

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



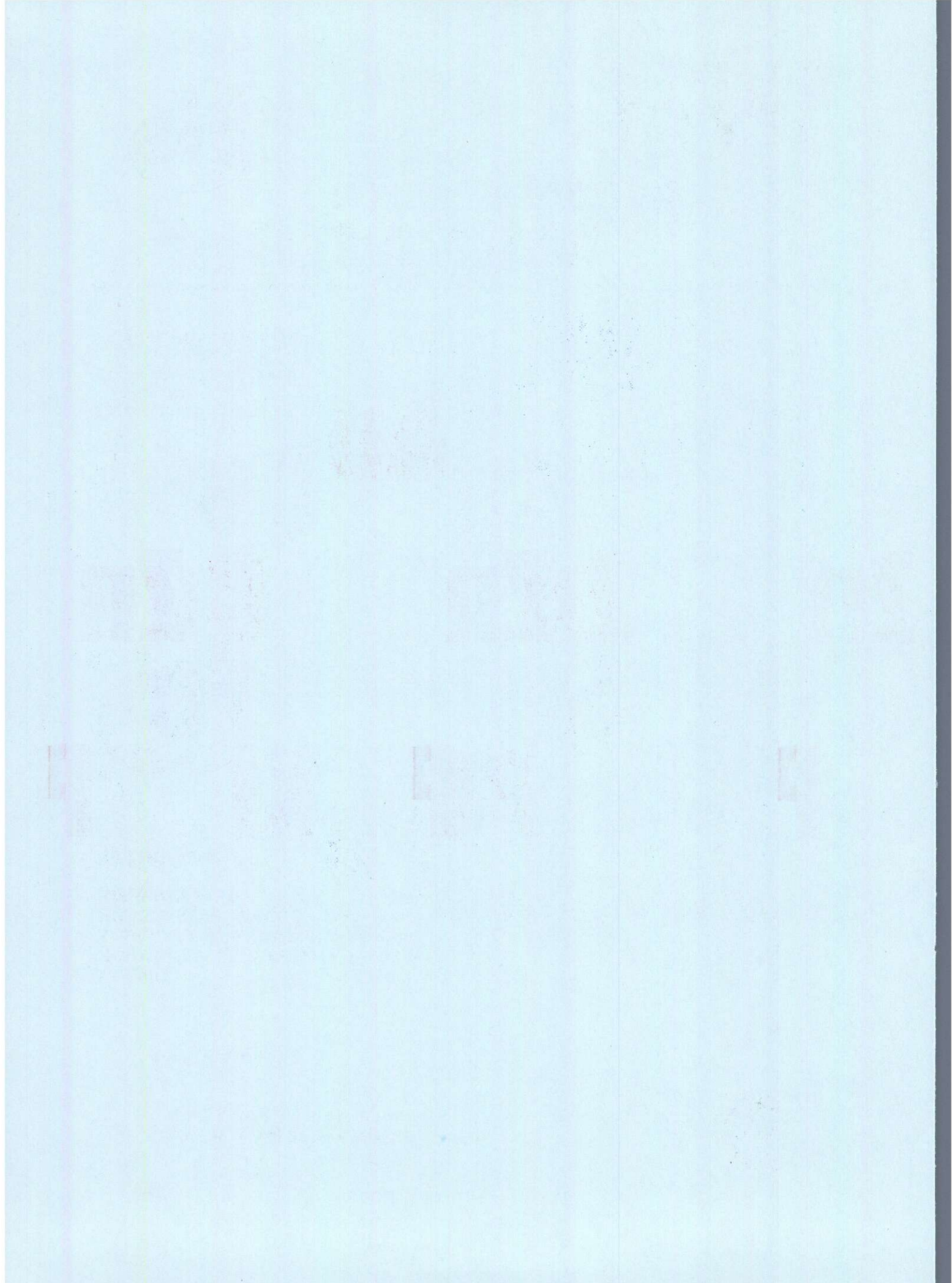
**ЦНИГРИ МПР России**

Главный редактор  
И.Ф. Мигачёв

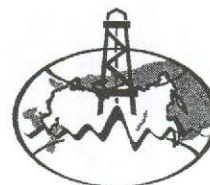


**3 / 2003**

ISSN 0869-5997



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**3/2003**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

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



**УЧРЕДИТЕЛЬ**

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

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И.Смирнова

**Москва ЦНИГРИ 2003**

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 01.06.2003 г.  
Подписано в печать 30.06.2003 г.  
Тираж 430 экз.

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

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

© «Руды и металлы», 2003

**Прикладная металлогения и недропользование**

*Месхи А.М., Чайкин В.Г.*  
Модель позднепермского рудогенеза в Вятско-Камской полосе

5

*Сынгаевский Е.Д., Куприянова И.И., Шурига Т.Н., Шпанов Е.П.*  
Изотопный состав кислорода и серы редкометальных месторождений — индикатор источников вещества

13

*Конеев Р.И.*  
Систематизация золоторудных месторождений Узбекистана на основе микроминеральных парагенезисов

20

*Арсеньев В.А., Дубов Н.В., Дубова Т.А.*  
Использование вихревых структур для прогноза алмазности

29

**Строение рудных месторождений**

*Наталенко М.В.*  
Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Биркачанского золото-серебряного месторождения, Магаданская область

35

*Пирназаров М.М., Жураев Х.Х., Колоскова С.М.*  
Минералого-геохимические особенности первичных руд месторождения золота Аджибугут, Западный Узбекистан

43

*Крикунова Л.М., Жураев Х.Х., Зималина В.Я.*  
Морфогенетические типы железорудных проявлений в мезозойских осадочных толщах Узбекистана

53

**Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ**

*Тарасова Т.Б., Миронов А.А.*  
Технологические свойства руд Харанурского рудопроявления золота в линейных корях выветривания Восточного Саяна

60

**Applied Metallogeny and the Subsurface Use**

*Meskhi A.M., Chaikin V.G.*  
The model of Late Permian ore genesis in Vyatka-Kama belt

*Syngayevsky E.D., Kupriyanova I.I., Schuriga T.N., Schpanov E.P.*  
Oxyden and sulphur isotopic composition of rare-metal deposits as indications on substance sources

*Koneev R.I.*  
Systematization of Uzbekistan gold deposits on micromineral paragenese basis

*Arsenyev V.A., Dubov N.V., Dubova T.A.*  
Use of vortical structures for prognosis of diamondiferous objects

**Structure of Ore Deposits**

*Natalenko M.V.*  
Host rock hydrothermal-metasomatic alterations on Birkachan gold-silver deposit, Magadan region

*Pirnazarov M.M., Zhuraev H.H., Koloskova S.M.*  
Mineralogical-geochemical characteristics of lode ores in Ajibugut gold deposit, West Uzbekistan

*Krikunova L.M., Zhuraev H.H., Zimalina V.Ya.*  
Morfo-genetic types of iron ore manifestations in Mesozoic sedimentary series of Uzbekistan

**Equipment and Technologies for Geological Prospecting**

*Tarasova T.B., Mironov A.A.*  
Processing characteristics of the Kharanursky gold ore manifestation in linear weathering crust of Vostochny Sayan

**Хроника****Chronicle**

Международная конференция «Индикаторы сбалансированного развития в горнорудной промышленности», Греция, о-в Милос, 21–23 мая 2003 г.

67

International Conference «Sustainable Development Indicators in the Mineral Industries», 21–23 May 2003, Milos Island, Greece.

Милосское заявление

68

Milos Statement

**Поздравляем с юбилеем****Congratulations**

Н.А.Фогельман

71

N.A.Fogelman



## МОДЕЛЬ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО РУДОГЕНЕЗА В ВЯТСКО-КАМСКОЙ ПОЛОСЕ

**А.М.Месхи, В.Г.Чайкин (ЦНИИГеолнеруд МПР России)**

*Предложена модель полигенного позднепермского рудогенеза Вятско-Камской полосы. Рассмотрены условия формирования благороднометалльно-медного оруденения на седиментационной, диагенетической и эпигенетической стадиях литогенеза. Показана роль эндогенного фактора.*

Распространенное в пределах Вятско-Камской полосы (ВКП) благороднометалльно-медное оруденение [6] чрезвычайно близко по составу металлов и типам руд месторождениям на территории Германии (Мансфельд), Нижней Силезии в Польше, Зимбабве и Заира в Африке. Небольшие содержания золота и серебра известны в медистых песчаниках Казахстана и медистых породах краевого прогиба юга Сибирской платформы. Таким образом, парагенез благородных металлов и меди при доминирующей роли последней — довольно характерная черта стратиформных месторождений так называемых медистых песчаников и сланцев.

Стратиформные проявления полиметалльных руд тесно связаны со складчатыми орогенными структурами, например в орогенных впадинах (Джезказган), в прогибах, наложенных на каледонское складчатое основание (Мансфельд), в прогибах, охватывающих край Сибирской платформы и складчатые байкальские и каледонские сооружения (Кодаро-Удоканский пояс).

Формирование стратиформных месторождений меди указанных провинций рассматривается исследователями по-разному. Существуют представления об осадочно-диагенетическом, гидрогенном, гидротермальном и даже инъекционном генезисе руд. Наиболее популярны представления об осадочном и гидрогенном их генезисе. Эти два процесса и выступают в основном в качестве альтернативных вариантов, из которых часто признается только один из двух упомянутых механизмов формирования стратиформных медных руд [9]. Нами на основе большого фактического материала сделана попытка объяснить

сложный многофакторный процесс формирования благороднометалльно-медных руд ВКП.

Главные положения предлагаемой концепции следующие:

рассматриваемые стратиформные месторождения меди и благородных металлов (БМ) полигенны;

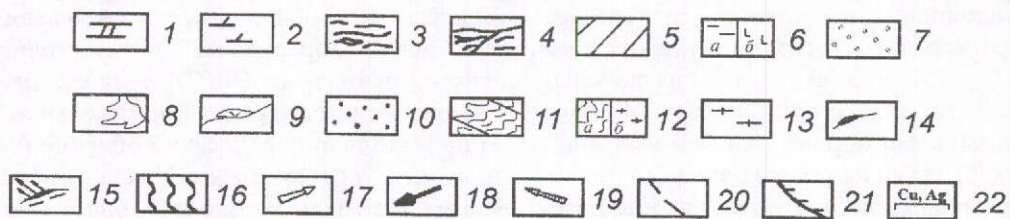
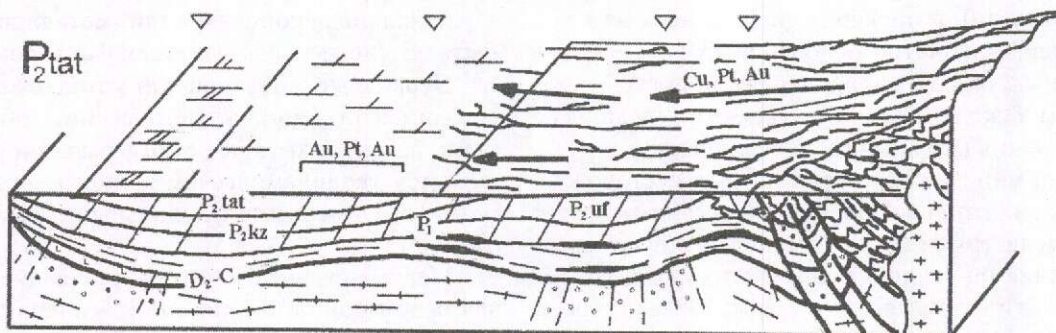
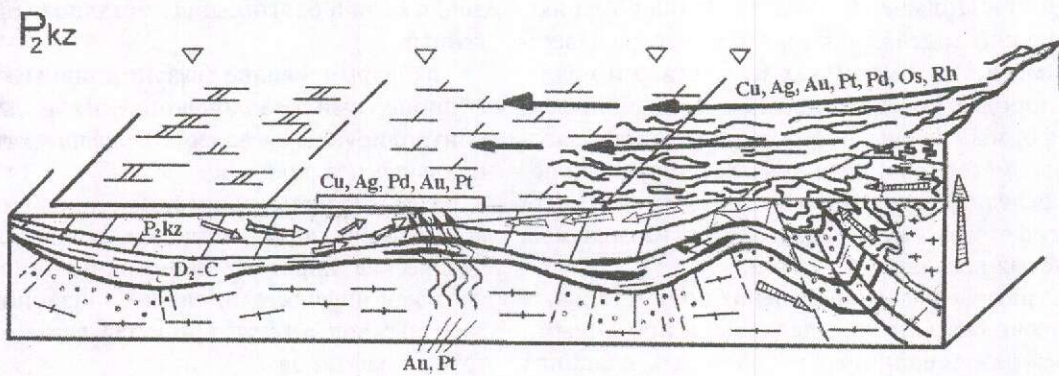
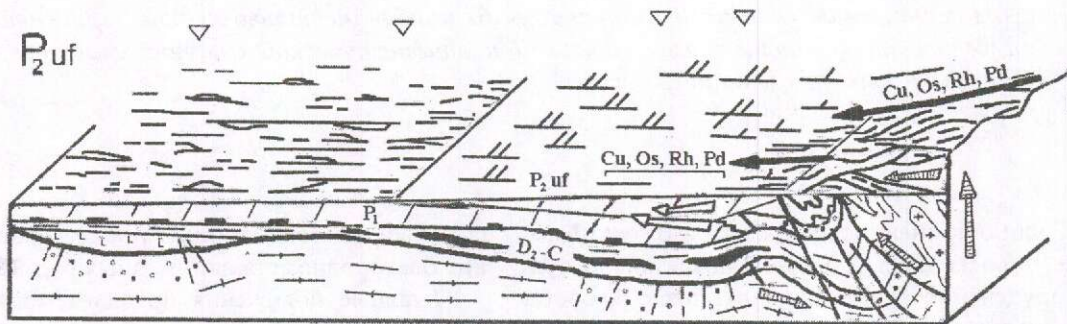
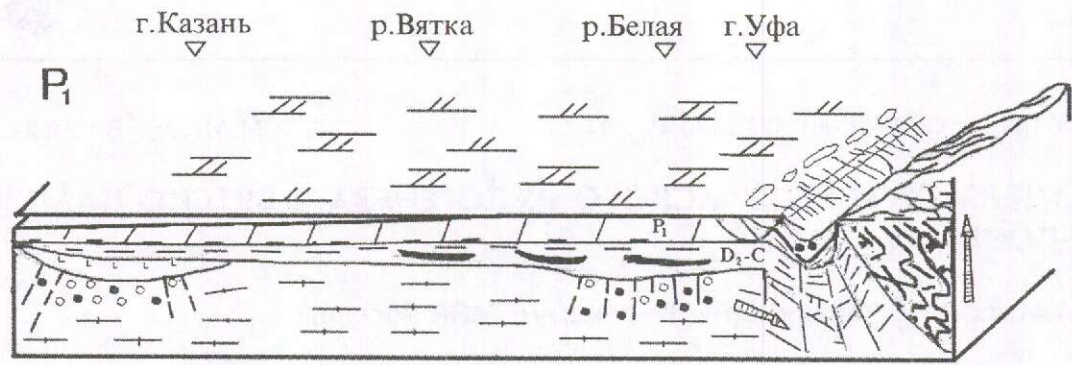
их формирование связано главным образом с процессами осадконакопления и диагенеза, контролируемые палеогеографическими и фациальными условиями;

к важнейшим процессам, способствующим концентрированию металлов, относятся эпигенетические коровые гидрогенные с широким участием инфильтрационных, элизионных и катагенных вод, а также процессы, связанные с потоками нефтидов;

локальные концентрации металлов могут быть обусловлены эндогенным фактором.

Первичные концентрации металлов связаны с седиментогенно-диагенетическими обстановками, развитие которых определяется и контролируется геодинамическими, палеогеографическими и в том числе фациальными факторами (рисунок).

Медные руды ВКП и сопутствующие проявления благороднометалльной минерализации располагаются на территории Приуралья, представлявшей собой в позднепермское время крупный бассейн форланда на краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП) перед фронтом коллизионного пояса Урала. Формирование бассейна происходило параллельно обдукции покровно-складчатого комплекса Урала на край платформы. При этом мощному воздыманию Урала





амплитудой по разным оценкам от 2 до 8–10 км противостояло столь же интенсивное погружение западного края складчатого пояса и примыкающей к нему части платформы. В результате этого погружения формировался Предуральский краевой прогиб.

Продолжавшееся в позднепермское время воздымание Урала, постепенно вовлекавшее в этот процесс и краевую часть ВЕП, способствовало существенной структурной перестройке ее восточной окраины. В результате западнее Предуральского (краевого) прогиба, уже закрытого в начале поздней перми, образовался обширный эпиплатформенный прогиб, определяемый как бассейн форланда [4]. В прогибе, представлявшем собой протяженную депрессию от Белого моря на севере до Прикаспийской синеклизы на юге, в течение казанского и татарского времени существовал морской бассейн, в который проникали воды бореального пермского океана. Разрастающееся поднятие Урала и «откат» позднепермского прогиба в западном направлении приводили к смещению восточной границы позднепермского моря на запад и к эволюции самого моря.

В уфимское время его сменил Пермско-Соликамский (по В.И.Игнатьеву) морской бассейн, наиболее глубинная часть которого располагалась на площади Печорской впадины, а на территории ВКП — лишь крайняя западная часть бассейна. Здесь в соликамское время были лагунно-морские условия и накапливались гипсоносные карбонатные, преимущественно доломитовые, осадки. В шешминское время граница бассейна сместилась на запад, резко усилился снос с Урала и бассейн обмелел. Это привело к отложению на осадках соликамского сульфатно-карбонатного комплекса ВКП, а в прибрежно-морской зоне Пермско-Соликамского бассейна на сакмарских карбонатных отложениях комплекса красноцветных, преимущественно терригенных образований.

В казанское время в результате трансгрессии сформировался морской бассейн, наследовавший границы Пермско-Соликамского моря, но несколько смещенный к западу. Его строение определялось наступающей с востока расширяющейся сушей и наличием на западе стабильной платформы. В мелководном морском бассейне на западе накапливались карбонатные (преимущественно доломитовые) осадки, на востоке в зоне трансгрессивного шельфа — терригенно-карбонатные, еще восточнее, в литоральной зоне, — карбонатно-терригенные.

В позднеказанское время в связи с регрессией и общим обмелением моря шельфовая зона существенно трансформировалась. Установился режим частой смены мелких ингрессий и регрессий с формированием пестроцветной карбонатно-терригенной формации. Восточнее этой зоны в приморских равнинах накапливались субконтинентальные красноцветные отложения белебеевской свиты.

В татарское время позднепермский морской бассейн продолжал отмирать, утрачивая связь с бореальным океаном и Прикаспийской впадиной, и превратился в море-озеро, сохранявшее характер осадков казанского моря. В западной части море-озеро было глубоким и заполнялось преимущественно карбонатными осадками, в восточной — существовала обширная переходная зона с карбонатно-терригенным осадконакоплением. В течение татарского времени с востока продолжалось наступление прибрежно-морских условий с доминирующим терригенным осадконакоплением, вытесняющим морское карбонатное. При этом существенно снизился привнос обломочного материала в бассейн моря-озера. В начале уржумского времени снос был уже не с Урала, а, скорее всего, с расположенных западнее моря-озера выходов кристаллического основания [8].

Формирование крупнейшего коллизионного орогенного пояса Урала, обрамляющего его

#### Модель позднепермского рудогенеза Вятско-Камской полосы:

литофациальные зоны: 1 — пелагическая часть (карбонатная) мелководного эпиконтинентального моря, 2 — переходная зона шельфа и литорали (карбонатно-терригенная), 3 — аллювиально-лимническая, 4 — авандельтовая; рудогенерирующие системы: 5 — предгорного краевого прогиба, Р и форланда, 6 — перикратонного опускания, D-C (а — общего, б — регенерирующего), 7 — протоавлагодена, PR<sub>3</sub>; осадочные формации: 8 — рифовая, 9 — галогенная, 10 — молассонидная; структуры Урала: 11 — покровы Уфимского выступа, 12 — океанический комплекс (а — вулканогенно-осадочные породы, б — гранитоиды); 13 — фундамент Русской плиты; 14 — нефтяные залежи; 15 — потоки нефтяных рудоносных растворов; 16 — потоки рудоносных ювенильных растворов; 17 — пути движения коровых, артезианских вод; 18 — направление «уральского сноса»; 19 — направление движения блоков земной коры; 20 — глубинные разломы; 21 — главный Уральский разлом; 22 — интервалы (районы) размещения геохимических аномалий, проявлений и месторождений цветных и благородных металлов

предгорного прогиба и бассейна форланда создавало условия для интенсивного сноса с Урала терригенного материала, в составе которого преобладали продукты механической дезинтеграции, в меньшей степени химического выветривания горных пород. Этот мощнейший процесс не мог не затронуть и рудные месторождения.

На Урале широко распространены месторождения меди герцинского тектономагматического цикла различных генетических типов (колчеданные, вкрапленные, скарновые). В медных рудах часто в качестве примеси присутствует и золото. Россыпное золото также широко развито на территории Урала. Месторождения платины тесно связаны с раннесилурийскими расслоенными мафит-ультрамафитовыми плутонами Урала [1].

Источниками металлов, накапливающихся в позднепермских бассейнах, были платиноносные дуниты и гарцбургиты, меденосные базальты и габбро. Отсутствие минералов из этих пород в обломочном материале граувакк Вятско-Камского региона говорит об интенсивнейшей их механической и бактериально-химической дезинтеграции и выносе из них названных металлов. Эти металлы уже на водосборах поступали в речные воды. Форма переноса металлов могла быть различной. Так, медь и серебро — близкие в геохимическом отношении халькофильные металлы, обладающие высокими миграционными способностями — могли переноситься в составе металлоорганических, гидрокарбонатных и сульфатных соединений, в виде коллоидных и истинных растворов. В какой-то степени эти формы переноса могли быть присущи палладию, также халькофильному металлу, близкому меди. Золото и платина переносились в основном в соединениях с органическими кислотами.

Итак, интенсивный снос с Урала, происшедший в течение всего позднепермского времени, создавал предпосылки для концентрации металлов в осадках позднепермского бассейна форланда. Этому, в частности, способствовало существование крупного гидродинамического и геохимического барьера в так называемой переходной зоне, отделявшей бассейновую (пелагическую) часть морей от суши. Данная зона трансгрессивного шельфа (литораль) в разные периоды позднепермской эпохи —  $P_1kz_1$ ,  $P_2kz_2$ ,  $P_2tat_1$  — была ареной смешения морских и речных вод, что способствовало выпадению металлов в осадок. Этот процесс усиливался в присутствии растительных остатков, планктонного са-

пропелевого вещества и, возможно, нафтидов, поступавших из периодически разгружающихся залежей девонско-каменноугольной нефти. Появлению крупных концентраций металлов способствовали неровности дна шельфа, наличие баров, а также сложный ландшафт литоральной и прибрежно-морской зон, изобилующий лагунами, эстуариями, полуизолированными бассейнами — озерами. Подобные условия казанского времени способствовали появлению повышенного геохимического фона Cu, Ag, Pd, Au, Pt в верхнепермских отложениях ВКП. Это отражается в распределении меди в породах казанского яруса, не несущих видимого оруденения.

Параллельно с медью, видимо, происходило и отложение серебра. Остановимся на особенностях поведения данного металла в позднепермском седиментогенезе. Медь и серебро — халькофильные металлы, имеющие много общих геохимических черт, но в то же время существенно разобщенные в эндогенных процессах. Так, медь связана в основном с базитами, которые и являются источником данного металла, а серебро — с поздними фазами гранитоидных комплексов. Совершенно иная картина наблюдается во взаимоотношениях этих металлов в осадочном процессе, где их сближает высокая миграционная способность.

Содержания меди в отложениях казанского яруса в десятки раз превышают кларковые, а содержания серебра — на несколько порядков. Особенно они высоки в сероцветных обломочных породах. Накопление названных металлов в казанских отложениях связано с их привнесением в бассейн казанского моря. В уфимское время привнос металлов был не столь велик, поэтому содержания меди и серебра в осадочных породах этого возраста в основном околосларковые. Небольшие геохимические аномалии меди в карбонатно-терригенных отложениях татарского яруса обусловлены продолжающимся сносом с Урала.

Таким образом, снос рудоносного терригенного материала с Урала и привнос речными водами растворенных в них металлов создали первичные концентрации меди и серебра в верхнепермских отложениях ВКП. Металлы концентрировались в илах, отлагаемых во впадинах ложа шельфа, в лагунах, эстуариях, дельтах рек литоральной зоны. Концентраторами металлов выступали глинистое вещество и растительный детрит. Возможно, определенную роль в качестве осадителя и концентратора металлов играло и нафтидное вещество, поступающее в казанский седиментационный бассейн.

Более сложен процесс осаждения и накопления в осадках Au, Pt и Pd. Эти металлы, как уже отмечалось ранее, поступали в позднепермский бассейн с растительным детритом. При этом соединения БМ с органическими кислотами в коллоидном состоянии, вероятно, были сорбированы частицами растительного детрита. Некоторую роль играло, видимо, и фосфатное вещество. Об этом говорит наличие высоких концентраций Au в фосфатизированных органических остатках [7].

Особенно интенсивное накопление БМ связано с осадками печичинского и верхнеуслонского слоев верхнеказанского подъяруса. Существовавшие в это время впадины представляли собой полузамкнутые лагуны, воды которых отличались повышенной соленостью, а в илах накапливался сносимый с суши растительный детрит. В результате накопления последнего, а также, возможно, поступления нефтидного вещества в таких впадинах формировались осадки, объединяемые в так называемую «черную фацию». По составу это карбонатные глины, алевролиты и сравнительно редко известняки. Содержание  $C_{орг}$  в них достигает 22%. Органическое вещество состоит в основном из нерастворимого остатка (62–83%), который был весьма емким концентратором БМ, и небольшого количества битума (0,01–0,49%). В отложениях «черной фации» содержатся: Cu 0,65–0,7%, Au 0,002–0,052 г/т, Pt 0,044–0,47 г/т, Pd 0,002–0,052 г/т.\* В отдельных пробах глин и алевролитов содержание платины составляет 3,3 г/т, а золота — 3,5 г/т.

Весьма высокая роль растительного детрита в накоплении Au, Pt, Pd особенно хорошо видна на примере известняков, включающих углефицированные растительные остатки. В них содержания Au достигают 0,95 г/т, Pt — 0,39 г/т.

Дальнейшая история накопления меди и БМ связана с диагенетическим преобразованием осадка. Диагенез представляет собой процесс установления равновесия между уплотненным осадком и поровыми водами. Последние в результате сложного биохимического взаимодействия с минеральным веществом осадков и с ОВ переходят в рассолы, обогащенные  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$ ,  $SO_4$ . Процессы диагенеза во многом наследуют окислительно-восстановительные условия, существовавшие в стадию се-

диментогенеза. Так, на раннеказанском шельфе и осадконакопление, и последующий диагенез развивались в условиях значительного анаэробно-биоза, способствующего установлению высокого восстановительного потенциала, интенсивной сульфатредукции и проявлению сульфидной минерализации в диагенетическую стадию. Эти условия существовали в отдельных частях иловых впадин прибрежно-морской зоны и в позднеказанское время. Однако высокий уровень аэрации прибрежно-морских вод способствовал повышению окислительных условий и росту активности карбонатных и сульфатных радикалов.

Диагенез — это процесс интенсивной мобилизации и перераспределения рудного вещества. Его развитие в относительно закрытой системе при ограниченном перемещении рудного вещества определяло формирование рудных стяжений — конкреций.

Отмеченным двум типам диагенеза отвечают различные типы рудных конкреций. Так, с диагенезом первого типа связаны окисдно-сульфидно-карбонатные конкреции с крупными локальными концентрациями Cu, Ag и Fe. Отсутствие в них халькопирита, борнита и незначительное развитие пирита говорят об умеренном уровне восстановительных условий, что согласуется с принадлежностью значительной части казанских отложений к пестроцветной серии, для которой характерна перемежаемость красноцветных и сероцветных отложений.

Среди крупных (до 10–15 см) зональных конкреций уплощенной лепешковидной формы по набору металлов выделены серебро-железо-медные и железо-медные. Наиболее распространенные железо-медные конкреции имеют гематит-халькозиную центральную зону и медно-карбонатную малахит-азуритовую наружную. Средние содержания металлов в конкрециях таковы: Cu 30,41%, Ag 155 г/т, Au, Pt, Pd не установлены. Обилие петрокластического обломочного материала и глинистого вещества в рудных конкрециях позволяет говорить о формировании их по сильно запесоченным глинам. В более редких серебро-железо-медных конкрециях в центре присутствуют куски древесины, замещенной пиритом, халькозином и ковеллином, а в краях развиты карбонаты меди — малахит и азурит. Средние содержания Cu в этих конкрециях 39,38%, Ag 869 г/т. В конкреции с особенно высоким содержанием серебра (1470 г/т) обнаружен прустит ( $Ag_3AsS_3$ ).

В конкрециях рассматриваемого типа установлены повышенные содержания платины (до

\* Содержания благородных металлов определялись атомно-абсорбционным, инверсионным вольт-амперметрическим и рентгенофлуоресцентным методами анализов (ЦНИИгеолнеруд, ЦНИГРИ, Томский политехнический университет).

1,52 г/т) и золота (до 1,0 г/т). Судя по обилию песчаного и глинистого материала, образование их происходило в авандельтовой зоне. Мелкие (до 1–2 см) плоские конкреции, сложенные целиком гематитом и халькозином с довольно высоким содержанием серебра (до 730 г/т), формировались в глинистых осадках в диагенетическую стадию.

Существенно иными были процессы диагенеза второго типа. Наступающая с востока суша способствовала нарастанию в бассейнах прибрежно-морской зоны аэрации наддонных и иловых вод, создавала условия интенсивного окисления. Проявления диагенеза в этих условиях выразились в формировании мелких конкреций, состоявших в центре из оксидов и гидроксидов железа, а в краях — из карбонатов меди (малахита).

Таким образом, диагенез не вносил существенных изменений в распределение металлов, но способствовал появлению локальных концентраций меди и серебра. В распределении БМ в осадках позднепермского бассейна его роль незначительна. Исключение составляет лишь формирование конкреций по остаткам древесины. Высокий уровень биохимической активности, значительное развитие сульфатредукции и обилие органических кислот способствовали появлению золота и платины в составе металлоорганических соединений, сорбированных остатками древесины.

Рассмотрим роль эпигенетических процессов в формировании на территории ВКП высоких концентраций меди и БМ. К эпигенетическим нами отнесены изменения осадочных пород, которые обусловлены поступлением в литифицированные осадки потоков нафтидов и перемешиванием вадозных вод (водородный эпигенез), а также связанные с эндогенными термофлюидными потоками, выносимыми из глубинных магматических очагов.

На территории ВКП с многочисленными девон-каменноугольными залежами нефти совпадают основные рудоносные площади. Участие нафтидного вещества в формировании благороднометалльно-медных руд в начале казанской эпохи объясняется интенсивной деструкцией нефтяных залежей в это время. Потоки нафтидного вещества, главным образом в виде битумов, могли поступать в позднепермский бассейн.

Петрографическое изучение песчаников уфимского и казанского возраста, содержащих битум, позволяет говорить об эпигенетической природе последнего. Битум распространен в ви-

де мелких (доли миллиметра) выделений в кальцитовом и глинистом цементе песчаников. Его появление было сингенетично образованию кальцита. Наличие битума в трещинках, секущих обломочные зерна, указывает на миграционную природу битума. В карбонатных породах, представленных органогенными известняками, битум накапливался в первичных пустотах — камерах раковин, полостях между органогенным детритом.

Итак, приведенные данные показывают, что в верхнепермских отложениях ВКП широко распространено миграционное битумное вещество, представляющее собой, по-видимому, продукт изменения нефти. При изучении шлифов наблюдались мельчайшие, часто весьма плотно упакованные в контурах выделений битума зерна пирита. Иногда относительно крупные (до 1 мм) зерна пирита окаймлены пленками битумного вещества.

Наряду с накоплением в отложениях ВКП Cu, Ag, Y, Ni, Co и Cr, связанным с «уральским сносом», в битуминозных породах концентрировались Pt и Au, по-видимому, имеющие другую природу. Содержания Pt и Au главным образом кларковые и лишь в единичных случаях более высокие — 0,37 и 0,18 г/т соответственно. Концентратор этих металлов — пирит, а источник, вероятнее всего, — нефть, в процессе деструкции которой металлы поступали в битум, а затем концентрировались в пирите.

Металлоносность битуминозных пород — явление обычное. Так, высокие концентрации меди и БМ известны в битуминозных песчаниках Нижней Силезии (Польша), особенно в битумных желваках, %: Au 0,3, Pt 0,034, Pd 0,1 (!). Фоновые содержания этих металлов варьируют в пределах десятых и сотых долей грамм на 1 т [2].

Эпигенетические водородные (коровые) процессы также следует учитывать при изучении стратиформных месторождений. Существует мнение, что проблема стратиформного рудообразования в значительной мере гидрогеологическая. Некоторые исследователи месторождения медистых песчаников и сланцев считают водородными, а к источникам меди относят любые красноцветные отложения [5]. По другим представлениям, красноцветные отложения не могли обогащать медью проходящие через них воды [3], она поступала в них из всего объема осадков (красноцветных и сероцветных).

На территории ВКП к водородным серебро-медным рудам относятся выделяемые нами «медистые песчаники». Это широко распростра-

ненные в позднепермском разрезе граувакки, в которых цемент в значительной степени или полностью замещен малахитом и азуритом. Количество цемента может превосходить по объему обломочный материал. Развитие карбонатов меди по кальцитовому цементу и трещинкам, секущим песчаный субстрат, позволяет относить их к эпигенетическим образованиям.

Известно, что эпигенетические руды медистых песчаников Джекказгана (доминирующие минералы — халькопирит, борнит, халькозин, галенит, сфалерит) формировались в восстановительных условиях. Эпигенетические процессы на территории ВКП протекали в окислительных условиях слабощелочной среды. Состав вод был, видимо, гидрокарбонатно-сульфатный. Этим объясняется отсутствие сульфидных минералов в «медистых песчаниках» данного региона.

Наиболее интенсивным эпигенетическим процессом на изученной площади была кальцитизация. В отложениях всего позднепермского разреза развиты бластический кальцитовый цемент в граувакках, большое количество жил кальцита в мергелях, известняках и доломитах. Кальцит некоторых жил слагает агрегат пластинчатых кристаллов, весьма напоминающих гидротермалиты. В жилах отмечены и повышенные содержания меди и серебра.

Эпигенетические процессы в верхнепермских отложениях ВКП могли протекать по двум схемам. Согласно первой, перемещение вод происходило по инфильтрационным конвективным ячеям из бассейновой зоны с высоким и длительно существовавшим гидростатическим давлением на глубину до 1,5–2 км. Можно предполагать значительное обогащение вод кальцием, освобождающимся при диагенетической доломитизации известняков или поступающим в воды при их взаимодействии на глубине с карбонатными породами. Возможно, там же на глубине, воды обогащались хлоридными гидрокарбонатными и гидросульфатными радикалами, формируя гидрокарбонатные и гидросульфатные соединения кальция. Достигнув определенной глубины, воды перемещались в восточном направлении в отложения переходной зоны с гораздо более низким гидростатическим давлением. Здесь эти воды-рассолы активизировали, растворяли и перемещали Cu и Ag. В дальнейшем в породах-коллекторах (песчаниках, особенно аренитах), в зонах дробления компетентных карбонатных пород происходила разгрузка рассолов и отложение кальцита, малахита и азурита.

По второй схеме предполагается участие в гидрогенных процессах элизионных и катагенных вод, выносимых из отложений платформенного чехла Предуральяского краевого прогиба. Эти отложения, испытывавшие нагрузку в ходе погружения на глубину до 8 км и под тяжестью надвинутого на них покровно-складчатого комплекса, могли стать источником освобожденных захороненных поровых и связанных вод. Воды при перемещении в осадках и особенно в кунгурских эвапоритах превращались в рассолы (хлоридно-натриевые). При движении на запад они могли выщелачивать медь и серебро из первично обогащенных металлами осадков, перемещать и отлагать их в породах-коллекторах, например в песчаниках.

Весьма возможно, что гидрогенный эпигенез развивался на территории ВКП по обеим схемам. И если в первом варианте доминировала кальцитизация, то во втором — рудогенез. Рудогенез проявился позднее кальцитизации, что находит отражение в шлифах — пересечение кальцита цемента жилами малахита. В результате этого процесса формировались так называемые «медистые песчаники» с содержанием Cu (малахит, азурит) 4,5%, а также серебра (87,6 г/т), скорее всего, самородного.

Помимо «медистых песчаников», малахит и азурит широко распространены в карбонатных породах казанского яруса в виде каемок в наружной зоне конкреций, а также многочисленных мелких жилок (примазок).

Интенсивность гидрогенных процессов контролируется особенностями проницаемых зон: очень мелкие зонки трещиноватости, сеть трещин и пустот, формирующихся при интенсивном разуплотнении песчаников, контакты окисно-сульфидных конкреций с вмещающим их карбонатным и глинистым матриксом.

Таким образом, гидрогенные процессы способствовали появлению концентрации меди и серебра, но не влияли на распределение золота, платины, палладия. В распределении БМ, как уже отмечалось, основную роль играл седиментогенез.

Представление о доминирующей экзогенной природе стратиформных месторождений и проявлений меди и БМ не исключает признания участия и эндогенных процессов в их формировании. Для ряда месторождений меди, свинца и цинка, расположенных в различных мобильных структурах древних платформ (рифтах, авлакогенах, краевых прогибах), отчетливо выражена связь с магматизмом и гидротермальным (теле-термальным) процессом. Однако на территории

ВКП неизвестны сколько-нибудь заметные проявления позднепермского магматизма или гидротермальной деятельности.

Основные предпосылки возможного развития эндогенных процессов — широкое распространение вулканического терригенного и пирокластического материала в позднепермских граувакках. Это позволяет говорить о близости вулканических очагов к ВКП и возможном их присутствии не только в Предуральском прогибе, где известны крупные проявления пермско-триасового толейтового и контрастного липарит-базальтового вулканизма, но и в пределах восточной окраины ВЕП. Это предположение базируется на выявлении в самое последнее время ареала вулканической и, прежде всего, сольфатарной деятельности в пределах ВКП (бассейны рек Мензеля и Мелля, притоки р. Кама). О присутствии в ареале вулканических аппаратов говорит характер вулканокластического материала: это куски незакристаллизованной лавы андезит-базальтового и андезит-дацитового составов с характерным расположением микролитов относительно границ пирокластических обломков [8]. Возможно, в его пределах из небольших и немногочисленных вулканических центров происходил эксплозивный выброс комков лавы. Завершались вулканические процессы интенсивной сольфатарной деятельностью с перемещением термофлюидного потока из глубинного очага в верхнепермские породы, что привело к их разрыхлению (разуплотнению), интенсивной трещиноватости и коррозии обломочных зерен. В разрыхленную массу с парами воды привносились  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и значительное количество Fe. Обилие этого металла в эксгалациях вызвало мощное ожелезнение и, прежде всего, гематитизацию верхнепермских пород.

На ограниченных участках ареала развиты породы с кальцитом, ангидритом, малахитом и гематитом, сравнимые с аргиллизитами и связанными, по мнению авторов, с низкотемпературными сольфатарными образованиями, обычно сопутствующими золоторудной минерализации. В этой связи значительный интерес представляют высокие содержания в аргиллизитах золота, по некоторым определениям достигающие 55 г/т.

Рассматриваемый ареал вулканических пород совпадает с площадью крупнейшего в Волго-Уральском регионе нефтяного Ромашкинского месторождения, влияние которого на петрогенетические процессы и рудогенез было затуманено интенсивным поступлением глубинного термофлюидного потока.

Общие черты предполагаемой модели позднепермского стратиформного медного и благороднометального рудогенеза в пределах ВКП следующие.

Полиметальность рассматриваемого оруденения является отражением геохимического и металлогенетического фона Урала, включающего мафит-ультрамафитовые платиноносные плутоны, комплекс магматических и гидротермальных проявлений меди, гидротермальные и россыпные проявления золота. Разобщенные в магматическом процессе металлы в седименто-диагенетических осадках бассейна форланда в единой ассоциации дают концентрации меди и серебра, а также значительные геохимические аномалии золота, платины и палладия.

Накопление металлов происходило в обширной, расширяющейся со временем свои границы переходной зоне, представляющей собой крупнейший геохимический барьер. Основным транспортером и концентратором золота, платины и палладия служило гумусовое вещество, сорбирующее металлоорганические соединения, в том числе БМ. Распределение меди и серебра определялось их высокой способностью к растворению и переносу водами, а также способностью меди образовывать различные соединения в большом диапазоне физико-химических условий. Концентрирование этих металлов происходило в седименто-диагенетическую и эпигенетическую стадии.

Территория ВКП в значительной своей части совпадает с крупными нефтеносными. Потоки нафтидов и, прежде всего, битума могли способствовать уже на стадии седиментогенеза появлению концентрации металлов. Нафтиды, попадая в воды и осадки бассейна, не только усиливали эффективность действия геохимического барьера как осадителя металлов, но в некоторой степени определяли интенсивность и формы развития диагенетических процессов.

В эпигенетическую стадию битум, формирующийся в процессе деструкции нефти, выступал в качестве носителя золота и платины. Роль нафтидов в процессах литогенеза и рудогенеза проявилась в пределах поля крупнейшего Ромашкинского месторождения нефти.

В позднепермское время территория ВКП — это арена деятельности гидрогенных процессов, с которыми связано появление медистых песчанников. Перемещение инфильтрационных потоков с запада и элизионно-катагенных с востока связано с гидродинамической неустойчивостью позднепермского бассейна форланда. Окисли-

тельные условия гидрогенного эпигенеза способствовали появлению специфических серебро-медных руд, в которых главными рудными минералами были малахит, азурит и прустит.

Динамичная обстановка развития литогенеза, обусловленная миграцией границ фациальных зон по латерали и вертикали в позднепермском разрезе, создавала мозаичный план размещения мелких рудных тел, что затрудняет изучение и прогнозирование руд на глубину.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое строение СССР. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. Т. IV.* – М.: Недра, 1968.
2. *Ермолаев Н.П., Габлина И.Ф., Бернард В.В.* Перераспределение платиноидов, золота и серебра в медистых песчаниках (Нижняя Силезия, Польша) // *Геохимия.* 1996. № 9.
3. *Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н.* Гидрогенное рудообразование. – М.: Геоинформмарк, 2000.
4. *Литогеодинамика и минерогения осадочных бассейнов.* – С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1998.
5. *Лурье А.М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. – М.: Наука, 1988.
6. *Металлогения Вятской зоны Восточно-Европейской платформы / В.Г.Чайкин, С.Г.Глебашев, Ф.А.Закирова, А.М.Месхи // Руды и металлы.* 1997. № 6. С. 17–26.
7. *Новые находки фосфоритовых конкреций в верхнепермских отложениях европейской части России / В.Н.Силантьев, В.В.Силантьев, Р.З.Выручаева, С.П.Зудина // Отечественная геология.* 2000. № 4. С. 62–74.
8. *Позднепермские граувакки Поволжья / А.М.Месхи, С.Г.Глебашев, Ф.А.Закирова, В.Г.Чайкин // Верхнепермские стратотипы Поволжья.* Казань, 1999. С. 254–260.
9. *Справочное пособие по стратиформным месторождениям.* – М.: Недра, 1990.

УДК [550.42:546.027]:553.493

© Коллектив авторов, 2003

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И СЕРЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ — ИНДИКАТОР ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА

**Е.Д.Сынгаевский (ЦНИГРИ МПР России), И.И.Куприянова, Т.Н.Шурига, Е.П.Шпанов (ВИМС МПР России)**

*Изучен изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца и силикатов из редкометальной ассоциации бериллиевых, флюоритовых и тантал-ниобиевых месторождений Приморья, юга Восточной Сибири и Украинского щита. Полученные данные позволяют определять глубинный гомогенный (мантийный) и гранитно-магматический источники вещества, а также метеорные воды, участвующие при формировании руд и метасоматитов в широком диапазоне температур (450–120°C), соответствующем длительному многостадийному процессу рудообразования.*

Выполнены анализы изотопного состава серы (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит) и кислорода (кварц, полевой шпат, слюда) типичной ассоциации минералов для бериллиевых, флюоритовых и тантал-ниобиевых месторождений Приморья, юга Восточной Сибири и Украинского щита. Руды этих месторождений представлены разнообразными генетическими типами и сформированы в условиях значительного диапазона глубинности: метаморфогенные полевошпатовые метасоматиты с тантал-ниобиевым (Катугин) и бериллиевым (Перга) оруденением; плутоногенные тантал-ниобиевые и бериллиевые месторождения щелочного ряда (Улуг-Танзекское, Заши-

хинское, Тербенское, Снежное) и Be-Li-флюоритовые месторождения с залежами апокарбонатных грейзенов, связанных с субщелочными гранитами Li-F типа (Вознесенское, Пограничное). Редкометальное оруденение обусловлено гранитоидным магматизмом или эндогенными флюидными потоками в широком температурном интервале — от высокотемпературных стадий (500–350°C) до заключительных гидротермальных (200–100°C). Отложение сульфидной минерализации происходило при  $T$  от 400 до 100°C при взаимодействии эндогенных флюидов и вмещающих осадочно-метаморфических толщ, возможно, содержащих поровые и метеорные воды.

Изученные объекты различаются по структурному положению, геологическим особенностям и составу минерализации. В наиболее глубинных условиях (5,5–3,5 км) при ограниченной роли магматических процессов формировались метаморфогенные месторождения приразломных полевошпатовых метасоматитов.

Пержанское бериллиевое месторождение расположено в северной краевой части Украинского щита [12]. Оно приурочено к субширотной Сущано-Пержанской зоне тектонического смятия среди метаморфизованных и гранитизированных вулканогенно-осадочных толщ PZ в пределах горстового поднятия линейной конфигурации в краевой части палеорифта (авлакогена), что изначально дает основание предполагать участие глубинного вещества в рудообразовании. В местах интенсивных деформаций, где развиты разломы, поперечные и диагональные к основному простираению региональных структур, метаморфиты и гранитоиды интенсивно изменены среднепротерозойскими (1400–1600 млн. лет) процессами щелочного метасоматоза. Месторождение локализовано в участках максимальной интенсивности метасоматического процесса, где рудные тела сложены полевошпатовыми метасоматитами с гентгельвином и фенакитом. Оруденение формировалось в два этапа: с первым связаны метасоматические руды переменного слюдисто-кварц-микроклинового состава с гентгельвином I и II генераций (обр. У-1749), со вторым — кварц-микроклиновые прожилки и гнезда с гентгельвином III генерации, иногда с молибденитом (обр. У-1491).

Крупнейшее комплексное (Ta-Nb-Zr-Y-TR) Катугинское месторождение метаморфогенного типа в пределах Катугинского трога Кодаро-Удоканской провинции локализовано в узле пересечения глубинных продольных и поперечных разломов [3], что позволяет предполагать участие мантийной составляющей при образовании руд. Вмещающие месторождение гнейсы и сланцы (PZ<sub>1</sub>) метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Редкометалльные залежи сложены кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитами (обр. 17/151, 8/100), зональность которых от внешних зон к внутренним маркируется рядом последовательно сменяющихся темноцветных минералов: Li-аннит → рибекит → арфведсонит → эгирин. Редкометалльные метасоматиты пересекаются поздними гидротермальными прожилками кварца с пиритом и сфалеритом (обр. 8/35), в образовании которых предположительно могли участвовать поверхностные воды.

Улуг-Танзекское месторождение расположено в пределах Тувино-Монгольского эпибайкальского срединного массива в зоне Агардагского глубинного разлома. Вмещающие породы представлены докембрийскими мраморами и гнейсами, а также позднепалеозойскими гранитоидами. Рудное тело имеет клиновидную конфигурацию, наследуя форму крутопадающего штока субщелочных кварцевых сиенитов. В кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах состав темноцветных минералов изменяется в соответствии с этапами рудообразования и латеральной зональностью. Ранние рибекитсодержащие метасоматиты тяготеют к краевым частям, а мусковитовые — к внутренней части рудного тела. Рибекитсодержащие метасоматиты, кроме кварца, альбита, микроклина и рибекита, содержат эгирин, полилитоинит, криолит, гагаринит, пирохлор, колумбит, циркон (обр. 2/81). Более поздние мусковитсодержащие метасоматиты отличаются более лейкократовым составом, содержат Та-колумбит, циркон, торит, иногда ксенотим, а также сульфиды железа, свинца, цинка (156/85). Выделение сульфидов связано с заключительной стадией окварцевания [5].

Зашихинское месторождение, находящееся на выклинивании Колбинско-Удинского палеозойского трога, заложенного вдоль Главного Саянского разлома, в узле его пересечения с субмеридиональным разломом, имеет подобный состав руд. Вмещающие породы представлены нижнепротерозойскими биотит-амфиболовыми сланцами, а также ранне-среднепалеозойскими гранитами, граносиенитами, диоритами, габбро-диоритами. Рудное тело локализовано в апикальной части массива щелочных гранитов, наследует штокообразную форму интрузива и сложено кварц-альбит-микроклиновыми породами со щелочными амфиболами (рибекитом, арфведсонитом) и литиево-железистыми слюдами (протолитоинитом, циннвальдитом, полилитоинитом, литиево-железистым мусковитом), но зональность оруденения вертикальная [2]. Нижние горизонты месторождения сложены рибекитовыми, рибекит-полилитоинитовыми и полилитоинитовыми разновидностями метасоматитов. Они содержат пирохлор, плюмбопирохлор, колумбит, циркон, гагаринит, криолит, томсенолит. Наиболее богатые руды расположены на верхних горизонтах и представлены мусковитовыми кварц-полевошпатовыми метасоматитами и альбититами. В них содержатся ферроколумбит, ильменорутит, ксенотим, торит, касситерит, флюорит, сульфиды.



На средних горизонтах месторождения локально развиты кварц-циннвальдитовые грейзены с касситеритом и сульфидами (обр. 58/76). Глубинность формирования Улуг-Танзекского и Зашихинского (Ta-Nb-Zr-Y-TR) месторождений плутоногенного типа оценивается в 3–2 км [8].

Снежное месторождение в Восточных Саянах приурочено к сопряжению Окинского антиклинория и Ухтумского синклинория и локализовано в оперяющих структурах Кандатского разлома. Его площадь сложена протерозойскими амфиболовыми, биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, амфиболитами с прослоями известняков, которые включают интрузии габбро, диоритов, гранодиоритов с заключительной фазой аплитов, субщелочных лейкогранитов, пегматоидных гранитов, альбититов (огнитского комплекса  $O_2$ ). В пределах блока тектонических брекчий выделяются зоны с бериллиевым и тантало-ниобиевым оруденением, которое формируется в результате эволюционирующего флюидно-метасоматического процесса. Ранние этапы (калий-натровый и натровый) наиболее проявлены в низах месторождения и с ними связано комплексное ниобий-танталовое и редкоземельное оруденение (колумбит-танталит, пироклор, Hf-циркон, иттротросинхизит). Бериллиевое оруденение (фенакит, берилл, реже бертрандит) в верхней части месторождения формируется на этапе грейзенизации. Оно относится к типу берилл-слюдяных метасоматитов и минерализованных зон дробления. Температурный интервал всего процесса рудообразования составляет 450–250°C. Сульфиды наиболее характерны для танталоносных метасоматитов (обр. 605) и кварцевых жил околорудных зон (P3/31) [13].

Вознесенский рудный район расположен на территории Ханкайского кристаллического массива (Приморье) [11]. В его пределах отложения  $E_2-O_1$  смяты в изоклинальные, часто опрокинутые на северо-восток складки северо-западного простирания. Рудное поле приурочено к узлу пересечения субмеридиональных и субширотных рудоконцентрирующих линеаментов, в пределах которых существовала пронизываемая зона, корнями достигавшая верхней мантии и глубинного очага базальтоидной магмы (астеносферного диапира) [9]. Осадочные толщи прорваны трещинными интрузиями биотитовых и протолитионитовых гранитов вознесенского комплекса ( $O_2$ ), морфология которых подчинена складчатым структурам, а также более молодыми монзонитоидами. Магматизм и рудообразование

протекали в условиях, отвечающих гипабиссальной фации глубинности, на уровне которой региональный метаморфизм отвечает фации зеленых сланцев. Крупные редкометалло-флюоритовые месторождения (Вознесенское, Пограничное) располагаются в экзоконтактах массивов протолитионитовых лейкогранитов литий-фтористого типа [6].

Сульфидная минерализация Вознесенского рудного поля формировалась в течение длительного времени на разных стадиях рудообразования и может иметь разные источники. Наиболее крупные сульфидные скопления сосредоточены в послонных рудных телах Вознесенского цинкового месторождения, примыкающего к северному флангу одноименного редкометалло-флюоритового месторождения, где на контактах с гранитами развиты гранат-пироксеновые скарны (P-1204, P-1237, Сф-4, Сф-2). Помимо главного сульфидного минерала — сфалерита, в рудах присутствуют пирит, пирротин, местами магнетит, редко арсенопирит и галенит. На скарны и сульфидную минерализацию наложены грейзены в виде флюорит-слюдяных прожилков (иногда с фенакитом), а в зоне перехода к апокарбонатной флюоритовой залежи — в виде участков сплошной грейзенизации с образованием апоскарновых тонкозернистых флюоритовых руд (P-403, P-405, 724-62, 724-79, 685-107, 685-153, 685-157, 528-46, 91-23, 962-69, 962-129) [7]. Зоны гранат-пироксеновых, реже везувиан-гранатоволластонитовых скарнов в экзоконтактах Вознесенского и Пограничного гранитных массивов развиты довольно широко, поэтому небольшие скопления сульфидной минерализации в скарнах среди флюоритовых залежей месторождений встречаются нередко, особенно вблизи контакта с гранитами (716-12, 716-13, P-761, P-773, 914/27, 91-23). Апоскарновые слюдисто-флюоритовые грейзены даже оконтурены как самостоятельный тип руд, в которых сульфиды переотложены и сфалерит представлен менее железистой разновидностью. Редкие небольшие обособления сфалерита и галенита отмечаются среди апогранитных топаз-флюоритовых грейзенов в апикальной части гранитного купола (ПГР-12) или в прожилках среди гранитов (П-2386). Рассеянная вкрапленность пирита характерна для надрудных зон в сланцах (P-1240) или в кальцитовых прожилках среди известняков (Сф-23 б).

Методы изотопной геохимии основываются на зависимости между изотопным составом серы в сокристаллизующихся сульфидах ( $\Delta^{34}S_{s-s}$ ) и распределением изотопов кислорода между ми-

нералом и водной фазой флюидов от температуры процесса и от источника вещества. На основании исследований изотопно-равновесных ассоциаций сульфидов и экспериментальных данных [4, 14] было установлено, что степень обогащения  $^{34}\text{S}$  растет в порядке галенит→халькопирит→пирротин→сфалерит→пирит. Последующие исследования [10] показали, что при постоянной концентрации серы ее изотопы распределяются между минералами в зависимости от температуры и физико-химических параметров ( $f\text{O}_2$ , pH и др.). Тем самым обосновывается возможность реконструирования условий минералообразования и оценки источника вещества ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CS}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ).

Полученные изотопные анализы указывают на вариации величины  $\delta^{18}\text{O}$  от +1,3 до +13,0‰ (табл. 1) и  $\delta^{34}\text{S}$  от -2,3 до +11,5‰ (табл. 2, 3). Результаты группируются около значений: во-первых, типовых для гидротермальных метасоматических образований; во-вторых, для отдельных образцов, обогащенных легкими изотопами кислорода (микроклин +1,3‰) и серы (сфалерит -2,3‰, пирит -4,1‰). Указанный переход свидетельствует о смене температурного режима и источника вещества. Так, минеральные ассоциации плутоногенного Улуг-Танзекского месторождения отличаются по вариациям величины  $\delta^{18}\text{O}$ , которая составляет в кварце +7,1...+10,2‰, в микроклине +1,3...+5,5‰, в слюде +2,8‰. Как видно (см. табл. 1), условия отклоняются от изо-

топного равновесия в метасоматитах (низкие  $\delta^{18}\text{O}$ ), что говорит о вовлечении в систему поверхностных вод. В гнездах распределение пары кварц-слюда отвечает равновесной температуре кристаллизации 360°C, которая согласуется с оценкой температуры (450°C) по распределению изотопов серы между галенитом и сфалеритом (см. табл. 2).

В сульфидах из апокарбонатных руд Ве-флюоритовых месторождений Вознесенское и Пограничное выявлены более высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  для гранитов, вмещающих пород, скарнов и грейзенов (см. табл. 3). Так,  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) различаются в пирите из скарнов 9,1, грейзенов 5,4-8,0 (среднее 6,93), в известняке -4,1, сланце 1,8, в арсенопирите из грейзенов -0,5-4,9 (4,52), в сфалерите из скарнов 5,1-11,5 (8,15), грейзенов 5,6-9,1 (7,51), гранита 1,0, в галените из гранита -0,1. Выявленные закономерности распределения изотопов серы отвечают эндогенному глубинному источнику серы и эволюции температурного режима рудообразования. Следует отметить, что ранее опубликованные данные [1] указывают на влияние стратиформно-осадочных компонентов. Однако роль этого источника вещества представляется ограниченной, поскольку утяжеление серы сульфидов в апокарбонатных и апоскарновых рудах более вероятно связывать с ассимиляцией сульфатной серы вмещающих известняков и доломитов, в которых зафиксированы выделения ангидрита и гипса. Равновесная ассоциация пирит-галенит дает высокие температуры сокри-

1. Изотопный состав кислорода в минералах редкометалльных месторождений формации полевошпатовых метасоматитов

Месторождение	Номер образца	Минеральная ассоциация	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$
Катугинское, Ta-Nb	17/151	Кварц, микроклин, альбит, Li-аннит, амфибол+пирохлор, циркон. Бедная руда (метасоматит)	Кварц	+13,0	570	+11,5
			Биотит	+8,6		
	8/100	Микроклин, альбит, кварц, рибекит, эгирин+пирохлор, циркон, гагаринит и др. Богатая руда (метасоматит)	Циркон	+4,5	420	
			Кварц	+8,6		+6,0
Пержанское, Ве	У-1491	Кварц+микроклин+сидерофиллит+гентгельвин I (метасоматит)	Рибекит	+3,3	450	+10,2
	У-1749	Кварц+микроклин+гентгельвин III+молибденит (прожилки и гнезда)	Микроклин	+8,0		
			Слюда	+11,8		
Улуг-Танзекское, Ta-Nb	2/81	Кварц, микроклин, криолит, полилитнионит (гнезда)	Кварц	+12,5	370	+7,5
			Микроклин	+10,2		
			Кварц	+10,2	360	-2,3
			Микроклин	+5,5		
			Слюда	+2,8	180	-0,5
	156/85	Кварц, микроклин, альбит, мусковит+колумбит, циркон, торит и др. Богатая руда (метасоматит)	Кварц	+7,1	100	-8,3
		Микроклин	+1,3			
		Циркон	+4,0	540		

2. Изотопный состав серы и равновесные температуры кристаллизации сосуществующих сульфидов из редкометальных месторождений Сибири

Месторождение	Номер образца	Сульфид	Стадия процесса	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	$T$ , °C
Катугинское	8/35	Пирит	Поздние прожилки кварца с сульфидной минерализацией в рудном теле редкометальных метасоматитов	+0,6	
		Сфалерит		+0,7	
Улуг-Танзекское	15/86	Галенит	Рудоносный метасоматит главной рудной стадии	+1,4	440
		Сфалерит		-2,3	
Зашихинское	58/76	Пирит	Высокотемпературный грейзен с редкометальной минерализацией	+3,8	120–150
		Сфалерит		+2,2	
Снежное	605	Галенит	Рудоносный метасоматит главной рудной стадии	+0,6	260–450
		Пирит		+3,5	
	Р3/31	Галенит	Кварцевая жила с сульфидами, околорудная зона	+1,4	
Козалит		+1,7			
Тербен	2/88	Пирит	Поздняя сульфидная стадия в рудном теле	+3,3	260–450
		Галенит		+1,6	

сталлизации 260–450°C, а пары пирит (арсенопирит)-сфалерит — более низкие 120–150°C.

Изотопный состав кислорода минералов Катугинского и Пержанского месторождений демонстрирует генетическую близость метаморфогенных полевошпатовых метасоматитов, расположенных в различных регионах. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  кварц-биотитовой и кварц-полевошпательной ассоциаций варьируют в узком диапазоне: кварц от +12,5 до +13,0‰; микроклин от +8,0 до +10,2‰; слюда от +8,6 до +11,8‰ (см. табл. 1). Они позволяют установить, что оруденение формируется из глубинных растворов ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  изменяется от +6,0 до +11,5‰) в гомогенных условиях. Распределение изотопного состава кислорода метасоматической ассоциации позволяет считать равновесные температуры при образовании бедных руд Катугинского месторождения более высокими (до 570°C) по сравнению с Пержанским месторождением, где наблюдается снижение температуры от 450°C (метасоматиты первого этапа) до 370°C (прожилки и гнезда второго этапа) [14]. Близкие к мантийным величины  $\delta^{34}\text{S}$  пирита и сфалерита (+0,7 и +0,6‰) Катугинского месторождения показывают, что за счет глубинного источника образовались даже поздние кварц-сульфидные прожилки (см. табл. 2).

Для всей группы редкометальных месторождений Восточного Саяна изотопный состав серы

колеблется в узком интервале ( $\delta^{34}\text{S}$  от -2,3 до +3,8‰), что также указывает на участие глубинного (мантийного) вещества при формировании руд изученных месторождений. Температурные условия отложения сульфидов в широком диапазоне 450–120°C отвечают длительному многостадийному формированию крупномасштабных месторождений.

Таким образом, в пределах изученных стадий редкометального минералообразования выявляется относительная однородность распределения изотопов серы сульфидов. Узкая дисперсия величины  $\delta^{34}\text{S}$  около нулевой линии соответствует отложению из гомогенных высокотемпературных растворов. Смена обстановок минералообразования сопровождается падением температуры, изменением равновесных условий и источников вещества.

Итак, данные по изотопному составу серы и кислорода несут информацию о соотношении глубинных и поверхностных источников вещества при многостадийном формировании оруденения, об условиях глубинности и различных формах связи с магматическими процессами, а также позволяют уточнить температурный режим рудообразования.

Редкометальные ассоциации на Катугинском и Пержанском месторождениях характеризуются высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  +8,0...+13,0‰ силикатов, парагенных с минералами Nb, Ta и Вe, и выдержанными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  пирита и сфале-

## 3. Характеристика сульфидов из месторождений Вознесенского рудного поля, Приморье

Номер образца	Скважина, профиль, глубина (м)	Минерал	Порода	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	$T$ , °C*
<i>Вознесенское</i>					
P-1204	664, XIII, 60,0	Пирит Сфалерит (среднее)	Цинковая руда в измененном скарне	+9,1	150
P-1237	664, XIII, 143,5	Сфалерит		+7,4	
Сф-2	Карьер	Сфалерит		+5,6	
Сф-4	Карьер	Сфалерит		+6,6	
Сф-23 б	Карьер	Сфалерит	Известняк	+10,0	
P-403	Карьер	Сфалерит	Апоскарновый и апокарбонатный грейзен (флюоритовая руда)	+7,7	
		Арсенопирит		+4,9	
P-405		Пирит		+7,4	
724-62	724, V, 230,0	Сфалерит		+7,4	
724-79	724, V, 318,0	Арсенопирит		+8,9	
716-12	716, VII, 369,3	Сфалерит	Диопсид-волластонитовый скарн, с амфиболом, эпидотом и кальцитом	+4,7	
716-13	716, VII, 370,4	Сфалерит		+5,5	
P-761	716, VII, 383,4-384	Сфалерит		+8,6	300
P-773	716, VII, 388,5-389,3	Сфалерит		+7,6	
685-107	685, VII, 147,8	Сфалерит	Апоскарновый и апокарбонатный грейзен (флюоритовая руда)	+11,5	120- 150
		Арсенопирит		+9,1	
		Галенит		+11,0	
685-153	685, VII, 279,5	Пирит		+1,0	150
		Арсенопирит		+5,4	
685-157	685, VII, 283,5	Сфалерит		+2,5	
528-46	528, XXIV, 138,6	Пирит		+8,7	
				+8,0	
<i>Пограничное</i>					
91-23	982, VIII, 512,0	Сфалерит	Скарн	+9,1	
962-69	962, I а, 234,5	Сфалерит	Апоскарновый и апокарбонатный грейзен (флюоритовая руда)	+6,7	
962-129	962, I а, 356,8	Арсенопирит		-0,5	
962-81	962, I а, 261,3	Пирит	Кальцитовый прожилок	-4,1	
ПГР-12	Верхние горизонты	Сфалерит	Флюорит-топазовый апогранитный грейзен	+6,0	150
		Галенит		-0,1	
914/27	914, III, 239,5	Сфалерит	Волластонитовый скарн с гольмквиститом	+5,1	
П-2386	905, XI, 314,5	Сфалерит	Прожилок в граните	+1,0	
<i>Березьянское</i>					
P-1240	859, 36,5	Пирит	Сланец	+1,8	

\* Изотопно-равновесные температуры рассчитаны для парагенных ассоциаций сульфидов.

рита из поздних ассоциаций +0,7...+0,6‰. Это свидетельствует об однородном составе компонентов эндогенных флюидов и высокотемпературном режиме процессов рудообразования месторождений метаморфогенных полевошпатовых метасоматитов. Величины  $\delta^{34}\text{S}$ ,

близкие к нулевому стандарту, предполагают глубинный (мантийный) источник вещества, а изотопный состав кислорода водной фазы отвечает высокотемпературным растворам, испытывавшим гомогенизацию в ходе метаморфизма.

Среди изученных объектов выделяются силикаты Ta-Nb плутоногенного Улуг-Танзекского месторождения, обогащенные легким изотопом кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  до +1,3‰), устанавливаются участие поверхностных метеорных вод ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  от -8,3 до -0,5‰) и отклонение от изотопно-равновесных условий.

Сульфиды из тантал-ниобиевых (Улуг-Танзекское, Зашихинское, Тербен) и тантал-бериллиевых (Снежное) месторождений Восточного Саяна, связанных с щелочным и субщелочным магматизмом, имеют стабильный изотопный состав серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от -2,3 до +3,8‰), близкий к метеоритному стандарту, что предполагает глубинное происхождение серы при формировании руд перечисленных месторождений. Температура отложения сульфидов определена в широком диапазоне 450–120°C, соответствующем длительному многостадийному формированию крупномасштабных месторождений.

Сульфиды из апокарбонатных и апоскарновых руд месторождений Вознесенское и Пограничное (Приморье), как редкометалльно-флюоритовых, так и цинковых, имеют однородный состав серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от 2,5 до +9,1‰), отвечающий гранитно-магматическому источнику, несмотря на полистадийность формирования оруденения и большую протяженность рудных залежей по горизонтали и вертикали. Единичные образцы арсенопирита и сфалерита из апоскарновых руд обладают утяжеленным составом серы ( $\delta^{34}\text{S}$  до +10,0... +11,5‰) за счет ассимиляции сульфатной серы замещаемого известняка. Намечена тенденция увеличения в арсенопирите доли тяжелого изотопа от нижних горизонтов к верхним ( $\delta^{34}\text{S}$  от -0,5 до +11,0‰).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64292).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинковоколчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 5. С. 46–58.
2. Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Разведка и охрана недр. 1997. № 12. С. 7–10.
3. Геологическое строение, зональность и условия образования Ta-Nb-Zr Катугинского месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) / В.В.Архангельская, В.И.Казанский, К.В.Прохоров и др. // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 115–131.
4. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука. 1974.
5. Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами // Геология месторождений редких элементов. 1965. Вып. 25.
6. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 3–14.
7. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 442–455.
8. Методические рекомендации по проведению поисковых и поисково-оценочных работ на тантал, ниобий и сопутствующие им иттрий и редкоземельные элементы / В.С.Кудрин, Л.Г.Фельдман, А.А.Шугин и др. – М.: ВИМС, 1992.
9. Предпосылки и факторы формирования уникально крупных месторождений Вознесенского рудного района (Ханкайский кристаллический массив, Приморье) / И.И.Куприянова, М.Д.Рязанцева, О.А.Кукушкина и др. // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 17–20.
10. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд. – М.: Мир, 1977.
11. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. – М.: Недра, 1992.
12. Шацкая В.Т., Шпанов Е.П. Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с полевошпатовыми метасоматитами зон активизации древних щитов // Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М., 1977. С. 192–215.
13. Шурига Т.Н. Биотит-флюорит-фенакит-берилловый тип // Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., 1975. С. 112–118.
14. Hoefs I. Stable isotope geochemistry. 4th compl. Rev and enlage. Berline. Springer. 1997.

УДК 553.411:549(575.1)

© Р.И.Конеев, 2003

## СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА НА ОСНОВЕ МИКРОМИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Р.И.Конеев (Национальный университет, Республика Узбекистан)

*Показано, что в образовании золоторудных месторождений Узбекистана принимают участие шесть геохимических парагенезисов золота: /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Ag-Sb/Au-Hg/. В основу систематизации золоторудных проявлений положен анализ микроминеральных парагенезисов, который может быть использован при поисках скрытого оруденения, определения уровня эрозионного среза и т.д.*

Узбекистан относится к числу ведущих золотодобывающих государств мира, занимая четвертое место по запасам и девятое по добыче. Основу минерально-сырьевой базы республики составляют такие уникальные месторождения золота, как Мурунтау, Чармитан, Кочбулак и др. (рис. 1). Стабильное, прогнозируемое и управляемое развитие золоторудной минерально-сырьевой базы определяется в основном эффективным решением двух проблем: 1) прогноз, поиски и освоение скрытых или не-

традиционных типов золотого оруденения; 2) оценка комплексности руд известных эндогенных объектов и возникающих на отвалах и отходах горно-обогатительных производств техногенных месторождений. Особая проблема — создание безотходных технологий извлечения.

Рассмотрим пути решения проблем прогноза, поиска и оценки комплексности золотого оруденения на примере промышленных эндогенных месторождений Узбекистана.

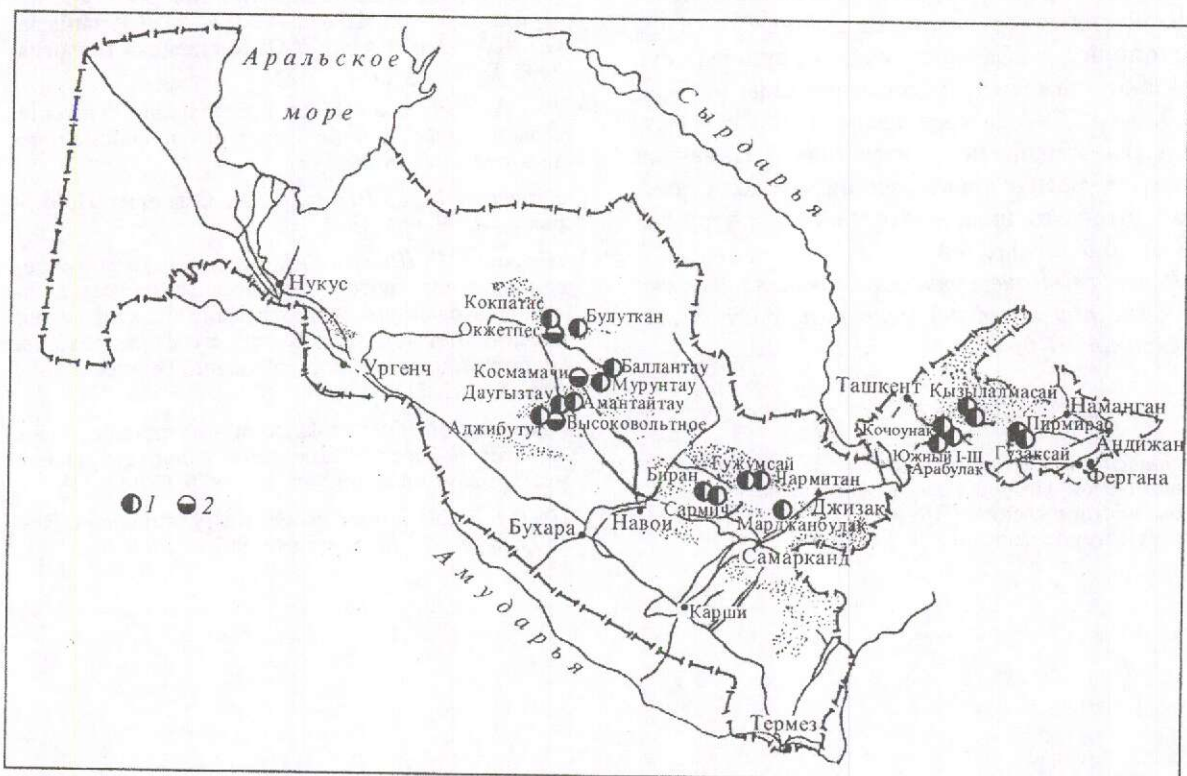


Рис. 1. Размещение месторождений золота (1) и серебра (2) на территории Республики Узбекистан, Н.А.Ахмедов, 2002

Территория Узбекистана входит в состав горных сооружений Западного Тянь-Шаня. В последние годы особенности ее геологического строения переосмыслены с геодинамических позиций [4] и заключаются в следующем. По совокупности структурно-геологических, формационных и петрологических данных в пределах Западного Тянь-Шаня реконструируется несколько сравнительно небольших, субпараллельных океанических бассейнов: Киргизско-Теркейский ( $R_1-O_2$ ), Туркестанский ( $E-O-C_2m$ ), Южно-Гиссарский ( $C_1-C_2$ ). Важнейшее значение в оформлении геологического облика территории Западного Тянь-Шаня и формировании золотого оруденения имела история развития Туркестанского палеобассейна и особенно его северной окраины. В эволюции этой океанической структуры реально выделяются такие этапы:

рифтогенез и деструкция докембрийского фундамента ( $E-O_1$ ), формирование узких грабеновых структур;

спрединг и формирование океанического бассейна ( $O_1-S_1$ );

субдукция океанической коры под северный континент ( $S_2-D_1$ );

«карбонатная» пауза ( $D_2-C_1$ );

коллизия Байсунского и Казахстано-Киргизского микроконтинентов ( $C_2-P_1$ );

внутриплитное развитие ( $P_1-K_1$ ).

Под северной окраиной Туркестанского палеоокеанического бассейна понимается обширная территория от Северного Букантау на западе до Кураминского и Чаткальского хребтов на востоке (рис. 2). В большинстве публикаций эта территория трактуется как Кызылкумо-Кураминский, или Бельтау-Кураминский, вулканоплутонический пояс. Несмотря на то что данная структура выделена более четверти века назад, границы ее недостаточно ясны. В известной мере это объясняется «закрытостью» территории чехлом мезокайнозойских отложений, недостат-

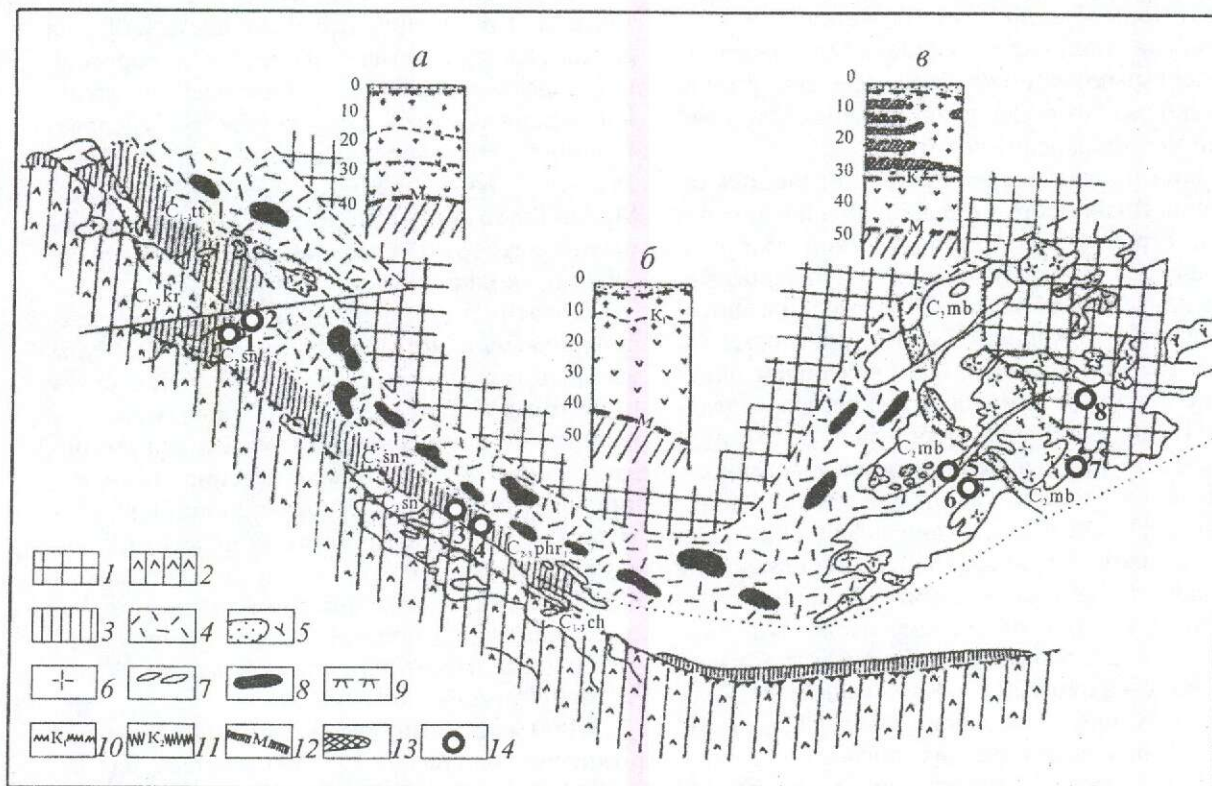


Рис. 2. Строение северной активной континентальной окраины Туркестанского палеоокеана, по [4]:

1 — Фергано-Кураминский микроконтинент; 2 — Туркестанский палеоокеанический бассейн; ареалы формаций: 3 — островодужных, 4 — окраинно-континентальных; 5 — среднекаменноугольные вулканогенные образования; 6 — гранитондные комплексы; 7 — фрагменты офиолитов; 8 — магнитные и гравитационные аномалии; 9 — поверхность складчатого фундамента; 10 — условная поверхность «диоритового» подслоя «гранитного» слоя; 11 — условная поверхность Конрада; 12 — поверхность Мохоровичича; 13 — «высокоскоростные» включения в «низкоскоростных»; 14 — месторождения (1 — Даугызтау, 2 — Мурунтау, 3 — Чармитан, 4 — Марджанбулак, 5 — Кызылалмасай, 6 — Кочбулак, 7 — Чадак, 8 — Кассан)

ком геофизических материалов и т.д. Современное строение пояса чрезвычайно неоднородно и его условно можно подразделить на четыре блока, или сектора: Кызылкумский, Нуратинский, Кураминский и Чаткальский.

На рис. 2 показано размещение лишь крупнотоннажных промышленных месторождений, из которых Мурунтау и Даугыз расположены в Кызылкумском секторе, Чармитан и Марджанбулак — в Нуратинском, Кызылалмасай и Кочбулак — в Кураминском, Чадак и Кассанская группа — в Чаткальском. Отчетливо проявлена приуроченность всех месторождений к Кызылкумо-Кураминскому вулканоплутоническому поясу. Их особенности подробно рассмотрены ранее [9], здесь лишь отметим, что месторождения локализованы в самых различных осадочных, метаморфических, интрузивных и вулканогенных породах. По данным многочисленных определений абсолютного возраста процесс рудообразования в них относится к позднекаменноугольно-пермскому.

Для успешного прогноза и поиска скрытых объектов необходимо иметь четкую, научно обоснованную классификацию месторождений. Вырисовываются, по крайней мере, два принципиально разных подхода к проблеме систематизации месторождений золота.

Один подход основан на геологических характеристиках месторождений: вмещающие породы, структурно-морфологический тип руд, обобщенный минеральный состав (кварцевый, сульфидный, карбонатный) и т.д. Считается, что главные признаки объекта нужно искать в самом месторождении и его ближайшем окружении. С этих позиций для Узбекистана выделяются 12 подтипов трех собственно золоторудных геолого-промышленных типов эндогенного оруденения (золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, золото-сульфидный). При таком подходе в единый золото-кварцевый тип попадают такие несовместимые по совокупности геологических признаков месторождения, как Мурунтау, Чармитан и Чадак, а в золото-сульфидно-кварцевый — Кызылалмасай, Кочбулак, Каульды, Марджанбулак и Сармич [9]. На подобных эмпирических признаках базируется большинство классификаций золоторудных месторождений. В классификации [11], например, выделяются 16 геолого-генетических типов золото-кварцевых или золото-сульфидных жильных, вкрапленных, стратиформных рудных тел в определенных вмещающих породах, зонах, комплексах и т.д.

Другой подход основан на «концепции о стандартном для постмагматических месторождений рудообразующем растворе, состав и свойства которого меняются по мере продвижения и остывания» [7, с. 19]. А.А.Кременецкий и Э.Ф.Минцер считают, что эволюция процесса рудоотложения контролируется изменением кислотности-щелочности среды и температуры, и поэтому независимо от возраста, геолого-тектонического и структурного положения, состава вмещающих пород существует следующий набор минеральных типов: золото-пирит-арсенипиритовый, золото-полисульфидный, золото-теллуридный, золото-антимонитовый и золото-киноварный [7]. Очевидно, что, как всякий физико-химический процесс, формирование месторождений должно подчиняться определенным законам и правилам, в частности парагенетическому правилу Гесса-Ферсмана, согласно которому, сочетание минералов, возникших из определенной ассоциации элементов при данной термодинамической обстановке, определено и независимо от генетических путей их образования. По мнению Д.В.Рундквиста [10], для самых разных генетических типов месторождений золота проявляется единая последовательность парагенезисов (теоретическая последовательность их образования) — /Au-W/Au-Mo/Au-As/Au-Cu/Pb-Zn-Au-Ag-Sb/Au-Ag-Sb/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Sb-As-Hg/, определяющая развитие закономерных минеральных ассоциаций в конкретных месторождениях.

Обратимся к минеральному составу руд рассматриваемых месторождений (табл. 1). Руды всех золоторудных месторождений Узбекистана (и не только приведенных в таблице), несмотря на различия в названиях, фактически сформированы шестью минеральными ассоциациями. Если перейти к геохимическому принципу их систематизации, то намечается стандартный ряд парагенезисов золота, которые собственно обуславливают появление закономерного сочетания минералов в определенных термодинамических (геологических) обстановках: /Au-W/Au-As/Au-Te/Au-Ag/Au-Sb/Au-Hg/.

Промышленный ресурс отдельных месторождений составляют 1–2 парагенезиса, например, Мурунтау — Au-W, Au-As, Чармитан — Au-As, Au-W, Кочбулак — Au-Te, Кызылалма — Au-Ag, Au-S-As. По сути, вертикальный ряд смены геохимических парагенезисов (см. табл. 1) отражается в аналогичном горизонтальном ряду, но уже промышленных объектов. На территории Узбекистана ряд не завершен — отсутствуют са-



1. Минеральные ассоциации промышленных золоторудных месторождений Узбекистана, по материалам [3-5, 13]

Геохимические парагенезисы	Кызылкумский сектор		Нурагинский сектор		Кураминский сектор	
	Мурунтау	Даугызтау	Чармитан	Марджанбулак	Кочбулак	Кызылалмасай
Au-W	Шеслит-золото-кварцевая	Редкометалльно-кварцевая	Шеслит-золото-кварцевая	Кварц-хлоритовая с шеслитом	Вольфрамат-кварцевая	Шеслит-молибденитовая
Au-As	Золото-арсениопирит-пирит-кварцевая	Золото-пирит-арсениопиритовая	Пирит-арсениопиритовая	Пирит-арсениопиритовая	Золото-пирит-кварцевая	Золото-арсениопирит-пиритовая
Au-Te	Полисульфидно-карбонат-кварцевая	Полисульфидно-карбонат-кварцевая	Полисульфидная с теллуридами	Золото-полисульфидная	Золото-блеклорудно-теллуридная	Золото-теллуридно-полиметаллическая
Au-Ag	Серебро-адуляр-карбонат-кварцевая	Серебро-сульфосоляная	Сульфоантимонитовая с электрумом	Серебро-сульфоантимонитовая	Золото-серебряная	Электрум-селенидно-полисульфидная
Au-Sb	Антимонит-пирит-кальцитовая	Кварц-кальцит-антимонитовая	Кварц-антимонитовая	?	Кальцит-антимонитовая	?
Au-Hg	Киноварь-кварц-диккитовая	?	Кварц-карбонатная с флюоритом	?	Золото-ртутная	Барит-флюорит-киноварная

2. Ведущие минералы и микроминералы парагенезисов золота, по [4-7, 9, 13]

Состав парагенезиса	Au-W	Au-As	Au-Te	Au-Ag	Au-Sb	Au-Hg
«Главные» минералы	Пирит, арсениопирит, шеслит, вольфрамит, молибденит, висмутин, касситерит	Арсениопирит, пирит, бравоит, антимонит, халькопирит, сфалерит	Пирит, тетраэдрит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсениопирит	As-пирит, фрейберит, галенит, сфалерит, акантит, арсениопирит	Антимонит, пирит, арсениопирит, тетраэдрит, киноварь, вольфрамит, шеслит	Киноварь, антимонит, пирит, флюорит, рсальгар, аурипигмент, арсениопирит
«Редкие» минералы	Мальдонит, хедлеит, тетрадимит, жозеит, пильзенит, тунгстенит	Пентландит, герсдорфит, миллерит, лёллингит, никелин, ульманит, кобальтин, виоларит	Теллур, Hg-золото, петцит, калаверит, цумоит, алтант, теллурантимон, колорадоит, напиагит, кавачулит, чаткалит	Серебро, кюстелит, конгсбергерит, диаскронит, полибазит, прустит, ялгаит, богдановичит, агвиларит	Сурьма, аурустибит, цинкениит, буланжерит, геокронит, бурнонит, бертьерит, гудмундит, семсейит, овихнит, диафорит, эвхайрит	Ртуть, амальгамы, акташит, ливингстонит, гвадалкапарит, гетчелит, вакабаяшилит, галхайт
Проба золота	740-980, 870	660-950, 790	700-1000, 870	100-800, 650	500-900	-
Элементы-индикаторы	Bi, Te, Mo, Sn	Ni, Co, Sb, Se	Bi, Se, Sb, Hg, Sn	Sb, Se, As, Mo	Sb, Hg, Pb, Se, W	Hg, Sb, As, Tl, Se, F
Эталонные объекты	Мурунтау, Чармитан	Чармитан, Мурунтау	Кочбулак, Кайрагач	Кызылалма, Чадак	Кассан, Тереккан	Хайдаркан, Джижикрут

мостоятельные Au-Sb и Au-Hg месторождения, но прослеживается на территории Киргизии (Кассан, Хайдаркан и др.) [13]. Существует стандартный ряд последовательно выделяющихся минеральных типов (ассоциаций), соответственно геохимических парагенезисов золота, наиболее полно проявленных в крупных, слабоэродированных рудных полях. Он повторяется в региональном плане, с запада на восток от Кызылкумов до Чаткала, выражаясь в смене промышленных типов с конкретными, определяющими ресурс месторождения геохимическими парагенезисами: Мурунтау (Au-W) — Чармитан (Au-As) — Кочбулак (Au-Te) — Чадак (Au-Ag) — Кассан (Au-Sb) — Хайдаркан (Au-Hg).

Минеральный состав руд при кажущемся многообразии и определенной индивидуализированности каждого объекта представлен стандартным набором: кварц, карбонаты, слюды, полевые шпаты; начиная с Au-Te руд, увеличивается количество барита и флюорита. Такие рудные минералы, как пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, встречаются везде, но их количество возрастает в середине ряда — в Au-Te и Au-Ag парагенезисах. Выделяются типоморфные для каждого парагенезиса минералы: шеелит-арсенопирит-голдфилдит-фрейбергит-антимонит-киноварь. Наиболее контрастным признаком руд является их микроминеральный состав.

Микроминералогия в качестве самостоятельного направления минералогии развивается уже несколько десятилетий, но до сих пор бытует мнение, что принципиальные качественные различия между микро- и макроминералами отсутствуют. В современной науке и технике нет областей, которые не обратились бы к микро- и нанотехнологиям. Физики приходят к выводу о том, что «в настоящее время уменьшение размера зерен рассматривается как эффективный метод изменения свойств твердого тела» [3, с. 15]. «Применение в минералогии классических схем парагенетического анализа, принципа фазового соответствия и других эффективных методов термодинамического исследования минеральных равновесий должно осуществляться с учетом размерных эффектов» [12, с. 1691], т.е. явления изменения физических, кинетических, термодинамических свойств вещества под влиянием поверхностной энергии, роль которой резко возрастает у микро- и нанообъектов. Методология и методика микроминералогии, а в настоящее время и наноминералогии, подробно рассмотрены в работах [1, 5, 8, 12]. Акцентируем внимание на следующих положениях.

1. Микроминералогическая методика — одна из немногих, позволяющих непосредственно изучать особенности состава, свойства и парагенезисы золота — типичного микроминерала эндогенных месторождений.

2. Микропарагенезис — сообщество микроминералов, закономерно возникшее в течение определенного, ограниченного в пространстве и времени процесса, обусловленного физико-химическими законами и размерными эффектами. В случае золота и геохимически сопутствующих ему элементов (Te, Se, S, Bi, Sb, As, Ag, Hg), концентрация которых в рудах не превышает  $n \cdot 10$  г/т, именно микропарагенезисы адекватно отражают их геохимические связи в конкретных условиях. Они же в виде обломочных микроминералов с недоизвлеченными элементами или в виде микроминеральных новообразований являются основной формой нахождения полезных компонентов в техногенных месторождениях.

3. В процессе обогащения при измельчении руд происходит физико-химическая активация вещества, и в образующихся микроассоциациях обломочных частиц *in situ* начинают протекать механохимические реакции, приводящие к синтезу новых соединений [3]. Малые частицы, порошки становятся превосходными катализаторами, активаторами, адсорбентами и т.д. В связи с этим необходимо пересмотреть роль тектонических нарушений, зон надвига, меланжа, трубок взрыва и т.д. при формировании промышленных концентраций. С новых позиций нанотехнологий сомнительно, что значение подобных структур ограничивается только, например, рудоподводящей ролью.

Отметим также следующее. Акцент в классификациях на количественно преобладающие рудосоставляющие минералы не оправдывает себя методически при типизации и систематизации рудных месторождений с концентрацией промышленных компонентов  $n \cdot 0,00001$ – $n \cdot 0,001\%$ , особенно в случае нерудных компонентов — кварц, адуляр, хлорит и т.д. Как заметил Д.В. Рундквист, «парагенезисы главных рудных и нерудных минералов, несмотря на несомненную связь их друг с другом, вместе с тем в процессе рудогенеза отчетливо проявляют и определенную независимость» [11, с. 19], причем подчеркивается, что они имеют разную информативность: рудные отражают металлогеническую специализацию рудоносных систем, а нерудные больше зависят от состава вмещающих пород, температуры и щелочности-кислотности в процессе их образования.

Сопоставление микроминерального состава руд крупнейших золоторудных месторождений Узбекистана и справочных данных по месторождениям других регионов позволило составить обобщенный список микроминералов, характерных для выявленных геохимических парагенезисов золота (табл. 2). Это в основном так называемые «редкие» и «второстепенные» минералы, среди которых развиты соединения Te, Se, Bi, Sb, As, Hg, Tl, Ag, Au. В таблице приведены соединения, известные в справочниках. Гораздо больше соединений «неназванных» минералов, в огромном количестве открываемых с помощью электронно-зондового микроанализа, не существующих в макроформах и часто не укладывающихся в традиционные кристаллохимические классы (также следствие размерных эффектов).

Каждый геохимический парагенезис отличается определенным (закономерным) набором микроминералов (см. табл. 2).

Au-W — основной промышленный парагенезис на Мурунтау и один из ведущих на Чармитане — характеризуется развитием теллуридов, но исключительно висмутовых. Роль вольфрама недостаточно ясна в геохимии золота, но известно преимущественное развитие теллуридов Bi аналогичного типа на скарново-шеелитовых месторождениях и отличающихся по составу от Bi теллуридов эпитеpmальных месторождений.

Au-As парагенезис проявлен на всех объектах в качестве раннесульфидного Au-S-As, но с различным промышленным значением; показательно наличие никель-мышьяковой, кобальтовой минерализации. Этот факт характерен не только, например, для Мурунтау. Пирит кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциации Кызылалмасая содержит до 7% Ni (микрозонд), отмечен герсдорфит.

Au-Te парагенезис на всех месторождениях содержит микроминералы разнообразных теллуридов. В Кураминском секторе к нему относится ведущий промышленный парагенезис (Кочбулак). Даже в Cu-Mo месторождении Кальмакыр, где предполагается развитие парагенезиса Au-Cu, в матрице халькопирита наблюдаются микропарагенезисы высокопробного золота и теллуридов.

Au-Ag парагенезис включает широкий спектр микроминералов серебра — от интерметаллидов до селенидов, причем их набор в месторождениях практически постоянен от Кызылкумов до Чаткала.

Au-Sb парагенезис образует самостоятельные объекты в Чаткальской провинции, минерализация развита на Даугызтау, Чармитане, Кочбулаке. Характерно развитие Pb-Sb сульфосолей — буланжерит, цинкениит, джемсонит, встречаются сульфоантимониты Ag (овихиит, диафорит), отличающиеся по составу от микроминералов Au-Ag парагенезиса, отмечаются и конвергентные соединения — дискразит, миаргирит.

Au-Hg минерализация в Узбекистане недостаточно изучена, но широко проявлена на территории Киргизии и Таджикистана. Отметим отличающуюся от других парагенезисов форму нахождения As — это реальгар и аурипигмент, наличие селеновой и уникальной галлиевой минерализации. Например, на месторождении Джижикрут в Таджикистане концентрация Se в киновари достигает 460 г/т, а Tl в пирите 870 г/т. Все эти геохимические и микроминералогические особенности наиболее сближают парагенезис с минерализацией типа Карлин.

Состав микропарагенезисов изменяется в связи с вертикальной зональностью месторождений. В Кураминской зоне для Au-Ag и Au-Te парагенезисов верхних уровней характерны селениды Ag и Bi, для глубоких горизонтов — Pb-Cu-Bi-Ag сульфиды или теллуриды Bi [5]. Благодаря экспериментальным исследованиям Д.Вогана, Дж.Крейга, П.Бартона и др. микропарагенезисы можно использовать как надежные геотермометры. Так, золоторудные месторождения Кураминского сектора нельзя считать эпитеpmальными в традиционном понимании. В начале рудообразования температура была 400–450°C, в интервале рудоотложения для Au-Te — 300–350°C, Au-Ag — 200–250°C.

Состав главного микроминерала руд — самородного золота — определяется доминирующим геохимическим парагенезисом микроминералогических рудных ассоциаций. Высокопробное золото характерно для микропарагенезиса с соединениями Bi, любыми теллуридами, шеелитом, вольфрамитом, низкопробное — с серебряными минералами, сульфоантимонитами; в ртутном микропарагенезисе золото соответствует электруму. В рассмотренных золоторудных месторождениях ряд Au-Ag дискретен с образованием наиболее часто встречаемых устойчивых интерметаллических соединений AuAg<sub>3</sub>, Au<sub>2</sub>Ag<sub>3</sub>, AuAg, Au<sub>2</sub>Ag, Au<sub>3</sub>Ag, Au<sub>8</sub>Ag, причем каждому микропарагенезису свойственны и конкретные соединения.

Сравнение химического состава технологических проб руд крупнейших месторождений Западного Тянь-Шаня (табл. 3) в целом подтверждает справедливость концепции о стандартности процесса образования золотых руд и существовании закономерного ряда парагенезисов. Нерудная часть технологических проб всех месторождений практически идентична, нет заметных различий в отношениях  $K_2O:Na_2O$ ,  $CaO:MgO$ , в концентрации  $MnO$ . Во всех рудах  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$ , а  $CaO$  над  $MgO$ . Наиболее изменчивы значения  $Al_2O_3$ , которые зависят, прежде всего, от степени окварцевания, соотношения карбонатных и силикатных составляющих вмещающих пород. Очевидно, предваряющий отложение золота метасоматоз обеспечивает создание стандартных условий рудообразования, нивелируя состав вмещающих пород. Набор рудных элементов на всех место-

рождениях одинаков, меняются лишь концентрации некоторых из них. Сравнение абсолютных значений концентрации элементов, видимо, некорректно — они зависят от степени сульфидности руд, к тому же не всегда определялись  $Te$ ,  $Se$ ,  $Hg$ ,  $Bi$ ,  $Sb$ ,  $As$ . Но все же известны повышенные концентрации в рудах отдельных химических элементов: в Мурунтау — вольфрама, в Чармитане — мышьяка, в Кочбулаке — теллура, висмута, меди, селена, в Кызылалме — серебра, в Кассане — сурьмы, мышьяка, свинца. Отметим постоянное присутствие элементов платиновой группы, надежно определяемых в гравитационных и флотоконцентратах. К сожалению, отсутствуют систематические данные по содержанию ртути, РЗЭ и ряда других элементов.

Возникает вопрос, каким образом в рудах можно объективно выделить геохимический парагенезис золота, обуславливающий промыш-

3. Химический состав руд некоторых золоторудных месторождений Центральной Азии, %

Компоненты	Мурунтау	Чармитан	Кочбулак	Кызылалма	Кассан
SiO <sub>2</sub>	72,26	69,51	73,49	84,30	58,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,28	12,20	8,45	4,62	6,46
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,45	0,40	0,16	0,52
MnO	0,10	0,03	0,06	0,19	0,13
MgO	1,31	1,01	0,41	1,04	2,17
CaO	3,78	1,58	1,05	1,27	5,74
Na <sub>2</sub> O	0,86	2,00	0,08	0,02	0,38
K <sub>2</sub> O	2,15	4,12	1,18	1,78	1,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,11	0,11	0,18	0,04
S	0,65	1,60	4,88	0,88	3,24
Au, г/т	6,20	8,64	61,08	12,26	2,5
Ag, г/т	2,40	45,86	218,82	298,30	18,4
Se, г/т	3,0	3,0	11,2	3,2	1,0
Te	9,0	14,0	282,8	21,8	5,0
As	3818	18 000	1680	553	13 500
Sb	8	190	2638	194	46 400
Bi	40	60	221	27	25
Cu	33	20	6921	1158	60
Pb	14	690	986	652	3750
Zn	66	940	1613	442	820
W	175	40	15	18	50
Mo	10	10	35	50	5
Sn	17	10	33	8	5
Co	10	20	15	29	20
Ni	30	10	8	64	80
Hg	—	—	0,29	0,23	—
Au:Ag	2,6:1	1:5,3	1:3,6	1:24	1:7,3
Se:Te	1:3	1:5	1:25	1:7	1:5
As:Sb:Bi	95:0,2:1	300:3:1	8:12:1	20:8:1	540:1856:1
Σ ЭПГ в концентрате, г/т	5,34–26,57	1,06–4,26	7,95–12,0	0,28–1,55	—

Примечание. Использованы материалы технологических и минералого-геохимических исследований ИМРа (Е.Л. Попов, М.А. Орел, С.Ш. Розенфельд и др.), ИГиГ АН РУз (Э.А. Дунин-Барковская, С.К. Смирнова, Е.Н. Игнатиков, В.В. Козлов и др.), НУУз (Р.И. Конев).

ленный ресурс месторождения, и выявить комплекс элементов, которые потенциально могут быть предметом попутного извлечения.

Предлагается рассчитывать ряды интенсивности накопления элементов — кларки концентраций относительно их кларков в земной коре. Более верным будет определение кларков концентраций с учетом местного геохимического фона, но нами использованы средние кларки элементов по А.П.Виноградову. Для главных золоторудных объектов в Узбекистане эти ряды таковы: Мурунтау — Te-Bi-As-Au-W-Se-Ag-Sb-Mo-Sn-Pb-Zn-Cu-Co-Ni, Чармитан — Te-As-Bi-Au-Ag-Sb-Se-Pb-W-Zn-Mo-Sn-Co-Cu-Ni, Кочбулак — Te-Bi-Au-Sb-Ag-As-Se-Cu-Pb-Mo-Zn-Sn-W-Co-Ni, Кызылалма — Te-Ag-Bi-Au-Sb-As-Se-Mo-Pb-Cu-W-Zn-Sn-Co-Ni, Кассан — Sb-As-Te-Bi-Au-Ag-Pb-W-Se-Zn-Mo-Sn-Ni-Cu-Co.

Очевидно, что геохимию и комплексность руд крупнейших месторождений Кызылкумо-Кураминского пояса определяют Te, Bi, As, W, Sb, Ag, Se, Hg. Не случайно, для ряда месторождений подсчитаны запасы Ag, Te, Bi, Se, W. Рентабельность попутного извлечения других элементов с использованием «рядов интенсивности» зависит, прежде всего, от соответствующих технологий, конъюнктуры, цен. Так, попутное извлечение из грави- и флотоконцентратов руд золотых месторождений элементов платиновой группы — дело ближайшего будущего, учитывая резко возросший спрос на Pt и Pd в автомобильной промышленности и электронике.

Рассматривая геохимию золота с позиции полученных результатов, уместно вспомнить замечания В.И.Вернадского [2, с. 143]: «Пока известно нам 4 типа соединений золота: 1. Самородное золото и подмеси к изоморфным смесям других металлов (Pt, Ag и др.); 2. Теллуристые соединения золота; 3. Висмутистые; 4. Сурьмянистые и мышьяковистые соединения золота (ближе не изученные). Между всеми этими четырьмя типами соединения золота существует определенная связь. На земной поверхности соединения золота последних трех типов, разлагаясь, переходят в самородное золото и, несомненно, часть самородного золота образуется в природе этим путем». Скорее всего, не только на поверхности, но, видимо, и в эндогенных рудах большая часть его образовалась за счет распада перечисленных соединений, в список которых можно добавить сернистые (ютенобогардит), селенистые (фишессерит, петровскаит) соединения и амальгамы.

Приведенные данные и материалы предыдущих исследований [4–7, 9] позволяют сформулировать некоторые особенности образования золоторудных месторождений Узбекистана. Все месторождения приурочены к сложно построенному Кызылкумо-Кураминскому окраинно-континентальному вулканоплутоническому поясу, сформировавшемуся в ходе субдукции и постсубдукционных процессов. Он имеет блоковое строение; выделяются Кызылкумский, Нурагинский, Кураминский, Чаткальский его сектора. Характерно проявление средне-позднекаменноугольного гранитоидного и пермского габбро-монзонит-сиенитового магматизма, позднепалеозойского островодужного трахибазальт-трахиандезит-трахидацитового вулканизма, который в южных районах, за зоной субдукции, не распространен и интенсивность которого возрастает в восточных секторах. Отчетливо узловое размещение золоторудных месторождений, по-видимому, определяется пересечениями пояса поперечными (трансформными) субмеридиональными разломами. Между установленными узлами возможно обнаружение новых объектов, вероятно, меньших масштабов, чем уникальные объекты типа Мурунтау, но тех же парагенезисов. Есть мнение о том, что блоковое строение пояса и узловое расположение месторождений связаны с формированием сводовых поднятий, оси которых ориентированы поперек Туркестанского палеоокеанического бассейна [4].

Генетическая связь золотого оруденения с конкретными комплексами пород отчетливо не проявлена. Руды одного и того же парагенезиса локализуются в самых разных породах — от карбонатных до интрузивных. Приуроченность оруденения в некоторых случаях к определенным толщам и его стратифицированность обусловлены главным образом высокими сорбционными и каталитическими свойствами углеродистого, глинистого и другого тонкодисперсного материала или интенсивной растворимостью, например, карбонатного материала.

Золотое оруденение представлено шестью геохимическими парагенезисами, проявленными на всех месторождениях, причем тем полнее, чем оно крупнее и менее эродировано, но промышленный ресурс определяют один-два парагенезиса. Предшествующий оруденению метасоматоз выравнивает свойства вмещающей среды, создавая стандартные физико-химические условия для отложения золота. Рудный процесс происходит при близких температурах. Его на-

чало и на Мурунтау, и на Кочбулаке, например, лежит в области 430–460°C.

Наблюдаемая продольная зональность размещения золоторудных месторождений в пределах Кызылкумо-Кураминского пояса в строгом соответствии со стандартным рядом парагенезисов золота, видимо, обусловлена вертикальной геохимической зональностью и соответствующим уровнем эрозионного среза геологических блоков пояса с запада на восток.

Процесс формирования месторождений с позиций синергетики можно рассматривать как проявление эмерджентного свойства рудообразования самоорганизующейся минерагенической системы. Только кооперация в соответствии с определенными правилами магматизма, метаморфизма, тектоники и т.д. приведет к появлению свойства рудообразования. Связи оруденения с отдельными процессами нелинейны, весь процесс рудообразования необратим и подчиняется законам неравновесной термодинамики.

Поиски и типизацию скрытых месторождений эффективнее проводить, анализируя микропарагенезисы, устанавливаемые в соответствующих минералах-матрицах на удалении от рудных тел, и ореолы Hg, Se, Te, As, Sb, Bi, Tl, но не золота, которое не является надрудным элементом.

*Автор выражает благодарность академику АН РУз Т.Н.Далимову, замечания которого внесены в текст.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах А.Г. Мир микроминералов: границы, объекты, явления // Зап. ВМО. 1998. № 5. С. 124–134.
2. Вернадский В.И. Минералогия. Лекции. Ч. 1. – М., 1908.
3. Гусев А.И., Ремпель А.А. Нанокристаллические материалы. – М: Физматлит, 2001.
4. Далимов Т.Н., Конеев Р.И., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Металлогения золота и геодинамика северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна // Современные проблемы металлогении: Материалы конференции. Ташкент, 2002. С. 61–63.
5. Конеев Р.И. Микроминералогия золоторудных месторождений вулканогенных областей: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – СПб., 2001.
6. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. – М: Научный мир, 2000.
7. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность эволюции золоторудных систем — ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 19–27.
8. Микро- и нанодисперсные структуры минерального вещества / Отв. ред. Н.П.Юшкин, В.И.Ракин. – Сыктывкар, 1999.
9. Рудные месторождения Узбекистана / Гл. ред. Н.А.Ахмедов. – Ташкент: Гидроингео, 2001.
10. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 11–24.
11. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы, продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25–40.
12. Таусон В.Л. О микроминералогии и капиллярных явлениях в геохимических системах // Геохимия. 1988. № 2. С. 1683–1697.
13. Федорчук В.П., Минцер Э.Ф. Геологический справочник по ртути, сурьме и висмуту. – М: Недра, 1990.

УДК 553.2:551.24

© В.А.Арсеньев, Н.В.Дубов, Т.А.Дубова, 2003

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР ДЛЯ ПРОГНОЗА АЛМАЗОНОСНОСТИ

**В.А.АРСЕНЬЕВ (МГГРУ), Н.В.ДУБОВ (ООО «ГЕОВЕРС»), Т.А.ДУБОВА (ЦНИГРИ МПР России)**

*Демонстрируется проявление вихревых структур в промышленно алмазоносных блоках различных рангов (месторождениях, полях, узлах, районах), обосновывается минерагеническое и прогнозно-поисковое их значение. Характеризуется методика выявления геофизических признаков вихревых структур, контролирующей положение алмазоносных территорий высоких рангов.*

Структуры вихревой формы широко распространены в природе и выявлены на различных уровнях от молекулярного до галактического. Они образуются при движении газов, течениях жидкостей [13], при реологических процессах [12] и воздействии электромагнитных, а возможно, и сейсмических [16] волн на твердое вещество. Поэтому такие структуры зафиксированы на поверхности и в недрах Земли на микро-, макро-, мезо- и мегауровнях [1–5, 8–11 и др.]. Образование вихревых структур Земли на ранней стадии их изучения трактовалось как проявление ротационных процессов, возникающих под действием на блоки земной коры внешних, преимущественно механических, сил [8, 9]. В последние годы опубликованы работы [5, 10], существенно расширяющие представления об условиях формирования вихревых структур. Теоретически и экспериментально показано, что они образуются в процессе саморазвития открытых неравновесных систем, подвергающихся интенсивному энергетическому воздействию, которое сопровождается диссипацией (рассеянием и преобразованием) энергии с переходом ее из одних форм в другие. Подобные процессы должны сопровождаться интенсивным перераспределением вещества, в том числе его концентрированием, т.е. рудообразованием. Следовательно, вихревые структуры являются важным рудоконтролирующим фактором и структурной предпосылкой для прогноза и поисков промышленной рудоносности [1–4]. К сожалению, минералогическую роль вихревых структур сейчас только начинают изучать, оценивать и учитывать.

В настоящей статье демонстрируются проявления вихревых структур в алмазоносных блоках различных рангов, для некоторых из которых они уже отмечены в публикациях [4, 11, 15], а также обосновывается эффективность их ис-

пользования в качестве прогнозно-поискового критерия промышленной алмазоносности.

Диагностическими признаками вихревых структур служат их типические морфологические особенности, проявленные на поверхности Земли и фиксируемые на аэрофотоснимках, снимках из космоса, геоморфологических, геологических и тектонических картах. Выделено три основных морфологических типа поверхностных вихревых структур [3, 8]: спиралевидный, S-образный, центробежный или центростремительный с кольцевой структурой в центральной части (рис. 1). Все они состоят из спиралевидных или различной кривизны дугообразных элементов с двумя общими морфологическими особенностями:

поворот простираций геологических, геоморфологических элементов и соответственно одноименных элементов строения физических полей достигает  $90^\circ$  и более;

небольшие по размеру (не более нескольких процентов от площади сечения структуры) участки, к которым сходятся (стремятся) или вокруг которых располагаются многочисленные дуговые звенья вихревых структур. Вероятно, такие участки играют важную структурообразующую роль, являясь местом расположения так называемых аттракторов [5].

Перечисленные особенности позволяют эффективно фиксировать проявление вихревых структур на поверхности. Однако большинству интенсивно рудоносных, в том числе и алмазоносных территорий, как известно, свойствен активный обмен веществом и энергией между глубокими слоями Земли и поверхностью, вследствие чего формируются глубоко проникающие вихревые (винтовые, спиралевидные) структуры. Проявление именно таких структур удалось установить [1–4] на интенсивно рудоносных и алмазоносных территориях. Оно выражается в из-

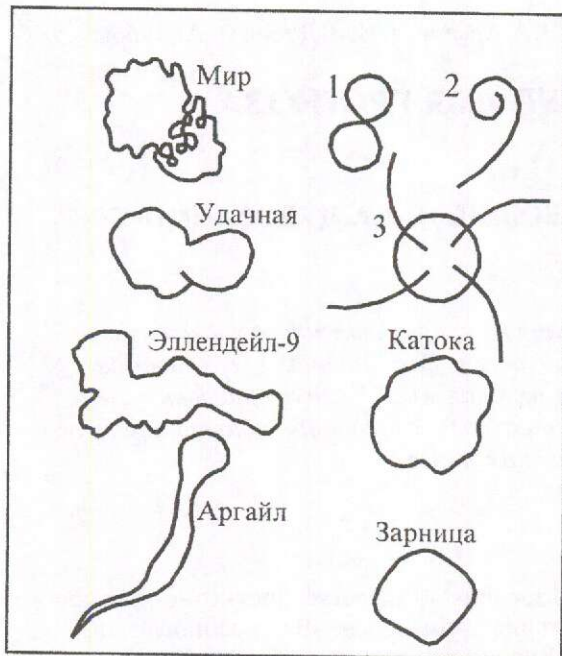


Рис. 1. Морфологические типы поверхностных вихревых структур и их проявление в поперечных сечениях алмазоносных диатрем:

1 — S-образный или «восьмерка», 2 — вихревой, 3 — центростремительный (центробежный) концентрический

менении простираний с глубиной (закручивании) на  $60^\circ$  и более одноименных или равнозначных структурных элементов, подобно изменению простирания винтовой поверхности. Такие эффекты можно установить, применяя различные методы обработки геофизических полей и интерпретируя полученные результаты с использованием геологических карт поверхности [2, 4, 6].

Рассмотрим примеры вихревых структур в алмазоносных геоблоках как на поверхности, так и на глубине для минерагенических таксонов различных рангов: месторождений, полей, узлов и районов.

Проявление вихревых форм в диатремах коренных месторождений алмазов охарактеризовано в нашей предыдущей работе [4]. В ней обоснован тезис о том, что все разнообразие поперечных сечений алмазоносных диатрем удовлетворительно аппроксимируется тремя морфологическими типами вихревых структур (см. рис. 1). Дополнительным аргументом, подтверждающим реализацию вихревого процесса в алмазоносных диатремах, может, по нашему мнению, служить псевдорасслоенность их пород до глубин в сотни метров. Это выражается в многочисленных случаях слабонаклонного, часто почти горизонтального залегания контактов разновидностей пород, которые встречаются, наряду

с крутыми границами, в керне вертикальных относительно диатрем скважин. Псевдорасслоенность диатрем проявляется также в периодичности распределения по вертикали минералов кимберлитов, ксенолитов в них, нередко магнитной восприимчивости. Периодические изменения концентраций породообразующих минералов кимберлитов в глубоких скважинах зафиксированы уникальными по скрупулезности исследованиями, описанными в монографии Н.Н.Зинчука [7]. Приведенные в ней графики фиксируют периодичность распределения породообразующих минералов по вертикали в трубообразном алмазоносном теле, структурированном под действием сил, направленных по спиралевидной траектории серпантина. Аналогичная периодичность выражена и на графиках изменения количества ксенолитов вмещающих пород [7]. В совокупности с морфологическими особенностями алмазоносных диатрем подобные эффекты — достаточное основание для утверждения существенной роли вихревого процесса в их образовании.

Структурные элементы вихревой морфологии отчетливы также в околотрубочном пространстве площадью до первых сотен квадратных километров, где они отражают специфику строения среды, необходимой для формирования алмазоносных диатрем, т.е. специфику строения рудных полей. Их нетрудно зафиксировать на геологических и геофизических картах известных алмазоносных территорий, приведенных в монографии [14], однако сами авторы работы не придают должного значения этому факту (рис. 2, А, В).

Вихревая структура центростремительного морфологического типа около трубки Зарница подобна структурам около другой промышленно алмазоносной трубки (см. рис. 2, Б), вокруг которой максимальные мощности карстовых отложений на поверхности рудовмещающего комплекса карбонатных пород трассируют элементы вихревой структуры с алмазоносной диатремой в ее центре. Очевидно, что картирование структур, показанных на рис. 2, может стать эффективным средством прогнозирования промышленно алмазоносных блоков ранга рудных полей.

Проявления вихревых структур промышленно алмазоносных узлов следует ожидать на территориях площадью в сотни-тысячи квадратных километров, превышающих в среднем на порядок размер аналогичных структур меньшего ранга — алмазоносных полей. Методика выявления таких структур разрабатывалась на основе следующих исходных посылок:

столь крупные в плане структуры должны распространяться на значительную глубину и, следовательно, трассироваться поворотом (закручиванием) с глубиной равнозначных элементов геофизических полей;



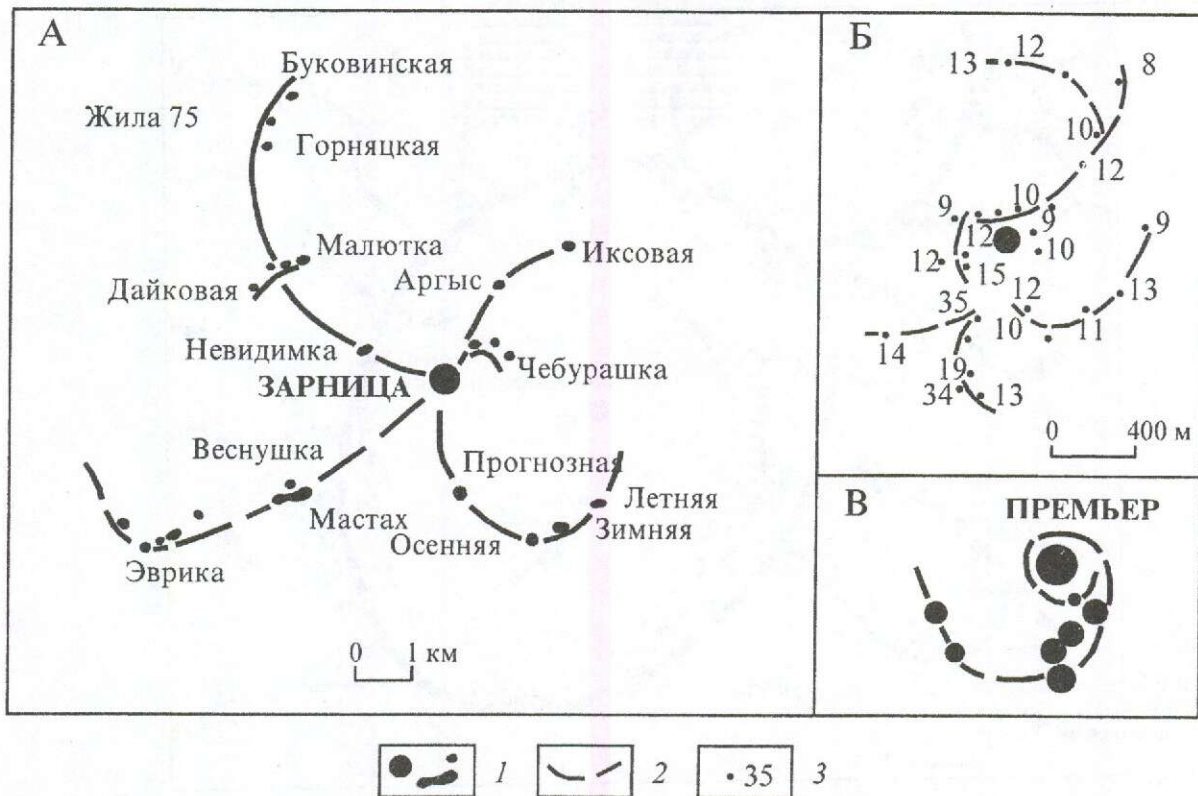


Рис. 2. Вихревые структуры алмазоносных полей (А, В, по [14]):

1 — кимберлитовые трубки и дайки; 2 — интерпретационные элементы вихревой формы; 3 — точки с максимальной мощностью карстовых отложений

признаки крупных структур высоких рангов целесообразно выявлять, анализируя ансамбли проявлений аналогичных, но более мелких структур низкого ранга. Поэтому повороты равнозначных структурных элементов с глубиной определялись в скользящих площадках размером на порядок или два меньше, чем размер выделяемой структуры;

участки изменения простираний равнозначных структурных элементов с глубиной можно экспрессно установить, используя гравиметрические и магнитометрические карты одного масштаба, так как они отражают особенности строения различных глубинных уровней земной поверхности. Признаки вихревых структур, располагающихся в алмазоносных узлах, обнаруживались с использованием скользящей площадки 6×6 км, а в алмазоносных районах — 50×50 км. Причем в первом случае анализировались магнитометрические и гравиметрические карты м-ба 1:200 000, а во втором — 1:2 500 000. Изменения простираний равнозначных структурных элементов с глубиной выявлялись с помощью следующих операций: в скользящих площадках указанных размеров определялись средние значения простираний с наименьшей изменчивостью гравиметрического

и магнитного полей; центры площадок, где эти поля различались более чем на 60°, выделялись как области закручивания структур с глубиной.

Обсудим полученные результаты на примере Мало-Ботуобинского алмазоносного узла (рис. 3) и Якутской алмазоносной области (рис. 4). На рис. 3 видно, что точки с признаками поворота равнозначных структурных элементов на 60° и более объединяются в территории линейной и дуговой форм. Можно наметить только два центра незамкнутых дуг различных радиусов, к которым сходятся элементы линейной формы и вокруг которых располагаются территории дуговой формы. Первый юго-восточный центр находится около известной трубки Интернациональная, а второй — в 60 км к северо-западу от первого и, возможно, совмещается с пока не установленным вулканическим аппаратом. Выраженная асимметрия в проявлении признаков охарактеризованных дуг позволяет предположить существование S-образной вихревой мегаструктуры, при генерализации легко достраиваемой до структуры с формой восьмерки. Аналогичную форму имеет и Далдыно-Алакитский узел, судя по рисунку в монографии [14, с. 102]. Характерно, что формы территорий с геофизи-

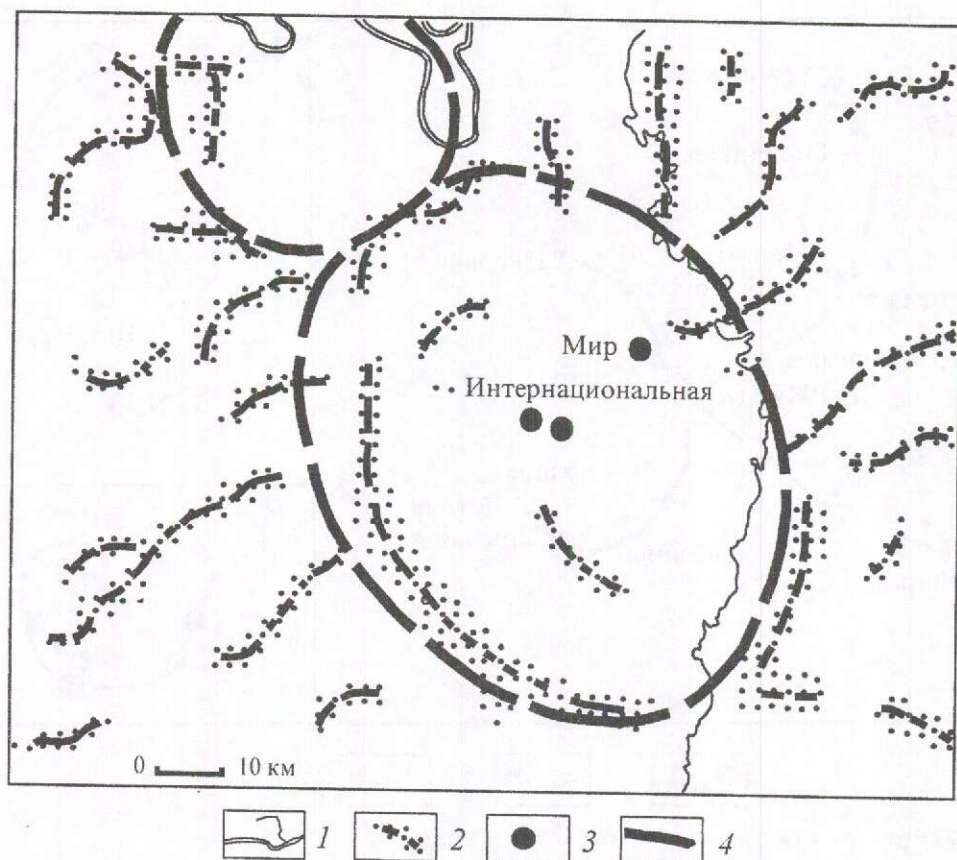


Рис. 3. Вихревая структура Мало-Ботубинского алмазосного узла по геофизическим данным:

1 — реки; 2 — центры скользящих площадок размером  $6 \times 6$  км, в которых зафиксирован поворот на  $60^\circ$  и более равнозначных структурных элементов гравиметрического и магнитного полей, осевые линии участков — скопления этих точек; 3 — кимберлитовые трубки с промышленной алмазосностью; 4 — интерпретационные границы алмазосного узла

ческими признаками известных алмазосных районов — Далдыно-Алакитского, Накынского и еще двух потенциально алмазосных площадей — также имеют вид восьмерок (см. рис. 4). Случайность такого подобия структур маловероятна.

Для выявления признаков вихревых структур еще более высокого ранга проанализированы гравиметрическая и магнитометрическая карты м-ба 1:2 500 000. Признаки поворота с глубиной равнозначных структурных элементов на  $60^\circ$  и более определялись в скользящих площадках  $50 \times 50$  км. Центры таких площадок, названные территориями несогласного соотношения глубинных и поверхностных структур, показаны на рис. 4, на котором также проведены изодинамы нормальных значений напряженности геомагнитного поля (построены путем осреднения магнитометрических данных в скользящих площадках  $1200 \times 1200$  км), которые трассируют простирания глубинных структур и оконтуривают известную материковую аномалию глобаль-

ного ранга. По нашему мнению, карта (см. рис. 4) свидетельствует об эффективности характеризуемой методики выделения структур, контролирующей положение алмазосных территорий. Такой вывод основан на следующем.

Области поворота на  $60^\circ$  и более простирающихся линейных структур с глубиной трассируют как линейные, так и изометричные структуры.

По отношению к линейным и изометричным структурам известные промышленно алмазосные территории занимают закономерно одинаковую позицию.

Позиция участков, которые можно считать отрицательными эталонами, существенно отличается от положения промышленно алмазосных районов.

Как видно на карте (см. рис. 4), области поворота на  $60^\circ$  и более равнозначных структурных элементов геофизических полей с глубиной трассируют линейные региональные структуры двух типов: параллельные и перпендикулярные изодинамам. Это свидетельствует о проявлении

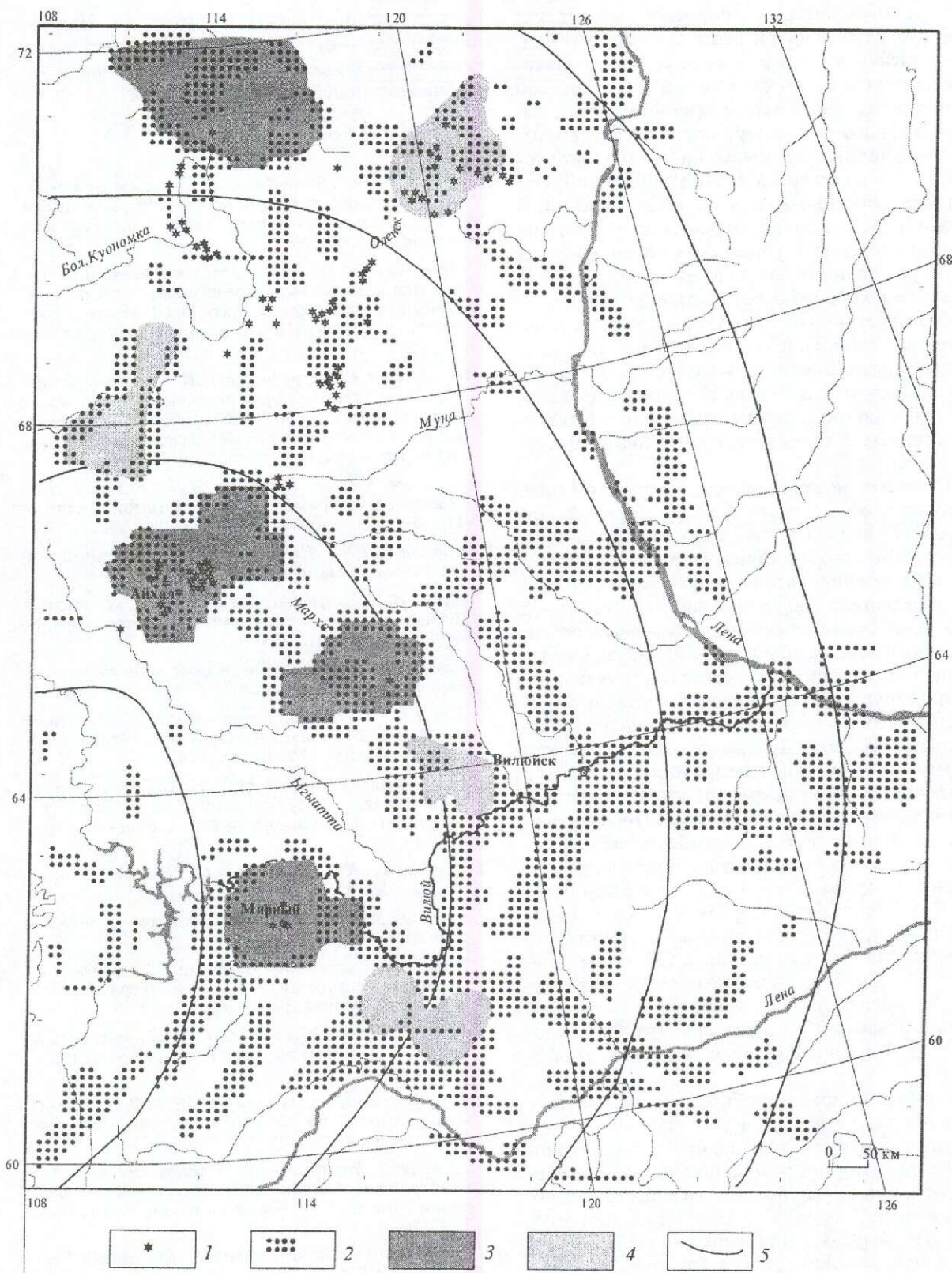


Рис. 4. Карта геофизических признаков вихревых структур Якутской алмазоносной области:

1 — кимберлиты; 2 — территории несогласного соотношения структур различной глубинности; промышленно алмазоносные районы: 3 — установленные, 4 — прогнозируемые; 5 — изодинамы нормальных значений напряженности геомагнитного поля, построенные путем осреднения данных в скользящих площадках 1200×1200 км

двух разноуровневых поворотов (несогласий) структур: глубинного и менее глубинного. Там, где сочленяются эти два типа структур, находятся, вероятно, наиболее эшелонированные по вертикали спиралевидные проницаемые зоны, и к ним строго закономерно приурочены все известные районы с промышленной алмазоносностью (с юга на север): Мало-Ботубобинский, Накынский, Далдыно-Алакитский, Эбеляхский. В данных районах точки, отражающие несогласное соотношение глубинных и поверхностных структур, группируются в изометричных по форме полях. Можно выделить еще только четыре изометричные структуры, занимающие позицию, аналогичную положению перечисленных промышленно алмазоносных районов. Эти объекты показаны как потенциально алмазоносные районы, перспективные для выявления крупных, а возможно, и уникальных месторождений.

К категории установленных отрицательных эталонов можно отнести две территории анализируемого региона. Одна из них располагается к северу от Мало-Ботубобинского района и в меридиональном направлении протягивается до южной оконечности Далдыно-Алакитского. На ней проведены большие объемы поисковых работ, но промышленных объектов не обнаружено. Эта территория находится вне связи со структурами, контролирующими положение алмазоносных районов, что подтверждает эффективность предлагаемой методики. Другим отрицательным эталоном может служить территория широкого распространения кимберлитов к северо-востоку от Далдыно-Алакитского района. Промышленная алмазоносность в этих кимберлитах пока не установлена. Их позиция также отличается от положения промышленно алмазоносных объектов. Кимберлиты характеризуемой территории, хотя и контролируются линейной структурой, ортогональной по отношению к глубинным, находятся за пределами сочленения ее со структурами второго типа, т.е. за пределами наиболее эшелонированных по вертикали (глубоко проницающих) проницаемых зон вихревой морфологии.

Таким образом, апробирована экспрессная методика выявления геофизических признаков вихревых структур, контролирующих алмазоносные территории, основанная на использовании имеющихся результатов гравиметрических и магнитометрических съемок. Эта методика позволяет выделять промышленно алмазоносные блоки высоких рангов (районы, узлы) и структуры их контролирующие, противопостав-

ля малоперспективным территориям. Целесообразно оценить возможности охарактеризованной методики для выделения критериев алмазоносных полей и месторождений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсеньев В.А., Дубов В.А.* Связь интенсивной рудоносности с несогласиями между поверхностными и глубинными структурами // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 5.
2. *Арсеньев В.А., Дубов В.А., Мелик-Адамян К.В.* Новая закономерность распределения интенсивно рудоносных геоблоков // Мат-лы III Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 1998.
3. *Арсеньев В.А., Корчуганова Н.И.* Вихревые структуры континентов: новые аспекты строения, условий образования, металлогенического значения (на примере юго-востока Канадского щита) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4.
4. *Арсеньев В.А., Корчуганова Н.И., Макаров Д.В.* Новый структурный критерий алмазоносности // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 1.
5. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. – М.: Геос, 2000.
6. *Дубов В.А.* Геофизические критерии экспрессной оценки продуктивности золото-кварцевого оруденения. – М.: РУДН, 1999.
7. *Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. – М.: Недра, 2000.
8. *Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. – М.: Наука, 1989.
9. *Ли-Сы-Гуан.* Вихревые структуры Северо-Западного Китая. – Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958.
10. *Лоскутов А.Ю., Михайлов А.С.* Введение в синергетику. – М.: Наука, 1990.
11. *Милашев В.А.* Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979.
12. *Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Елсукова Т.Ф., Иванов А.Г.* Структурные уровни деформации твердых тел // Изв. вузов. Физика. 1982. № 6.
13. *Рабинович М.И., Суцук М.М.* Турбулентность // Физическая энциклопедия. Т. 5. Научное издательство БРЭ, 1998.
14. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. – М.: Недра, 2001.
15. *Шевалье Л.* Распределение и тектоника меловых кимберлитов Южной Африки: приложение для динамики мантии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2.
16. *Bahat D.* Interpretation on the basis of Hertzain theory of a spiral carbonatite structure at Homa mountain, Congo // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. № 3–4.



УДК 553.411'412 (571)

© М.В.Наталенко, 2003

## ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД БИРКАЧАНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

**М.В.Наталенко (ЦНИГРИ МПР России)**

*Рассмотрены гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Биркачанского месторождения, их латеральная и вертикальная зональность, позиция продуктивной минерализации в колонке метасоматитов. Проведен сравнительный анализ выявленных метасоматических преобразований с эталонными золото-серебряными объектами. На основе проведенных исследований оценены перспективы флангов и глубоких горизонтов месторождения.*

Исследование рудных месторождений показывает, что процессы рудообразования находятся в тесной пространственной связи при различных возрастных и генетических взаимоотношениях с метасоматическими изменениями вмещающих пород. Картирование метасоматических изменений позволяет решить задачу поисков скрытых рудных тел и выявления рудоносных метасоматических залежей. Месторождение Биркачан находится в южной части Омолонского срединного массива, в 25 км к северу от месторождения Кубака и приурочено к девонскому вулканоплутоническому поясу. Геологическое строение и минералогия руд месторождения описаны нами ранее [1]. Рудное поле локализовано в участке пересечения крупного субширотного надвига и зоны региональных рудоконтролирующих разломов северо-восточной ориентировки. Южная граница рудного поля совпадает с надвигом, северная — со взбросом, а восточная и западная — с крутопадающими разломами. Стратиграфический разрез включает девонские, каменноугольные и пермские отложения. Рудовмещающие девонские вулканиты относятся к кедонской серии и представлены андезитами, андезитодацитами (грунтовская толща), игнимбритами риолитов и риодацитов, лавами риолитов, а также их туфами, туфопесчаниками (гурникская толща). Стратифицированные образования прорваны позднедевонскими силлами риолитов, дайками верхнемеловых долери-

тов, диоритовых порфиритов, лампрофиров и небольшим штоком гранодиоритов. Месторождение приурочено к изгибу рудоконтролирующего разлома северо-восточного простирания. При правостороннем сдвиге сформировалась линзообразная область растяжения длиной около 2 км и шириной 200–300 м, в которой локализованы рудные тела.

В процессе минералообразования выделено четыре стадии, возраст которых определен рубидий-стронциевым изохронным методом по жильным калишпатам: дорудная адуляр-кварцевая (324 млн. лет, ранний карбон); дорудная адуляр-карбонат-кварцевая (172 млн. лет, средняя юра); продуктивная золото-серицит-сидерит-кварцевая (159 млн. лет, поздняя юра); пострудная кальцитовая.

Метасоматические изменения на месторождении представлены дорудной площадной пропилитизацией, которая сопровождает первую, дорудную, стадию минералообразования, и последовательно наложенными на нее линейными преобразованиями — дорудной аргиллизацией и околожильными кварц-серицит-адулярными изменениями, сопутствующими соответственно второй стадии минералообразования, и синрудными кварц-сидерит-серицитовыми новообразованиями, относящимися к третьей, продуктивной, стадии [1].

Среди пропилитовых изменений выделены низкотемпературная гидрослюдисто-карбонат-

хлоритовая и среднетемпературная эпидот-хлоритовая фации. Низкотемпературные пропилиты слагают крупную область неправильной формы в центральной части рудного поля, которая на периферии и на глубине сменяется среднетемпературной фацией. Непосредственно в пределах месторождения низкотемпературные пропилиты почти нацело замещены рудовмещающими аргиллизитами. Они сохранились лишь на флангах рудовмещающей структуры, где отделены от рудовмещающих аргиллизитов крутопадающими разрывными нарушениями. По данным бурения низкотемпературные пропилиты на месторождении подстилаются среднетемпературными фациями. Граница между ними фиксируется по присутствию эпидота. Первые зерна (реликты) эпидота появляются в наложенных аргиллизитах на глубине около 200 м (профили 15, 17, 21). Учитывая, что в шлифах отмечаются лишь единичные зерна эпидота, можно предположить, что в данном случае они — лишь предвестники фации среднетемпературных пропилитов, которая залегает глубже. На сходных золото-серебряных месторождениях Северо-Востока России Дукал [5] и Джульетта [2] граница среднетемпературных пропилитов контролирует положение нижней границы продуктивной минерализации.

Среднетемпературные пропилиты характеризуются развитием хлорита (10–20%) и эпидота (<1%). В единичных шлифах встречается альбит (до 10%). Хлорит обычно замещает основную массу и цемент вулканогенно-обломочных пород, а также вкрапленники темноцветных минералов, иногда образует гнезда, просечки и прожилки. Эпидот чаще встречается в виде единичных зерен или их скоплений, изредка формирует микропрожилки. Для низкотемпературных пропилитов (хлорит 5–20%, кальцит 5%, гидрослюда 3–5%) в районе месторождения характерно развитие укрупненных пентагондодэкаэдрических кристаллов пирита, что предположительно указывает на длительный прогрев рудовмещающей толщи. В качестве второстепенного минерала в низкотемпературных пропилитах спорадически встречается гидрослюда. Под микроскопом видно, что хлорит в ассоциации с гидрослюдой развит по основной массе, замещает вкрапленники темноцветных минералов. Кальцит замещает вкрапленники плагиоклазов, образует гнезда и просечки, а в обломочных породах часто развивается по цементу.

Линзообразные тела аргиллизитов длиной 1000–1800 м и мощностью 250–600 м широко распространены в пределах рудного поля. Ко-

лонка аргиллизитов наиболее хорошо изучена в пределах месторождения и представлена (сверху вниз) следующими зонами: каолинит-диккитовой, кварц-гидрослюдистой, гидрослюдисто-кварцевой.

*Каолинит-диккитовая зона* образует полого-залегавшие тела мощностью 50–100 м в надрудной-верхнерудной части месторождения [1]. Для зоны характерно развитие новообразованных каолинита и диккита (20–80%). Вскрытая в юго-восточных частях буровых профилей 9, 11, 12, 15, 17, 27 данная зона представляет в плане ленту шириной более 100 м. В северо-восточных частях этих профилей, а также в профилях 19, 22, 23 каолинит-диккитовая зона отсутствует. Для пород зоны типично отсутствие продуктивной минерализации, за исключением отдельных интервалов, где кварц-гидрослюдистые новообразования развиты вдоль зон тектонических нарушений.

Каолинит-диккитовая зона предположительно представляет собой реликты «каолинитовой шляпы», характерной для надрудной области многих золото-серебряных месторождений. Основная часть «каолинитовой шляпы» съеродирована. Сохранились лишь ее юго-западный и северо-восточный фрагменты. Судя по ним, можно предположить, что «каолинитовая шляпа» была развита над всеми рудными телами, т.е. ее ширина составляла около 500 м, а длина около 1 км. Присутствие «каолинитовой шляпы» позволяет оценивать вскрытые скважинами тела как слабоэродированные. Таким образом, участки развития каолинитизации можно считать признаком надрудного среза гидротермальной системы.

Каолинит-диккитовая зона хорошо картируется в полевых условиях по характерным рыхлым агрегатам белого каолинита, который практически нацело замещает литокласты туфов риолитов. Полевая диагностика каолинита и диккита была подтверждена рентгенодифрактометрическими анализами. Под микроскопом каолинит и диккит в тонком сростании с кварцем развиваются по цементу вулканогенно-обломочных пород или нацело замещают обломки пород, а иногда выполняют кавернозные полости.

*Кварц-гидрослюдистая зона* развита под каолинит-диккитовой и накладывается в основном на залегающие ниже вулканогенно-осадочные отложения гурникской (нижняя часть) и грунтовской (верхняя часть) толщ. Количественно новообразования составляют: гидрослюда 10–50%, кварц 20–50%. Кварц-гидрослюдистая

зона слагает основной объем месторождения, в плане представляя собой широкую полосу, вытянутую вдоль северо-восточного рудоконтролирующего разлома. Ширина зоны около 400 м. К северо-западу (скв. 2301) и к юго-востоку (профиль 15, скв. 245) от рудоконтролирующего разлома кварц-гидрослюдистые изменения сменяются пропилитами. Вертикальная мощность кварц-гидрослюдистой зоны более 150–200 м. На изученных нами профилях нижняя граница зоны бурением не вскрыта. Кварц-гидрослюдистая зона вмещает значительную часть рудных тел и, по-видимому, характеризует верхне-среднерудный уровень гидротермальной системы.

Породы зоны осветлены. Под микроскопом они отличаются крайне неравномерным распределением новообразованных минералов. Гидрослюда слагает пятна и полосы в основной массе, замещает фьямме в игнибритах, развивается по вкрапленникам плагиоклазов и в составе тонкого кварц-гидрослюдистого агрегата по цементу вулканогенно-осадочных пород. Гидрослюда, замещающая фьямме и вкрапленники плагиоклазов, обладает достаточно высокой интерференционной окраской, что указывает на более слабую степень ее гидратированности.

*Гидрослюдисто-кварцевая зона* развита в осевых частях рудоконтролирующих разломов и в некоторых случаях сменяет на глубине 100–150 м кварц-гидрослюдистую. Новообразования состоят из кварца 40–90% и гидрослюда 5–10%. Представляя собой ядерные части метасоматической колонки, гидрослюдисто-кварцевая зона в изученных профилях распадается на ряд (2–3) крутопадающих линейных ореолов. Мощность отдельных ореолов окварцевания варьирует от 10 до 100 м. Суммарная латеральная мощность гидрослюдисто-кварцевой зоны составляет до 200 м, достигая максимума в районе профиля 15 и постепенно уменьшаясь до 10–20 м к юго-западному и северо-восточному флангам рудонесной структуры. По имеющимся данным, мощность гидрослюдисто-кварцевой зоны с глубиной не изменяется. С ней предположительно совпадает среднерудный уровень гидротермальной системы. Кроме того, с осевыми частями линейных ореолов окварцевания в ряде случаев совпадают стволы жилы раннего этапа, зальбанды которых обогащены золотом.

Породы гидрослюдисто-кварцевой зоны осветлены, обладают повышенной твердостью и содержат частые гидрослюдисто-серицит-кварцевые прожилки. В шлифах при скрещенных ни-

колях видно, что исходные породы практически нацело замещены кварцем вплоть до образования псевдоморфоз кварца по плагиоклазу. Кварц представлен мелкозернистым агрегатом зерен размером около 0,1 мм, как правило, содержащим многочисленные пелитовые микровключения.

Кварц-сидерит-серицитовые синрудные изменения наложены на аргиллизиты кварц-гидрослюдистой и гидрослюдисто-кварцевой зон и развиты в виде чехольных ореолов мощностью 200–400 м вокруг рудоносных штокверков (рис. 1). Несмотря на то, что в процентном отношении эти новообразования составляют лишь небольшую часть гидротермальных изменений, именно они наиболее тесно связаны с рудными телами в пространстве. Их синрудный характер подтверждается многочисленными наблюдениями в шлифах. Повышенная мощность кварц-сидерит-серицитовых ореолов обусловлена штокверковой морфологией рудных тел. Синрудные кварц-сидерит-серицитовые метасоматиты хорошо картируются при полевом описании керна и могут служить надежным признаком при поисках рудных тел.

Кварц-сидерит-серицитовые метасоматиты представляют собой пятнистые буровато-зеленые породы. Под микроскопом наблюдается устойчивая минеральная ассоциация (%): серицит 5–30, сидерит 5–15, пирит 1–5, кварц 10–50. Серицит, как правило, замещает вкрапленники плагиоклазов, обломки, образует просечки и прожилки. Он обычно не развивается по основной массе, но замещает цемент вулканогенно-осадочных пород. Сидерит хорошо диагностируется за счет бурой окраски, высокого рельефа, ярко выраженной псевдоабсорбции. Оптическая диагностика подтверждена рентгенодифрактометрией, по данным которой в единичных пробах фиксируется также анкерит. Сидерит развит по вкрапленникам, обломкам, выполняет пустоты, образует неправильные гнездовые скопления. Пирит образует хорошо ограненные кубические и октаэдрические кристаллы размером 0,5–1 мм. Кварц в значительной мере реликтовый за счет исходных аргиллизитов, диагностика собственного кварца затруднена, за исключением случаев его сростаний с серицитом и сидеритом.

Кварц-серицит-адуляровые новообразования в рудном поле проявлены неконтрастно. Их ореолы развиты преимущественно в северо-восточной части рудного поля, в районе рудных тел 2, 3-а и частично рудного тела 3. Макроскопиче-

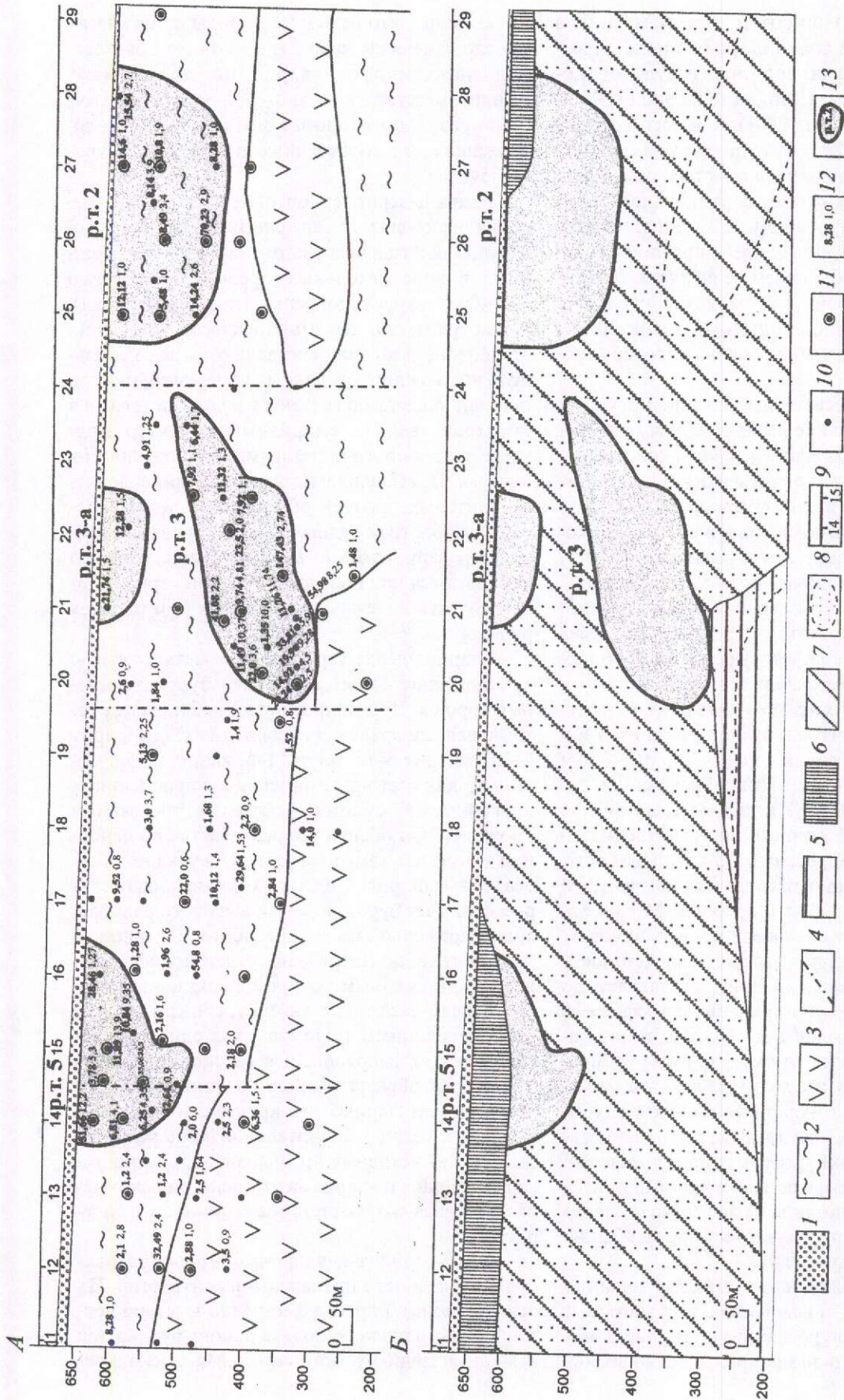


Рис. 1. Геологический разрез (А) и схема метасоматической зональности месторождения Биркачан (Б) (продольная проекция основной рудной зоны):

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — риолиты и их туфы гурнической толщи, игнибриды риолитов грунтовской толщи; 3 — андезиты и андезитодациты грунтовской толщи; 4 — рудоконтролирующие разломы; 5 — гидрослюдино-карбонат-хлоритовая фация пропилитов (низкотемпературная); 6 — диккит-каолинитовая фация аргиллизитов; 7 — кварц-гидрослюдиная фация аргиллизитов; 8 — область развития кварц-сидерит-серпичитовых изменений; 9 — буровые профили и их номера; 10 — скважины; 11 — сважины с отбором образцов; 12 — содержания Au (г/т) и мощности (м); 13 — контуры промышленных рудных тел и их номера



ски эти изменения не диагностируются. Под микроскопом видно, что небольшие (0,5–3 мм) метасоматические линзы выполнены мелкозернистым кварцем, мутным из-за многочисленных микровключений, и характерными ромбическими кристаллами адуляра, частично замещенного серицитом. Нередко серицит в подобных образованиях отсутствует. Максимальное количество адуляра не превышает 15%.

По основным рудным телам (2, 3, 5) составлены четыре детальных метасоматических профиля. На примере одного из них отчетливо видна тенденция роста интенсивности как общего количества новообразованных минералов (до 100%), так и собственно околожильных кварц-сидерит-серицитовых изменений (до 80%) по мере приближения к рудным телам (рис. 2). Также отмечается прямая зависимость содержания золота от интенсивности околожильных изменений.

Сопоставление метасоматических зон с геофизическими аномалиями было проведено по изученным буровым профилям. Аномалии повышенных кажущихся сопротивлений (метод СГ-БИЭП, по материалам А.Садикова, 2000 г.) имеют лентообразную форму (ширина около 50 м) и демонстрируют высокую степень сходимости с зонами повышенного окварцевания (более 50%) и особенно с линейными ореолами гидрослюдисто-кварцевой зоны. Не фиксируются лишь зоны окварцевания небольшой мощности (менее 10 м) и глубокозалегающие (глубже 100 м). Кроме того, если зона окварцевания совпадает с молодым разломом, то она также не фиксируется, затушевываясь интенсивной отрицательной аномалией кажущегося сопротивления, предположительно связанной с зоной обводнения.

По характеру окolorудного метасоматоза Биркачанское месторождение относится к «низкосульфидизированному» типу [9]. Изотопные исследования показали, что в рудоносных гидротермах преобладает метеорная вода, хотя присутствие магматической воды и магматических газов тоже не исключено [1]. Рудоносные флюиды на глубине, в области зарождения, по видимому [8], имели характер нейтральных восстановленных растворов. При достижении флюидом области малых глубин и низкого давления он выделяет газовую фазу, составные элементы которой в близповерхностных условиях окисляются за счет атмосферного кислорода. Соответственно в зоне окисления происходит интенсивный кислотный метасоматоз с окварцеванием пород и выносом почти всех компонентов, кро-

ме кремнезема и глинозема. В результате этого процесса на месторождении сформировались пологозалегающие каолинит-диккитовые метасоматиты, которые с глубиной сменяются кварцевыми, кварц-гидрослюдистыми, кварц-серицит-адуляровыми новообразованиями, образующими крутопадающие зоны. Именно к этим зонам, формировавшимся в слабокислой среде, приурочены рудные тела. Поэтому выяснение метасоматической зональности имеет большое значение для определения направления движения флюидов и, следовательно, наиболее вероятного положения рудной минерализации.

С использованием данных М.М.Константинова [1, 3] нами составлена типовая модель вертикальной метасоматической зональности золото-серебряных месторождений. Она характеризуется последовательной сменой снизу-вверх эпидот-хлоритовых пропилитов скарноидными новообразованиями, хлорит-карбонатными пропилитами и развитием на верхних горизонтах кварц-гидрослюдистых аргиллизитов, а в надрудной области каолинитовых аргиллизитов, в ряде случаев фациально сменяющихся алуниновыми вторичными кварцитами. Рудные тела занимают внутреннее положение в ореолах окolorудных метасоматитов кварц-адулярового, кварц-карбонатного, хлорит-карбонатного, кварц-серицитового составов и приурочены к полям развития хлорит-карбонатной фации пропилитов и кварц-адуляр-гидрослюдистой фации аргиллизитов (рис. 3, А).

Учитывая, что зоны алуниновых вторичных кварцитов и кварц-каолинитовых аргиллизитов занимают надрудное положение и служат признаками небольшого эрозионного среза и полной сохранности на глубине продуктивной минерализации [6], степень эродированности объекта можно оценивать по положению того или иного месторождения в колонке вертикальной зональности метасоматических изменений.

Предполагаемый уровень палеоповерхности на период рудоотложения отвечает верхней части зоны алуниновых вторичных кварцитов или каолинитовых аргиллизитов. При составлении колонок метасоматической зональности по конкретным месторождениям использованы максимальные мощности метасоматических зон и положение в них рудных тел.

Анализ метасоматической зональности хорошо изученных золото-серебряных объектов (Карамкен, Кубака, Многовершинное, Джульетта) и сравнение их с месторождением Биркачан (см. рис. 3) позволяет сделать следующие выводы.

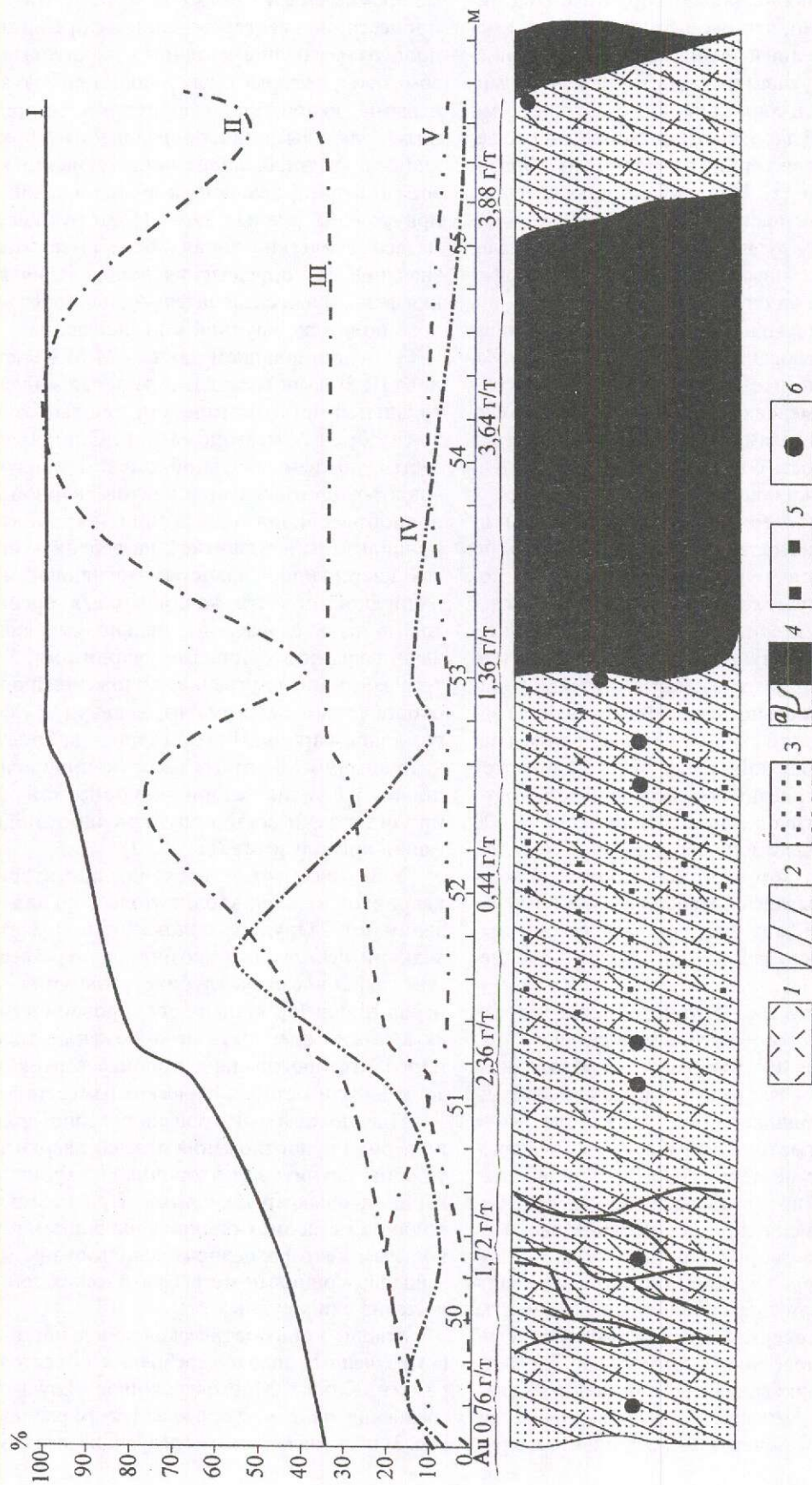


Рис. 2. Метасоматические изменения пород в профиле рудного тела 5 (фрагмент):

1 — рудовмещающие породы (риолиты); 2 — аргиллизиты кварц-гидрослюдистого состава; 3 — околорудные метасоматиты кварц-адуляр-сидерит-серцитового состава; 4 — серцит-кварцевые прожилки (а), кварц-карбонат-адуляровые жилы (б); 5 — интенсивная пиритизация вмещающих пород (3-5%); 6 — точки отбора шлифов; 7 — содержания Au в г/т; графики интенсивности развития: I — общего количества новообразованных минералов, II — окварцевания, III — кварц-сидерит-серцитовых изменений; IV — гидрослюдистых метасоматитов, V — адуляризации

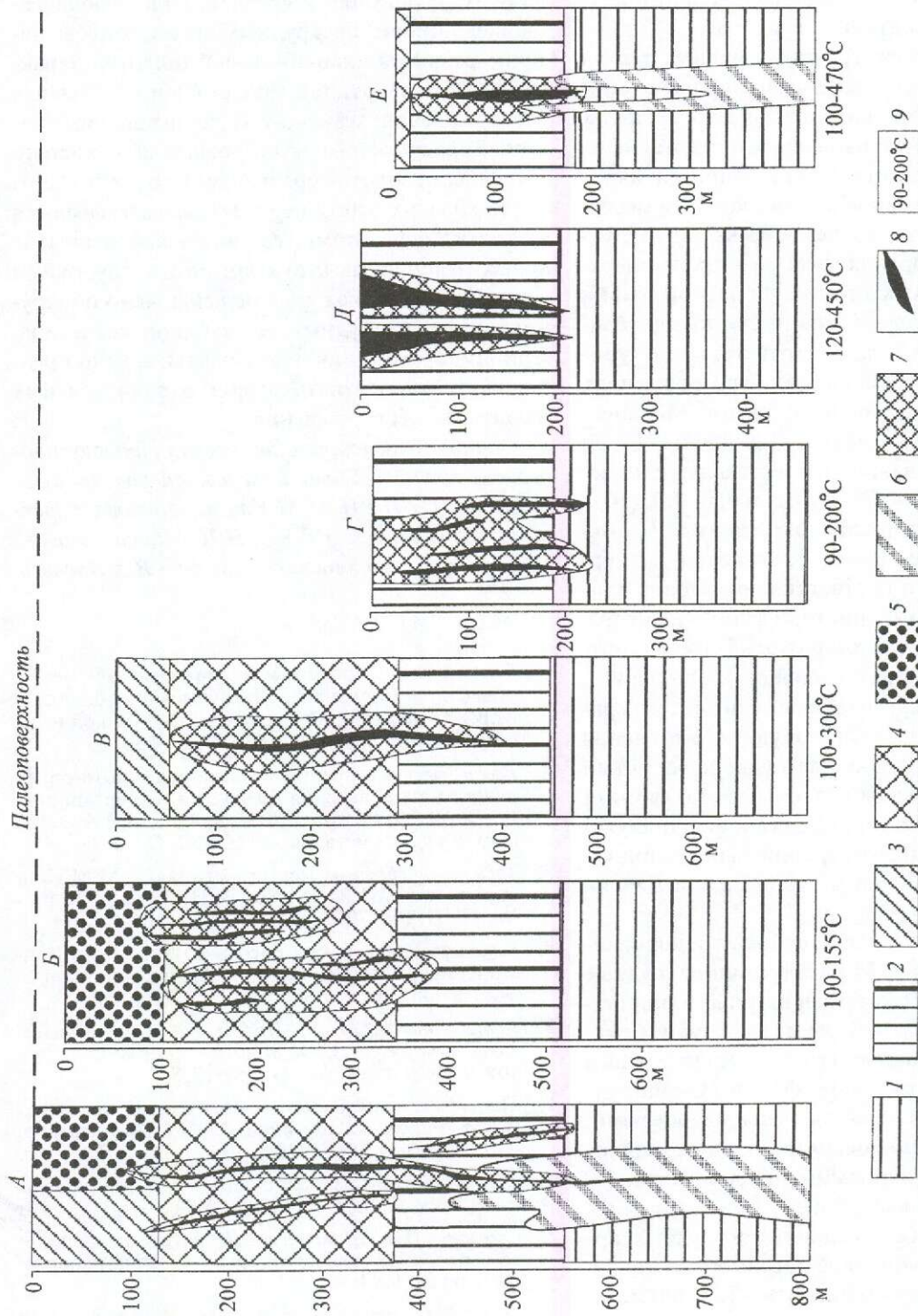


Рис. 3. Сопоставление метасоматической зональности месторождения Биркачан с эталонными золото-серебряными объектами:

1 — среднетемпературные фации пропилитов; 2 — низкотемпературные фации пропилитов; 3 — различные фации вторичных кварцитов; 4 — кварц-гидрослюдистая фация аргиллизитов с каолинитом, диокситом и другими глинистыми минералами; 5 — каолинит-диккитовая фация аргиллизитов — верхняя часть колони; 6 — скарны и скарноиды; 7 — околожильные изменения кварцевого, кварц-серцитового, кварц-серцит-алюбрового, кварц-гидрослюдисто-карбонатного составов; 8 — рудные тела; 9 — температуры рудообразующих растворов; А — принципиальная схема вертикальной метасоматической зональности золото-серебряных месторождений; В — месторождение Биркачан; Г — месторождение Карамкен; Д — месторождение Дзульгетта; Е — месторождение Кубака; Ж — Многошерстное

Наиболее полно метасоматическая зональность проявлена на Биркачанском и Карамкенском месторождениях (см. рис. 3, Б, В), где гидротермальный процесс завершился формированием «каолининовой шляпы» (Биркачан) и алуинит-каолинит-диккитовых кварцитов (Карамкен). Основная масса известных рудных тел на Биркачанском месторождении приурочена к области развития кварц-гидрослюдистых аргиллизитов; околорудные изменения представлены кварц-сидерит-серицитовыми, кварц-адуляровыми метасоматитами. На Карамкенском месторождении рудные тела залегают в кварц-адуляр-гидрослюдистых аргиллизитах и низкотемпературных пропилитах хлорит-карбонатной фации, околорудные метасоматиты имеют кварц-серицит-адуляровый состав. Соответственно уровень эрозионного среза на этих месторождениях можно оценить следующим образом: Биркачан — не более 50 м, Карамкен — 100–150 м.

Более эродированными представляются месторождения Кубака [8] и Джульетта [2] (200–350 м). Метасоматическая колонка на этих объектах представлена средне- и низкотемпературными пропилитами соответственно хлорит-эпидотовой и хлорит-карбонатной фаций (на месторождении Кубака — хлорит-альбит-карбонатной) последовательно сменяющимися друг друга, а рудные тела сосредоточены в низкотемпературных пропилитах. Околорудные изменения имеют кварц-серицит-адуляр-гидрослюдистый состав с реликтами альбита, карбоната, хлорита на Кубакинском месторождении и кварц-адуляровый, гидрослюдисто-карбонатный, кварц-серицит-пиритовый — на месторождении Джульетта.

На предположительно глубоко эродированном месторождении Многовершинное рудные тела залегают в низкотемпературных пропилитах хлорит-карбонатной фации, на глубине сменяющихся среднетемпературными пропилитами хлорит-альбит-эпидотовой фации. Околорудные метасоматиты представлены кварцевыми, кварц-хлорит-серицитовыми, кварц-серицитовыми и кварц-адуляровыми новообразованиями. Гидротермальный процесс на месторождении завершился образованием пострудных аргиллизитов и скарноидов. Уровень эрозионного среза на объекте можно оценить в 250–400 м.

Таким образом, о длительном существовании палеогидротермальной системы, принад-

лежности месторождения к верхней ее части и наличию небольшого уровня эрозионного среза свидетельствуют: максимально полно проявленная колонка метасоматитов; приуроченность известных рудных тел к средней, гидрослюдисто-кварцевой, зоне предрудных аргиллизитов; наличие реликтов «каолининовой шляпы», характерной для надрудной области эпитеермальных месторождений; результаты сравнительного анализа Биркачанского месторождения с хорошо изученными золото-серебряными объектами.

Исходя из этого перспективы связываются не только с флангами, где возможно открытие новых рудоносных структур, но и с глубокими горизонтами, на которых не исключено обнаружение богатых рудных тел кубакинского типа. Принимая во внимание эти факты, можно предположительно сделать вывод о значительных масштабах месторождения.

*Автор благодарит за всестороннюю поддержку при проведении исследований заведующего отделом ЦНИГРИ М.М.Константинова, директора Омолонской ГРЭ В.П.Карчавца, геолога Омолонской золоторудной компании В.А.Ярвого.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область / М.В.Наталенко, С.Ф.Стружков, О.Б.Рыжов и др. // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–53.
2. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) / О.Б.Рыжов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов и др. // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66–79.
3. Золото-серебряные месторождения / М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец и др. — М.: ЦНИГРИ, 2000.
4. Золоторудные гиганты России и мира / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000.
5. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукаат. — М.: Недра, 1998.
6. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А.Жариков, А.А.Русинов, А.А.Маракушев и др. — М.: Научный мир, 1998.
7. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978.
8. Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. — Владивосток: Дальнаука, 1994.
9. White N.C. and Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // SAG Newsletters. 1995. № 23. P. 8–13.

УДК 553.411:[550.4:549] (575.16)

© М.М.Пирназаров, Х.Х.Жураев, С.М.Колоскова, 2003

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АДЖИБУГУТ, ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН

**М.М.Пирназаров (ИМР Госкомгеологии Республики Узбекистан), Х.Х.Жураев (ГПП «Самаркандгеология»), С.М.Колоскова (ИМР Госкомгеологии Республики Узбекистан)**

*Рассмотрены стадийность минералообразования, минеральный состав и геохимические особенности первичных руд, метасоматические изменения вмещающих пород на месторождении золота Аджибугут. По сочетанию золотопродуктивных минеральных ассоциаций с учетом типов и морфологии рудонесущих тел выделены четыре типа природных разновидностей первичных руд, показано их значение в рудобалансе золота. По комплексу минералого-геохимических данных обосновывается метаморфогенно-гидротермальное происхождение месторождения.*

Месторождение Аджибугут с рудами золото-сульфидно-кварцевого геолого-промышленного типа мышьяково-золоторудной формации относится к числу новых, значительных по запасам металла объектов, выявленных в последнее десятилетие в юго-восточных отрогах гор Ауминзатау Центральнокызылкумского золоторудного района (рис. 1). Планомерное исследование вещественного состава руд месторождения начато в 1997 г. параллельно с оценочными работами. На первом этапе детально изучен состав руд в границах зоны окисления до глубины 40–50 м. С 1999 г. объект обследуется ГПП «Самаркандгеология» на более глубоких горизонтах посредством бурения колонковых скважин и прохождения второго шахтного горизонта на глубине 70–80 м от современной поверхности. В связи с этим во второй этап исследований акцент сделан на изучении минералого-геохимических особенностей первичных руд на горизонтах горных работ.

Месторождение располагается в пределах протяженной магмоконтролирующей зоны складчато-разрывных дислокаций западно-северо-западного простирания на участке ее пересечения поперечными субмеридиональными, северо-восточными и кососекущими северо-западными разломами и локализовано в терригенных породах венд-ордовикского возраста нижней части разреза бесаланской свиты. Рудовмещающая толща сложена песчаниками, алевролитами и углеродисто-кварц-слюдистыми сланцами, на

верхних уровнях установлены редкие прослои метавулканогенных пород. Зона складчато-разрывных дислокаций имеет сложное внутреннее строение, обусловленное интенсивным проявлением тектонических процессов.

Изменения пород, связанные с процессами регионального метаморфизма, отвечают серицит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. Повторное рассланцевание и трещины кливажа в участках тектонических дислокаций сопровождаются дополнительной интенсивной серицитизацией, а также слабой мусковитизацией, биотитизацией и хлоритизацией. Околорудные изменения наложены на метаморфические породы и тесно взаимосвязаны со стадийностью рудообразующего процесса. Ранние пирит-арсенопирит-карбонат-хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты формации березитов составляют основу первичных вкрапленных руд с относительно низкими содержаниями Au от 0,1 до 1,0 г/т, редко 2–3 г/т. Золотоносность этих метасоматитов обусловлена присутствием в сульфидах тонкодисперсного, химически связанного золота. Более поздние метасоматические изменения, сопровождающие формирование жильно-прожилковых золотопродуктивных ассоциаций, характеризуются наиболее существенными структурно-текстурными и вещественными преобразованиями исходных пород. Микрогнездово-прожилково-метасоматическое развитие новообразований выражается в интенсивном (до 30–40%) окварцевании, умеренной (до 5–10%) альбитиза-

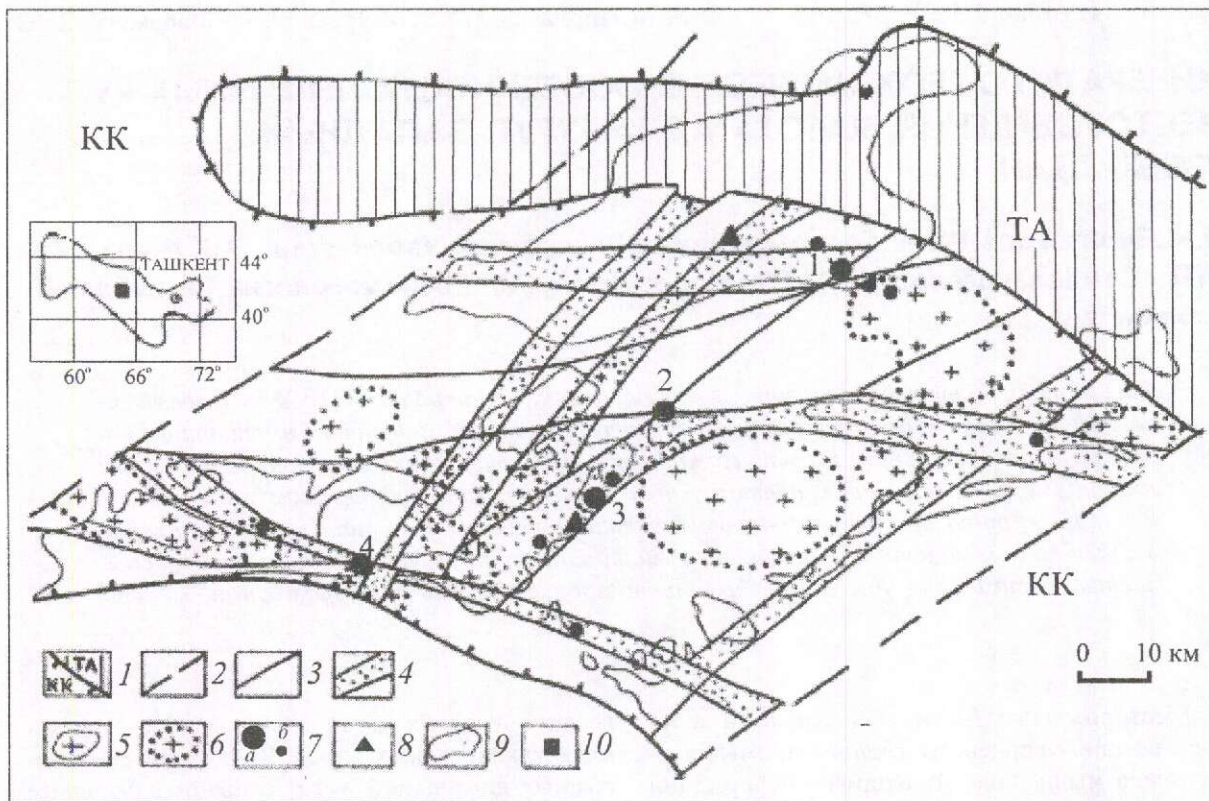


Рис. 1. Позиция месторождения Аджибугут в геологических структурах Центральнокызылкумского золоторудного района:

1 — металлогенические зоны (ТА — Туркестано-Алайская, КК — Кызылкумская); 2 — поперечные разломы, ограничивающие зоны с различными условиями деформаций; 3 — главные рудоконтролирующие разломы; 4 — ареалы интенсивного развития минерализации и аномальных геохимических полей; 5 — выходы гранитоидов на современную поверхность; 6 — контуры гранитоидных массивов, установленные по геолого-геофизическим данным; 7 — месторождения золота (а — ведущие — Мурунтау (1), Амантайтау (2), Даугызтау (3), Аджибугут (4), б — рядовые); 8 — месторождения серебра; 9 — контуры выходов домезозойских образований на дневную поверхность; 10 — позиция Центральнокызылкумского золоторудного района

ции, калишпатизации, карбонатизации, серицитизации и хлоритизации. Пирит и арсенопирит в метасоматитах образуют как рассеянную вкрапленность, так и скопления в массе породы, гнездах и микропрожилках полевошпат-кварцевого, карбонат-кварцевого, хлорит-кварцевого и более сложного состава. Золотоносность поздних метасоматитов варьирует от десятых долей до 1–2 г/т и повышается в участках развития интенсивной прожилково- жильной кварц-сульфидной минерализации.

История формирования руд месторождения Аджибугут включает стадии регионального метаморфизма, метаморфогенно-гидротермальную, раннюю и позднюю гидротермальные, пострудную, окисления руд (табл. 1).

Рудовмещающая (золото?)-углеродисто-карбонат-пирит-кварц-алюмосиликатная осадочно-диагенетическая минеральная ассоциация представляет собой продукт регионального динамотермального метаморфизма углеродисто-терригенных толщ. Ее роль в рудогенезе определяется донорными свойствами стратифицированных толщ как потенциальных дополнительных источников рудных компонентов и благоприятными физико-механическими и химическими свойствами для рудолокализации.

Золото-арсенопирит-пирит-(карбонат-хлорит)-кварц-серицитовая прожилково-метасоматическая минеральная ассоциация метаморфогенно-гидротермальной стадии — первая золотопродуктивная ассоциация, формирующая в ми-

## 1. Стадийность минералообразования на месторождении Аджибугут

Этапы	Стадии	Парагенетические минеральные ассоциации	Типоморфные минералы
Гипогенный	Регионального динамометаморфизма	(Золото?)-углеродисто-карбонат-пирит-кварц-алюмосиликатная породообразующая осадочно-диагенетическая	Кварц, пирит, серицит, хлорит, карбонаты, углеродистое вещество, мусковит
	Метаморфогенно-гидротермальная	Золото-арсенопирит-пирит-(карбонат-хлорит)-кварц-серицитовая прожилково-метасоматическая (первая продуктивная)	Пирит, арсенопирит, серицит, кварц, хлорит, карбонаты
	Ранняя гидротермальная	Золото-пирит-арсенопирит-(полевошпат)-кварцевая гнездово-прожилково-линзовидная (вторая продуктивная)	Золото самородное, пирит, арсенопирит, кварц, ортоклаз, альбит, карбонаты, хлорит
	Поздняя гидротермальная	Золото-пирит-арсенопирит-альбит-кварцевая прожилковая (третья продуктивная)	Золото самородное, пирит, арсенопирит, кварц, альбит-олигоклаз, адуляр, халькопирит, карбонаты
		(Золото)-серебро-полисульфидно-сульфосольно-карбонат-кварцевая	Серебро самородное, пираргирит, прустит, акантит, блеклая руда, джемсонит
Пострудная	Кварц-карбонатная тонкопрожилковая	Кварц, кальцит, каолинит, пленочный пирит	
Гипергенный	Окисления руд	Золото-глинисто-окисная	Гидроксиды железа, скородит
		Золото-гидрослюдисто-сульфатная	Ярозит, алунит, гидрослюды

нерализованной зоне объекта бедные и рядовые руды. Размещение новообразованных минералов определяется элементами слоистости, сланцеватости, раннего кливажа, трещиноватости без значительного изменения текстуры исходной метатерригенной породы. Количество сульфидов варьирует в пределах 0,5–10%, чаще до 2–5%. Встречаются отдельные маломощные прослойки моноколчеданов арсенопирита и пирита с содержанием 40–60%. Золотопродуктивность ассоциации обусловлена наличием тонкодисперсного золота в пирите и арсенопирите. По нашему мнению, вклад в рудобаланс золота на объекте данной ассоциации достигает 60–70%, но при наложении более поздних минералообразующих процессов эта ассоциация имела значение базовой рудной формации, ресурс золота и других элементов которой вовлекался в перераспределение. Именно с ней связаны повышенные содержания Pt и Pd.

*Золото-пирит-арсенопирит-(полевошпат)-кварцевая гнездово-прожилково-линзовидная минеральная ассоциация* (вторая продуктивная) проявлена в виде субогласных линзовидных жил, четковидных или линзующихся прожилков, макрогнездовых обособлений сложной формы, косесекущих прожилков. Преимущественно субогласное со слоистостью и (или) вторичной сланцеватостью размещение кварцевых образований поз-

воляет заключить, что ее отложение происходило в условиях сжатия, при которых возникают отслоения на границах неоднородных сред (пластов), косесекущие трещины сколового типа, обновляется ранняя трещиноватость, формируются микроскладчатость в пластичных породах (сланцах) и хрупкие разрывы в жестких (песчаниках). Кварцевые образования имеют мощность до 50 см при протяженности 1–2 м, в отдельных случаях до 3–5 м и более. Суммарная интенсивность жильно-прожилкового окварцевания изменяется от 5–10 до 40–50%. Состав кварцевых тел простой: кварц (85–98%), полевошпат (0–3%), переменное количество пирита и арсенопирита (от 0,5–1 до 10–12%). Наблюдаются микропрожилки и гнезда хлорита, карбоната, серицита, альбита, тонкозернистого кварца, содержащие включения сульфидов. Синрудный метасоматоз часто достигает значительной интенсивности (до 40–50%). Самородное золото в ассоциации встречается в кварце, карбонате, пирите. Максимальная золотоносность участков развития ассоциации составляет десятки грамм на 1 т Au. Золото-пирит-арсенопирит-(полевошпат)-кварцевая ассоциация играет ведущую роль в формировании богатого оруденения. Ее значение в рудообразующем процессе проявлено в двух аспектах: как процесс, способствующий регенерации ранее отложенного золота, и как дополнительный источ-

ник рудных компонентов. Предполагаем, что вторая продуктивная ассоциация обеспечивает до 30–40% баланса золота по детально изученному второму шахтному горизонту.

*Золото-пирит-арсенипирит-альбит-кварцевая минеральная ассоциация* (третья продуктивная) отчетливо фиксируется в виде альбит-кварцевых прожилков, пересекающих напластования пород и субсогласные (полевошпат)-кварц-сульфидные образования предыдущей минеральной ассоциации. Мощность прожилков обычно не превышает 5–6 см, протяженность редко более 1–2 м. Неровная, зубчатая поверхность прожилков предполагает их формирование в трещинах отрыва в условиях растяжения. Пространственно ассоциация связана преимущественно с мелкими тектоническими зонами, особенностью которых является наличие брекчирования, катаклаза, повышенной графитизации. Альбит-кварц-сульфидные прожилки обладают зональным внутренним строением: в альбандах располагается альбит, в центре — кварц и выделения пирита и арсенипирита в виде гнезд, вкраплений, цепочковидных скоплений. Сульфиды содержатся в количестве от 0,5–1 до 10–15% и размещаются обычно в кварце или по микротрещинам, выполненным карбонатом и хлоритом. Проявление ассоциации в участках с низкой интенсивностью развития первой и второй продуктивных ассоциаций не сопровождается высокими содержаниями золота. Напротив, в интервалах совмещения с высокой интенсивностью развития первой и (или) второй продуктивных ассоциаций отмечаются богатые руды с видимым пылевидным и крупным самородным золотом. Отмечается сходство минерального состава второй и третьей продуктивных ассоциаций, что может указывать на один источник образования гидротермальных флюидов, разобщенных во времени. Значительные метасоматические преобразования пород с третьей продуктивной ассоциацией не связаны. Наблюдается умеренное (первые проценты) окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, появляются гидрослюдиноподобные минералы. Как и вторая продуктивная ассоциация, она оказывает двойное влияние на процессы концентрирования золота: запускает механизм повторного перераспределения золота и имеет собственный ресурс рудообразующих элементов, который для золота нами оценивается на уровне 10% рудного потенциала изученного шахтного горизонта.

*(Золото)-серебро-полисульфидно-сульфосольно-карбонат-кварцевая минеральная ассоциация*

имеет индикаторное значение в центральной части месторождения и более широко проявлена на северо-восточном фланге в приповерхностной части, где содержания серебра достигают десятков–сотен грамм на 1 т. Эта ассоциация обеспечивает основной рудобаланс серебра. Пострудные кварц-кальцитовые, кварцевые, кальцитовые, каолиновые прожилки, пленочный пирит по трещинам чаще фиксируется в тектонических зонах и вблизи них.

В процессе гипергенных преобразований первичных руд в зоне окисления формируются *золото-глинисто-окисная* (до глубины 15–25 м от поверхности) и *золото-гидрослюдиристо-сульфатная* (на глубинах от 15–25 до 50–55 м от поверхности) *минеральные ассоциации*, составляющие основу окисленных руд.

По результатам минералогических исследований установлено, что первая продуктивная ассоциация различной степени интенсивности широко развита в пределах минерализованной зоны месторождения. При этом наложение более поздних ассоциаций не отмечено лишь в 14, представляющих исключительно бедные и рядовые руды, из 90 пунктов наблюдений. В остальных случаях собственно прожилково-вкрапленная первая продуктивная ассоциация пространственно совмещается с более поздними золото-сульфидно-кварцевыми, повышающими золотосодержание бедных и рядовых руд и формирующими класс богатых руд.

При изучении оруденения по второму шахтному горизонту месторождения выделены четыре типа природных разновидностей первичных руд на основе реально наблюдаемых сочетаний золотопродуктивных минеральных ассоциаций с учетом типов и морфологии рудонесущих тел (табл. 2). Пространственное распределение природных типов руд на горизонте шахты (рис. 2) позволяет сделать важный практический вывод: около 70% площади минерализованной зоны и до 90% площади рудных тел приходится на типы Б, В, Г, представляющие золото-сульфидно-кварцевый геолого-промышленный тип с высокой долей легкоизвлекаемого золота. Площадная группировка типов руд образует два линейных (линзовидных) ареала — северный и южный — с элементами зональности — чередованием от центральной части к периферии природных типов руд В+Г — Б — А. Между ними располагается лентовидная область развития руд типа Б. Субширотные тектонические зоны горизонта, контролирующие размещение оруденения, выполняют функции рудоподводящих структур, се-



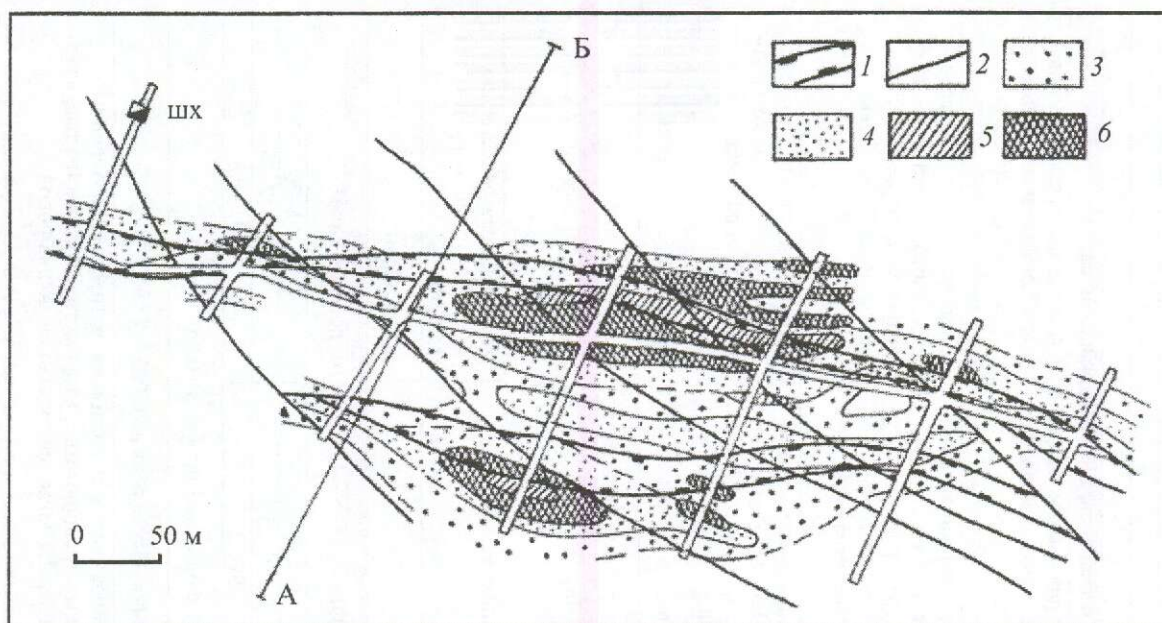


Рис. 2. Схема распределения природных типов первичных руд в пределах второго шахтного горизонта месторождения Аджибугут:

разрывные нарушения: 1 — многоосевые сложноветвистые зоны с интенсивным смятием и изменением пород, 2 — одно- и двухосевые простые; природные типы первичных руд: 3 — субпластовые прожилково-вкрапленные золото-арсенопирит-пиритовые (тип А), 4 — послойные вкрапленно-прожилково-жилльные золото-арсенопирит-пирит-кварцевые (тип Б), 5 — вкрапленно-прожилковые золото-арсенопирит-пирит-(полевошпат)-кварцевые (тип В), 6 — прожилково-жилльные золото-сульфидно-кварцевые комбинированного морфотипа (тип Г)

веро-западные относятся к рудораспределяющим и блокирующим, рудолокализирующими являются более мелкие трещины, внутриформационные отслоения пластов, отдельные прослои пород. Разрез по разведочной линии А-Б, дополненный данными по распределению содержаний  $Au \geq 0,2$  г/т (рис. 3), свидетельствует о блоковом характере внутреннего строения минерализованной зоны с неравномерным оруденением.

Главные рудные минералы месторождения — пирит (2–5%) и арсенопирит (знаки — 5%), причем доля последнего возрастает в природных типах Б и Г. В пирите содержания  $Au$  изменяются от первых до 50,0–55,0 г/т,  $Ag$  — от 5–10 до 60–80 г/т,  $Pt$  — 0,1 г/т,  $Pd$  — 1–1,5 г/т. В арсенопирите золото присутствует в концентрациях от первых десятков до 100–120 г/т,  $Ag$  — от 50 до 300 г/т,  $Pt$  — 0,8–1,8 г/т,  $Pd$  — 1,5–2,0 г/т. Минералогический интерес представляют пирротин, марказит, халькопирит, халькозин, ковеллин, блеклая руда, минералы серебра, джемсонит. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц (42–49%), серицит, гидрослюда (24–31%), полевые шпаты (13–17%). Содержания хлорита

и карбонатов достигают 1–3%, апатита — 0,2–0,4%, акцессорных минералов — не превышают первых десятых долей процента. По результатам химического анализа руд установлены устойчиво высокое содержание кремнезема во всех типах руд (62,0–72,8%), возрастание содержаний глинозема, а также оксидов магния и марганца в типах руд Б и Г по сравнению с типом А, незначительное варьирование коэффициента основности  $CaO+MgO/SiO_2+Al_2O_3$  и кремневого модуля  $SiO_2/Al_2O_3$ , свидетельствующее об относительной однородности состава вмещающей среды, изменчивость коэффициентов щелочности  $K_2O/Na_2O$  и  $K_2O-Na_2O$ , указывающая на тенденцию выноса натрия и возрастание роли калия от руд типа А к типу Г.

Самородное золото встречено в тяжелых фракциях концентратов протолочек и полированных шлифах в виде зерен размером от 0,001 до 1 мм. Золотины в основном свободные, реже в сростании с кварцем, пиритом, арсенопиритом. Форма их комковидная, пластинчатая, дендритовидная, интерстициальная. Поверхность от гладкой блестящей до микробугорчатой ма-

2. Характеристика природных типов первичных руд месторождения Алжибугут

Характеристика	Типы		
	А	Б	В
Вмещающие породы	Терригенные породы — неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев		
Типы и морфология рудосущих образований	Пласты, прослой пород	Субсогласные жильно-прожилковые кварцевые тела в сульфидизированных породах	Секущие прожилковые кварцевые тела в сульфидизированных породах
Золотопродуктивные минеральные ассоциации	Золото-арсенопирит-пирит-(карбонат-хлорит)-кварц-серцитовая прожилково-метасоматическая (первая продуктивная)	Совмещение первой продуктивной ассоциации с золото-пирит-арсенопирит-(полевошпат)-кварцевой (второй продуктивной) гнездово-прожилково-линзовидной	Совмещение первой продуктивной ассоциации с золото-пирит-арсенопирит-альбит-кварцевой прожилковой (третьей продуктивной)
Природные типы руд	Субпластовые прожилково-вкрапленные золото-арсенопирит-пиритовые	Послойные вкрапленно-прожилково-жильные золото-арсенопирит-пирит-кварцевые	Вкрапленно-прожилковые золото-арсенопирит-пирит-(полевошпат)-кварцевые секущего морфотипа
Типы руд по содержанию золота	Бедные и рядовые руды	Рядовые и богатые руды	Бедные и рядовые руды
Геолого-промышленные типы руд	Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные	Золото-сульфидно-кварцевые жильно-прожилковые	
Обогащаемость руд	Преобладают упорные руды с тонкодисперсным золотом в сульфидах	Преобладают легко обогащаемые руды со свободным золотом в самородной форме пылевидного класса (менее 0,1 мм)	
Площадная распространенность (в контуре содержания $\geq 0,2$ г/т Au)	Периферические части и отдельные участки рудных тел (около 30%)	Широко распространенные в контурах рудных тел (40–45%)	Ограниченное развитие (до 10%)
Минералы-концентраты золота	Пирит, арсенопирит	Арсенопирит	Арсенопирит
Минералы-носители золота	Пирит, арсенопирит	Кварц, пирит, арсенопирит, незначительно — карбонаты, полевые шпаты	
Содержания Au, г/т	До 2–3	1–50	1–26
Содержания Ag, г/т	До 4	До 8–10	До 12–15
Содержания As, %	0,1–0,8	0,2–0,6	До 0,3 0,2–0,8
Содержания Pd в сульфидных концентратах, г/т	0,01–0,1	До 0,003–0,035 и в единичных пробах до 0,06	
Содержания Pt в сульфидных концентратах, г/т	0,01–0,05	До 0,007 и в единичных пробах до 0,085	
Текстуры руд	Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, вкрапленно-полосчатые, пятнисто-вкрапленные	Прожилковообразные, линзовидные, гнездовидные, наложенные на вкрапленные текстуры вмещающих пород	Прожилковообразные, брекчиевидные, пятнистые, линзовидные, гнездовидные, трещиноватые, катакlastические, сплошчатые, наложенные на вкрапленные текстуры вмещающих пород

Структуры руд	Метазернистые, идиоморфно-метазернистые, гипидиоморфногазетернистые	Идиоморфно- и гипидиоморфно-зернистые, гранобластичские	Зернистые, гипидиоморфно- и аллотриоморфнозернистые, коррозийные, катакластичские, гранобластичские
Особенности проявления самородного золота	Тонкодисперсное в пирите и арсенопирите	Включения в кварце, пирите, арсенопирите комковидной, пластинчатой, дендритовидной формы размером до 0,1 мм	Включения в кварце, пирите, арсенопирите комковидной, пластинчатой, дендритовидной, интерстициальной формы размером до 1 мм; редко комковидные включения в карбонате, полевых шпатах размером до 0,01–0,03 мм
Геохимический спектр ассоциирующихся элементов	Mo-Sn, Ag-W, Au-Mn	Sb-Ag-W, Mo-Ba, Au-As, Zn-Cd-Pb	Ag-W, Cu-Ba, Pb-Sb-Sn
Среднее соотношение Au:Ag (по эталонному результату расщечек 110-4-5 и 6)	1:250	1:5	1:3
			1:2

3. Геохимические особенности \* природных и промышленных типов первичных руд месторождения Аджибугут (эталонный разрез по второму шахтному горизонту)

Типы руд	Число проб	Пробирный анализ		Полуколичественный спектральный анализ, $n \cdot 10^{-3}\%$ (197 проб)											Геохимические ассоциации			
		Au, г/г	Ag, г/г	Mn	Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Zn	Sb	Bi	As	Cd		Sn	W	Ba
<i>Природные типы первичных руд</i>																		
A	19	0,013 0,014	3,43 1,94	29,4 48,5	5,0 2,0	3,2 0,8	1,5 0,9	3,2 0,8	1,7 0,7	2,8 1,2	2,7 0,8	0,06 0,02	158,9 139,3	0,14 0,06	0,6 0,07	0,38 0,12	23,1 13,4	Mo-Sn, Ag-W, Au-Mn
B	106	0,82 2,17	4,31 4,81	10,5 12,5	4,5 2,2	3,0 1,6	1,1 1,3	3,7 2,2	4,0 4,8	3,2 4,2	3,3 1,9	0,23 0,5	153,2 173,7	0,14 0,09	0,6 0,2	0,34 0,17	19,3 10,9	Sb-Ag-W, Mo-Ba, Au-As, Zn-Cd-Pb
B	26	1,385 1,79	3,96 3,08	9,2 6,9	2,7 1,5	1,8 1,0	0,4 0,3	1,9 0,8	2,4 2,4	1,7 1,4	2,3 0,8	0,08 0,07	258,5 175,1	0,10 0,00	0,4 0,2	0,31 0,18	16,9 9,7	Ag-W, Cu-Ba, Pb-Sb-Sn
Г	46	2,683 4,34	4,254 3,92	12,0 8,9	4,4 2,7	2,9 1,7	0,6 0,4	2,6 0,9	2,0 2,1	4,6 6,9	2,6 0,8	0,16 0,5	273,5 215,5	0,12 0,05	0,5 0,2	0,31 0,18	14,8 0,9	Au-As, Mo-V, Zn-Mn, Bi-Pb
<i>Промышленные типы первичных руд</i>																		
Минерализованная зона (до 0,2 г/т Au)	65	0,100 0,18	5,11 5,6	16,8 30,9	4,4 2,1	2,8 1,3	1,4 1,4	3,8 2,4	3,4 4,6	3,5 5,0	3,4 2,0	0,29 0,6	114,7 130,4	0,15 1,0	0,6 0,2	0,38 0,20	22,0 10,2	Au-Ba-Mn, Mo-Ni-Sn, As-Cr, Sb-Ag
Бедные руды (0,2–1 г/т Au)	69	0,433 0,35	2,41 1,99	8,7 5,8	3,7 2,5	2,5 1,6	0,7 0,9	2,6 1,4	2,5 4,4	3,3 4,1	2,5 1,1	0,08 0,07	193,3 182,0	0,11 0,04	0,4 0,2	0,26 0,12	15,2 8,1	As-Mo-Ba, W-Ni-Cr, Au-Zn, Ag-Bi-Cd
Рядовые руды (1,1–5 г/т Au)	55	2,026 1,57	4,73 4,38	11,7 7,2	4,3 2,0	2,9 1,4	0,5 0,4	3,0 1,3	3,6 4,5	2,2 1,8	3,1 1,2	0,20 0,53	236,5 203,8	0,12 0,05	0,6 0,2	0,37 0,15	17,6 10,2	Au-As, Zn-Cu, Co-Ni, Mn-W, Ag-Pb-Bi, Sb-Mo-Cd-V
Богатые руды (>5 г/т Au)	8	12,40 6,25	7,77 4,40	15,7 12,3	7,7 1,3	5,1 1,3	1,0 0,4	3,6 0,5	2,6 2,3	9,6 10,2	3,3 0,8	0,11 0,08	457,5 172,9	0,19 0,11	0,6 0,1	0,43 0,20	20,0 12,0	Au-Co, Pb-Bi, As-Mn, Ag-Cd

\*Приведены геохимические показатели: первая строка — средние содержания элементов в выборке, подчеркнуты элементы с контрастным распределением (коэффициент вариации >70%); вторая — стандартное отклонение.

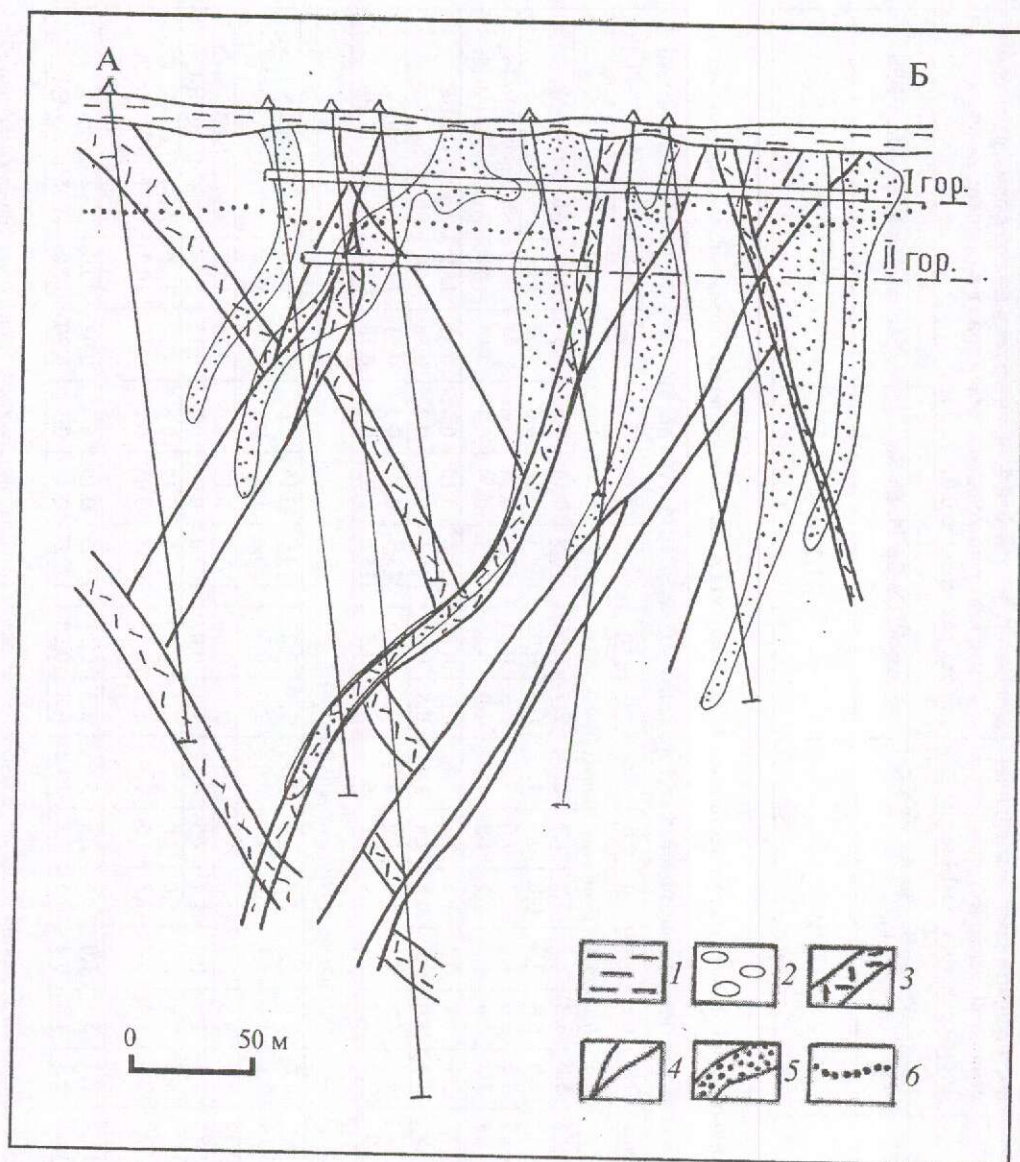


Рис. 3. Разрез по разведочной линии А–Б месторождения Аджибугут:

1 — отложения мезозой-кайнозойского чехла; 2 — рудовмещающие домезозойские терригенные породы; разрывные нарушения; 3 — многоосевые сложноветвистые зоны с интенсивным смятием и изменением пород, 4 — одно- и двухосевые простые; 5 — контур развития золоторудной минерализации по содержанию в пробах  $Au \geq 0,2$  г/т; 6 — граница зоны окисления

товой. Пробность золотин варьирует в пределах 590–850. В субдисперсной форме (около 0,001 мм и менее) золото присутствует в пирите и арсенопирите первой золотопродуктивной ассоциации. Соотношение химически связанного и свободного самородного золота, исходя из минерального баланса, в среднем по шахтному горизонту составляет 3:7 с вариациями в одну и другую сторону в зависимости от интенсивности процессов регенерации, связанных с формирова-

нием второй и третьей золотопродуктивных ассоциаций.

Геохимические особенности природных и промышленных типов первичных руд рассматриваются по результатам статистической обработки данных пробирного и полуколичественного спектрального анализов проб по линии эталонного минералого-геохимического разреза вквост простираения минерализованной зоны месторождения, пересекающего основные рудные

тела второго шахтного горизонта. Изменения статистических показателей по природным типам руд позволяют отметить (табл. 3): 1) тенденцию закономерного возрастания в рудообразующем процессе от типа А к типу В средних содержаний Au, As и снижения — Mn, Mo, Ni, Co, Cd, Sn, W, Ba; 2) относительно повышенные средние содержания в промышленно важных типах руд: Б — Au, Ag, Cu, Pb, Sb, Bi и Г — Au, Ag, Zn; 3) высокую дисперсию распределения (коэффициент вариации >70%) Au, Ag, As в рудах типа А и Au, Ag, Mn, Mo, Pb, Zn, Bi, As в рудах типов Б, В, Г, причем контрастно высокие значения статистического показателя дисперсии — коэффициента вариации — свидетельствуют о неравномерном распределении Au, Mn, Mo, As в типе Б и Ag, Zn, Bi в типе Г.

В вариациях коррелируемых геохимических ассоциаций природных типов руд (см. табл. 3) отражается влияние последовательно наложенных стадий минералообразования с процессами перераспределения элементов, что проявляется в статистической обособленности как типичных рудных и породных, так и чуждых и (или) нестандартных геохимических ассоциаций. В природном типе руд А наиболее высокая корреляция в группах Cr+Co, Zn+Ni, Mo+Sn, As+V вмещающих пород. Рудные ассоциации имеют менее значимые коэффициенты корреляции и представлены группами Ag+Pb+W, Au+Mn, Cu+Bi. Ассоциация Au+Mn, возможно, связана с проявлением метасоматической серицитизации и карбонатизации, так как в сериците атомы алюминия могут замещаться магнием, который также входит в состав карбонатов. В природном типе руд Б акцент высокой коррелируемости смещается на рудные ассоциации Sb+Ag+W и Cu+Bi, появляются промежуточные между типичными породными и рудными ассоциациями коррелируемые группы Co+Ni+Sn+V, Mo+Ba+Zn+Cd+Pb, содержания золота синхронно варьируют с содержаниями мышьяка. Корреляция в рудах природного типа В свидетельствует о статистической нестабильности распределения большинства элементов, золото переходит в группу некоррелируемых. Таким образом, статистические данные подчеркивают вспомогательный характер поздней гидротермальной стадии в образовании промышленных руд. Природный тип руд Г формируется при наложении в пространстве продуктивных минеральных ассоциаций метаморфогенно-гидротермальной, ранней и поздней гидротермальной стадий. Структура корреляционных связей элементов отражает в боль-

шинстве своем чуждые (Cr+Sn, Mo+Cd) и нестандартные (Sn+Cu, Pb+Bi, Sb+Mn+Zn) геохимические ассоциации. Наиболее высоким коэффициентом корреляции обладает пара Ni+Co, обычная для пород бесапанской свиты. Ассоциация Sn+W подчеркивает закономерную связь элементов с ярко выраженными литофильными свойствами и может указывать на наличие эманационного ореола скрытого гранитоидного интрузива. Ассоциация Au+As типична для золото-мышьяковой рудной формации, к которой относятся и руды месторождения Аджибугут.

Аналогичные статистические геохимические параметры промышленных типов руд в последовательном ряду индикаторная минерализация (по минерализованной зоне в интервалах содержаний Au <0,2 г/т) → бедные руды (0,2–1,0 г/т Au) → рядовые руды (1,1–5,0 г/т Au) → богатые руды (>5,0 г/т Au) имеют следующие особенности (см. табл. 3): 1) закономерное возрастание от бедных к богатым рудам средних содержаний Au, Ag, Mn, Ni, Co, Cu, Sb, As, Cd, W, Ba при устойчиво контрастном распределении (коэффициент вариации >70%) Au, Ag, Pb, Zn, Bi, As; 2) рудообразующий комплекс представляет триада Au-As-Ag, остальные элементы находятся в состоянии рассеяния; 3) по сравнению с региональным фоном в минерализованной зоне месторождения повышены средние содержания Ni, Co, Mo, Pb, Sb, Bi, Cd, Sn, W, понижены — Mn, Cu, Zn, Ba; 4) в изменчивости геохимических ассоциаций проявлена тенденция упорядочивания, т.е. разделения рудных и породных ассоциаций с увеличением степени «богатства» руд, например, для коррелируемых с золотом элементов наблюдаются качественные переходы Au+Mn+Ba→Au+Zn→Au+As.

По типу минерализации и условиям локализации месторождение Аджибугут обнаруживает сходство с рядом месторождений золота областей аналогичного геологического развития России — Сухой Лог, Неждановское, Советское, а также Западного Узбекистана [1], для которых разработаны интегральные и частные геолого-генетические модели формирования золотого оруденения. По вопросу генезиса месторождения Аджибугут накоплены факты, позволяющие проводить аналогию с другими объектами подобного типа. Причины и особенности совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях рассмотрены на примере ряда объектов Северо-Востока России [2, 5].

Положение месторождения в термоградиентном поле неэродированного интрузива, который располагается в пределах протяженной зо-

ны складчато-разрывных дислокаций определяются по ряду признаков: 1) наличие шлиховых ореолов касситерита, шеелита; 2) геохимическим индикаторам эманационного ореола интрузии — повышенным содержаниям Sn, W, Mo, Be, Li, Nb и коррелируемости распределения их содержаний; 3) присутствию даек кислого и среднего-основного составов поздне- и посторогенного этапов ( $C_3-P_1$  и  $P_2$ ), свидетельствующих о продолжительности развития магматического очага. Минералого-геохимические особенности руд месторождения дают основания рассматривать его в качестве промышленного объекта. Стадийность гипогенного минералообразования связана с деятельностью рудно-магматической системы длительного развития.

Золото-арсенопирит-пирит-(карбонат-хлорит)-кварц-серицитовая прожилково-метасоматическая минеральная ассоциация метаморфогенно-гидротермальной стадии представляет первую золотопродуктивную ассоциацию, образование которой нами связывается, вслед за другими исследователями [4], с этапом прогрессивного плутонического метаморфизма, локальные поля развития которого контролируются позднекаменноугольными интрузивно-купольными структурами в пределах региональных зон складчато-разрывных дислокаций. Прожилково-вкрапленные руды с химически связанным тонкодисперсным золотом в сульфидах (пирите и арсенопирите) рассматриваются как базовая рудная формация, ресурс золотоносности которой использовался в процессах дальнейшей регенерации золота и обогащения руд в собственных гидротермальные стадии.

Золото-пирит-арсенопирит-(полевошпат)-кварцевая (вторая продуктивная) ранней гидротермальной стадии и золото-пирит-арсенопирит-альбит-кварцевая (третья продуктивная) минеральные ассоциации поздней гидротермальной стадии являются типичными среднетемпературными. Сходство их минерального состава может указывать на один источник образования гидротермальных флюидов, например интрузивное тело с верхним и нижним очагами кристаллизации остаточного расплава, вскрытие которых и вынос рудоносных эманаций разделены временным интервалом. Отложение продуктов ранней и поздней гидротермальной стадий происходило при различных тектонических напряжениях: ранние условия сжатия (отслоения пластов с образованием субогласных кварцевых тел второй золотопродуктивной ассоциации) в более поздний пери-

од сменяются условиями растяжения (прожилки в секущих трещинах отрыва — третья золотопродуктивная ассоциация).

(Золото)-серебро-полисульфидно-сульфосольно-карбонат-кварцевая минеральная ассоциация может быть продуктом эволюции гидротермальных флюидов в условиях закономерного изменения окислительно-восстановительного потенциала и падения температуры, обусловивших формирование второй и третьей золотопродуктивных ассоциаций.

Таким образом, месторождение Аджибугут имеет метаморфогенно-гидротермальное происхождение, а рудообразующая система относится к бимодальному оксидно-сульфидному классу, в понимании М.М.Константинова [3], с совмещенным в пространстве золото-сульфидным и золото-кварцевым оруденением. Образованию месторождения Аджибугут способствовали следующие факторы: благоприятные физико-химические особенности вмещающей среды как источника части полезных компонентов, а также наличие геохимического и литолого-структурного барьера для рудолокализации; длительная эволюция глубинной магматической колонны, формирующей разноуровневые локальные рудно-магматические системы, осуществляющие конвективный теплоперенос в термоградиентном поле интрузий и являющиеся источником части рудообразующих компонентов, что отражено в стадийности минералообразования, составе продуктивных минеральных ассоциаций и геохимическом спектре руд; пострудные преобразования — денудация и окисление с образованием предмеловых кор выветривания, продолжающиеся до настоящего времени.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золоторудное* месторождение Мурунтау. — Ташкент: Фан, 1998.
2. *Золото-сульфидные* месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России / А.В.Волков, В.И.Сидоров и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179–197.
3. *Константинов М.М.* Бимодальные оксидно-сульфидные рудообразующие системы // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 530–532.
4. *Связь* золотого оруденения с плутоническим метаморфизмом в миогеосинклинальной области Южного Тянь-Шаня / Д.Г.Ажгирей, С.А.Светлов, Н.Я.Гурейкин и др. // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 47–52.
5. *Сидоров А.А., Волков А.В.* Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 533–537.

УДК 553.31.06 (575.1)

© Л.М.Крикунова, Х.Х.Жураев, В.Я.Зималина, 2003

## МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ УЗБЕКИСТАНА

Л.М.Крикунова (ИМР Республики Узбекистан), Х.Х.Жураев (ГПП «Самарканд-геология»), В.Я.Зималина (ИМР Республики Узбекистан)

*Выделено пять морфогенетических типов бурожелезняковых руд в мезозойских толщах Центральных Кызылкумов. Наиболее перспективными для поисково-оценочных работ представляются гётит-гидрогётитовые концентрически-зональные руды и пласто- и линзообразные залежи железистых песчаников и гравелитов. Предложена методика опробования конкреционного типа руд.*

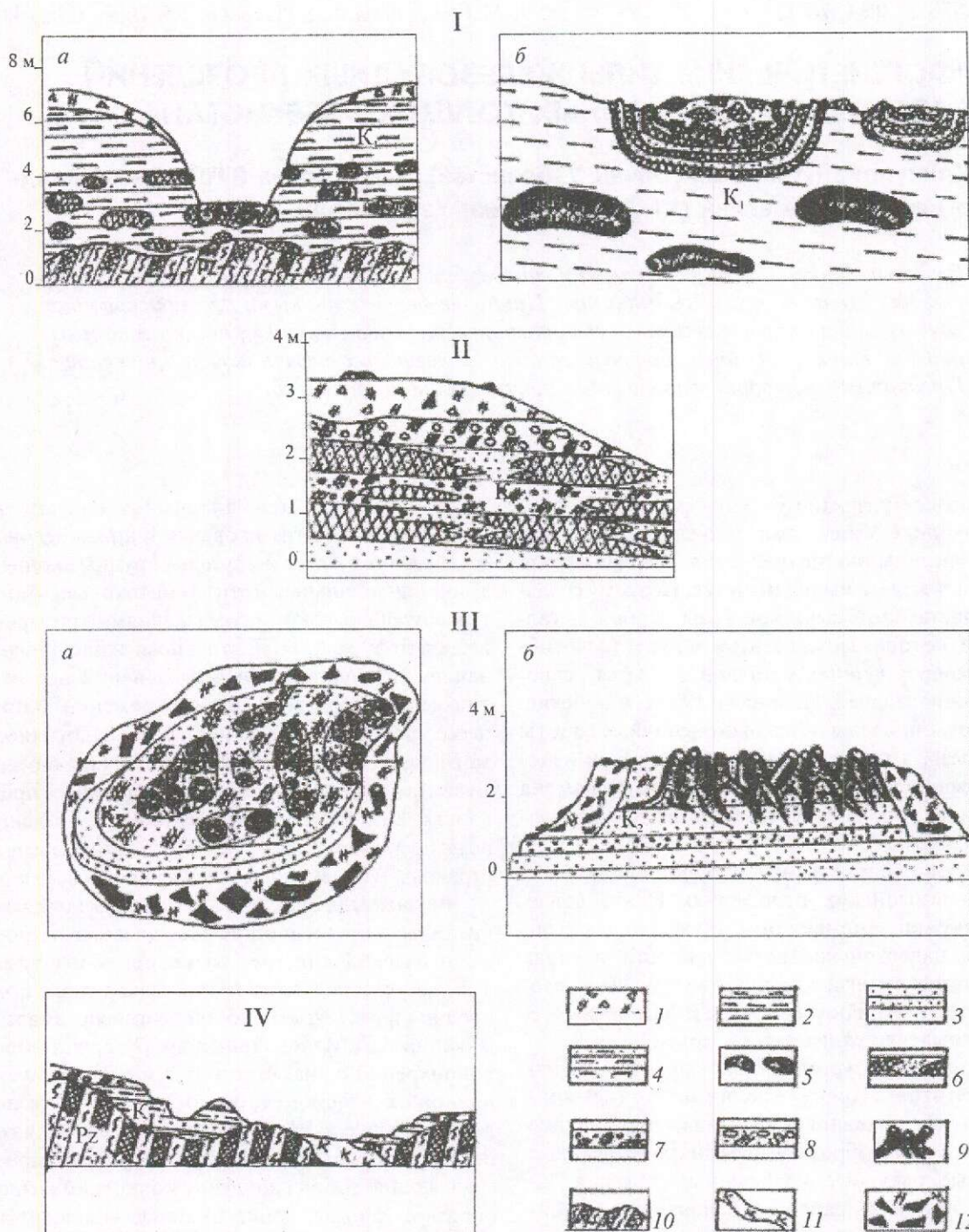
Высокое развитие уровня промышленности в Республике Узбекистан привело к значительному увеличению потребления железа. Около 1,2 млн. т железа импортируется. Поэтому создание собственной сырьевой базы черной металлургии, которая может стать конкурентоспособной импорту черных металлов, является первоочередной задачей. Начиная с 1993 г. в Узбекистане возобновлены поисково-оценочные работы на железо, в которых авторы принимали непосредственное участие. Данная статья посвящена описанию проявлений железа в осадочных толщах мезозоя.

Ареал распространения бурожелезняковых руд в мезозойских отложениях Центральных Кызылкумов занимает огромную площадь, обрамляя палеозойские возвышенности в горах Букантау, Ауминзатау, Кульджуктау. По условиям залегания и особенностям морфологии среди них выделяется несколько типов.

*Первый тип* бурожелезняковых руд — гётит-гидрогётитовые (реже гидрогематитовые) конкреционно-зонального строения, образующие пласто- и линзообразные залежи или отдельные округлые, овальные, уплощенные стяжения. Залегают они, как правило, в основании мезозойских разрезов и приурочены к песчано-глинистым отложениям юрского ( $J_{2-3}$ ) и раннемелового (апт, альб) возрастов, перекрывающих размытую кору выветривания палеозойских осадочно-метаморфических пород (рисунок, 1 а, б). Этот тип оруденения был впервые выявлен Д.И.Зубковым в юрских отложениях на участке Сарыбатыр (хребет Бельтау) при изучении закономерностей размещения рудных и нерудных полезных ископаемых мезозоя-палеогена Центральных Кызылкумов. В дальнейшем при оцен-

ке перспектив участка Западный Ауминзатау на подолочный гематит-кровоавик в нижнемеловых отложениях были обнаружены крупные концентрически-зональные гётит-гематитовые стяжения с очень высокими содержаниями триоксида железа от 50 до 82% [3], что и послужило обоснованием для постановки исследований перспектив железозности меловых отложений. В процессе проведения последних руды аналогичного морфологического типа зафиксированы в горах Букантау (западная часть), юго-западных предгорьях Кульджуктау, в западном обрамлении возвышенности Кыныртау, где широко распространены нижнемеловые отложения [6].

Важным признаком, характеризующим конкреции как геологические тела, является их морфологический тип, т.е. размерность и форма. Так, на участке Сарыбатыр железорудные конкреции представляют собой, согласно классификации А.Д.Македонова и др. [2], группу макроконкреций с диаметром от 2 мм до 25–30 см, длиной от 2–5 см до 1, редко 3 м. При этом индивидуальные макроконкреции встречаются гораздо реже, чем конкреционные сростки, представляющие собой скопления конкреций разнообразной формы, конкреционные уплощенные «плиты» с поверхностями, субпараллельными плоскостям напластования вмещающих осадочных пород (см. рисунок, 1 а, б). Большинство конкреций имеет концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием слоев темно-бурого плотного гётит-гидрогётита и окристого гидрогётита. Формы конкреций чрезвычайно разнообразны: овальные, округлые, цилиндрические, полиэдрические. Нередки отатки ожелезненной и углефицированной древесины. Внутренние зоны конкреций выполнены в



Морфогенетические типы проявлений железного оруденения в мезозойских отложениях Центральных Кызылкумов:

I — осадочные проявления конкреционного типа (*a* — Ауминзатау, *б* — Кульджуктау); II — осадочные линзовидные залежи песчаников, гравелитов и конгломератов на железистом (гётит-гидрогётит) цементе; III — осадочные (возможно, инфильтрационно-осадочные) линзы кремнисто-железистых трубоподобных тел («дерево на корню»): *a* — в плане, *б* — в разрезе, участок Темирташ; IV — остаточные проявления железистых кор выветривания палеозойских осадочно-метаморфических пород; 1 — рыхлые четвертичные наносы; меловые отложения: 2 — глины, 3 — песчаники, 4 — глины песчаные, 5 — железорудные конкреционные стяжения, 6 — железистые песчаники, 7 — железистые гравелиты, 8 — железистые конгломераты, 9 — кремнисто-железистые трубоподобные тела («дерево на корню»); 10 — остаточные железистые коры выветривания палеозойских песчано-сланцевых пород; 11 — зоны каолинизации в корях выветривания; 12 — крупнообломочные железорудные россыпи



большинстве случаев плотным гётит-гидрогётитовым веществом, реже рыхлым охристым гидрогётитом. Полигональные конкреции выполнены песчаником на слабжелезистом цементе, цилиндрические (трубочки) — чередующимися тончайшими зонками (0,1-0,5 см) гётита и гидрогётита, вероятно, заместившими прикорневые части высших растений (ризоконкреции, роренштейны, по [2]). Характерно стабильно высокое содержание триоксида железа во всех морфологических типах конкреций бурожелезняковых руд (от 48 до 82%).

По ряду морфологических признаков конкреционных образований, а также с учетом особенностей литологического состава вмещающих пород и найденных в них отпечатков флоры, типичной для озерно-болотных фаций, и остатков плохо сохранившихся фораминифер, характеризующих морские условия осадконакопления, можно предположить, что среднеюрские отложения сформировались в прибрежно-морской зоне в заболоченных опресненных лагунах при неоднократных колебаниях уровня поверхности вод.

Конкреционный тип бурожелезняковых руд выявлен также в нижнемеловых отложениях Центральных Кызылкумов на участках Западный Ауминзатау (горы Ауминзатау), Оразалы-4 и Тамды-Труба (горы Букантау), Джаманъяр и Шурук-1-4 (южные предгорья Кульджуктау) и др. Наиболее детально изучены участки Западный Ауминзатау и Шурук-2, где эрозией достаточно хорошо вскрыты железосодержащие горизонты.

Размеры индивидуальных макроконкреций колеблются от 2-5 см до 0,1-0,3 м в поперечнике. Формы их самые разнообразные от неправильно-округлых, овальных, уплощенно-округлых, желваковых до веретенообразных, ветвистых, мелких лепешковидных, шарообразных, реже цилиндрических и др. В отдельных участках распространены крупные плитчато-линзовидные бурожелезняковые руды, сложенные конкреционными сростками разных размеров и морфологии, подобные описанным в юрских отложениях участка Сарыбатыр. Они впервые обследованы на участках Западный Ауминзатау во врезках сухих саев, Шурук-1 вдоль подножия небольшой возвышенности, сложенной нижнемеловыми отложениями. На левом борту широкого субмеридионального сая (Катгасай, Шурук-2) залежи плитчатых бурожелезняковых руд вскрыты эрозией. Их размеры до 2,5-3 м по длинной оси, 1-1,5 м в ширину и 0,3-0,4 м в вы-

соту. Внутреннее строение железистых макроконкреций достаточно разнообразное. Текстура, как правило, концентрически-зональная с частым чередованием тончайших (от 1-2 мм до 0,5 см) слоев гётита и гидрогётита. В некоторых участках во внутренних зонах полых конкреций образуются натечные гроздевидные скопления плотного блестящего гематита. Внутренняя часть конкреций нередко выполнена интенсивно обохренным глинистым веществом, плотными глинами, глинисто-песчаным рыхлым агрегатом, часто встречаются пустотелые конкреции «септариевого» строения. Как показали минералогические и петрографические исследования, в центральной части конкреций отмечаются реликты интенсивно окисленного сидерита, который в следующей внешней зоне сменяется рыхлым пористым, а затем плотным гидрогётитом. Это свидетельствует об образовании окисных минералов железа (гётита, гидрогётита и реже гематита) за счет окисления сидерита без выноса железа, а даже с его дополнительной концентрацией за счет выноса углекислоты, кальция и магния [2].

Четкий стратиграфический контроль локализации бурожелезняковых макроконкреций, выражающийся в приуроченности их к нижним пестроцветным глинисто-алевритистым горизонтам нижнемеловых отложений, пространственная (и, возможно, генетическая) связь с железосодержащими корами выветривания палеозойских пород, однотипность морфологических разновидностей конкреционных стяжений и сходство их минералого-геохимических особенностей при стабильно высоких содержаниях окисного железа (от 48 до 82%) дают основание предполагать, что на всех выявленных участках они формировались в однотипных обстановках приливно-отливной, периодически осушаемой и затопляемой (трансгрессии и регрессии) мелководной прибрежной зоны раннемелового моря. Образование конкреций происходило синхронно с процессами осаждения илистых осадков в придонной более спокойной части морского дна.

*Второй тип* бурожелезняковых руд представлен линзовидными пластообразными залежами песчаников, гравелитов и конгломератов на железистом цементе (см. рисунок, II), наиболее широко распространенными в горах Букантау и Кульджуктау. Первые сведения о наличии бурожелезняковых конгломератов в низовьях р. Аму-Дарьи и в пределах хребта Султануиздаг встречаются в обзоре исследований по железу, составленном А.Д.Архангельским и А.М.Чура-

ловым. Позднее в процессе геолого-съемочных работ подобные проявления бурожелезняковых руд были выявлены в горах Букантау (К.К.Пятков, 1953 г.; А.К.Бухарин, Я.Б.Айсанов, 1960 г. и др.). Проведенное авторами обследование территории Центральных Кызылкумов показало, что наиболее широко этот тип руд распространен в горах Букантау и южных предгорьях Кульджуктау, реже в западной части гор Ауминзатау. Горизонты конгломератов, гравелитов и песчаников на железистом цементе приурочены, как правило, к верхним горизонтам нижнемеловых отложений или к их границе с верхнемеловыми отложениями. Рудовмещающие породы представлены глинами с более или менее значительной примесью алеврита, реже мелкозернистого песчаника с четкой горизонтальной линзовидной и косой слоистостью. Железосодержащие прослои сложены более грубозернистым материалом — песчаниками, гравелитами, нередко конгломератами на железистом цементе. В отдельных их участках отмечается грубая косая слоистость. По падению и простираанию рудоносных прослоев, подошва большинства из которых представляет собой границы размыва, иногда достаточно глубокого, характерна резкая изменчивость гранулометрических параметров осадков. В рудах часто наблюдаются остатки окаменелой древесины и мелкие бурожелезняковые конкреции. В цементирующем материале, по данным минералого-петрографических исследований, кроме окисных минералов железа (гётита и гидрогётита), достаточно часто встречаются мелколистоватый хлорит и карбонат (сидерит). Количественные соотношения цементирующих минералов весьма не постоянны, часты мелкие концентрически-зональные бурожелезняковые оолиты. Вышеперечисленные признаки свидетельствуют о том, что руды и рудовмещающие породы формировались в разных гидродинамических режимах. Рудовмещающие породы отлагались, вероятно, в тихих спокойных лиманах (затопленных морем устьях рек), тогда как руды возникли в результате осаждения более грубозернистого материала, принесенного впадающими в лиманы реками в момент усиления их транспортирующей деятельности [10], и последующего перераспределения при диагенезе в условиях определенного гидрогеологического режима.

Параметры рудных тел второго морфологического типа невелики. В обнажениях они прослеживаются по простираанию на расстояние от 50–100 до 600–800 м, по падению вскрыты кана-

вами на 50–100 м. Их мощности весьма изменчивы (от 0,5 до 1,5–2 м, иногда до 7–10 м), с частыми выклиниваниями. Характерная особенность руд этого типа — непостоянное содержание в них триоксида железа, находящееся в прямой зависимости от количества цемента в породе. Наиболее богатые руды с содержаниями триоксида железа от 30 до 47% представлены плотными черными железистыми песчаниками и гравелитами, количество хлорит-карбонат (сидерит)-гётитового цемента в них превышает 40–50% от объема породы. К бедным рудам относятся более рыхлые, сыпучие песчаные породы бурого, рыжеватого-бурого цветов с содержаниями триоксида железа от 12–15 до 28–30%.

*Третий тип* бурожелезняковых руд — железисто-кремнистые трубоподобные тела, локализующиеся в виде линз овальной формы (см. рисунок, II а, б) в верхнемеловых песчаных отложениях. Известны в горах Султан-Увайс, встречаются в горах Букантау (участки Тюлянташ, Джуракудук, Минбулакская котловина), Ауминзатау (участок Балакарак), Кульджуктау (участки Темирташ, Северный Таушан). Наиболее детально бурожелезняковые руды этого типа изучены на участке Темирташ, где в глинисто-песчаных отложениях позднего мела, пологопадающих на северо-запад, локализуются линзообразные бурожелезняковые тела сложной морфологии, состоящие из скоплений трубообразных цилиндрических тел диаметром от 0,05–0,1 до 1,2–2 м и длиной от 2–5 см до 0,5 м, часто полых внутри или заполненных охристым песком. Стенки полых цилиндров сложены черным плотным ожелезненным и окремненным песчаником, на внутренних стенках встречаются отпечатки древесины, на внешних — следы слоистости вмещающих пород, иногда хорошо сохраняются все элементы скульптуры дерева вплоть до сучков и коры. Трубоподобные тела образуют обособленные скопления. В плане участки концентрации трубок имеют овальную или неправильную форму и занимают площади от 1,5 до 30 м<sup>2</sup>. Детальное рассмотрение стенок трубок показало, что они сложены довольно однородным песчаником без следов концентрического строения, плотно цементированным железисто-кремнистым цементом без реликтов органических структур. Лишь на внутренних стенках трубок сохраняются отпечатки коры окаменелой древесины. По размерности, составу и морфологии обломков терригенная часть полимиктового песчаника, слагающего стенки труб, не отличается от рыхлого, слабо ожелез-

ненного песка, выполняющего внутренние полости труб или разделяющих их скопления. Гётит и гидрогётит цементируют обломки кварца, реже полевых шпатов и слюды, образуя вокруг них крустификационные оторочки, местами сливаются в сплошную железистую массу. В центральных частях некоторых пор встречаются скопления опала, образующего фрагменты цемента заполнения.

Отмечается четкий литолого-стратиграфический контроль в локализации линзообразных залежей трубчатых бурожелезняковых руд на участке Темирташ (Восточный Кульджуктау), где они приурочены к горизонту рыхлых ожелезненных песчаников буровато-рыжевато-го цвета, занимающих среднюю часть разреза верхнемеловых отложений. Не выше и не ниже по разрезу, как показали данные бурения, подобные образования не выявлены. Оруденение в виде мелких линз размером от 0,5×2 до 2×15 м прослеживается по всему горизонту на расстояние ~1,2 км. Содержания триоксида железа в рудах колеблются от 25 до 43%, составляя в среднем по разрезу в центральной части участка Темирташ 32,2%. Между линзами располагаются безрудные интервалы от 10 до 100–200 м. Трубоподобные бурожелезняковые руды достаточно широко распространены в Приаралье, где они локализируются в осадочных породах олигоцена (Северное Приаралье, участок Тунгурук-Сор) и позднего мела (Южное Приаралье, участок Кокча, холм Бештубе и др.).

Железисто-кремнистые песчаники местами образуют группы железисто-кремнистых трубоподобных тел, рассматриваемых большинством исследователей как реликты захороненного на месте мелового и олигоценового леса. Иногда трубоподобные текстуры сливаются и постепенно переходят в слоистую железисто-кремнистую залежь, согласно залегающую среди подводно-дельтовых или аллювиальных фаций [10–12]. Ряд исследователей, изучавших трубоподобные железорудные тела, считают, что их распространение контролируется скрытыми разломами или узлами их пересечения, а сами трубоподобные тела представляют собой каналы разгрузки напорных вод, поступивших снизу вверх по разломам в область развития инфильтрационных вод [7]. Однако допускается, что наряду с трубоподобными телами, контролируемые разломами, существуют так называемые «форенштейны», или реликты ожелезненных корней растений [5].

По данным В.Н.Холодова и М.Р.Реймова [11], формирование железисто-кремнистых кон-

креций имеет многоэтапный характер. На ранних стадиях в условиях подводно-дельтовых и аллювиальных фаций осадконакопления происходили полное разложение стволов деревьев, захороненных «на корню» в песчаных отложениях, и образование вокруг них песчано-сидеритовых чехлов. Далее полости внутри конкреций заполнялись песчаными пльвунами с окислением сидерита до гидроксидов железа. В процессе эрозии железоносных осадков скопления железистых трубообразных тел препарировались в рельефе денудационной поверхности, где они могут обрабатываться малозатратным открытым способом.

*Четвертый тип* железорудной минерализации — зоны ожелезнения в корях выветривания палеозойских пород. На территории Центральных Кызылкумов подобные зоны распространены на отдельных участках в горах Букантау и Ауминзатау. Строение их достаточно необычное. В коренных обнажениях наблюдается избирательное (послойное) ожелезнение песчаных пород, тогда как сланцевые разности слабо ожелезняются лишь по трещинам сланцеватости и кливажа (см. рисунок, IV). В некоторых участках (Оразалы-1) развиваются процессы каолинизации, возможно, по дайковым телам кислого состава, иногда палеозойские породы интенсивно обохрены (Западный Ауминзатау). Мощность коры выветривания варьирует от 0,2 до 1,5 м, площади ее развития достигают 1,5–5 км<sup>2</sup>. Содержания триоксида железа в интенсивно ожелезненных палеозойских песчаниках колеблются от 35 до 47–50%.

Остаточные руды кор выветривания, развивающихся по метаморфизованным или нормальным осадочным породам, известны на Урале, в Рейнских Сланцевых горах (Германия), Аппалачах [8]. Масштабы их невелики, так как в отличие от месторождений латеритных линейных кор выветривания, развивающихся по породам основного и ультраосновного составов, а также по джеспилитам в условиях влажного и теплого климата на огромных пенепленизированных площадях, элювиальные остаточные руды кор выветривания по метаморфизованным осадочным породам имеют локальное распространение. Они приурочены к областям повышенной тектонической активности, где развиты локальные зоны трещиноватости, благоприятные для циркуляции грунтовых вод, приводящей к разложению железосодержащих пород и последующей концентрации в них железа. Реальная оценка перспектив железоносности кор

выветривания в Центральных Кызылкумах затруднительна, так как исследования проводились только по вскрытым эрозией коренным обнажениям, где в большинстве случаев не представляется возможным определить площадь и глубину развития процессов выветривания.

*Пятый тип* бурожелезняковых руд объединяет элювиально-пролювиальные и делювиальные россыпи, образовавшиеся за счет механического разрушения различных по генезису коренных железорудных проявлений. На территории Центральных Кызылкумов подобные руды обнажаются на огромных площадях, среди них выделяется несколько разновидностей:

россыпи мелких бурожелезняковых стяжений, образовавшиеся на поверхностях железоносных меловых горизонтов на месте их разрушения в процессе денудации. Это так называемые «столы» площадью до 2–5 км<sup>2</sup>. Форма стяжений весьма разнообразна — шары, плоские диски, цилиндры, ветвистые выделения размером от 2–3 см по длинной оси и 0,5–1,5 см в поперечнике до 10×30 см;

обломки макроконкреций у подножий возвышенностей, сложенных конкреционными осадочными породами раннемелового возраста. Подобные россыпи широко развиты на участках Западный Ауминзатау, Шурук, Джаманъяр и др.;

обломки железистых песчаников вдоль подножий возвышенностей, сложенных горизонтами верхнемеловых отложений, содержащими линзы трубчатых железокремнистых образований, а также пластами и линзами железистых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Месторождения россыпных железных руд под названием «валунчатых» широко распространены на Урале вокруг месторождений гор Магнитная, Высокая и Благодать, в Читинской области (месторождение Березовское), в Западной Германии (месторождение Зальцгиттер) [4, 8]. Качество и минеральный состав обломочных руд в значительной мере зависят от характера первичных руд, из которых они образовались. Запасы крупнообломочных железных руд варьируют от незначительных до многих сотен миллионов тонн [8 и др.].

Таким образом, в результате проведенных исследований в мезозойских отложениях Центральных Кызылкумов выявлено пять морфогенетических типов бурожелезняковых руд:

концентрически-зональные индивидуальные макроконкреции и их скопления (линзы, «плиты»), сформировавшиеся синхронно с про-

цессами седиментации осадков в мелководных прибрежно-морских, лагунных и, возможно, озерных условиях, пространственно тяготеющие к палеозойским корам выветривания и претерпевшие диагенетические и эпигенетические преобразования;

пласто-линзообразные залежи песчаников, гравелитов и конгломератов на бурожелезняковом цементе, сформировавшиеся на границе нижне- и верхнемеловых отложений. При этом рудовмещающие породы осаждались в условиях сравнительно спокойных лиманов, а рудные горизонты образовались из более грубозернистого материала, привнесенного впадавшими в лиманы реками в моменты усиления их транспортирующей деятельности, или в трансгрессивные циклы, связанные с перерывами в осадконакоплении;

линзы железисто-кремнистых трубчатых тел, локализующиеся в песчаных отложениях позднего мела, которые, по мнению многих исследователей, представляют собой реликты захороненного на месте позднемелового леса в условиях подводно-дельтовых или аллювиальных фаций;

зоны ожелезнения в корах выветривания палеозойских осадочных пород в областях повышенной трещиноватости в приразломных участках;

россыпные обломочные бурожелезняковые руды в сильно эродированных участках коренных железоносных обнажений.

Наиболее перспективными из них представляются руды первого и второго морфологических типов с высокими содержаниями триоксида железа и развитые на больших площадях.

Необходимо отметить, что при проведении поисково-оценочных работ на проявлениях железного оруденения конкреционного типа возникли затруднения с выбором методики опробования, связанные с весьма неравномерным распределением конкреций и их сростков в массе меловых рыхлых песчано-глинистых пород, практически не содержащих железа, а также в связи с широкими вариациями их размеров (от 2–3 см до 1,2 м).

В связи с вышеизложенным при оценке и разведке железных руд конкреционного типа предлагается метод валового опробования, применяемый для «валунчатых» руд Урала [1]. При разведке валунчатых руд шурфами проходка ведется со сплошным креплением и пометровой раскладкой выдаваемой глины, содержащей рудные обломки. Из каждой кучи отбираются

Пример валового опробования валунчатых железных руд, по [1]

Номер шурфа	Интервал по глубине, м	Объем пробы, м <sup>3</sup>	Показатели	Классы руды, мм					
				+75	75-25	25-10	10-3	-3	Всего
273	2-3	1,50	Выход руды, кг	28,4	18,6	10,2	7,8	12,7	77,7
			Выход руды, кг/м <sup>3</sup>	18,9	12,4	6,8	5,2	8,5	51,8
			Содержания, %						
			Fe,	62,3	59,7	56,2	55,0	49,2	55,9
			S,	0,21	0,19	0,12	0,12	0,10	0,15
			P	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,00

все наиболее крупные обломки руд (+100 или 200 мм) и взвешиваются. Затем при помощи мерного ящика отбирается проба оставшейся горной массы (с учетом коэффициента разрыхления). Этот материал промывается или просеивается на грохотах с отверстиями 75, 25, 10 и 3 мм. Полученные обломки руд разных классов взвешиваются и с учетом ранее отобранных крупнокусковых руд приводятся к объему 1 м<sup>3</sup>. Шлих класса 3 мм улавливается в хвостовом желобе и также опробуется. От каждого класса рудных обломков отбирается химическая проба горстевым способом для определения в ней железа, серы и фосфора. Результаты опробования заносятся в журнал, форма которого приведена в таблице.

Кроме того, в случаях слишком низких соотношений рудных стяжений по отношению к безрудной массе, но высоких концентраций железа в конкрециях (>50%) представляется целесообразным проведение оценочных работ методом опытно-промышленной отработки объектов малыми карьерами с применением просеивания всей извлеченной массы через грохот и определением объема извлеченной рудной массы по указанной схеме.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов М.Н. Опробование месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975.
2. Атлас конкреций / Под ред. А.Д.Македонова, Н.Н.Предтеченского // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1988. Т. 340.
3. Баскаков Ю.Ф., Крикунова Л.М. Нетрадиционное камнесамоцветное сырье Узбекистана. // Современные проблемы развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан Тез. научно-практической конференции // Тр. ИМР Госкомгеологии Рuz. 2001. С. 213–216.
4. Железорудные месторождения мира / Под ред. Г.А.Соколова. – М.: ИЛ, 1995. Т.1.
5. Каледа К.Г., Липаева А.В. Кластические дайки и трубообразные тела ожелезненных песчаников Северного Приаралья // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 90–107.
6. Крикунова Л.М., Баскаков Ю.Ф. Разновидности железорудной минерализации, особенности их морфологии и размещения в мезозойских отложениях Центральных Кызылкумов // Современные проблемы развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан // Тр. ИМР Госкомгеологии Рuz. 2001. С. 158–161.
7. Липаева А.В., Павлов Д.И. Железо, марганец и ассоциирующие с ними металлы в палеоканалах разгрузки подземных вод в Северном Приаралье // Тез. докл. 27-го МКГ Т. VI. Секция 12. 1984.
8. Пустовалов Л.В. Металлы в осадочных толщах. – М.: Наука, 1964.
9. Соседко А.Ф. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов // Тр. 1-й конференции по изучению производственных сил Каракалпакской АССР. 1935. Т. 1. Ч. 2.
10. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. – М.: Изд. АН СССР, 1959.
11. Холодов В.Н., Реймов М.Р. К проблеме происхождения железисто-кремнистых трубоподобных тел в Приаралье // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 476–492.
12. Шульц С.С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1972.

# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.7.016:553.411 (571.54)

© Т.Б.Тарасова, А.А.Мионов, 2003

## ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД ХАРАНУРСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ЛИНЕЙНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Т.Б.Тарасова (ОАО «Иргиредмет»), А.А.Мионов (ООО «Прогноз»)

*Изучены технологические свойства материала коры выветривания золоторудного рудопроявления Харанурское в верхнем течении р. Урик. Приведены вещественный состав руд, эффективность их обогащения гравитационным методом, а также результаты расчета ожидаемого извлечения металла на различном обогатительном оборудовании промышленных моделей и по различным технологиям. Исследованная руда коры выветривания — благоприятное сырье для обогащения по относительно простой, экономичной, экологически чистой гравитационной технологии рассматривается как перспективная для оценки запасов золота.*

В 2001–2002 гг. ООО «Прогноз» осуществляло поисковые работы по оценке золотоносности кор выветривания в верхнем течении р. Урик (Восточный Саян, Республика Бурятия). Изучаемые поверхности выравнивания расположены в пределах северо-западного фланга Холбинской золоторудной зоны, включающей Зунхолбинское, Барунхолбинское и ряд других месторождений. В результате проведенных работ выявлено золотое рудопроявление Харанурское, локализованное в корах выветривания.

Геологическое строение площади рудопроявления определяется ограничивающими участком с юга, юго-востока офиолитовым тектоническим покровом ильчирского комплекса и с севера, северо-запада — фосфоритоносной толщей карбонатных пород боксонской серии. Между ними в северо-восточном направлении трассируется полоса вулканогенно-осадочных пород сархойской свиты. Возраст всех образований определен как венд-кембрийский.

Участок развития кор выветривания расположен на южном фланге Харанурского месторождения фосфоритов, на выположенной, заболоченной поверхности водораздела оз. Хара-Нур и ручья Хара-Жалга, в интервале высот 2000–2100 м. В пределах участка выявлен ряд линейных кор выветривания мел-палеогенового возраста, приуроченных к тектоническим зонам

северо-восточного и субширотного простирания. Наиболее изученная из них зона «Южная» развита по контакту вулканогенно-осадочных пород сархойской свиты и тальк-кварц-карбонатных образований офиолитовой ассоциации ильчирского комплекса.

Поисковыми работами установлено, что данная линейная кора выветривания протягивается вдоль северного фронта офиолитового покрова в субширотном направлении на 3000 м при ширине от 20 до 260 м. По данным бурения глубина распространения золотоносных образований коры выветривания не менее 17,4 м. Нижняя граница не оконтурена и характеризуется значительной изменчивостью по простиранию.

Образования коры выветривания представлены ярко-рыжими, желтыми, рыжевато-коричневыми суглинками, супесями, глинами с включениями реликтов материнских пород — кварц-тальк-карбонатных метасоматитов, листовенитов, туффитов, туфоалевролитов. В них установлено свободное золото с содержаниями от 0,01 до 28,3 г/м<sup>3</sup>. При этом выделяются обогащенные пласты со средним содержанием Au 0,12–4,0 г/м<sup>3</sup>. В рудном теле с учетом пустых участков оно составляет 0,65 г/м<sup>3</sup> на мощность 10 м. Отмечается парагенетическая связь золота с кварцевыми обломками. Участки их скопления, как правило, отличаются повышенной

золотоносностью. Характерно наличие аварунта до 0,1% и лимонитизированного пирита от 0,5 до 10%. В материнских породах (лиственитах, тальк-кварц-карбонатных метасоматитах) содержание золота варьирует от 0,07 до 0,12 г/т.

Технологические свойства руды коры выветривания Харанурского рудопроявления изучали на технологической пробе Т-1 массой 456 кг. В работе принимал участие инженер ОАО «Иргиредмет» А.Н.Роговой. Подготовку и исследования осуществляли в соответствии со схемой, приведенной на рис. 1. Для дезинтеграции фракции крупностью более 2 мм использовали бочку-грохот установки для обработки малообъемных геологоразведочных проб (УОМП), созданной в институте «Иргиредмет» [5].

Продолжительность дезинтеграции составляла 5 мин, что соизмеримо с продолжительностью прохождения породы в барабанных дезинтеграторах-грохотах промышленных моделей (дражных бочках, скрубберах).

В ходе исследований определены гранулометрический состав исходной пробы, содержание и ситовой состав свободного золота, содержание связанного и общего золота, а также извлекаемость свободного золота гравитационным методом. При этом свободным считали самородное золото в виде обособленных зерен (агрегатов). Для его выделения фракцию крупностью  $-4+2$  мм обогащали на лабораторной отсадочной машине ОМЛ. Она работала в режиме надрешетной отсадки при частоте качаний диафрагмы 250 в мин, длине ее хода 10 мм, расходе подрешетной воды 5 л/с на  $1\text{ м}^2$  решета, без искусственной постели. Размер отверстий сетки  $2\times 2$  мм.

Наличие свободного самородного золота во фракции крупностью  $+4$  мм и в надрешетном концентрате отсадочной машины определяли путем их визуального просмотра, в продуктах крупностью  $-2$  мм — с использованием амальгамации по методу Шервуда.

Для оценки извлекаемости свободного золота крупностью  $-2$  мм, учитывая его ситовой состав, использовали концентрационный стол типа 30-КЦ и центробежный концентратор типа «Итомак-КН-0,1» (далее ЦК «Итомак») [3]. Стол работал при частоте качаний деки 300 в мин, длине ее хода 10–12 мм и производительности менее 60 кг/ч. В концентраторе «Итомак» расход флюидизированной воды составлял 10 л/мин, отношение жидкого к твердому в питании — 1–2, производительность 50–60 кг/ч. Ограничение максимальной крупности

питания отсадочной машины (4 мм), концентрационного стола и ЦК «Итомак» (2 мм) обусловлено технической возможностью данных аппаратов.

К связанному относили золото, находящееся в виде сростков и включений в сопутствующие минералы и кристаллически связанное с ними, ассоциированное с глинами и гидроксидами железа, хемогенное, а также часть мелкого и особо мелкого свободного золота, не извлекаемого амальгамацией в принятых условиях. Содержание общего золота находили как сумму свободного и связанного.

Содержание химически чистого золота определяли в граммах на 1 т анализируемого продукта методом коллекторной плавки, атомно-абсорбционным или пробирно-атомно-абсорбционным методом. Его пересчет в граммы на  $1\text{ м}^3$  исходной технологической пробы в плотном состоянии производили с учетом плотности, равной для материала исследуемой пробы  $2,44\text{ т/м}^3$ . Внешние признаки и пробу золота изучали на выборке из 652 зерен различной крупности, извлеченных в концентрат ЦК «Итомак».

Исследованиями установлено, что материал пробы по крупности можно отнести к мелкозернистому. Его медианная крупность 0,2 мм, массовая доля фракции крупностью более 2 мм в нем около 10%. Наибольший размер зерен по длине не превышает 100 мм, в поперечнике 70 мм. Массовая доля илисто-глинистой фракции крупностью менее 0,1 мм достигает 35% (табл. 1; рис. 2).

Фракция крупнее 2 мм представлена обломками лимонитизированных кавернозных кремниевых пород и жильного кварца белого цвета. Присутствуют также обломки березитов кварцсерицит-полевошпатового состава с видимой рассеянной вкрапленностью пирита кубической формы. Наблюдаются обломки сланцев темно-серого цвета, часто обеленных (за счет выщелачивания железа) и разрушенных, и аргиллитов (уплотненные мелкозернистые породы с плитчатой отдельностью).

Средневзвешенное содержание химически чистого свободного золота в пробе определено на уровне 1,458 г/т, что в пересчете на  $1\text{ м}^3$  материала в плотном состоянии, при плотности  $2,44\text{ т/м}^3$ , соответствует  $3,557\text{ г/м}^3$ . Свободное золото относительно мелкое: его медианная крупность составляет 0,4 мм (см. табл. 1; рис. 3, кривая 1).

Наибольшие по размеру зерна золота находятся в классе крупностью  $-2+1$  мм. В классах крупнее 2 мм золотины не обнаружены. Массовая доля мелкого золота (крупностью  $-0,25+0,1$  мм)

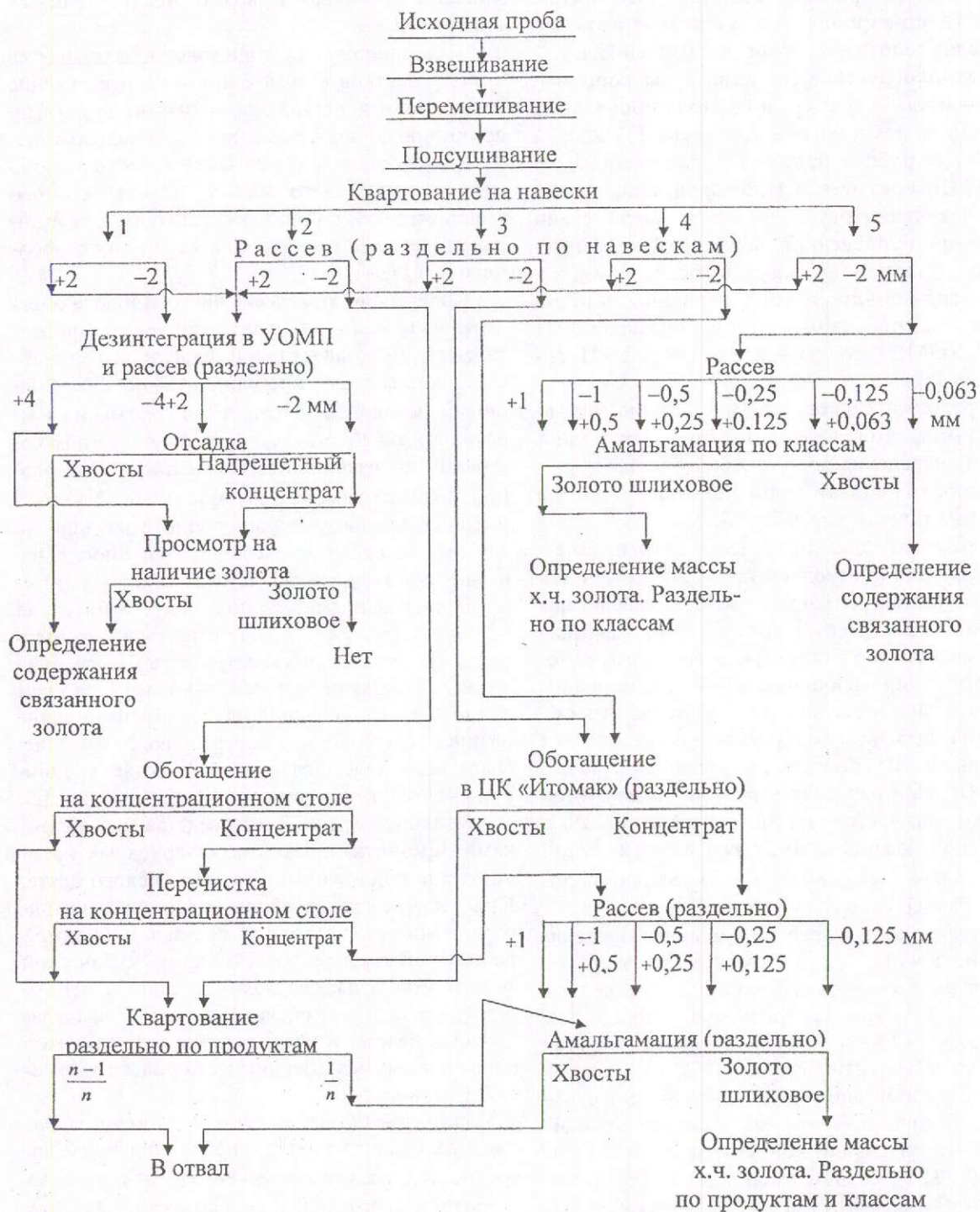


Рис. 1. Схема подготовки и исследования исходной технологической пробы



1. Распределение материала и золота исследуемой пробы по классам крупности

Класс крупности, мм	Выход материала, %	Золото свободное		Золото связанное	
		Содержание, г/т	Распределение, %	Содержание, г/т	Распределение, %
+4	5,828	—	—	0,34	19,8
-4+2	4,483	—	—		
-2+1	9,705	3,547	23,6	0,12	24,5
-1+0,5	12,236	2,044	17,1		
-0,5+0,25	13,386	2,938	27,0		
-0,25+0,125	14,615	2,067	20,7	0,18	15,0
-0,125+0,063	8,662	1,089	6,5	0,18	40,7
-0,063	31,085	0,239	5,1		
Итого	100,000	1,458	100,0	0,18	100,0

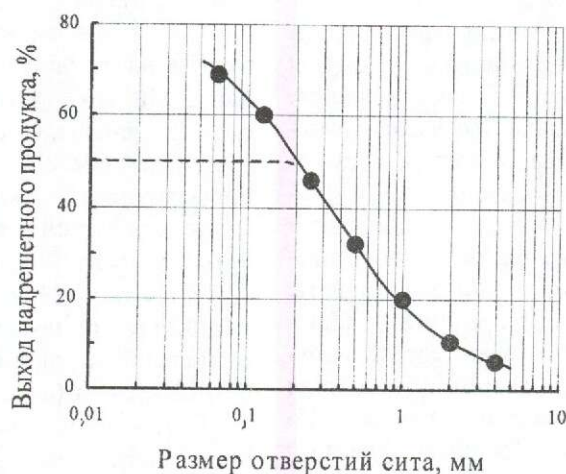


Рис. 2. Выход материала пробы в надрешетный продукт в зависимости от размера отверстий сита

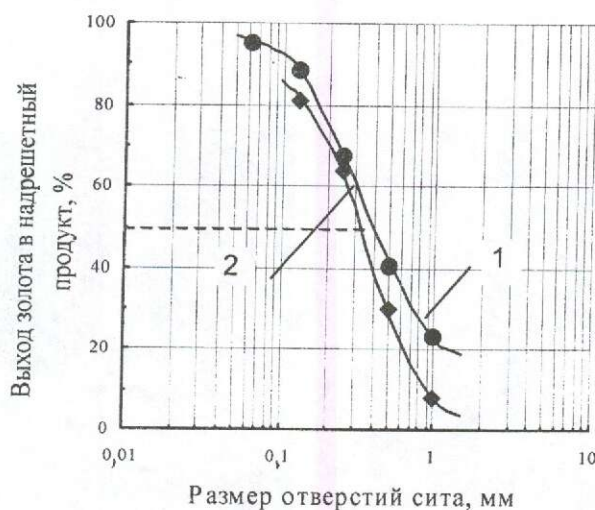


Рис. 3. Выход свободного золота пробы (1) и концентрата ЦК «Итомак» (2) в надрешетный продукт в зависимости от размера отверстий сита

составляет около 24%, особо мелкого ( $<0,1$  мм) — 8%, из них 5,1% зерен имеют крупность менее 0,063 мм. Содержание свободного золота в диапазоне крупности от 2 до 0,063 мм колеблется от 1,089 до 3,547 г/т, содержание золота в классе крупностью менее 0,063 мм существенно ниже и составляет 0,239 г/т (см. табл. 1).

Преобладающее число зерен свободного золота всех классов крупности представлено «конгломератами» в форме друзовидных каркасов из различно ориентированных изометричных кристаллов (рис. 4, а). Встречаются отдельные зерна комковатой изометричной, уплощенной и причудливой формы (рис. 4, б). Кристаллы слабо окатаны, их цвет с уменьшением размера изменяется от темно- до ярко-желтого, блеск металлический. Поверхность единичных зерен имеет серый (серебристый) цвет. Между фрагментами каркасов или с их внешней стороны часто видны вроски бесцветных и темноцветных минералов. На поверхности большинства зерен золота наблюдаются пленки гидроксидов железа и темноцветные корочки, возможно, гидроксидов марганца. Углубления между кристаллами золота выполнены кремнистым веществом бурого цвета. Единичные зерна почти полностью покрыты такими образованиями, и золото просматривается на них в виде небольших участков. Обнаружена одна золоти́на внутри кварца, обнаженная поверхность которой составляет не более 15% всей поверхности зерна. По классификации Н.В.Петровской [6] золото в исследуемой технологической пробе высокопробное: его проба для зерен различной крупности находится в интервале 941–958.

Золото, несмотря на наличие различных минеральных включений и сростков, пленок и корочек гидроксидов железа (и, возможно, марганца), кремнистого вещества на его поверхности, достаточно эффективно извлекается амальгамацией в воде — более 97%. Этому способствует наличие участков обнаженного чистого золота практически на каждом его зерне.

Экспериментально установлено, что свободное золото вполне удовлетворительно извлекается гравитационным методом. Наиболее высокое извлечение его обеспечивает ЦК «Итомак» — до 94,9–98,6%, при выходе концентрата по операции 0,643–0,756%, степени сокращения обогащаемого продукта 132–155, степени концентрации золота 126–153 и коэффициенте эффективности обогащения 94–98 (табл. 2). Содержание свободного золота, извлеченного в ЦК «Итомак», в расчете на исходную пробу составляет 1,401 г/т, или 3,418 г/м<sup>3</sup>. Его медианная крупность несколько меньше, чем в исходной пробе и составляет 0,3 мм (см. рис. 3, кривая 2). Это обусловлено частичным разрушением друзовидных каркасов золота в процессе обогащения. Связанное золото в исследуемой пробе определено на уровне 0,18 г/т, или 0,439 г/м<sup>3</sup>. Его наибольшее содержание (0,34 г/т) отмечается во фракции крупнее 2 мм, в остальных фракциях оно находится в интервале 0,12–0,18 г/т (см. табл. 1).

Содержание общего золота в исследуемой пробе составляет 1,638 г/т, или 3,996 г/м<sup>3</sup>. Массовая доля в нем свободного золота 89,0%, в том числе извлекаемого гравитационным методом (в ЦК «Итомак») — 85,5%; на долю связанного золота приходится 11,0% (табл. 3).

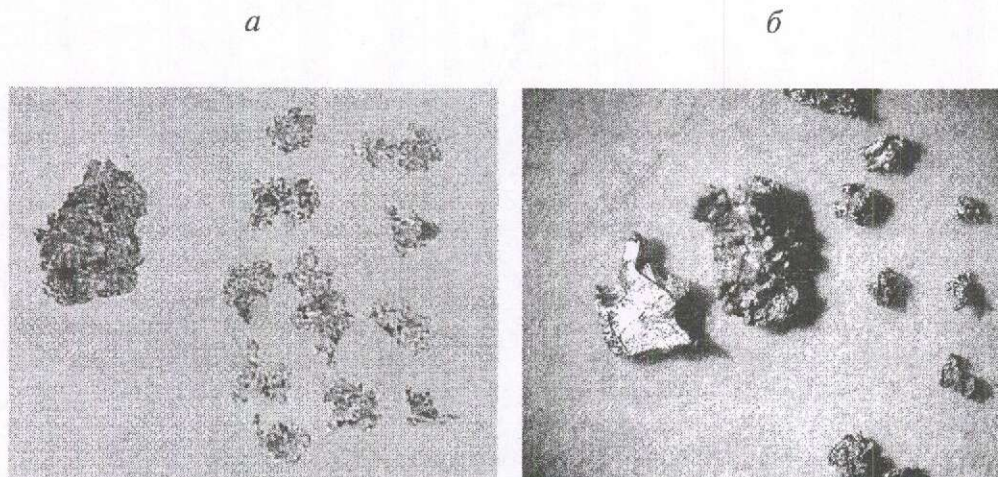


Рис. 4. Зерна золота крупностью  $-2+0,25$  мм из технологической пробы рудопроявления Харанурское

## 2. Результаты опытов по извлечению свободного золота из исследуемой пробы гравитационным методом

Обогатительный аппарат	Номер опыта	Наименование продукта	Выход продукта, %		Золото свободное	
			от класса -2 мм	от исходной пробы	Содержание, г/т	Извлечение, %
Концентрационный стол	1	Концентрат	4,779	4,252	29,490	88,6
		Хвосты	95,221	84,728	0,189	11,4
		Итого: фракция -2 мм	100,000	88,980	1,589	100,0
		Фракция +2 мм	—	11,020	—	—
		Всего: исходная проба	—	100,000	1,414	100,0
Центробежный концентратор «Итомаю»	2	Концентрат	0,756	0,680	202,848	94,9
		Хвосты	99,244	89,219	0,083	5,1
		Итого: фракция -2 мм	100,000	89,899	1,604	100,0
		Фракция +2 мм	—	10,101	—	—
		Всего: исходная проба	—	100,000	1,436	100,0
	3	Концентрат	0,643	0,574	272,571	98,6
		Хвосты	99,357	88,650	0,024	1,4
		Итого: фракция -2 мм	100,000	89,224	1,776	100,0
		Фракция +2 мм	—	10,776	—	—
		Всего: исходная проба	—	100,000	1,586	100,0

## 3. Распределение золота по формам нахождения его в исследуемой пробе

Форма нахождения золота	Распределение		
	г/т	г/м <sup>3</sup>	%
Свободное (извлекаемое амальгамацией), в том числе извлекаемое гравитационным методом не извлекаемое гравитационным методом	1,458	3,557	89,0
	1,401	3,418	85,5
	0,057	0,139	3,5
Связанное (не извлекаемое амальгамацией)	0,180	0,439	11,0
Всего: общее золото	1,638	3,996	100,0

На основе ранее установленных зависимостей извлечения золота от его крупности различным обогатительным оборудованием и по различным технологиями [1, 2, 4, 7], с учетом средневзвешенного ситового состава золота исследуемой пробы, произведен расчет его ожидаемого извлечения при промышленной отработке руды коры выветривания участка Харанурский. Из всех рассмотренных вариантов обогащения к наиболее эффективным по уровню извлечения золота относятся отсадочная и развитая техно-

логии, основанные на использовании отсадочных машин, концентрационных столов, центробежных аппаратов (табл. 4, варианты 3, 4).

Следует отметить, что принятые для расчета уровни извлечения золота различных классов крупности получены по практическим данным обогащения песков аллювиальных россыпей. Свободное золото в них присутствует преимущественно в виде отдельных зерен, которые в процессе промывки песков не претерпевают существенных изменений (разрушение, истирание

## 4. Расчетный уровень ожидаемого извлечения свободного золота при обогащении руды коры выветривания участка «Харанурский» по различным вариантам технологии

Номер варианта	Наименование варианта	Извлечение Au, %
1	На шлюзах глубокого наполнения длиной 27 м	63,8
2	На шлюзах мелкого наполнения длиной 9 м с трафаретными лестничного типа	67,7
3	На отсадочных машинах типа МОД	86,1
4	По развитой технологии с использованием центробежных концентраторов	90,7

Примечание. Извлечение по вариантам 1–3 рассчитано для первичного цикла обогащения, по развитой схеме с учетом доводки первичных гравитационных концентраторов.

и т.п.). Учитывая частичное разрушение друзовидных каркасов золота в процессе подготовки и обогащения исследуемого сырья, можно предположить, что фактические уровни извлечения золота из него будут на 5–7% ниже приведенных. Несмотря на это, результаты выполненных исследований показывают, что руда коры выветривания участка Харанурский, которую характеризует исследуемая проба, по крупности материала, содержанию и ситовому составу свободного золота, его извлекаемости на концентрационном столе и в ЦК «Итомак» является благоприятным сырьем для обогащения по относительно простой, экономичной, экологически чистой гравитационной технологии, применяемой для извлечения золота из песков россыпных месторождений. В связи с этим названное рудопроявление рассматривается как перспективное для дальнейшего детального изучения с целью оценки запасов золота и разработки рациональной технологии его извлечения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Замятин О.В.* Мелкое золото в россыпях // Мат-лы международной школы-семинара «Техника и технология извлечения мелкого золота» 31.07–05.08.1995. Иркутск, 1996.
2. *Замятин О.В.* и др. Обогащение золотосодержащих проб и конгломератов. – М.: Недра, 1975.
3. «Итомак». Концентратор золота // Рекламный проспект/ ОАО НПО «Итомак». Новосибирск.
4. *Маньков В.М., Замятин О.В., Томин В.С.* Извлечение мелкого золота из песков россыпных месторождений // Мат-лы международной школы-семинара «Техника и технология извлечения мелкого золота» 31.07–05.08.1995. Иркутск, 1996.
5. *Маньков В.М., Рожкова Н.А., Попов А.И.* Извлечение мелкого золота из проб песков россыпных месторождений при их оценке и разведке // Руды и металлы. 2001. № 4. С. 61–66.
6. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
7. *Томин В.С., Замятин О.В.* Эффективный способ усовершенствования технологии обогащения песков на промывочных приборах // Колыма. 1982. № 8. С. 1–9.



### МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ИНДИКАТОРЫ СБАЛАНСИРОВАННОГО РАЗВИТИЯ В ГОРНОРУДНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ»,

Греция, о. Милос, 21–23 мая 2003 г.

Конференция была инициирована Обществом горного дела, металлургии и поисков, а также геологической общественностью Греции и поддержана организациями Всемирного банка, Европейской комиссии, Международного Совета по горнорудной промышленности, Геологическими службами США, Канады, Финляндии, а также греческими горнодобывающими компаниями.

В конференции участвовали 175 человек из 27 стран: Греция (97), Великобритания (13), Германия (9), США (7), Российская Федерация (6 – 3 от МПР РФ, 3 от ОАО «Норникель»), Франция (6), Канада (6), Бельгия (4), Италия (4), Болгария (2), Португалия (2), Нигерия (2), Финляндия (2), Хорватия (2); по одному участнику было представлено от 13 стран Европы, Азии, Африки, Южной Америки. По поручению Госгеолслужбы России руководством ЦНИГРИ для участия в конференции были командированы Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян, А.И.Кривцов, руководящие работами по подготовке стратегических сырьевых программ.

Программа конференции включала полевою обзорную экскурсию и двухдневные заседания двух секций, на которых было заслушано 65 докладов. Доклады от представителей международных организаций характеризовали общие положения сбалансированного развития и подходы к выбору индикаторов развития горнорудной промышленности. Конкретные значения таких индикаторов были предложены примерно в четверти докладов, представленных, в первую очередь, специалистами из США, Великобритании, Германии, Канады, Финляндии. Остальные доклады демонстрировали примеры отдельных горнорудных проектов и предприятий, новые технологии добычи и обогащения минерального сырья, социальные и экологические аспекты сбалансированного развития, а также рекультивации площадей в районах интенсивного горнорудного воздействия.

По итогам заседания конференция приняла «Заявление», в котором обосновала необходимость участия мирового горно-геологического сообщества в формировании и реализации стратегии и тактики сбалансированного развития. В «Заявлении» сформулированы сферы персональной ответственности, задачи образования и подготовки кадров, цели и формы связей и распространения информации для оптимизации политических и управленческих решений в сфере сбалансированного развития горнорудной промышленности.

Представители ЦНИГРИ участвовали во всех мероприятиях конференции, собрали необходимые информационные материалы, установили личные контакты с лидерами конференции.

Анализ докладов конференции показал, что разработки МПР России в сфере минерально-сырьевой безопасности, систем управления МСБ, методологических основ долгосрочных минерально-сырьевых программ по своему уровню и времени выполнения опережают продемонстрированные на конференции достижения в области выбора и обоснования индикаторов и их контрольных значений. Особо следует подчеркнуть, что Правительством России 21.04.2003 г. утверждены «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». В

этом документе учтены актуальные задачи сбалансированного развития минерально-сырьевого сектора экономики страны.

Ниже публикуется текст «Заявления».

Австралоазиатский Институт Горного дела и Металлургии  
Канадский Институт Горного дела, Металлургии и Нефти  
Общество горного дела, металлургии и поисков  
Общество профессоров и преподавателей горного дела  
Южноафриканский Горно-металлургический Институт  
Испаноамериканская Ассоциация высшего горного образования

## МИЛОССКОЕ ЗАЯВЛЕНИЕ

### 1. Вклад профессионального горно-геологического сообщества в сбалансированное развитие

*Кто мы такие. В профессиональное горно-геологическое сообщество входят инженеры, ученые, технические эксперты и академические исследователи, которые работают, консультируют, обучают или иными способами связаны с горнорудной промышленностью.*

Переход общества к сбалансированному будущему не может быть достигнут без использования профессиональных принципов, научных знаний, технического мастерства, педагогических и научно-исследовательских способностей, а также демократических процессов, имеющих место в нашем сообществе. Мы разделяем взаимную ответственность со всеми лицами, гарантируя, что наши действия удовлетворяют нуждам сегодняшнего дня без угрозы для возможностей будущих поколений удовлетворять их собственные нужды.

*Во что мы верим. Мы верим, что полезные ископаемые необходимы для удовлетворения современных нужд, а также как вклад в устойчивое будущее.*

Развитие цивилизации способствует интеллектуальному, социальному и культурному прогрессу всего человечества. Важным фактором истории цивилизации являются научные открытия и технические достижения, позволяющие превращать сырье в ресурсы, обеспечивая таким образом повышение благосостояния человечества. Выгоды и польза, получаемые от полезных ископаемых, металлов и топлива, могут способствовать достижению устойчивого будущего, поскольку присущие им характеристики позволяют добиться выигрыша в производительности и потреблении.

Достижение баланса между экономическим процветанием, экологическим здоровьем и социальной справедливостью требует существенных изменений в стратегии бизнеса, технологиях, нормах личного поведения людей и политике общества. Профессионалы горно-геологического дела могут сотрудничать с заинтересованными организациями в целях улучшения качества жизни, обеспечивая баланс между потребностями в полезных ископаемых, металлах и топливе и необходимостью защиты окружающей среды и общества от ненужных и неблагоприятных воздействий.

**Наше видение будущего.** *Наше горно-геологическое сообщество будет способствовать обеспечению сбалансированного развития на основе использования наших научных, технических, педагогических и исследовательских способностей в области полезных ископаемых, металлов и топлива.*

## **2. Что необходимо сделать, чтобы добиться нашей цели.**

### **Профессиональная ответственность:**

использование науки, техники и технологий в качестве ресурсов для людей, включая обучение, повышение качества жизни, создание средств защиты окружающей среды, человеческого здоровья и безопасности;

поощрение развития, передачи и внедрения технологий, которые способствуют сбалансированным действиям в течение всего цикла добычи и использования продукции;

предоставление высших приоритетов выявлению решений, способствующих преодолению проблем окружающей среды, связанных со сбалансированным развитием;

отнесение социальной справедливости, снижения уровня бедности к вопросам, составляющим неотъемлемую часть проблем, связанных с полезными ископаемыми и их добычей;

участие в глобальном диалоге по сбалансированному развитию;

участие во всех стадиях процесса принятия решений, а не только на этапе реализации проектов.

### **Образование, обучение и развитие:**

привлечение в горно-геологическую сферу лучших специалистов, поощряя, продвигая и вознаграждая высокое качество;

создание и поддержание критической массы инженерно-технического, научного и педагогического потенциала путем совершенствования образования и обучения;

преподавание принципов сбалансированного развития на всех уровнях обучения;

поддержание и обеспечение финансирования инфраструктур, которые дают возможность государствам осуществлять образование, профессиональное обучение, информационное обеспечение и научные исследования;

предотвращение утрат ключевых позиций профессионализма;

содействие мировому обмену в высших учебных заведениях, а также в системах повышения квалификации и аспирантурах.

### **Коммуникации и связи:**

поддержание профессионального роста и взаимодействие с помощью книг, статей, симпозиумов, кратких курсов обучения и конференций по минеральным ресурсам и разработке месторождений полезных ископаемых в системе устойчивого развития;

распространение в обществе соответствующей информации, знаний и технологий, включая информацию по каждому аспекту горно-геологической тематики с помощью печатных, электронных и других средств массовой информации;

распространение технической информации по сбалансированному развитию и роли полезных ископаемых, металлов и топлива, в том числе информации о роли полезных ископаемых в обеспечении высокого уровня жизни;

доведение достижений и способностей специалистов в горно-геологической области до руководителей и исполнителей, политиков и широкой публики.

Греция, о. Милос, 23 мая 2003 г.

*Контактная информация:*

The Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc.  
P. O. Box 277002, Littleton, Colorado, 80127, USA  
Phone: (00)-1-303-973-9550  
E-mail: [sme@smenet.org](mailto:sme@smenet.org)

Материалы к публикации подготовили А.И.Кривцов и И.М.Новожилова



## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



6 июня 2003 г. исполнилось 90 лет доктору геолого-минералогических наук, Почетному разведчику недр, старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов ЦНИГРИ Наталье Александровне Фогельман.

В ЦНИГРИ (НИГРИЗолото) Н.А.Фогельман работает с 1938 г. с перерывом в годы Великой Отечественной войны, когда она занимала должность начальника поискового треста «Каззолото».

Творческий путь Натальи Александровны совпадает по времени со становлением института, а по сути — с формированием научных школ, решением многих геологических проблем и исполнением крупных государственных задач, обеспечивших страну благородными металлами. Н.А.Фогельман — яркий представитель славной когорты ученых института, воспитавшей несколько поколений высококлассных геологов. Результаты ее глубоких новаторских исследований, проведенных во многих регионах России и Казахстана, определили «золотой век» отрасли и сейчас способствуют развитию минерально-сырьевой базы Отечества.

В 1947–1951 гг. Н.А.Фогельман изучена геологическая позиция основных золоторудных месторождений в региональных структурах Северного Казахстана, составлены геолого-структурные карты рудных полей и районов с выделением рудоконтролирующих дизъюнктивных структур и блоковой тектоники каледонид. С 1952 по 1955 гг. она исследовала золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау и выявила при этом процесс предрудной метасоматической диоритизации вмещающих эффузивных толщ, а также этажное строение рудного поля, определяющие размещение золото-сульфидно-кварцевого оруденения штокверкового типа. Последующие десять лет Наталья Александровна руководила группой по изучению золоторудных районов Забайкалья. Особое внимание на этой территории ею уделено позднемезозойским сводово-глыбовым структурам и разработке критериев поисков близповерхностного оруденения балецкого типа, для которого впервые была выдвинута концепция вулканогенно-гидротермального генезиса в связи с криптовулканическими и эксплозивными аппаратами раннемелового вулканизма. Накопленный материал лег в основу докторской диссертации на тему о мезозойских структурах областей активизации Забайкалья и закономерностях размещения золотоносных районов, защищенной Н.А.Фогельман в 1966 г. С 1967 г. Наталья Александровна занимается изучением золоторудных районов Казахстана, а позднее становится организатором и активным участником крупных работ Мингео СССР по методическому обеспечению прогнозно-металлогенических карт на золото м-ба 1:500 000 и составлению комплекта карт для главнейших золоторудных провинций СССР. В последние годы ею активно разрабатываются вопросы рудно-формационного анализа применительно к золоторудным месторождениям.

Научные исследования Н.А.Фогельман характеризуются глубоким проникновением в суть геологических явлений, умением находить оригинальные творческие решения.

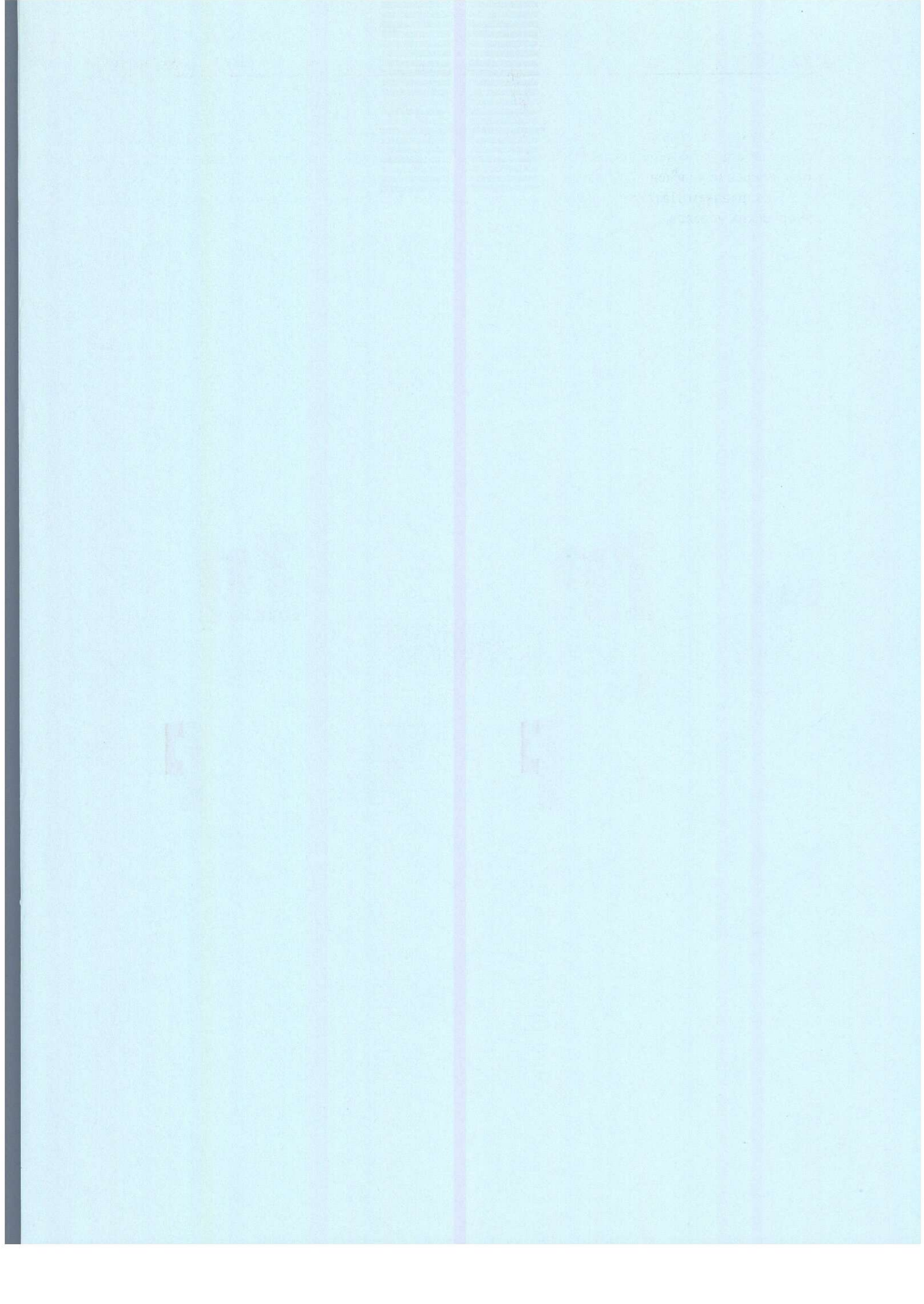


Будучи человеком отзывчивым и предельно доброжелательным, Наталья Александровна снискала любовь и уважение коллектива ЦНИГРИ. Она показала себя умелым и ненавязчивым педагогом, искренне увлеченным наукой, и подготовила достойную научную смену из своих учеников.

Поздравляем Наталью Александровну со славным юбилеем, желаем крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ*

*Редколлегия журнала*



Zn

Zn

Г

Г

ISSN 0869-5997. РУДЫ И МЕТАЛЛЫ. № 3/2003