в терригенных толщах золотоносных провинций содержится от 0,5 до 2,5%  $C_{орг}$ , тогда как в незолотоносных провинциях — от 0,7 до 7–8%, иногда более 20%.

Приведенные материалы позволяют отметить некоторые особенности терригенных толщ, вмещающих золото-мышьяково-сульфидные месторождения бақырчыкского семейства.

1. В восьми рассмотренных золотоносных металлогенических провинциях и областях установлено шесть терригенных формаций, вмещающих золоторудные месторождения бақырчыкского семейства: песчано-сланцевая (флишоидная), олистостромово-флишоидная, шлировая моласса, флишевая, глинисто-карбонатно-терригенная, алевро-глинистая (аспидная). Палеотектонические обстановки их формирования достаточно разнообразны и включают континентальные склоны и подножия пассивных окраин континентов, шельфовые области, зоны перехода континент–океан. В период их формирования происходили тектонические процессы разной, но в целом умеренной интенсивности — относительно интенсивные при формировании олистостромово-флишоидных формаций (шарьяжи, надвиги) и слабые или их отсутствие при формировании флишоидных и флишевых. Важно подчеркнуть, что во всех известных случаях на площадях накопления пород рудовмещающих формаций вулканических событий, синхронных отложению толщ, не происходило. Главными процессами в бассейне седиментации формаций флишевого и флишоидного характера были постоянно функционировавшие турбидитовые и контуритовые течения [9].

2. Близость петрохимического состава песчаников и алевропесчаников рудовмещающих фор-

маций к «среднемировой» граувакке по Ф.Дж.Петтиджону [8], частое присутствие в рудоносных толщах граувакковых пород, повышенное содержание среди псаммитовых обломков андезитоидов и базальтоидов, повышенное содержание базальтофильных оксидов и  $Na_2O$  свидетельствуют о широком развитии в областях питания базитовых и, возможно, ультрабазитовых пород. Можно предположить, что петрографический и петрохимический составы терригенных толщ имеют значение для рудоформирования рассматриваемой группы месторождений.

3. На некоторых месторождениях устанавливаются определенные литологические породы, более благоприятные для рудолокализации, чем другие, развитые в тех же рудоносных зонах. Однако в целом золото-мышьяково-сульфидные руды размещаются в равной мере как в тонкообломочных (аргиллиты), так и в более грубообломочных (алевролиты, песчаники, гравелистые песчаники) породах.

4. С учетом представлений о терригенных рудовмещающих (а также рудоподстилающих) толщах как источнике золота в рудах золото-мышьяково-сульфидных месторождений высокое фоновое содержание золота в них должно быть благоприятным фактором рудогенеза [2, 3]. Однако имеющиеся материалы не позволяют однозначно утверждать, что высокий фон золота в терригенных формациях сам по себе — важный прогностический критерий. Возможно, более важным является фазовое состояние золота в терригенных породах.

Автор выражает признательность М.М.Константинову за плодотворное обсуждение материалов статьи и Е.В.Тарасовой за помощь в ее оформлении.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. — М.: Мир, 1985.
2. Вихтер Б.Я. Главные факторы локализации основных геолого-промышленных типов месторождений благородных металлов западной части Южного Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 236. С. 110–115.
3. Вихтер Б.Я. Систематика, признаковые характеристики и обстановки локализации золоторудных месторождений терригенных комплексов // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 60–73.
4. Коньшиев В.О. Модель золоторудного поля в структурах тектономагматической активизации, месторождение Кючус // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 52–65.
5. Краткий справочник по геохимии / Г.В.Войткевич, А.В.Кокин, А.Е.Мирошников и др. — М.: Недра, 1990.
6. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. — М.: Наука, 1986.

7. Новожиллов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
8. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. – М.: Недра, 1981.
9. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. – М.: Недра, 1984.
10. Шер С.Д., Складов В.М. Условия образования и локализации месторождений типа Мурунтау // Металлогения Тянь-Шаня. Тр. V Всес. металлогенического совещания, июнь 1968 г. Фрунзе, 1971. С. 436–443.
11. Шер С.Д. Металлогения золота. – М.: Недра, 1972.
12. Bierlein F.P. Wall-rock petrology and geochemistry in alteration halos associated with mesothermal gold mine-rationalization? Central Victoria? Australia // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 283–312.
13. Charles H., Thorman and Ladeira A. Introduction to a workshop on gold deposits related to greenstone belts in Brazil-Belo Horizonte // U.S. Geological Survey. Bul. 1980-A. 1986. P. A7–A19.
14. Gray D.R. and Foster D.A. Orogenic concepts – application and definition: Lachlan fold belt, eastern Australia // American Journal of Science. 1997. Vol. 297. P. 859–891.
15. Ho S.E. McQueen K.G., McNaughton N.J. and Groves D.I. Lead isotope systematics and pyrite trace element geochemistry of two granitoid-associated mesothermal gold deposits in the southeastern Lachlan fold belt // Econ. Geol. 1995. Vol. 90. P. 1818–1830.
16. Jia Y., Li X., Kerrich R. Stable isotope (O, H, S, C and N) systematics of quartz vein systems in the turbidite-hosted Central and North Deborah gold deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria: Constraints on the origin of ore-forming fluids // Econ. Geol. 2001. P. 705–721.

УДК 553.411.001.891.57 (575.1)

© И.О.Хамроев, 2007

## МНОГОФАКТОРНАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

И.О.Хамроев (ГПП «Самаркандгеология», Республика Узбекистан)

*На базе накопившихся геологических материалов, а также исходя из варианта возможной комбинированной крупнообъемной открытой и подземной отработки месторождений, сделана попытка создания многофакторной модели известных эталонных объектов рудного поля. В качестве основных элементов модели рассмотрены геотектонические, магматические, структурные, морфология рудных тел, метасоматические, минералогические, региональные рудно-формационные и технологические.*

Чармитанское золоторудное поле входит в пятерку крупнейших объектов Республики Узбекистан. В его пределах известны три крупных месторождения золота — Чармитан, Гужумсай и Промежуточное. В двух последних в настоящее время ведутся геологоразведочные работы. Глубина изученности месторождений: Чармитан — 600–700 м, Гужумсай — 400–450 м, Промежуточное — 200–250 м от дневной поверхности.

Сравнительно маломощные золото-кварцевые жилы месторождения Чармитан обрабатываются в течение 25 лет подземным способом. Мощность рудных жил варьирует от первых до 5–6 м.

Месторождения Чармитанского рудного поля — наиболее изученные объекты региона. Их до-

разведка позволит в будущем не только рационально отработать эти объекты, но и выявить, по-иному разведать и оценить большое количество (больше 30) известных в регионе золоторудных проявлений.

**Геотектонические элементы модели.** С позиции тектоники плит район находится в переходной зоне от океанической коры к континентальной [12]. Граница проводится по глубинному Северо-Нуратинскому разлому, разделяющему Средний и Южный Тянь-Шань.

Проведенный в свете современных представлений анализ позиций и структурно-вещественных особенностей золоторудных месторождений в Нуратинском хребте показывает их эпигенетическое происхождение во время субдукционно-коллизии-

ных процессов, происходящих при образовании аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня [7, 8, 12]. Согласно глубинной модели аккреционной призмы, наиболее благоприятные зоны, контролирующие месторождения Чармитан, Гужумсай и Марджанбулак, расположены вблизи области субдукции — источника рудоносных гидротерм. В данном случае — это современный мегамеланж Северо-Нуратинской структуры.

Геодинамическая модель предполагает образование рудоконтролирующих зон в результате проникновения высокотемпературных рудоносных гидротерм из нижележащих участков зоны субдукции с последующей их миграцией в виде отдельных струй — палеофлюидопотоков — и рудоотложения в возникших системах тектонических нарушений. Ю.С.Савчук и др. [12] считают, что по такому сценарию, вероятно, и формировались месторождения Чармитан, Гужумсай (Чармитанское рудное поле), Марджанбулак (Марджанбулакское рудное поле), приуроченные к крупным тектоническим рудоконтролирующим нарушениям — продольным и поперечным сбросо-сдвигам, возникшим в обстановке нарастающего сжатия при коллизионных процессах.

Согласно другим моделям, основными факторами, определяющими локализацию оруденения, являются тектонический, магматический и метасоматический [4, 5]. К тектоническому относится долгоживущая Караулхона-Чармитанская зона субширотных разломов, сопровождающаяся интенсивным расщеплением, углекислотной, брекчированием, милонитизацией вмещающих пород. Зона является главным магмовыводящим и рудоконтролирующим каналом.

Рудовмещающие породы в районе месторождений Чармитанского золоторудного поля представлены вулканогенно-терригенными образованиями джазбулакской свиты нижнего силура и гранитоидными (граносиенитами) породами Кошрабадского плутона. Отложения свиты смяты в изоклинные складки западно-северо-западного простирания, претерпели региональный (серицит-хлоритовая ступень зеленосланцевой фации) метаморфизм и термальное воздействие внедрившегося Кошрабадского интрузива.

Положение Кошрабадского гранитоидного интрузива определяется субширотным флексуоробразным изгибом складчатой толщи (при региональном северо-западном простирании пород). Формирование изгиба обусловлено, по-видимому, влиянием поперечного конседиментационного (скрытого) Зирабулак-Кошрабадского глубинного разлома.

**Магматические элементы модели** связаны с

позицией Кошрабадского гранитоидного интрузива, располагающегося в месте замыкания относительно узкой синклинали складки, борта которой осложнены крупными разломами субширотного простирания, совпадающими с северным и южным контактами интрузива [4, 6, 15].

Интрузивные породы Кошрабадского комплекса представлены лакколитообразным телом, подошва которого залегает на глубине 3,5–4 км, а корневая часть лакколита размещается в южной части массива, на меридиане ручья Гужумсай. Породы интрузива образуют гомодромный ряд от габбро и габбро-сиенитов до субщелочных гранитов. Они отличаются высокой щелочностью ( $Na > K$ ), повышенной золотоносностью [3, 11, 13] и вольфрамоносностью. Месторождения золота приурочены к юго-восточному экзо-эндоконтакту, совпадающему с краевой частью интрузивного поднятия.

В восточной и юго-восточной частях Кошрабадского массива, в районе месторождений Чармитан и Гужумсай, породы интенсивно тектонически нарушены, прорваны многочисленными, разнонаправленными дайками эссекситов, сиенит-порфиоров, граносиенитов, сиенито-диоритов, гранитов и др. [3]. Здесь же четко просматривается меридиональная выполненная теми же дайками зона разлома, которая пересекается зоной субширотных разломов. Породы в меридиональной зоне метасоматически переработаны и, благодаря своей хрупкости, легко проницаемы для рудных гидротермальных растворов, формирующих золоторудные кварцевые жилы. Восточный контакт интрузива крутой. Не исключено, что вдоль него располагались каналы, по которым магматический материал поднимался на поверхность. Исходя из сказанного, можно предположить, что перспективными флангами месторождений Чармитан и Гужумсай являются северные, западные и южные.

**Структурные элементы модели** являются определяющими в пространственном размещении рудных тел. Выделяются разрывные структуры нескольких порядков. Основная рудоконтролирующая структура — Караулхона-Чармитанская зона разломов и узлы ее пересечения с Зирабулак-Кошрабадским скрытым разломом. Именно в подобных позициях сосредоточены основные золоторудные объекты Чармитан, Гужумсай и Промежуточное [4, 5, 11].

Разрывные структуры всех месторождений представлены несколькими основными системами. На Чармитанском месторождении к рудолокализирующим относятся структуры северо-западного простирания, на Гужумсайском — северо-восточного, а на Промежуточном — северо-западного, северо-восточного и субширотного.

Мощность наиболее крупной Караулхона-Чармитанской зоны разломов в южной части месторождений достигает многих сотен метров при падении, близком к вертикальному. Зона имеет субширотное простирание в западной части Чармитанского рудного поля (Гужумсай, Промежуточное) и восточно-юго-восточное — в восточной (Чармитан). Состоит из серии субпараллельных и косопресекающихся разломов мощностью от первых до нескольких десятков метров, фиксирующихся по интенсивному рассланцеванию, углекислоте, брекчированию, лимонитизации. В южном разломе (северная ветвь зоны) отдельные разрывы частично залечены жилами послерудного кварца мощностью до нескольких метров, протяженностью до первых сотен метров.

Следующими по значению системами разрывов являются разломы северо-восточного – восточно-северо-восточного простираний с субвертикальным падением и рудовмещающие разрывы западно-северо-западного (Чармитан, Промежуточное), северо-восточного (Гужумсай, Промежуточное), субширотного (Промежуточное) простираний с крутым северным падением. Время их заложения последовательное, а взаимная ориентировка и морфология соответствуют сопряженной системе сколовых нарушений. Возникнув одновременно, в дальнейшем они развивались по-разному. В дорудный этап центральный блок рудного поля, заключенный между Центральным и Каратепинским разломами, испытывал поднятие и одновременно сдвигался к северу, при этом максимальные амплитуды относились к блоку между Центральным и Промежуточным разломами.

Морфология и внутреннее строение разломов северо-восточного простирания, отражая длительную историю их развития, весьма сложны и различно проявлены в интрузивных и термально метаморфизованных породах.

Основываясь на изложенных выше особенностях северо-восточных разломов, их взаимоотношениях с рудовмещающими разрывами и примыкающими к ним рудными телами, можно сделать вывод, что они служили основными рудоподводящими каналами на месторождении Чармитан (в том числе частично на Промежуточном), а на месторождении Гужумсай (частично на Промежуточном) — рудоподводящими и рудо локализирующими.

**Элементы морфологии рудных тел.** На месторождениях рассматриваемого рудного поля выделены рудные тела различных морфологических типов и размеров. Их пространственные позиции определяются исключительно развитием разрывной тектоники, преобладанием крутых (60–70°) и почти до вертикальных (80–85°) падений. Промышленные

рудные тела месторождений по морфологии делятся на четыре типа (табл. 1): жильный (резко преобладает в количественном отношении), линейные маломощные минерализованные зоны, линейные штокверки, структурные залежи сульфидных руд.

Рудные тела первого типа представлены кварцевыми жилами выполнения, составляющими основную ценность рудного тела, и содержат 60–80% запасов золота. В рудных телах простого строения это обычно одиночная стержневая жила мощностью от первых сантиметров до 1,5 м. Участки сложного строения рудных тел представлены сближенными субпараллельными кварцевыми прожилками или жилами с системой оперяющих (субпараллельных) прожилков сульфидов и кварца. Внутреннее строение рудных тел определяется числом проявленных стадий минерализации. Протяженность жил данного типа колеблется от первых десятков до 1600 м, мощность от долей метра до 5–8 м. На глубину отдельные рудные тела прослежены скважинами до 900–1150 м.

Линейные минерализованные зоны развиты спорадически на верхних, средних, иногда глубоких (300–400 м) горизонтах многих рудных тел всех месторождений. С глубиной и на флангах они постепенно переходят в жильный тип. Минерализованные зоны состоят из одного или нескольких сближенных рудовмещающих разрывов, представленных зонами дробления, трещиноватости мощностью от 1–2 до 8–10 м с сульфидным и кварцевым выполнением, и пространственно контролируют промышленное оруденение. Распределение золота в них сложнее, чем в жилах. Если в сечении жильного рудного тела обычно один четкий максимум, то в сечении линейной зоны, как правило, их несколько, разобщенных различной мощности интервалами слабо оруденелых пород. Протяженность минерализованных зон достигает 500–600 м, на глубину скважинами они прослежены до 400–500 м при мощности до 15 м и более.

Характерная особенность линейных и штокверковых рудных тел — относительно большая мощность (до 30 м) при сравнительно небольшой длине (десятки метров). Столбообразные рудные тела прослеживаются на глубину 150–200 м. Данный тип встречается редко и развивается в участках многократных интенсивных тектонических подвижек. Как отмечают некоторые исследователи, локализация линейных штокверков в местах флексуобразных перегибов минерализованных зон по падению носит многоярусный характер, в особенности на месторождении Чармитан.

На восточном фланге месторождения Чармитан в рудных телах с упорными золото-серебряными ру-

### 1. Морфологические типы рудных тел и их относительное значение на месторождениях Чармитанского рудного поля

Месторождения	Жильный тип	Маломощные минерализованные зоны	Линейные штокверки (до столбообразных)	Плитообразные (желвакообразные)
Чармитан	Преобладающее	Спорадическое	Обособленное	Обособленное ограниченное
Гужумсай	То же	То же	Редкое	?
Промежуточное	»	»	Спорадическое	?
Параметры рудных тел, м:				
мощность	0, <i>n</i> –5–8	До 10–15 и более	До 30	<i>n</i> –10
протяженность	<i>n</i> –1600	500–600	<i>n</i> –10	<i>n</i> –10
вертикальный размах	До 1150	400–500	150–200	100–200

дами встречены участки (до первых десятков метров), представленные существенно сульфидными рудами, образующими плитообразные залежи. Мощность желваков массивных сульфидов 1,5 м, протяженность 10–15 м. Они окаймляются и по простиранию переходят в прожилковые, густо вкрапленные руды.

Анализ морфологии промышленных рудных тел, особенностей развития и распределения в них золота позволяет сделать следующие выводы.

В пределах месторождений Чармитанского рудного поля развиты несколько морфологических типов рудных тел с относительно равномерными средними содержаниями Au 0, *n*–15 г/т (иногда до 146 г/т), Ag 0, *n*–85 г/т. Преобладающий тип рудных тел — жильный. Между ведущими прожилками и в зальбандах рудных жил минерализованных линейных прожилково-вкрапленных штокверков обычно развита тонкопрожилковая и вкрапленная минерализация, Au 0, *n*–1 (1, 15) г/т.

На месторождениях Чармитан, Гужумсай и, возможно, Промежуточное пространственное размещение основных промышленных золоторудных тел подчиняется такой закономерности: жильные образования обнаруживают отчетливую тенденцию к размещению в верхних частях рудных зон, а штокверковые тела минерализованных зон более свойственны нижним уровням. Иными словами, кварцевые жилы по падению обычно переходят в системы линейных штокверков, образуя с ними единые штокверково-жильные системы.

**Метасоматические элементы** наиболее информативны при картировании и прослеживании рудоносных зон и тел [9, 10, 14]. Метасоматические изменения вмещающих пород проявлены на месторождениях гумбеитизацией и березитизацией. Проявляются они только в интрузивных поро-

дах, роговики к воздействию гидротермальных растворов практически инертны. Зоны этих изменений хорошо картируются в полевых условиях при документации разведочных выработок и поисковых скважин.

Гумбеитизация ранее описывалась как полевошпатовый метасоматизм. Околорудные изменения рудовмещающих пород представлены полевошпат-кварцевыми метасоматитами, во внешних зонах развита березитизация (окварцевание, карбонатизация, серицитизация, перитизация). Этот процесс преобладает на месторождении Чармитан. Иногда отмечаются аргиллизитовые (каолинизация) метасоматиты.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты наиболее контрастно представлены в зальбандах убогосульфидных кварцевых жил среди гранитоидных пород, причем они постоянно ассоциируют с альбит-хлоритовыми метасоматитами, образующими внешнюю зону измененных пород. Преобразованные граносиениты приобретают розовый, желтовато-розовый, а на удалении от жил — серовато- и желтовато-зеленый цвета. В роговиках этот процесс выражен заметно слабее и почти не сопровождается изменениями цвета пород. Форма метасоматических тел зависит от морфологии рудовмещающих дизъюнктивов и существенно от мощности жил. Преобладают полосовидные, выдержанные в пространстве оторочки и линзы мощностью от первых сантиметров до 1–2 м.

Процесс березитизации наиболее ярко проявился по контакту интрузивного массива и роговиков. Интенсивно преобразованные породы отличаются желтовато- и яблочно-зеленый цвета, полная потеря первичных структур и текстур. Морфологически для тел березитов характерна сложная форма, в определенной степени подчиненная дизъюнк-

тивной тектонике и контактам пород. Внутренние зоны колонки березитовых изменений и контактов с рудными жилами иногда сложены кварц-полевошпатовыми метасоматитами, на которые накладываются карбонат-серицитовые. Мощность зон березитизации не превышает 0,5–1 м.

Аргиллизитовые изменения сопровождаются жилами с повышенными содержаниями полисульфидной минерализации (сфалерит, галенит) и выражаются в заметном увеличении доли гидрослюд и появлении глинистых минералов. Аргиллизитовые изменения ранее достоверно установлены в Южной зоне месторождения Чармитан В.А.Хреновым и В.А.Хорватом по керну скважин. Среди измененных березитизацией граносиенитов зафиксированы скопления глинистых минералов в виде мелких гнезд (0,3–0,5 см) и прожилков. В отдельных случаях наблюдаются скопления гидрослюд и каолина, составляющие до 20% объема породы. В целом процесс аргиллизации развит слабо и мозаично в тесной пространственно-временной близости с березитовым метасоматозом, главным образом на флангах месторождения.

Гумбеитизация проявилась во время образования кварцевых жил, предшествующих золото-висмут-теллуридной стадии. Метасоматиты внутренней зоны — это обычно линейные тела в зальбандах жил, по мощности сопоставимые с мощностью жилы. Гумбеитизация развивается и в околожильном пространстве стержневых кварцевых жил мощностью до 1–1,5 м. Мощность минерализованных гумбеитизированных пород соизмерима с мощностью кварцевых жил.

Березитизация проявляется в зальбандах кварцево-рудных жил и представлена обычно промежуточной зоной. В полном виде метасоматическая колонка наблюдается на месторождениях Гужумсай и Промежуточное, фрагментарно — на восточном и южном участках месторождения Чармитан. Мощность промежуточной зоны первые метры, на востоке Чармитана — до 10 м. Определения абсолютного возраста минералов метасоматитов показали для калишпата 269 млн. лет (САИГИМС), серицита 271 млн. лет (ИРГИРЕДМЕТ), что вполне отвечает возрасту оруденения.

**Минералогические элементы модели.** Формирование месторождений Чармитанского рудного поля происходило в течение единого, но длительно-го гидротермального цикла и было полистадийным [1, 2, 4].

Ранее исследователями выделены дорудный, прерудный, рудный и пострудный этапы рудообразования. Продуктивны на золото золото-висмут-теллуридная (1%), пирит-арсенопиритовая (85–

90%) и золото-сульфидно-полиметаллическая (10–15%) стадии рудного этапа. К наиболее важной относится ранняя золото-висмут-теллуридная стадия. Основным концентратором продуктов этой стадии служил жильный кварц. Тип руд убогосульфидный (сульфидов до 1%).

Рудная минерализация представлена самородным высокопробным видимым золотом, вкраплениями пирита, арсенопирита, шеелита, молибденита и микроскопическими выделениями теллуридов, висмута и соединений висмута с золотом и сурьмой. Наличие в высокопробном золоте (740–980‰) примесей теллура и висмута (до нескольких сотен долей процента) подтверждает тесную генетическую связь между минералами этих элементов и золотом на данной стадии рудообразования.

Пирит-арсенопиритовая стадия наиболее широко проявлена на месторождениях рудного поля. Формирование ее связано с процессом березитизации вмещающих пород. Золото в продуктах этой стадии относится к унаследованному (пересажденному) от предыдущей золото-висмут-теллуридной. Собственно жильный кварц данной стадии в основном безруден. Минеральная ассоциация пирит-арсенопиритовой стадии представлена крупнокристаллическими (от нескольких миллиметров до 4–5 см) вкраплениями, прожилками, гнездами и скоплениями пирита, арсенопирита, шеелита, сфалерита, редко халькопирита и вольфрамита. Макроскопически продукты этой стадии распознаются совершенно отчетливо. Повсеместное наложение их на образования золото-висмут-теллуридной стадии приводит к образованию высокосульфидных руд (сульфидов до 10%, в среднем 2–7%).

Продукты рудной золото-сульфидно-полиметаллической стадии представлены мелко-, скрытокристаллическими пиритом, арсенопиритом, пиритом второй генерации, галенитом, антимонитом, а также блеклыми рудами, сульфосолями свинца, сурьмы, мышьяка, серебра, цинка и почти непрерывным рядом твердых растворов золото-серебро. Они легко распознаются по характерным прожилкам и скоплениям, секущим образования предыдущих парагенезисов. Золото этой стадии тесно ассоциирует с минералами серебра. Размер золотинок от нескольких микрон до 0,1–0,2 мм, преобладают золотины 0,001–0,01 мм. Содержание Au в чистых продуктах стадии не превышает 10 г/т, Ag  $n \cdot 10 - n \cdot 100$  г/т. Золоторудная и серебряная минерализация данной стадии в одном и том же рудном теле может быть пространственно разобщена и проявлена в различных соотношениях. В рудных телах месторождений Гужумсай и Промежуточное золото-сульфидно-полиметаллическая стадия не полу-

чила широкого развития, хотя отмечаются отдельные локальные участки с повышенными содержаниями продуктов данной стадии.

По результатам исследований различных научных центров нами составлена схема минералообразования на месторождениях Зармитанского рудного поля (табл. 2), свидетельствующая о сложности и полистадийности процесса их формирования. Рудоотложение протекало на фоне снижения температур от 350–450°C в начале рудного этапа до 120–160°C в пострудный этап.

**Природные типы руд и технологические элементы модели.** В пределах исследуемых объектов выделяются четыре природных типа руд (табл. 3), представленные разнообразными парагенетическими минеральными ассоциациями, содержащими самородное золото, электрум, кюстелит, селениды серебра, сульфиды висмута и серебра, сульфоантимониты серебра. Их количественными соотношениями определяются содержания в рудах Au и Ag. Границы промышленного оруденения устанавливаются опробованием. В целом руды месторождений Чармитанского рудного поля характеризуются относительно малой сульфидностью и хорошей технологичностью.

Золото и серебро — главные компоненты руд — распространены во всех типах руд в различных количествах и соотношениях. Содержание их в руде зависит от содержаний сульфидов, в первую очередь, арсенопирита. Увеличение содержаний золота и серебра в рудах, сложенных ранними минеральными ассоциациями, связано с наложением поздних серебро- и золотосодержащих ассоциаций. Попутными элементами являются Bi, Sb, Pb, Zn, Cu, Se, Te, реже Hg, W, Cd, Sn, TR. Вредные примеси — As, Sb, сульфидная S.

При обогащении руд может быть применен новый экологически чистый и более экономичный метод интенсивной гравитации без использования цианидов с извлечением золота от 83 до 95%. Наиболее полное извлечение металла из менее технологичных руд достигается цианированием с извлечением золота до 95–96%.

На месторождении Чармитан наблюдается тенденция убывания сульфидности руд с глубиной. «Упорные» в технологическом отношении руды, составляющие 15–20% от общего их объема в верхних частях, начинают исчезать на глубоких горизонтах.

**Региональные рудно-формационные элементы модели** служат основой при оценке перспектив рудного поля и прилегающих площадей. По особенностям площадного развития золоторудные объекты исследуемого региона можно разделить на

три группы: собственно Чармитанское рудное поле и рудопроявления, расположенные к западу от него (Караулхана, Караташ и др.); рудопроявления вблизи Сентябского интрузива (Сопское, Сентяб-П, Сентябское и др.); объекты в зонах Султинского и Кутанбулакского разломов (Маулян, Бешбулак, Таулян и др.).

По минеральному составу месторождения Чармитан, Гужумсай и Промежуточное аналогичны. Основная продуктивная ассоциация — кварц-пирит-арсенопиритовая с золотом. Кроме того, в небольшом объеме развита более поздняя продуктивная золото-серебряная ассоциация. Места совмещения двух продуктивных ассоциаций характеризуются богатыми рудами. На рудопроявлениях Караулхана, Караташ и др. рудовмещающая среда — карбонатно-терригенная, но продуктивная ассоциация та же — кварц-пирит-арсенопиритовая с золотом. В местах интенсивного ее проявления отмечается и золото-серебряная ассоциация. Самородное золото (видимое на участке Караташ) отмечалось в гётит-гидрогётитовой массе.

На объектах второй группы ведущая продуктивная ассоциация — также кварц-пирит-арсенопиритовая с золотом. В зоне окисления сульфиды разлагаются и самородное золото присутствует среди окисленных сульфидов. Золотое оруденение в карбонатных и карбонатно-терригенных образованиях тяготеет к интенсивно окварцеванным породам, например на Кошаре. Здесь развито многоярусное золотое оруденение, приуроченное к прослоям окремненных, ожелезненных карбонатных пород. На месторождении Сентяб золото фиксируется в окремненных карбонатных породах, где проявлена кварц-пирит-арсенопиритовая с золотом минеральная ассоциация. Часто сульфидные руды подвержены окислению в зоне гипергенеза. О первоначальном составе сульфидов можно судить по зараженности рудовмещающих пород мышьяком и железом. В участках развития богатых сульфидных руд отмечаются проявления поздней золото-серебряной ассоциации. Богатые руды в зоне гипергенеза могли образоваться за счет укрупнения золотин.

В третьей группе объектов оруденение связано с кварц-пирит-арсенопиритовой с золотом минеральной ассоциацией и продуктами ее разложения (гётит-гидрогётитом).

По мнению некоторых исследователей [8], в Нуратинском геодинамическом блоке Чармитанского рудного поля (в экзо- и эндоконтактах Кошрабадского интрузива) проявились, как и в Мурунтау, три ведущие рудные формации: редкометалльно-золоторудная, кварц-пирит-арсенопирит-золоторуд-

2. Стадийность минералообразования и условия формирования руд Чарытаганского рудного поля, по материалам ИРГИРЕДЕМЕТ, Новосибирского университета, Зармитанской ППЭ, ЦНИГРИ, ИГиЛ АН УзССР, САИГИМС и др.

Параметры	Дорудный этап	Предрудный этап	Рудный этап			Послерудный этап		
			И. Золото-висмут-теллуридная стадия	II. Березитизация II. Пирит-арсенопиритовая стадия	III. Золото-сульфидно-полиметаллическая стадия	Кварц-карбонатная стадия	Кальцит-хлоритовая подстадия	Пирит-мельниковая подстадия
Рудные минералы: <b>основные</b> , второстепенные, <i>реликтовые</i>	Дислокационный метаморфизм	Образование полеволитовых метасоматитов и кварцевых жил	I. Золото-висмут-теллуридная стадия	II. Березитизация II. Пирит-арсенопиритовая стадия	III. Золото-сульфидно-полиметаллическая стадия	Кварц-карбонатная подстадия	Кальцит-хлоритовая подстадия	Пирит-мельниковая подстадия
		<i>Лейкоксен, циркон, апатит, рутил и др.</i>	Пирит, <b>арсенопирит</b> , золото, мальдонит, хеддейт, молибденит, шешелит, верлит, жозент, теллуровисмутит	Пирит, <b>арсенопирит</b> , сфалерит, шешелит, вольфрамит, пирротин	<b>Арсенопирит</b> , пирит, золото, электрум, кюстелит, серебро, бертьерит, гудмундит, висмут, шпартгирит, миаргирит, прустит, гессит, висмутин, тетрадимит, джемсонит, цинкит, менегинит, кобеллит, тетраэдрит, фрейберит, галенит, антимонит, ауристобит, хоробетунг, штроемейерит, фрейлейбенит, андорит, овинит, сурьма и др.	Марказит, мельниковит, пирит, асенопирит, сидерит		
Нерудные минералы: <b>основные</b> , второстепенные	Хлорит, эпидот, кальцит	Кварц, <b>полевые шпаты</b> , хлорит	1	85–90	10–15		Кварц, анкерит, кальцит, барит, флюорит, пренит, хлорит, доломит	
Доля в общем количестве рудных минералов, %								
Золото-серебряные соотношения			100:1 и более		10:1 и более			
Пробность Au, ‰			740–980	740–980	400–990			

Продолжение табл. 2

Параметры	Дорудный этап	Предрудный этап	Рудный этап			Послерудный этап
	Дислокационный метаморфизм	Образование полевых метасоматитов и кварцевых жил	И. Золото-виемутелуридная стадия	II. Березитизация II. Пирит-арсенопиритовая стадия	III. Золото-сульфидно-полиметаллическая стадия Золото-арсениковая подстадия	Кварц-карбонатная стадия Кварц-карбонатная подстадия
Температура минералообразования, °С		550–400	450–350	360–250	300–120	160–40
Давление раст-воров, атм.		1000	1200–900	1500–1300	1300–200	200
Преобладающий состав растворов		Малоплотные газовые и газо-во-жидкие ( $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ) ( $\text{H}_4$ (?) и др. неопределенные включения	Малоплотные 1–2-фазные включения углекислоты	Жидкая углекислота	Концентрированные 1–2-фазовые солевые растворы	Жидкие слабоконцентрированные отработанные растворы

ная и полисульфидно-серебруродная. Пробность золота, присущая ранним ассоциациям (820–960%), снижается в поздних продуктах до 515–790%.

Анализ структурной позиции и вещественного состава руд показал, что центральная часть рудного поля с месторождением Чармитан приурочена к приподнятому блоку, а западная с рудопроявлениями Караулхона, Гужумсай — к опущенному. Это отчетливо выражается в составе проявленных минеральных ассоциаций.

На месторождении Чармитан прослеживается четкая вертикальная минералого-геохимическая зональность, выраженная в закономерной смене в пространстве одновременных минеральных ассоциаций. По Э.Б.Бертману [1], снизу вверх можно наблюдать смену редкометально-золотого парагенезиса продуктивным ( $\text{Mo-W-Bi-Au}$ ), пирит-арсенипиритовым ( $\text{Co-As-Ag}_2\text{-Au}_2$ ), полисульфидным ( $\text{Zn-Pb-Ag}_3$ ). Кроме того, минералогически отчетливо устанавливаются увеличение сверху вниз в рудах Чармитана количества шеелита, молибденита, самородного золота, содержания Bi и снижение — Sb в халькопирите; средне- и крупнозернистые руды сменяются более мелкозернистыми разновидностями.

На рудопроявлении Караулхона достаточно широко представлена поздняя полисульфидно-серебруродная ассоциация.

Аналогичная картина наблюдается на месторождении Марджанбулак, где наиболее отчетливо проявлена пирит-арсенипиритовая ассоциация. Золото здесь неравномерно распределено в пирите, арсенипирите, кварце, углеродистом веществе. Полисульфидно-серебруродная ассоциация с золотом, сульфидантимонитами имеет подчиненное развитие.

Минерализация, относящаяся к редкометально-золоторудной, в Чармитане большей частью уничтожена эрозией, за счет чего, по-видимому, формировались золотые россыпи Северного Нуратау [8]. В качестве доказательства указывается на находки ксенолитов сланцев с кварц-золото-шеелитовой минерализацией в граносиенитах Кошрабадского интрузива.

Исходя из анализа изучения вещественного состава руд, региональных закономерностей распределения парагенезисов минералов в совокупности с анализом структурной позиции месторождений, исследователи пришли к выводу, что Центральный блок с месторождениями Чармитанского рудного поля значительно приподнят, и здесь последовательно проявлены все три минеральные ассоциации. В опущенных блоках — западном (Караулхона, Гужумсай) и на востоке (в направлении Марджан-

## 3. Типы руд в пределах Чармитанского рудного поля

Типы руд	Минералы-носители золота	Попутные элементы		Содержание Au, г/т	Пробность Au, ‰
		полезные	вредные		
Убогосульфидные в слабо-измененных граносиенитах	Самородное золото, электрум в сульфидах	Ag, Pb, Zn, Cu	As, Sb		515–792
Руды от мало- до умеренно сульфидных в измененных граносиенитах	Самородное золото в сульфидах и кварце	Ag, Bi, Pb	As, Sb, S	0,9–15,1	384–600
Собственно кварцевый с сульфидами и самородным золотом	Кварц с самородным золотом и сульфидами	Ag, Pb, Cd	Sb, As	5,5–51,0	246–578
Кварц-сульфидные прожилки в измененных терригенных породах	Кварц с сульфидами	Ag	As, S	0,1–5,6	?

булака) проявлены более поздние ассоциации. Выявленные особенности с учетом зональности размещения минеральных ассоциаций дают основание допускать, что глубокие горизонты Гужумсайского участка и рудопроявления Караулхона (на западе), а также месторождение Марджанбулак (на востоке) — перспективны на редкометалльно-арсенопирит-золоторудное оруденение чармитанского типа.

Начиная с 1997 г. взгляды на геологическое строение и перспективы объектов рудного поля претерпели существенные изменения. По результатам разведочного бурения установлено, что в пределах рудного поля промышленное оруденение развито до глубин 1100–1200 м от поверхности. Область распространения промышленных рудных тел охватывает значительно большую площадь, чем ожидалось: новые рудные тела выявлены не только в центральной и южной частях месторождений, но и на западе, и на севере. Перспективы промышленного оруденения связываются и с территорией, примыкающей к золоторудным объектам.

Имеются предпосылки увеличения масштабов месторождений за счет разведки глубоких горизонтов и оценки известных рудных тел на западном и восточном флангах, где руды характеризуются высоким качеством и относительно простой технологией переработки.

Рудные тела и зоны на месторождениях Чармитанского рудного поля контролируются сериями сопряженных сколовых трещин глубокого заложения. С учетом межжилкового пространства они образуют крупную рудоносную структуру протяженностью более 5 км при средней мощности 30–40 м с раздувами до 60–100 м, прослеженную по падению более чем на 1000 м. Все три месторождения пригодны для открытой крупнообъемной добычи,

по крайней мере, до глубин 250–300 м. В мировой практике известны случаи отработки рудных зон и столбов сначала подземным способом, а затем — крупными карьерами (Раунд Маунтин, Голдфилд и др. в США). Показательна также подготовка месторождений золота в России (Наталка) и Казахстане (Васильковское) под будущую крупнообъемную открытую добычу.

По оценке специалистов Навоийского горно-металлургического комбината, готовящего освоение месторождений рудного поля открытым и подземным способами, его протяженность составляет 8 км при ширине 2 км. Здесь сосредоточены около 150 выдержанных рудных жил крутого падения со средними мощностями 1–2,5 м. Достоверные границы развития основных рудоконтролирующих структур не выявлены. С увеличением глубины разведки существует вероятность обнаружения новых «слепых» рудных тел, о чем свидетельствуют скважинные подсечения с богатым золотом, не увязывающиеся с известными рудными телами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бертман Э.Б.* Золоторудные формации жильных месторождений. — Ташкент: ФАН, 1992.
2. *Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В.* Двойственная природа флюида в мезотермальной рудообразующей системе месторождения золота Чармитан (Западный Узбекистан) // Докл. РАН. Т. 336. № 4. С. 521–524.
3. *Даутов А.И.* Щелочные элементы как индикаторы формирования гранитоидов на примере Кошрабадского и Яхтонского интрузивов, Западный Узбекистан // Узбекский геологический журнал. 1973. № 5. С. 23–27.
4. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.

5. *Иванкин П.Ф.* Методические рекомендации по объемному картированию золоторудных полей. – М.: ЦНИГРИ, 1988.
6. *Котов Н.В., Цао Цюлинь, Порицкая Л.Г., Гембицкий В.В.* Структура Кошрабадского интрузива, петрографические особенности пород и условия формирования золотого оруденения (Западный Узбекистан) // Зап. ВМО. 1992. Вып. 5. С. 38–45.
7. *Металлогения* золота главных этапов геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня (Кызылкумо-Нуратинский регион) / Ю.В.Михайлова, А.А. Кустарникова и др. // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 63–67.
8. *Михайлова Ю.В., Мансуров М.М.* Полиформационность золоторудных месторождений Кызылкумо-Нуратинского региона в связи с геодинамическим развитием // Проблемы геологии фанерозоя Тянь-Шаня. Мат-лы конференции. Ташкент, 2004. Вып. 2. С. 95–102.
9. *Некоторые* геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения Чармитан в Западном Узбекистане / И.Х.Хамрабаев, Г.М.Чеботарев, М.М.Мансуров и др. // Узбекский геологический журнал. 1971. № 3. С. 3–7.
10. Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана / И.П.Щербань, Р.В.Цой, И.П.Иванов и др. – М.: Наука, 1990.
11. *Основы* прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах / В.А.Нарсеев, А.А.Сидоров, Н.А.Фильман и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1986. С. 186–191.
12. *Савчук Ю.С., Мухин П.А.* Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 63–81.
13. *Фомин Д.П., Готов А.М., Тилляев Х.С.* О формировании рудных структур Чармитанского месторождения золота // Узбекский геологический журнал. 1972. № 1. С. 87–92.
14. *Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы Западного Узбекистана. – Ташкент: АН УзССР, 1958.
15. *Юдалевич З.А., Сандомирский Г.Г.* Догранитоидные кварцевые жилы в Северной Нурате и Южном Букантау // ДАН СССР. 1973. Т. 210. № 1. С. 176–179.

## ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

К.М.Алексеевский, А.И.Боткунов (ЛОПИ-ГИРАН)

На совещании «Геология и прогнозирование месторождений алмаза» в г. Мирный (1974 г.) Т.Т.Николаева сообщила о совместной с И.С.Кудьяровым расшифровке строения кристаллической решетки пиропов Северного Тимана и Якутии на рентгеновской установке УРС-50-ИМ с трубкой Cu-L. Парадоксальный вывод о своеобразном двойниковании сводился к тому, что кристаллизация пироба происходила в твердой среде в условиях несимметричного давления при флюидном переносе вещества. Эти выводы подтвердил М.А.Симонов на рентгенографе RT-Sintex в МГУ [12].

А.И.Боткунов — главный геолог «Якуталмаза» — заинтересовался исследованиями, которые впервые рентгенометрически подтвердили его минералогические наблюдения при добыче алмазов и выводы по ним [4], не пользовавшиеся популярностью.

К симпозиуму «Псевдоконгломераты» в мае 1989 г. (г. Сыктывкар) А.И.Боткунов по совместным с автором материалам подготовил доклад о неточных терминах (и понятиях?), касающихся кимберлитов. Несмотря на очевидную ошибочность, многие из них широко используются, ставя психологические шоры наблюдениям и описаниям результатов, узаконивая неверность выводов. Однако в материалах симпозиума, изданных лишь в 1993–1994 гг., статьи А.И.Боткунова не оказались. Ввиду важности затронутого вопроса целесообразно вернуться к его обсуждению.

Переименование (по сути равное открытию) известных ранее пород плотика вишерских алмазных россыпей в «туффизиты» — первоисточники алмаза [13] — показательный пример. Нынешние «авторитеты» алмазной проблемы в меру своих пристрастий и компетенции после ознакомления на месте заключили, что работа уральцев — коллективная ошибка исследователей [15], поскольку туффизиты — теоретически бесплодны [5], а породы, относимые к ним, являются ледниковыми моренами [7] или осадками в карстовых ловушках [9]. Если они все-таки туффизиты, то алмазы ими захваче-

ны из подстилающих пород! [14]. Тогда как же должны быть богаты алмазами нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, пересекая которые эксплозии запаслись алмазами для выноса в россыпи кайнозоя.

Директивный вывод совещания авторитетов — ожидаемый: поиск первоисточника алмазов в Предуралье и на Тимане — вредное отвлечение сил и средств [6].

В докторской диссертации, принятой единогласно, И.И.Чайковский [17] доказал мантийный генезис знакового материала «туффизитов», опровергнув эти выводы. Получается, что дело не в компетентности уральских исследователей, а в клановом подходе к терминологии, нежелании признавать существование некимберлитового первоисточника алмаза, прикрытое толкованием понятий. Уточнение терминологии, касающейся сердцевины алмазной проблемы — кимберлитов, публичной дискуссией в печати поможет выяснить генезис алмаза и облегчит поиск правильных решений.

Кимберлиты по традиции относят к магматическим породам, преобразованным на месте. Этим они приравняются, например, к гранитам (пусть другого состава), состоящим из минералов, кристаллизовавшихся из внедренного магматического расплава с ничтожным влиянием на окружающие породы. Разве этого недостаточно для принципиального противопоставления?

Слово «магма» понимается как расплав любой вязкости. Однако установлено, что первоначальная ультрабазитовая масса в момент занятия видимого ныне объема имела температуру ниже точки плавления преобладающих первичных минералов и была по консистенции и строению ближе к грязекаменному потоку (селю), а никак не к расплаву, знакомому металлургам. Учитывая это, уместно было бы назвать внедряющуюся протокимберлитовую массу, если не грязью в русском варианте [17], то хотя бы «тестом», благозвучным для русского уха английским «sluri» по Дависону [18]. Но, не оспаривая аргу-

ментацию негодности термина «магма», этот термин продолжают употреблять вне Урала, что заведомо подразумевает кристаллизацию всех первичных минералов кимберлита на месте, из расплава, как само собой разумеющееся. Термин «флюид» [8], подразумевающий газово-жидкую систему, «несущую во взвешенном состоянии протоминералы и ксеногенный материал» по С.И.Костровицкому [10], также не используется.

Вспомним некоторые черты кимберлита. Детальная документация рудничной службы выделяет отличающиеся между собой по виду типы или разновидности кимберлита внутри трубок. Им придается одновременность фаз внедрения, различающихся по минеральному составу и содержанию алмаза. Но границы между типами нечеткие, условные, что характерно, скорее, для близкого совмещения во времени, смешения не окончательно литифицированного материала.

Наиболее богат алмазом порфировидный кимберлит, рассекающий трубку Мир узкой полосой и напоминающий дайку. Его контакты с другими типами кимберлита достаточно определенные. Минералогически он отличается превышением содержания пирропа над ильменитом и наибольшим количеством нодулей эклогитового парагенезиса. Преобладает кимберлит массивный мелкозернистый порфировидного строения с нечеткой «комковатостью» и шаровой отдельностью, проявляющейся после очередной отпалки на рыхление для экскавации и вывоза руды на фабрику. В приповерхностных горизонтах выветривание делает заметной текстуру «кимберлитовой туфобрекчии». На глубоких горизонтах текстура породы обычно тоже брекчиевидная, но чаще порфировидная. Обломки разнородны по составу. Одни почти неотличимы от цементирующей массы («автолиты»), в отличие от редких явных пришельцев из мантии («протолитов», «нодулей»), другие — совершенно чуждые ей ксенолиты вмещающих пород, например кварц-аркозовые песчаники и известняки с сохранившейся фауной и флорой. Нередко фиксируется опускание последних (мелких и метровых фрагментов вмещающих пород) на десятки метров навстречу (!) поднявшейся из глубин массе.

Валовое опробование ксенолитов различных литологических типов показало их значимую алмазонность, равно как и вмещающих пород экзальбанда, что только при очень большом желании можно посчитать технологическим заражением.

Часто используемый в описании кимберлита термин «брекчия» ассоциирует с остроугольной формой обломков и ограничивает дальность их переноса, как правило, в одном направлении не только в делювиально-пролювиальных отложениях, но

и в случае тектонического образования по сбрасывателю или выброса в атмосферу при извержении. Разнообразие обломков ограничено составом вмещающих пород, а цементирующая масса чужда части обломков только в вулканических туфобрекчиях. Кимберлиты так иногда и называют. Именно это — логический путь отнесения кимберлита к магматическим породам. Такой подход окольным путем ограничивает выяснение генезиса алмаза, привязав кимберлит через вулкан к магме.

В отличие от брекчий обвалов, осыпей, тектонических нарушений и вулканических «туфобрекчий» в «кимберлитовой туфобрекчии» острые углы обломков, даже явно чуждых ксенолитов, как бы окатаны или оплавлены, что сближает кимберлиты с «конгломератами», термином, применяемым к осадочным породам. Но все ли конгломераты осадочные? И случайно ли алмазонасные туффизиты-вишериты сравнивались с моренными осадками или карстовыми отложениями, а в описаниях кимберлитов упорно не замечается их конгломератовидный облик?

В конгломератах взаимная связь состава обломков и цементирующей массы, как правило, отсутствует. Состав обломков более разнообразен, чем в брекчиях, и ограничивается широким кругом пород региона, а цементирующая масса представлена обычно стойкими к выветриванию минералами, продуктами их изменения и наложенными вторичными образованиями. Размерность обломков изменяется в пространстве постепенно, в нешироких пределах и влияет лишь на слово-определение, как у П.Эскола [19] — не часто встречающийся «валунный конгломерат».

Текучие воды образуют валунники и галечники (спаянные в аналогичные конгломераты), для которых характерна неоспоримая однонаправленность переноса материала, а для цемента — заполнение пространства между валунами. В морских прибойных зонах галечники и валунники формируются за счет берега. Разнообразные обломки могут чередоваться с глыбами, обычно редкими. Цемент сложен измельченными породами, не обязательно близлежащими, скрепленными продуктами наложенных процессов. Вдольбереговые течения обуславливают, как и речные, четкое преобладание направления переноса материала. Редчайший случай дальней транспортировки материала — плавающие прибрежные льдины. Перемещения части обломков навстречу движению основной массы нет ни в конгломератах, ни в брекчиях; это явление наблюдается только в кимберлитах.

Необычные конгломераты встречены на юго-западной окраине Анабарского щита. В протерозойс-

кой мукунской толще кварц-аркозовых песчаников на сотни метров прослеживается ряд слоев, состоящих из 3–4-сантиметровых галек, плотно уложенных в слои такой же мощности. Галечные слои упакованы между слоями песчаников, как между досками. Их состав аналогичен составу галек. Налицо воздействие глубинных (судя по богатству калием скрепляющей кремнистой пленки песчинок) высокощелочных флюидов-гидротерм, изливавшихся в лагуну, с последующим высыханием и растрескиванием корки (подобно такырам) маломощного (3–4 см) цементированного верхнего слоя песков на обнаженном отливом пологом берегу. В приливо-отливной зоне корка взламывалась, ее обломки окатывались и засыпались еще не цементированным песком [2]. Другим способом такие конгломераты образоваться не могли. Взаимодействие глубинных флюидов, водного океана Земли, Луны и Солнца. Осадочные ли эти конгломераты? Да, но с пояснением.

Своеобразный туфоконгломерат с кварцевой и базальтовой галькой, взвешенной в туфо-игнибриговом, местами мандельштейновом (ртутеносном) цементе, залегает в кумушкинской свите франского яруса верхнего девона в виде выдержанного прослоя 0,5–1 м на протяжении десятков километров, погружаясь внутрь эффузивной пачки. Обнажение прослеживается по р. Рыбная через Микулкин мыс на п-ове Канин до р. Щучья через горки Камешки на Северном Тимане. Всюду оно — поставщик полного набора основных минералов-индикаторов алмазоносных кимберлитов. На р. Кумушка к выходам этого туфоконгломерата приурочены находки алмазов, что роднит его с кимберлитом [3].

В брекчиях обломки и цемент — продукты единого процесса (даже в туфобрекчиях), а как объяснить туфоконгломерат? Окатывание, например, кварцевой и базальтовой гальки в воде и накопление тонкого туфового пепла — процессы явно разобщенные для водной среды. Однако захват флюидом, несущим глубинный материал, галек из подстилающего базальта и среднедевонского галечника вполне реален и вероятен для туфоконгломератов кумушкинского горизонта.

«Валунные конгломераты» П.Эскола [19] на берегу Сегозера, у поселка Падана (Карелия), отдельными выходами прослеживаются на берегу при низкой воде. Огромные валуны гранита как бы «плавают» взвешенные в мандельштейне мощностью в несколько метров, сложенном лучистыми звездочками пироксена, с миндалинами, заполненными кальцитом. По простирацию, вместе с уменьшением размеров валунов от дециметровых до сантиметровых, основная масса, в которую погружена ставшая редкой гранитная галька, переходит в микродиабаз.

Окатывание гранитных глыб в валуны с последующим переносом их в базальтоидную пенистую лаву невозможно в два приема. Без флюида, несущего пепел, окатывающего обломки пород по пути, не обойтись. Очевидно, этот конгломерат, как и конгломерат на р. Левма [11], образован селеподобным флюидом, излившимся на поверхность мощным горячим потоком (но не лавой!). Если бы он поднимался вверх, еще не излившись, было бы видно движение части обломков навстречу чуть ослабшему напору или в завихрениях. Именно это наблюдается в кимберлитах, подъемные каналы, трубки которых в основном и эксплуатируются. Для отличия от осадочных конгломератов, рождение которых не обязано флюидам, целесообразно закрепить термин «псевдоконгломерат» за кимберлитами и породами на берегах Сегозера и р. Левма, четко отделив их от осадочных пород и от истинно магматических.

Эти примеры ставят задачу широкого толкования текстурного термина «конгломерат» как осадочная порода, но не только. При описании кимберлита уместен термин «псевдоконгломерат», подчеркивающий почти тождество с общепринятым «осадочным» конгломератом, но с одним отличием — связь с мантийными глубинами Земли, путем образования их не в водных потоках, а флюидами [8].

Рассматривая ряд кимберлиты – валунные конгломераты Сегозера (или р. Левма) – туфоконгломераты кумушкинской свиты – туффизиты Вишеры, видно их текстурное единообразие и несомненность образования флюидом разной вязкости. Очевидно различие состава и непосредственное доле участие в нем газов, паров и воды, сменивших после длительного перерыва на литификацию состояние магматического расплава.

Сопоставляемые породы почти все алмазоносны. Термин «магматический» к их генезису не более подходит, чем к современным гранитным галечникам в реке, но невольно ограничивает выбор генетических идей. Несомненно, более подходяще — производные от «флюида».

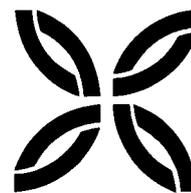
С кимберлитами связано еще одно важное терминологическое заблуждение. Прилепившийся к ним термин — «трубка взрыва». Взрывы могут сопровождать различные, в том числе геологические, процессы. Но последующее заполнение длинного трубчатого канала магмой или флюидом противоречит законам физики и логики [10]. Даже если полагать, что взрывматериал с нужными свойствами многократно доставят недра Земли. Абсурдность «первородства» взрыва в генезисе алмазных месторождений обсуждалась многократно. Давались пояснения, почему взрыв образует воронку, но не трубку, да еще почти без трещинного ореола [1].

Флюид мог пробить себе дорогу из глубин мантии до поверхности только, если мощная искра электроразряда раздробила для него твердь [1]. К.К.Хазанович [16] предложил естественный путь возникновения заряда — космическое тело, возможно, даже не коснувшееся Земли. Тем не менее, звучное слово «взрыв» опускается неохотно, поскольку как спутник генетических преобразований, но без заметных последствий он вполне возможен. И все же при описании наиболее обычной формы месторождений алмаза — трубки — в последние несколько лет стали реже употреблять слово «взрыва».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский К.М., Николаева Т.Т.* Загадки кимберлитов // Знание-Сила. 1972. № 4. С. 30–31.
2. *Алексеевский К.М.* Необычные конгломераты // Программа и тезисы докладов годичной сессии Московского отделения Минералогического общества России «120 лет со дня рождения А.Е.Ферсмана». РИС ВИМС. 2003. С. 11.
3. *Алексеевский К.М.* Первоисточник алмазов на Северном Тимане // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2005. Т. 80. Вып. 6. С. 39–41.
4. *Боткунов А.И.* Некоторые закономерности распространения алмазов в трубке Мир // Зап. ВМО. Л., 1964. Ч. 93. Вып. 4. С. 424–435.
5. *Ваганов В.И.* Криптовулканическая модель туффизитов Урала // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001. С. 78–80.
6. *Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Захарченко О.Д., Голубева Ю.Ю.* Современное состояние проблемы коренных первоисточников алмазных россыпей западного склона Урала // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 5–17.
7. *Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е.* О ледниковой природе «туффизитов», вскрываемых в карьерах по добыче алмазов в Красновишерском районе Пермской области // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001. С. 7–10.
8. *Иванкин П.Ф., Аргунов К.П., Борис Е.И.* Особенности строения алмазоносных кимберлитовых тел // Советская геология. 1980. № 10. С. 21–33.
9. *Коробков И.Г., Граханов С.А.* Результаты изучения алмазоносных пород, выделяемых как флюидизатно-эксплозивные образования // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001. С. 80.
10. *Костровицкий С.И., Владимиров Б.М.* Энергетические расчеты к механизму образования кимберлитовых трубок // Геология и геофизика. 1971. № 6. С. 31–38.
11. *Махлаев Л.В., Пыстин А.М.* «Лемвинские конгломераты» Приполярного Урала и их эруптивное происхождение // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 11. С. 114–126.
12. *Николаева Т.Т.* Об использовании особенностей внутреннего строения пиропов для поисков алмазов на Тимане // Всесоюзная конференция «Геология и прогнозирование месторождений алмаза»: Тез. докл. Мирный, 1974. С. 89.
13. *О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я.Рыбальченко, В.Я.Колобянин, Л.И.Лукиянова и др.* // ДАН РФ. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.
14. *Проблема алмазоносности Тимана и пути ее разрешения / Л.П.Бакулина, О.С.Кочетков, В.П.Деркач и др.* // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001. С. 62–63.
15. *Проблема «Новых генетических типов» коренных источников алмазов на Урале и Среднем Тимане / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, Т.Е.Щербакова и др.* // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 573–575.
16. *Хазанович К.К.* Космогенная модель становления и размещения диатрем и вопросы металлогении кимберлитов // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1409–1412.
17. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия эксплозивно-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2004.
18. *Dawson J.B., and Stephens W.E.* Statistical classification of Garnet from kimberlite and associated xenoliths // J. of Geol. Chicago, 1975. Vol. 83. № 3. P. 589–606.
19. *Escola P.* The Precambrian of Finland // The Precambrian. New-York -London-Sydney, 1963. Vol. 1.

# ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



10 сентября 2007 г. исполнилось 95 лет **Наталии Григорьевне Клименко**, кандидату химических наук, известному специалисту в области технологии переработки руд цветных и благородных металлов.

70 лет Н.Г.Клименко отдала служению отечественной науке и горно-рудной промышленности. Начав в 1930 г. с должности лаборанта химического завода, после окончания Ленинградского политехнического института она трудилась в Уральском филиале АН СССР. В годы Великой Отечественной войны отдавала все силы проблемам извлечения урана и переработки руд редких металлов. Сорок четыре года (1955–1999 гг.) работала в ЦНИГРИ в должностях старшего научного сотрудника и заведующей лабораторией, будучи одним из ведущих ученых, признанных в кругах обогатителей.

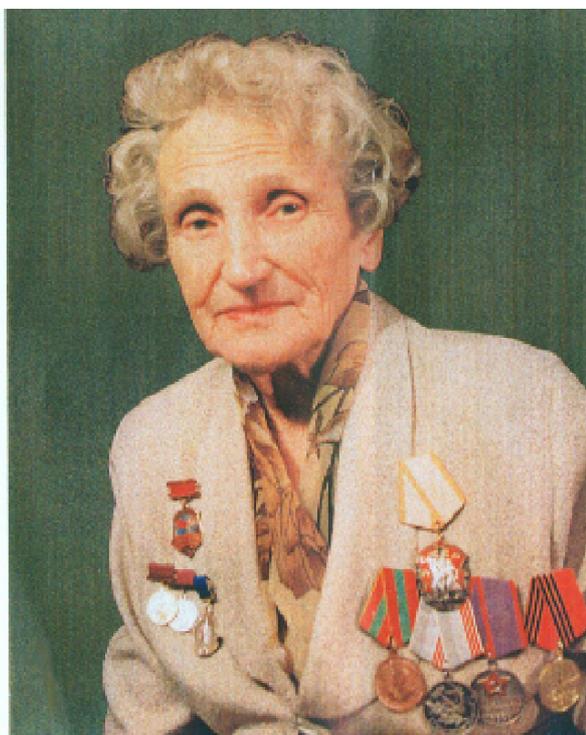
Под руководством Н.Г.Клименко и при ее непосредственном участии созданы эффективные технологии переработки руд десятков месторождений цветных металлов, позволившие увеличить минерально-сырьевую базу России и стран СНГ. Среди них такие объекты, как Сибай и Осеннее на Урале, Худес, Фелизчай, Катех и Кацдаг на Кавказе, Хандиза, Уч-Кулач, Шалкия, Тарор в Средней Азии, полиметаллические месторождения в Казахстане, свинцово-цинковые — в Закарпатье, Сибири и многие другие. Успешно проведены исследования руд Румынии, Марокко, Кубы, Перу.

Н.Г.Клименко непосредственно участвовала в создании и развитии Богородицкого, Тульского и Азербайджанского филиалов института.

Она — автор более 200 научных работ и авторских свидетельств на изобретения, опытный педагог и методист. Ее ученики стали ведущими специалистами и руководителями подразделений ЦНИГРИ и других институтов. Уйдя в 1999 г. на заслуженный отдых, Н.Г.Клименко продолжает активно интересоваться жизнью института, неизменно делится своими разносторонними знаниями и опытом.

За многолетний самоотверженный труд Н.Г.Клименко награждена орденом «Знак Почета», многочисленными медалями, удостоена звания «Почетный разведчик недр».

Поздравляем Наталию Григорьевну с торжественной датой, желаем ей крепкого здоровья, бодрости и благополучия в семье.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

10 октября 2007 г. исполнилось 60 лет со дня рождения и 36 лет научно-производственной деятельности старшему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья, кандидату геолого-минералогических наук **Елене Владиславовне Блиновой**.

После окончания в 1971 г. МГУ им. М.В.Ломоносова Е.В.Блинова работала геологом во Всесоюзном объединении «Союзкварцсамоцветы», а с 1976 г. работает в ЦНИГРИ. Занимается оценкой месторождений цветных, благородных металлов и алмазов. Ею выполнены важные исследования по экспрессным методам стоимостной оценки месторождений, что было актуальным при переходе на рыночные отношения в недропользовании. Е.В.Блинова — автор ряда методических руководств по методике оценки месторождений и прогнозных ресурсов, внедренных в практику геологоразведочных работ. При ее участии разработаны технико-экономические обоснования проектов кондиций для месторождений золота Нежданинское, Родниковое, Первенец, алмазоносных трубок Архангельской области и др., способствовавшие расширению минерально-сырьевой базы золота и алмазов. За разработку методики экспрессной геолого-экономической переоценки месторождений золота она удостоена диплома и премии им. М.Б. и Н.И.Бородаевских.

Е.В.Блинова активно участвует в работах института по развитию минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов России: разработка федеральных программ развития МСБ алмазов, благородных и цветных металлов, научно-методическое сопровождение ГРР, мониторинг и апробация прогнозных ресурсов, оценка месторождений, изучаемых как за счет средств федерального бюджета, так и внебюджетных источников. Она — один из авторов крупной работы по научно-аналитическому и нормативно-правовому обеспечению создания и использования государственного резерва месторождений стратегических видов твердых полезных ископаемых.

Научная деятельность Е.В.Блиновой отражена более чем в 60 научных работах, в том числе в трех монографиях. Она пользуется заслуженным уважением в коллективе.

Поздравляем Елену Владиславовну с юбилейной датой, желаем ей доброго здоровья, счастья и благополучия.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

28 августа 2007 г. исполнилось 50 лет **Вячеславу Васильевичу Шкилю** — генеральному директору ОАО «Горно-Алтайская экспедиция».

В.В.Шкиль родился в г. Ангрен Ташкентской области Узбекистана. После окончания в 1980 г. Ленинградского горного института имени Г.В.Плеханова по специальности «Технология и комплексная механизация подземной разработки месторождений полезных ископаемых» начал работать горным мастером на Ангренском золотодобывающем руднике ПО «Узбекзолото». В 1983–1987 гг. В.В.Шкиль — заместитель начальника участка, начальник участка, главный инженер шахты, заместитель главного инженера, а с 1987 г. — главный инженер золотодобывающего рудника. В 1990 г. назначен главным инженером рудника «Кызылқум» ПО «Узбекзолото».

С 1995 г. В.В.Шкиль работает главным инженером рудника «Веселый» в Республике Алтай. В 2000 г. назначен начальником ФГУП «Горно-Алтайская поисково-съёмочная экспедиция» (в настоящее время — ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»). В 2005 г. успешно окончил Барнаульский филиал Сибирской академии государственной службы г. Новосибирска по специальности «Финансы и кредит».

В.В.Шкиль успешно руководит коллективом экспедиции, одной из крупнейших в Сибирском федеральном округе. В трудный период перестройки и экономических реформ своевременно реформировал поисково-съёмочную экспедицию в геологоразведочную, усилив горно-буровое направление. Это позволило сохранить и укрепить коллектив квалифицированных специалистов экспедиции. Под его руководством на территории Алтайского края и Республики Алтай проводятся региональные геолого-съёмочные работы, опережающие геохимические, прогнозно-поисковые и поисковые работы на золото, спекулярит, плавиковый шпат, которые выполняются с высокой эффективностью.

По результатам работ выделен Северо-Алтайский золотоносный пояс со значительным ресурсным потенциалом рудного золота, объединяющий перспективные рудные районы, узлы, рудные поля. Новофирсовское рудное поле уже передано недропользователю и успешно оценивается ОАО «Бурятзолото». В южной части этого же узла экспедицией открыты Курьянский и другие участки, на которых в настоящее время ведутся поисковые работы. Некоторые площади Северо-Алтайского пояса и Салаира готовятся к лицензированию на поиски и добычу золота. В Республике Алтай оценено и передано в недропользование месторождение спекулярита.

Поздравляем Вячеслава Васильевича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, творческой энергии и успехов.



*Управление по недропользованию по Алтайскому краю (Алтайнедра)  
Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

## **VI Всероссийский съезд геологов намечен на 28–30 октября 2008 г. в г.Москве**

Распоряжением Правительства Российской Федерации от 30 августа 2007 г. № 1147-р отмечены следующие пункты.

1. Одобрительно отнестись к инициативе МПР России, согласованной с МИДом России:  
о проведении 28–30 октября 2008 г. в г. Москве VI Всероссийского съезда геологов (далее — съезд);  
об образовании организационного комитета под руководством министра природных ресурсов Российской Федерации Ю.П.Трутнева для подготовки и проведения съезда.
2. МИД России оказывать содействие в обеспечении выдачи в установленном порядке по заявкам МПР России виз иностранным участникам съезда и аккредитованным иностранным журналистам.
3. Рекомендовать органам исполнительной власти субъектов Российской Федерации рекомендовано принять участие в подготовке и проведении съезда, а также оказывать необходимое содействие организационному комитету.
4. Принять к сведению, что финансирование мероприятий по подготовке и проведению съезда будет осуществляться за счет средств внебюджетных источников.

## От главного редактора

В декабре 2007 г. журналу «Руды и металлы» исполняется 15 лет. За время существования нашего журнала вышло 88 номеров и опубликовано более 800 статей, авторы которых представляют широкие круги отечественного геологического сообщества.

Учредители и организаторы журнала все эти годы в своей работе исходили из необходимости общения ученых и практиков по всем вопросам геологии и освоения месторождений рудных полезных ископаемых как в теоретическом, так и в прикладном планах. Редколлегия журнала, объединяющая ведущих ученых научно-исследовательских институтов и вузов, всемерно помогая авторам статей, формирует редакционный «портфель» и облик нашего издания в соответствии с требованиями времени. Укрепляя и расширяя базовые рубрики журнала, серьезное внимание уделяется новым, затрагивающим актуальные задачи недропользования, минерально-сырьевой базы России и других стран, оптимизации геологоразведочных работ.

За 2003–2007 гг. опубликованы отдельные доклады и выступления на V Всероссийском съезде геологов и резолюция съезда, 2004 г., материалы долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005–2010 гг. и до 2020 г.), доклады на первом Дальневосточном международном экономическом конгрессе, 2005 г., на VIII Международной конференции «Золотодобывающая промышленность России. Состояние и перспективы развития», 2006 г., на научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей — достижения и перспективы», 2006 г. Специальными публикациями отмечены Год Казахстана в России, 2003 г., столетие со дня рождения ведущих ученых ЦНИГРИ, 2007 г. В журнале за эти годы помещены краткие сводки о многих конференциях и семинарах, касающихся проблем геологической науки и практики, а также официальные и правительственные постановления по недропользованию.

В 2007 г. журнал «Руды и металлы» включен в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий по наукам о Земле, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук.

Мы надеемся, что сложившиеся традиции многопрофильного журнала, существенно прикладного характера будут и дальше развиваться и укрепляться с помощью наших авторов и подписчиков.