

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**6/2007**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ**

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



УЧРЕДИТЕЛЬ

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

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

**Москва ЦНИГРИ 2007**

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

Сдано в набор 26.11.07 г.  
Подписано в печать 04.12.07 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2  
Бумага листовая  
Печать офсетная

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

© «Руды и металлы», 2007

**Прикладная металлогения****Applied metallogeny**

*Кислов Е.В., Орсов Д.А., Мальшев А.В.*  
Северо-Байкальская никеленосная провинция,  
Республика Бурятия

6

*Kislov E.V., Orsoev D.A., and Malyshev A.V.*  
The North Baikal nickel province, Republic of  
Buryatia

**Строение рудных месторождений****Anatomy of ore deposits**

*Болонин А.В.*  
Комплексные карбонатитовые руды Централь-  
ной Тувы и перспективы их освоения

16

*Bolonin A.V.*  
Multi-component carbonatite ores of Central Tu-  
va: views of development

*Зималина В.Я., Алиева У.П.*  
О закономерностях размещения золота в руд-  
ных телах

27

*Zimalina V.Ya., Alieva U.P.*  
On the gold occurrence regularities in orebodies

*Бойко Н.И., Скляренко Г.Ю.*  
Миоценовые титано-циркониевые россыпи юж-  
ного склона Воронежской антеклизы

36

*Boyko N.I., Sklyarenko G.Yu.*  
Miocene Ti-Zr pla-cers in the south slope of the  
Voronezh Swell

*Николаева Л.А., Яблокова С.В.*  
Типоморфные особенности самородного золота  
и их использование при геологоразведочных ра-  
ботах

41

*Nikolaeva L.A., Yablokova S.V.*  
Typomorphic features of native gold and their appli-  
cations in exploration

**Комплексное использование  
минерального сырья****Comprehensive usage of mineral  
commodities**

*Беневольский Б.И., Кривцов А.И., Чадченко А.В.*  
Техногенные отходы цветных и благородных  
металлов в хвостохранилище Учалинского  
ГОКа — ценный сырьевой источник обеспече-  
ния предприятия

58

*Benevolsky B.I., Krivtsov A.I., Chadchenko A.V.*  
Base and noble metals in a tailing pond of the  
Uchaly Mining Works as a valuable reserve of the  
enterprise

**Дискуссии****Discussions**

*Парамонов Ю.И.*  
О некоторых генетических связях золоторудных  
объектов и месторождений углеводородов на  
примере Западного Узбекистана

63

*Paramonov Yu.I.*  
On certain genetic relationships of the gold and  
hydrocarbon fields (as exemplified by West  
Uzbekistan)

**Поздравляем с юбилеем****Our congratulations**

Р.Н.Володина, И.С.Чанышева, Э.П.Здорову

69

R.N.Volodin, I.S.Chanyshev, and E.P.Zdorova

100-летие А.П.Божинского, Н.И.Бородаевского,  
Г.П.Воларовича

72

Centennials of A.P.Bozhinsky, N.I.Borodaevsky,  
and G.P.Volarovich

Памяти А.Н.Бугайца

75

In Memory of A.N.Bugaets

Список статей, опубликованных в журнале  
«Руды и металлы» в 2007 году

76

Rudy i Metally (Ores and Metals) – 2007: List of  
publications

## КОЛЛЕКТИВАМ РЕДАКЦИИ И РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

*Дорогие коллеги!*

*Федеральное агентство по недропользованию МПР России поздравляет вас с 15-летием со дня основания журнала «Руды и металлы».*

*Журнал, учрежденный ЦНИГРИ при участии Международной академии минеральных ресурсов и Фонда им. академика В.И.Смирнова, стал важным и нужным периодическим изданием геологического профиля.*

*Прикладная направленность журнала, обсуждение на его страницах насущных проблем сбалансированного использования, развития и воспроизводства минерально-сырьевой базы России по твердым полезным ископаемым, факторов инвестиционной привлекательности месторождений, годовых итогов геологоразведочных работ на территории страны, а также публикация официальных и правительственных документов по недропользованию делают его необходимым для широкого круга ученых и практиков.*

*Актуальные публикации по новым месторождениям и методике геологоразведочных работ стран СНГ позволяют быть в курсе геологических достижений наших соседей и обмениваться мнениями по различным вопросам недропользования.*

*Редколлегия журнала все эти годы сохраняет высокую научно-профессиональную компетентность, уважение к мнению авторов и объективность в оценке их статей.*

*Благодаря публикациям журнала по геологическому изучению недр происходит постоянное обновление научных и технических знаний, что содействует созданию мощного минерально-сырьевого потенциала страны.*

*Желаем членам редколлегии и редакции успешной работы, «тяжелого портфеля» и большого пути в интересах отечественной геологии.*

*Руководитель Федерального агентства по недропользованию*



**А.А.ЛЕДОВСКИХ**





## СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ

**Е.В.Кислов, Д.А.Орсов, А.В.Мальшев (Геологический институт СО РАН,  
г. Улан-Удэ)**

*Показана необходимость комплексного геологического доизучения Северо-Байкальской никеленосной провинции, где широко развиты базит-ультрабазитовые массивы с платинометалльно-медно-никелевыми проявлениями, хромитовой, асбестовой минерализацией, а также медно-никелевыми рудами (Холоднинское) и глиноземным сырьем (Калюмное) в районе известных месторождений.*

Никель — стратегический металл, использующийся в крупномасштабном производстве нержавеющей стали и сплавов многоцелевого назначения. Мировую минерально-сырьевую базу никеля в основном составляют месторождения двух типов — сульфидные Cu-Ni (37% доказанных запасов) и силикатные Co-Ni (63%).

Доля России в мировых запасах никеля около 35%. Основу минерально-сырьевой базы никеля России составляют сульфидные Cu-Ni месторождения (90% доказанных запасов). С 1992 г. погашение запасов никеля в стране не компенсируется их приростом. Перспективы прироста запасов ограничены. Производство никеля в стране определяется деятельностью ОАО «ГМК Норильский никель», контролирующего 90% добычи, 87% запасов и 30% прогнозных ресурсов Ni.

В последние годы цена на никель устойчиво растет. В 2000 г. она составляла 7800, в 2003 г. — 8300, в 2004–2005 гг. — 16 000, в отдельные периоды 2006 г. и начале 2007 г. поднималась до 40 000 дол. за 1 т. В условиях высоких цен на никель повышается инвестиционная привлекательность объектов как геологоразведочных, так и добычных работ.

Минерально-сырьевая база никеля России находится под влиянием следующих негативных факторов:

добыча никеля в течение ряда лет не компенсируется приростом запасов;

существенно сократился «поисковый задел», произошла убыль «активных» прогнозных ресур-

сов, практически отсутствует резерв объектов, на которых возможно получение существенного прироста запасов в ближайшие годы;

некоторые месторождения никеля вступили в стадию падающей добычи;

фонд недропользования в своей инвестиционно привлекательной части полностью передан добывающим компаниям;

на предприятиях ОАО «ГМК Норильский никель» глубина добычи руд возрастает, а их общее качество при интенсивной отработке богатых руд снижается; неизбежное возрастание доли бедных руд может вызвать сокращение отечественного производства никеля.

В связи с этим встает вопрос о выявлении и оценке новых никеленосных провинций в экономически освоенных регионах. Одной из них в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы может стать Северо-Байкальская, где широко развиты базит-ультрабазитовые массивы с платинометалльно-медно-никелевыми проявлениями.

Первые находки минерализации никеля на территории Бурятии (Западное Забайкалье) связаны с открытием К.А.Шалаевым в 1934 г. в бассейне р. Джиды группы Дархинтуйских Cr-Ni рудопоявлений. Позднее в пределах Восточного Саяна, северной части Баргузинского хребта и южной части Северо-Байкальского нагорья были обнаружены массивы пород основного и ультраосновного составов, содержащие сульфидную Cu-Ni минерализацию. На рудопоявлениях проведены небольшие по объему поисково-ревизионные работы.

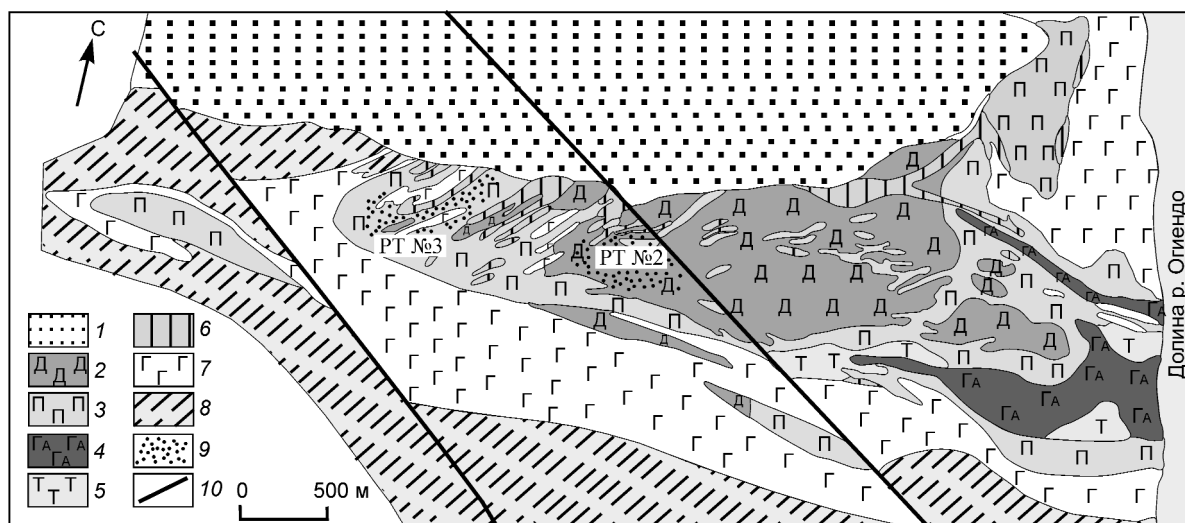


Рис. 1. Схема геологического строения Чайского ультрамафит-мафитового массива, по [25]:

1 — конгломераты холоднинской свиты; породы массива: 2 — дуниты, 3 — плагиоперидотиты, 4 — оливиновые габбро-нориты, 5 — троктолиты, 6 — пироксениты, 7 — габбро-нориты; 8 — вмещающие амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы; 9 — сульфидные медно-никелевые руды; 10 — разрывные нарушения; РТ № 2, РТ № 3 — рудные тела 2 и 3

В 1959–1969 гг. изучалась никеленосность Северо-Байкальского, Муйского, Намаминского и Курбинского поясов базит-ультрабазитовых массивов, интрузивов Моностойского и Хамар-Дабанского хребтов. Показано, что массивы центральных и западных районов Бурятии в большинстве своем не несут сульфидной Cu-Ni минерализации, а те массивы, где отмечается слабая минерализация, бесперспективны на выявление месторождений. При поисково-ревизионных работах в Муйском поясе установлена сравнительно интенсивная сульфидная Cu-Ni минерализация в Маринкином массиве.

В Северо-Байкальском поясе проявления сульфидной Cu-Ni минерализации зафиксированы почти во всех интрузивах. Наиболее значительные месторождения и проявления сульфидных Cu-Ni руд выявлены в Чайском и Йоко-Довыренском массивах, в меньшей мере в Безымянном, Гасан-Дякитском и Холоднинском. Финансирование поисковых работ на никель в регионе было прекращено в 1969 г. Небольшой объем геолого-геофизических работ в Северном Прибайкалье выполнен В.П.Мешеровым в 70–90-е годы. А.Г.Степин провел поисковые работы на Чайском (1986–1990 гг.), Йоко-Довыренском и Безымянном (1989–1994 гг.) интрузивах.

Платиноносность Западного Забайкалья изучалась А.С.Кульчицким в бассейне р. Тья в 1939 г. Он установил наличие Pt в серпентинитах на водоразделе Сырого Молокона и Нюрундукана (впоследствии эти данные не подтвердились). Малосульфид-

ное платинометальное оруденение Йоко-Довыренского массива изучали А.Г.Степин (1989–1994 гг.), В.А.Вахрушев (2001 г.), Ю.Ч.Очиров (2002 г.).

**Чайский дунит-перидотит-габбро-норитовый массив** впервые обследован А.А.Малышевым в 1952 г. Сульфидная Cu-Ni минерализация обнаружена В.П.Сафроновым в 1962 г. До 1968 г. на месторождении проводились геологоразведочные работы, в результате которых оно было отнесено к категории забалансовых. А.Г.Степиным в 1986–1990 гг. минерализация прослежена на глубину до 1000–1200 м. Запасы Ni составляют 260 тыс. т, Cu 86 тыс. т, Co 10,7 тыс. т при средних содержаниях соответственно 0,55, 0,18 и 0,023 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni оценены в 800 тыс. т, Cu 270 тыс. т, Co 33 тыс. т. В последние годы получены новые данные о геодинамических условиях формирования, особенностях вещественного состава пород и руд Чайского массива [12, 15, 19, 24, 25].

Чайский массив расположен на северо-западном склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее северной оконечности оз. Байкал. Это юго-западная часть крупного (около 40 км) Безымянного плутона, отделенная от последнего правосторонним сдвигом. Безымянный массив на 90% сложен титанистыми габбро-норитами, а породы ультраосновного состава образуют небольшие (первые десятки метров по простиранию) тела. С ними связаны мелкие проявления сульфидной Cu-Ni минерализации (рудопоявление Юбилейное).

Собственно Чайский массив имеет размеры 1,5×5 км и слагает водораздел в междуречье Чая – Огиендо. Значительную его часть составляют породы ультраосновного состава, вмещающие одноименное Cu-Ni месторождение (рис. 1).

Центральную часть массива слагают серпентинизированные дуниты, по периферии окруженные плагиоперидотитами, в основном плагиолеццолитами. Между дунитами и плагиоперидотитами имеются как постепенные переходы, так и рвущие взаимоотношения, на основании чего они выделены в самостоятельные интрузивные фазы [17]. Оливиновые габбро-нориты и троктолиты в восточной части интрузива переслаиваются с перидотитами. Вторую интрузивную фазу Чайского массива слагают безоливиновые габбро-нориты и роговообманковые габбро. Они окаймляют породы ультраосновного состава, образуя многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах, сопровождаемые оторочками контактово-реакционных пироксенитов. Пироксениты представлены вебстеритами, ортопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разностями, с ними связана большая часть сульфидной Cu-Ni минерализации. С плагио-вебстеритами, развивающимися в эндоконтакте габбро-норитов с вмещающей метаморфической толщей, ассоциирует безникелевое пирротинное оруденение.

По паре порода – флогопит Rb-Sr методом получены два значения возраста габбро-норитов — 586 и 737 млн. лет, наиболее достоверным считался более древний возраст [26]. Позднее [29] Sm-Nd и U-Pb методами по мономинеральным фракциям установлен возраст габбро-норитов Чайского массива 627±25 млн. лет.

Сульфидная крайне неравномерная Cu-Ni минерализация сосредоточена в осевой части ультрамафитового ядра плутона и прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности рудной зоны 100 м. Если принять за бортовое содержание Ni в руде 0,5%, то выделяется около 20 кулисообразных рудных тел субвертикального падения. Наиболее крупные среди них — 2 и 3 (см. рис. 1), а также зона участка Огиендо. Минерализация Чайского массива тесно пространственно сопряжена с пироксенитами и сечет внутреннюю структуру интрузива. Рудное поле совпадает с тектонически ослабленной зоной, которая фиксируется дайками плагиоперидотитов и оливиновых габбро. Внутри рудной зоны минерализация локализуется в пироксенитах или на их контакте с перидотитами и дунитами. В тех частях рудного поля, где пироксениты отсутствуют, породы ультраосновного состава практически безрудны.

Мощность рудных тел обычно составляет первые метры, реже до 15–20 м, по простиранию они прослеживаются на 100–200 м, редко до 400 м. Взаимопереходы между различными морфогенетическими типами руд и безрудными породами постепенные. Границы их условны, установлены по результатам опробования. Интенсивность минерализации до глубины 200–250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) она выклинивается и сменяется мало мощными зонами рассеянно вкрапленных руд.

На Чайском месторождении выделяются несколько морфотекстурных типов Cu-Ni руд: рассеянно вкрапленные (бедные руды), густо вкрапленные (богатые руды), массивные, брекчиевидные, рудные бластомилониты.

*Рассеянно вкрапленные руды* распространены наиболее широко. Содержание в них сульфидов 3–5 об. % (акцессорная сингенетическая вкрапленность), редко до 15–20 об. %. Помимо главных рудных минералов — пирротина и пентландита, руды содержат второстепенные (халькопирит) и примесные (магнетит, ильменит, хромшпинель, маккинавит, виоларит, сфалерит и кубанит).

*Густо вкрапленные руды* отличаются большим содержанием сульфидов (30–50 об. %) и приуроченностью к пироксенитам и зонам пироксенизации в породах ультраосновного состава. Руды представлены троилит-пентландит-халькопирит-кубанитовой ассоциацией сульфидов, текстура их вкрапленная, прожилково-вкрапленная, сетчатая, сидеронитовая.

*Массивные руды* играют незначительную роль в общем объеме сульфидного оруденения. Они локализируются в тектонических зонах в ассоциации с пироксенитами и всегда окружены ареалом вкрапленных руд с постепенными переходами от одного типа руд к другому. Состав сульфидов в массивных рудах — пирротин – пентландит – халькопирит, в единичных случаях отмечаются сфалерит, кобальтин и хромшпинели. От густо вкрапленных руд их отличает присутствие пирита.

*Брекчиевидные руды* отличаются от массивных наличием обломков дунитов и перидотитов, сцементированных сульфидизированными пироксенитами, в которых количество сульфидов варьирует от 5–10 до 50 об. %. Для этих руд характерна ассоциация троилита с гексагональным пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Кроме того, присутствуют магнетит, ильменит, кубанит, титаномагнетит, маккинавит, хромит, сфалерит, валлериит.

*Рудные бластомилониты* слабо распространены. Они встречаются среди эпигенетических образований в виде линз длиной 10–15 м. Сложены богаты-



### 1. Содержание главных компонентов в рудах Чайского месторождения, %

Руды	Ni	Co	Cu	S	Ni/Cu	Ni/Co
Бедновкрапленные	0,45	0,02	0,14	1,90	3,2	22,5
Богатовкрапленные	1,28	0,05	0,38	7,40	3,4	25,6
Массивные	5,58	0,19	1,70	35,40	3,3	29,4
Брекчиевидные	1,70	0,09	0,60	-	2,0	3,3
Рудные бластомилолиты	6,10	0,14	0,35	-	9,0	43,6

ми на Ni (до 11 мас. %) тонкозернистыми «матовыми» скоплениями сульфидов из примерно равных количеств пентландита (40–45%) и пирротина (45–52%) с незначительной долей халькопирита (3%).

Содержание главных компонентов (Ni, Co и Cu) в различных типах руд Чайского месторождения дано в табл. 1. Руды месторождения характеризуются преобладанием Ni над Cu, отношение Ni/Cu всегда >1, причем наиболее никелистые руды (Ni/Cu до 12,5) характерны для ортопироксенитов с густо вкрапленным оруденением и рудных бластомилолитов. Содержание Co и Ag определяется количеством пентландита в рудах, что подтверждается прямой корреляцией концентрации этих элементов и Ni. В отличие от многих медно-никелевых месторождений содержания благородных металлов в рудах месторождения низкие: Pt не превышает 0,00n г/т, Pd и Au — 0,0n г/т.

На Чайском месторождении, небольшом по масштабу и небогатом по качеству руд, увеличение запасов возможно за счет доизучения глубоких горизонтов и флангов, в том числе в пределах Безымянного массива. Роснедра планирует аукцион в IV квартале 2007 г. на право геологического изучения (поиски, разведка) и добычу на Чайской площади с прогнозным потенциалом около 15 тыс. т Ni, 5 тыс. т Cu.

**Гасан-Дякитский массив**, во многом напоминающий Чайский, расположен юго-западнее от него в верховьях одноименной реки приблизительно в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Сульфидные медно-никелевые проявления отмечены В.А.Чабаненко в 1964 г. В 1966 г. В.П.Бушуев провел крупномасштабные поисково-оценочные работы на площади массива. В 1966 г. В.П.Мещеров выполнил детальное магнитометрическое картирование массива.

Массив образует тело линзовидной формы площадью около 27 км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-восточном направлении. Ультраосновные разновидности (ду-

ниты, перидотиты, пироксениты) слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро встречаются совместно с ультрамафитами и, по-видимому, являются их фациальной разновидностью. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, на их контакте с породами ультраосновного состава отмечаются реакционные пироксениты [25].

Геологоразведочными работами обнаружены сплошные и брекчиевидные сульфидные руды, прожилково- и гнездово-вкрапленная рудная минерализация. Бедная рассеянная вкрапленность сульфидов характерна для всех пород ультраосновного состава, включая продукты их серпентинизации. Густо вкрапленные и сплошные руды отмечены в слабо-метаморфизованных габбро-норитах, в некоторых разновидностях которых устанавливаются довольно высокие содержания титана, достигающие в отдельных случаях 3,6–5,6 мас. %. Cu-Ni минерализация неравномерная, размеры рудных тел незначительные по простиранию и падению, содержания Ni, Co и Cu невысокие. Более перспективны зоны оруденения Ti протяженностью до 1100 м, особенно в северо-западной эндоконтактной части массива.

**Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив** (Байкальское месторождение) находится примерно в 60 км к северу от оз. Байкал. Первым отметил и описал породы основного и ультраосновного составов на водоразделе рек Тья и Ондок М.М.Тетяев в 1915 г. Первые сведения о никеленосности Йоко-Довыренского массива получены А.С.Кульчицким в 1949 г. при геолого-съёмочных работах в бассейнах рек Тья и Олокита. В 1959 г. при поисковых работах м-ба 1:50 000 Ф.К.Чинакаевым в северо-восточном контакте массива были обнаружены сульфидные Cu-Ni руды, слагающие жилы. Поисково-разведочные работы в пределах массива были проведены в 1960–1963 гг. Л.М.Бабуриным. Впоследствии они повторялись в ограниченном объеме (А.Г.Крапивин, 1976–1979 гг., В.В.Клеткин, 1986–1990 гг.). После доразведки А.Г.Степиным в 1989–1993 гг. прогнозные ресурсы руд массива были пересчитаны, тыс. т: Ni 147, Cu 51,01, Co 9,47. Изучение массива и связанного с ним оруденения позднее проводилось многими исследователями [5, 8, 11, 13, 14, 20, 21].

Геоморфологически интрузив выражен хребтом (голец Довырен), вытянутым на северо-восток 40–50°, с абсолютными отметками 1600–2150 м. Хребет разделяет бассейны рек Тья, Ондок и Олокита. В плане он представляет собой линзовидное тело размером 26×3,5 км, субсогласно залегающее со структурой вмещающих карбонатно-терриген-

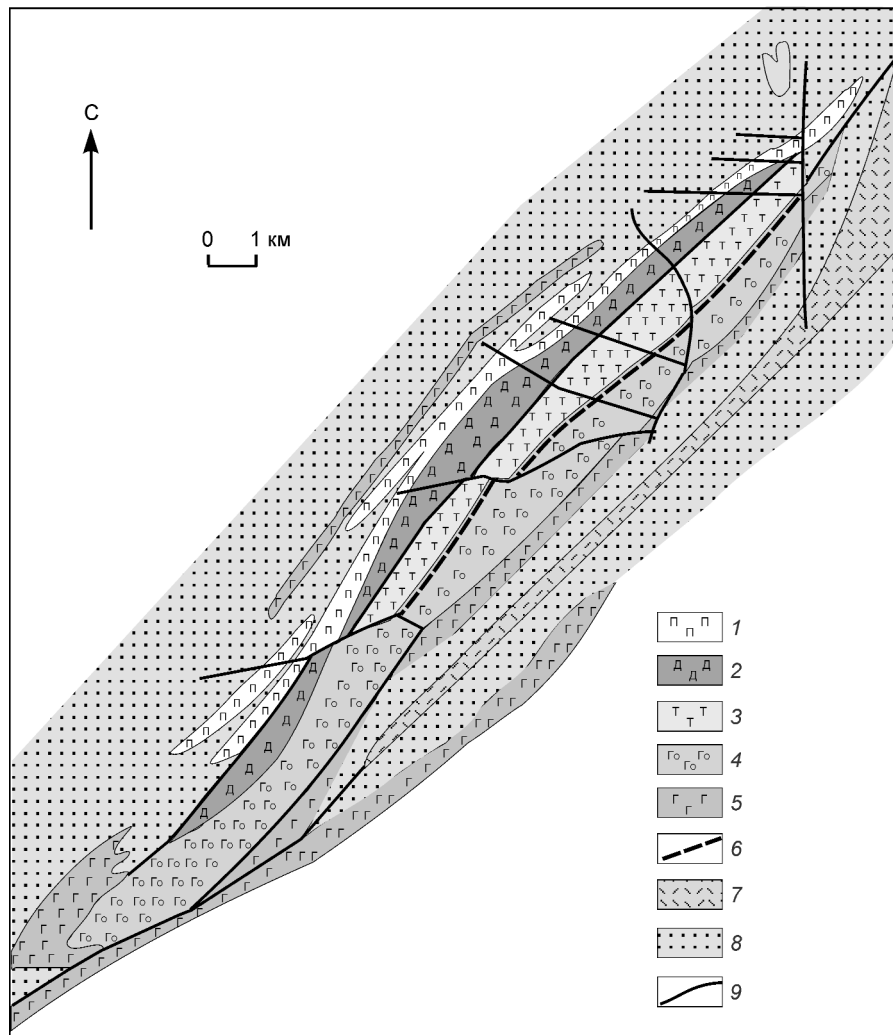


Рис. 2. Схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива:

породы и структуры массива: 1 — плагиоперидотиты, 2 — дуниты, плагиодуниты, верлиты ультрамафитовой зоны, 3 — зона ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов, 4 — зоны оливинных габбро и оливинных габбро-норитов, 5 — силлы кварцевых и гранофировых габбро-норитов и диабазов, 6 — положение критической зоны; вмещающие породы: 7 — эффузивы (трахилипариты, трахидациты, андезиты), 8 — кварциты, известняки, сланцы, песчаники; 9 — разрывные нарушения

ных отложений (рис. 2). По данным гравirazведки глубина залегания нижней кромки массива в районе участка Центральный составляет ориентировочно 2,5–3 км. К северо-восточному и юго-западному флангам вертикальная мощность массива уменьшается до 1,5–2 км.

Краевая зона плагиоперидотитов и отходящие от нее силлы представлены главным образом плагиоцерцолитами мощностью от 160 до 270 м. По химическому составу плагиоперидотиты отвечают средневзвешенному составу массива, в них залегает основная часть ЭПГ-содержащих медно-никелевых руд массива. Выше в составе массива выделя-

ются следующие зоны: ультрамафитовая, сложенная дунитами и включающая в нижней части слой плагиоклазсодержащих дунитов, а в верхней — слой верлитов с обособлениями диопсидитов и хромититов; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливинных габбро; массивных оливинных габбро; оливинных габбро-норитов. Безоливинные габбро-нориты слагают тела дополнительного внедрения в подошву и кровлю массива.

По Rb-Sr определениям построена изохронная диаграмма, фиксирующая возраст пород массива  $739 \pm 55$  млн. лет [9]. Sm-Nd минеральные изохроны

оливинового габбро расслоенной серии и габбро-норита из приподошвенного силла отвечают возрастам  $673 \pm 22$  и  $707 \pm 40$  млн. лет соответственно [28].

Сульфидная Cu-Ni минерализация развита в плагиоклазовых перидотитах краевой зоны массива и силлоподобных апофизах того же состава, отходящих в подстилающие породы, реже встречается в габбро-норитах. Выделяются два генетических типа сульфидных руд — сингенетический и эпигенетический.

Тела *сингенетических вкрапленных руд* в плагиоперидотитах прослеживаются по простиранию до 1400–1700 м при ширине выхода на поверхность 8–25 м (в раздувах до 80 м). Ориентировка линз с вкрапленной минерализацией, как правило, совпадает с простиранием и падением приподошвенного горизонта этих пород. В габбро-норитах, наряду с мелкой неравномерной вкрапленностью сульфидов (0,7–3 мм), наблюдаются и неравномерно рассеянные крупные вкрапленники (до 20 мм) неправильной и ветвистой форм. В габбро-норитах отмечаются пониженные содержания пентландита, широкое развитие халькопирита, ильменита, наличие сульфосарсенидной минерализации [7].

*Эпигенетические руды* морфологически представлены преимущественно жилообразными телами сульфидов, обычно находящимися внутри ареалов сульфидной вкрапленности. Жилообразные руды сосредоточены на северо-восточном фланге массива (участок Озерный). Здесь рудовмещающий горизонт интродуцирован дайками габбро-норитов, переходящих в пегматоидные габбро, и диабазов, протягивающихся согласно простиранию всего массива. Дайки приурочены к системе сдвиговых трещин, как и тела жилообразных и густо вкрапленных руд. Субмеридиональная система нарушений смещает субширотные трещины, а также дайки и рудные тела.

Средние содержания основных компонентов в различных типах руд Байкальского месторождения

по результатам анализа штучных проб приведены в табл. 2. Повышенная кобальтоносность всех типов руд является отличительной особенностью Байкальского месторождения. Кобальт образует собственный минерал — кобальтин, его изоморфная примесь постоянно присутствует в пентландите, виоларите, никелине, маккинавите, герсдорфите. По данным Л.Н. Качаровской [7], в последнем отмечается до 12,9 мас. % Co.

Концентрации благородных металлов невысоки. Палладий резко преобладает (0,034–1,5 г/т) над платиной (0,02–0,27 г/т) при величине отношения Pt/Pd=0,06–0,71. Концентрация остальных платиновых металлов зачастую находится на пределе чувствительности анализа (Rh 0,018, Ru 0,045, Ir 0,033, Os 0,021 г/т). Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0,66 г/т) установлены в жильных рудах. На участке Озерный в них обнаружены два платиновых минерала — сперриллит и геверсит, три минерала палладия — садбериит, мертиит I и наддеритит, а также один Ag-Au минерал — электрум [21]. Размеры изученных зерен минералов ЭПГ 9–63 мкм, в среднем 37 мкм. Выявлена рассеянная форма палладия в маухерите: 0,08–0,19 мас. % Pd.

В массиве зафиксирован горизонт малосульфидной платинометальной минерализации на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливин-габбровой зон. Он прослеживается по длине интрузива на 20 км при переменной мощности, достигающей 200 м. Вкрапленная сульфидная Cu-Ni-ЭПГ минерализация приурочена главным образом к такситовым лейкократовым габбро и анортозитам, которые образуют группу разобщенных шширо- и жилообразных тел. Размеры их варьируют от нескольких сантиметров до 1 м, редко более. Часто обрамляются пегматоидными оливиновыми габбро. По простиранию они протягиваются согласно расслоенности массива обычно на 2–5 м, иногда на 10–20 м, образуя прерывистый горизонт.

2. Средние содержания основных компонентов руд Байкальского месторождения, мас. %

Тип руды	Число проб	S	Ni	Co	Cu
Плагиоклазовые перидотиты с убогим орудением	10	0,62	0,122	0,014	0,025
Рассеянно вкрапленные (бедные) в плагиоклазовых перидотитах	16	1,72	0,137	0,017	0,055
Густо вкрапленные (богатые) в плагиоклазовых перидотитах	11	9,35	0,911	0,055	0,345
Существенно медистая вкрапленно-прожилковая руда из зоны дробления в габбро-норит-диабаз	1	14,24	1,27	0,032	4,6
Вкрапленно-прожилковые в габбро-норит-диабаз	15	9,21	0,684	0,05	0,49
Жильные (сплошные и брекчиевидные)	13	22,01	1,82	0,101	0,475

Примечание. Анализы выполнены в ГИ СО РАН (г. Улан-Удэ). Ni и Co определялись атомно-абсорбционным методом (аналитики Э.М.Татьянкина, Г.И.Булдаева, В.А.Иванова), Cu — методом РФА (аналитики Б.Ж.Жалсараев, О.Г.Цыганкова), S — весовым методом (аналитик Л.В.Левантуева).

Концентрации ЭПГ колеблются в сумме от 0,3 до 12,1 г/т при содержаниях Cu 0,006–0,71, Ni 0,023–0,43, S 0,03–1,6%. Наиболее высокие концентрации ЭПГ в лейкократовом габбро и анортозитах (среднее 3,4 и 2,2 г/т соответственно). В отдельных штучных пробах содержания Pt достигают 4,1, а Pd — 7,8 г/т. В большинстве проб  $Pt > Pd$ , отношение  $Pt/Pd=1,03–2,93$ . Концентрация редких платиноидов в наиболее богатых образцах достигает: Os 0,018, Ir 0,13, Ru 0,06, Rh 0,08 г/т. Золото при крайне неоднородном распределении более характерно для анортозитов и такситовых оливинных лейкократовых габбро (в среднем 0,422 и 0,393 г/т соответственно). Максимальное содержание в анортозите — 3,34 г/т.

Малосульфидное платинометальное оруденение отличается широким разнообразием минеральных фаз. В анортозитах обнаружено 16 минералов ЭПГ, а также самородные Au, Ag, электрум, стефанит  $Ag_5SbS_4$ , аргентит  $Ag_2S$  и амальгама (Ag, Hg) [20]. Главными концентраторами Pt и Pd являются мончеит, потарит и тетраферроплатина. Наиболее крупные зерна (до 42–62 мкм) образуют мончеит, котульскит, потарит и тетраферроплатина. Для других платиноидов характерны весьма малые размеры. Помимо собственных фаз, Pd наблюдается в виде изоморфной примеси в составе пентландита — 360 г/т Pd. Прогнозные ресурсы благородных металлов, т: Pt 66, Pd 46,2, Au 46,2.

Роснедра планирует проведение аукциона на право геологического изучения (поиски и разведка) и добычу на Йоко-Довыренском массиве в IV квартале с. г.

Обнаружение **Авкитского массива** с Cu-Ni оруденением показало необходимость изучения никеленосных автономных ультрамафитов Северного Прибайкалья. Большая часть известных тел автономных ультрамафитов сосредоточена в Сыннырской (Олокитской) рифейской палеорифтогенной структуре в непосредственной близости от Йоко-Довыренского и Чайского массивов.

Авкитский массив обнаружен В.П.Бушуевым при детальном поисках на Холоднинском свинцово-цинковом месторождении в 1969–1970 гг. Данные об интрузиве содержатся в нескольких публикациях [3, 4, 10, 18, 23]. Интрузив находится на юго-западном фланге Холоднинского месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья. В плане и разрезе он представляет собой удлиненно-линзовидное тело, приуроченное к Авкитскому разлому. Его длина 1400 м. Массив вскрыт буровыми скважинами со стороны северо-западного контакта. Его ширина по геофизическим данным не превышает 400 м.

Породы ультраосновного состава залегают согласно с вмещающими их глубокометаморфизованными породами раннего протерозоя, подвержены метаморфизму и превращены в антигоритовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты, актинолит-хлоритовые, серпентин-тремолит-карбонатные породы. В массиве в незначительном количестве отмечаются первичные породы — дуниты и перидотиты.

Сульфидная минерализация встречается в лежачем эндоконтакте интрузива в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше по разрезу ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона сульфидной минерализации имеет постепенные контакты с вмещающими породами. Мощность зоны сульфидизированных пород около 15 м. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные с постепенными переходами к безрудным метагипербазитам. Рудам с максимальным содержанием сульфидов (до 25–30 об. %) присуща сидеронитовая петельчатая текстура, обусловленная развитием рудных минералов в интерстициальных промежутках нерудных минералов. Размеры вкрапленников различны — от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Главные рудные минералы — пирротин (80–85%), халькопирит (15–18%), пентландит (2–5%). Помимо сульфидов, в рудах присутствуют пластиночки ильменита и зерна титаномагнетита. Характерно замещение сульфидов магнетитом и виоларитом. Отмечены также пирит, мельниковит-пирит, сфалерит, маккинавит, кубанит, сперрилит (?).

Среднее содержание металлов в руде по керну скв. 15 составляет, %: Ni 0,54, Co 0,032, Cu 0,135 (опробован интервал 18,5 м). Отмечены высокие до 1% содержания Ti. Повышенные содержания благородных металлов пока не выявлены. В результате химико-спектрального анализа 30 проб (большинство из которых показало результат ниже предела обнаружения) зафиксированы следующие максимальные значения: Au 0,14 г/т в слюдите, Pt 0,055 г/т в биотит-хлорит-амфиболовой породе с густой сульфидной вкрапленностью, Pd 0,0071 г/т в сидеронитовой руде.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в рассматриваемом районе не единственный. К северо-востоку от Холоднинского месторождения в той же зоне Чуя-Холоднинского разлома известен ряд подобных ему тел интенсивно серпентинизированных пород ультраосновного состава. Верхнехолоднинский линзовидный массив ультрамафитов находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Их линзовидные тела отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Ов-

гольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта.

Кроме Тья-Овгольской полосы, силлы ультраосновного состава обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива. Один из них, мощностью 10–15 м, залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы «Вершина Тьи». Второй, менее мощный (2–4 м), встречен в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты. Последний менее метаморфизован по сравнению с первым и представлен шрисгеймитами с сульфидной минерализацией. Г.И.Поликарповым в 1965 г. выявлены сульфидные Cu-Ni проявления в пикрит-диабазлах, пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотный, Снежный, а также Амнундакан (приустьевая часть р. Амнундакан, левого притока р. Большая Чуя). Широкое распространение в ультраосновных породах амфибола, наличие кортландитов сближают эти тела с никеленосными интрузивами рогово-обманковых ультрамафитов Приморья и Кореи [6], Камчатки [16, 27], Северо-Восточного Китая [22], с которыми связаны эксплуатируемые месторождения КНДР и КНР, Шанучское месторождение на Камчатке.

**Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив** расположен в бассейне руч. Маринкинский, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы. Его изучал Э.Л.Прудовский в 1968 г. Краткие сведения об интрузиве приведены М.И.Грудининым [2] и А.А. Цыганковым [25], более полно он описан П.А.Балыкиным с соавторами [1].

Маринкинский плутон имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь интрузива около 11 км<sup>2</sup>. Благодаря глубокому врезу русла руч. Маринкинский, плутон по вертикали вскрыт на 700 м, в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы. Возраст плутона 825±12 млн. лет [30]. Его центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиальном направлении эллипсоидное тело площадью около 2 км<sup>2</sup>. В северо-восточной части обнажается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты. Периферийные части тела изменены в цоизитовые, цоизит- и соссюрит-актинолитовые породы.

На контакте дунитового ядра с вмещающими троктолитами развиты грубопорфировидные такси-

товые породы, варьирующие по составу от плагиодунитов до мелано- и мезотроктолитов. Наиболее контрастная расслоенность с изменением состава от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. Остальная часть массива сложена преимущественно равномерно-зернистыми лейкократовыми троктолитами. К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбро-нориты и оливиновые нориты. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового составов. Они секутся мелкозернистыми дайками и жилами габбро, габбро-норитов, анортозитов, пироксенитов и диабазов.

Изучение сульфидной минерализации, пространственно связанной с Маринкинским массивом [2], позволило выделить два генетических типа: площадная рассеянная вкрапленность главным образом пирротина и пентландита в дунитах и плагиодунитах и прожилково-вкрапленная минерализация этих же сульфидов, образующая в плане линейные зоны.

Первый тип минерализации встречается практически во всех разновидностях пород ультраосновного состава; количество сульфидов в них не превышает 0,5–1% от общего объема. Вкрапленность представлена пирротином и пентландитом, реже халькопиритом. Иногда попадает только пентландит. Пирротин образует разрозненные неправильной формы зерна размером до 2–3 мм в поперечнике, изредка наблюдается в виде цепочкообразных выделений по стыкам и трещинкам породообразующих минералов, нередко находится непосредственно в кристаллах хромита. Часто пентландит с пирротином присутствуют в виде мелких включений в оливине. Пентландит встречается обычно совместно с пирротином и образует с ним пластинчатые сростания. Соотношение пирротина и пентландита в породе 2:1, реже 1:1. Халькопирит отмечен реже и ассоциирует с пирротином, обрастая его зерна с периферии. Иногда халькопирит включен в хромит.

Второй тип сульфидно-никелевой минерализации характеризуется более интенсивным оруденением и приурочен к разрывным нарушениям. Обнаружены две зоны гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания 100×500 и 100×750 м. В этих зонах отмечаются участки брекчированных руд того же простирания, что и зоны сульфидной минерализации. На фоне сульфидной рассеянной вкрапленности в таких породах встречаются участки с концентрацией сульфидов более 10% от общего объема породы. В таких местах довольно часто наблюдаются ветвистые прожилки и маломощные линзочки сульфидных обособлений длиной до 1–1,5 см. Иногда прожилки достигают 10–15 см в длину и 0,1–0,2 см в поперечнике. Обыч-

ный размер вкрапленных зерен сульфидов 0,5–2 мм, реже 2–4 мм. Главные рудные минералы зон сульфидной минерализации — пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто присутствуют хромит и магнетит, в небольшом количестве халькозин и виоларит. Иногда в пирротине отмечаются пластинчатые выделения троилита. Пентландит ассоциирует с пирротинном, реже находится в виде самостоятельных неправильных обособлений. Общая масса пентландита среди сульфидов 30–60%. Нередко пентландит замещается виоларитом. Халькопирит развит среди других сульфидов в значительно меньшем количестве. Его выделения чаще всего наблюдаются по периферии сульфидных вкрапленников. В отдельных мелких прожилках он нередко замещается халькозином. По данным бороздowego и штуфного опробования содержание Ni в рудных зонах достигает 0,349, Co — 0,089, Cu — 0,2 мас. %.

Установлена зона жильного хромитового оруденения протяженностью 300 м, мощностью до 1 м с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 18,8 мас. %. Мелкопрожилковая асбестовая минерализация развита в виде коротких (до 15–20 м) и маломощных (до 0,5 м) зон.

На основании изложенных материалов можно говорить о наличии медно-никелевого рудного узла в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского месторождения. Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные, тела ультрамафитов, в которых развита сульфидная минерализация. По отдельности эти объекты в настоящее время промышленного значения не имеют. Но расстояние между никеленосными интрузивами не превышают 30 км, за исключением Маринкинского массива. Дополнительный интерес к данному району обусловлен с перспективой аукциона на право пользования Калюным месторождением глиноземного сырья (Сыннырский массив северо-восточнее Чайского месторождения). Поэтому Северо-Байкальская никеленосная провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ — байкал (05-05-97246), гранта Президента РФ по поддержке научных школ (НШ-2339.2006.5), интеграционного проекта ОНЗ РАН (№ 7.10.2).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. — Новосибирск: Наука, 1986.
2. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979.
3. Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974. С. 83–89.
4. Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Генетические типы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья и физико-химические условия их формирования // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., 1981. С. 97–108.
5. Закономерности размещения и особенности состава платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива / Д.А.Орсоев, Е.В.Кислов, Э.Г.Конников и др. // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 2. С. 225–228.
6. Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. — Новосибирск: Наука, 1973.
7. Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Улан-Удэ, 1986.
8. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998.
9. Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 140–144.
10. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Цыганков А.А. Формационные типы никеленосных ультрамафитов Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. № 6. С. 38–45.
11. Конников Э.Г., Качаровская Л.Н., Загузин Г.Н., Постникова А.А. Особенности состава главных минералов сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 59–66.
12. Конников Э.Г., Орсов Д.А., Цыганков А.А. Модель сульфидного рудообразования в полихронных ультрамафит-мафитовых комплексах // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 110–118.
13. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 545–553.
14. Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Байкальское медно-никелевое месторождение // Месторождения Забайкалья. М., 1995. Т. I. Кн. 1. С. 29–38.
15. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Орсов Д.А. Чайское медно-никелевое месторождение // Месторождения Забайкалья. М., 1995. Т. I. Кн. 1. С. 78–84.
16. Конников Э.Г., Прасолов Э.М., Орсов Д.А. Флюидный режим никеленосных габбро-кортландитовых интрузий юго-западной части Срединного хребта Камчатка // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 4. С. 519–523.
17. Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-периодит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972.

18. *Медь-никеленосные* габброидные формации складчатых областей Сибири / А.П.Кривенко, А.И.Глотов, П.А.Балыкин и др. – Новосибирск: Наука, 1990.
19. *Орсоев Д.А., Цыганков А.А.* Минералого-геохимические особенности сульфидного медно-никелевого оруденения в Чайском ультрабазит-базитовом плутоне (Северное Прибайкалье) // Геолого-генетические модели эндогенного оруденения в Забайкалье. Новосибирск, 1991. С. 20–31.
20. *Орсоев Д.А., Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Конников Э.Г.* благороднометаллическая минерализация мало-сульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 233–237.
21. *Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Орсоев Д.А., Кислов Е.В.* Палладиево-платиновая минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 4. С. 519–522.
22. *Сульфидные* никелевые месторождения рудного поля Хунчилин (провинция Цзилинь, Китай) / Э.Г.Конников, Янь Хунцуйань, Си Айхуа и др. // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 346–354.
23. *Холоднинское* колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Э.Г.Дистанов, К.Р.Ковалев, Р.С.Тарасова и др. – Новосибирск: Наука, 1982.
24. *Цыганков А.А.* Петрология, контактовые процессы и оруденение Чайского гипербазит-базитового массива (Северное Прибайкалье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Улан-Удэ, 1991.
25. *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005.
26. *Цыганков А.А., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л.* О формационной принадлежности Чайского плутона (Северное Прибайкалье) по изотопно-геохимическим данным // Тез. докл. XII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геологии. М., 1989. С. 356–357.
27. *Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М.* Троктолит-кортландитовая никеленосная формация Дальнего Востока // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л., 1990. С. 247–255.
28. *Amelin Y.V., Neymark L.A., Ritsk E.Y., Nemchin A.A.* Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol. 1996. Vol. 129. № 1. P. 39–69.
29. *Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A.* Effects of interactions between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth and Planetary Sci. Let. 1997. Vol. 148. № 1. P. 299–316.
30. *Sm-Nd* данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса / А.Э.Изох, А.С.Гибшер, Д.З.Журавлев и др. // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.493 (571.54)

© А.В.Болонин, 2007

## КОМПЛЕКСНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ РУДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ

**А.В.Болонин**

*Для скоплений карбонатитовых комплексных руд Центральной Тувы построен иерархический ряд: рудное тело – залежь – месторождение – поле – узел – район. Приведены данные по запасам и качеству руд, в том числе по многокомпонентным ураноносным железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельным рудам, на 80% сложенным полезными минералами, крупнейшего Карасугского месторождения. Показано, что на этом месторождении самые большие в мире запасы флюорита, барита и стронция, а также крупные — редких земель, что ставит его в ряд уникальных.*

В Центральной Туве, кроме уникального Карасугского месторождения комплексных железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельных руд карбонатитового происхождения, имеются и другие поля распространения месторождений и рудопроявлений аналогичного типа. В литературе подробно освещены вопросы их морфологии, минералогии, геохимии и генезиса [1–4, 6, 7].

Поля рудоносных карбонатитов в пределах рудоконцентрирующей зоны, поперечной к основным складчатым и разрывным палеозойским структурам района, образуют субмеридиональную цепь протяженностью около 120 км (рис. 1). Карасугское рудное поле локализовано в ордовик-силурийской алевролит-песчаниковой толще в северном борту Тувинского межгорного прогиба. Находящиеся южнее рудные поля — Чаахольское, Улатайское, Тэ-эли-Оргудыдское, Северо-Чозское и Южно-Чозское — размещены в девонских породах прогиба. К северу от Карасугского рудного поля, в Западном Саяне на территории Красноярского края находится Чайлюхемское F-Ba-Sr-TR рудопроявление. Формирование карбонатитовых месторождений происходило на этапе позднемезозойской автономной тектономагматической активизации складчатой области около 110–120 млн. лет назад [4].

В рассматриваемых рудных полях неоднократно проводились геологоразведочные работы: в 1947–1959 г. Горной экспедицией Первого главного геологоразведочного управления (А.С.Митропольский,

Н.С.Анастасиев и др.) и Тувинской экспедицией ВСЕГЕИ (П.В.Коростин и др.), в 1979–1989 г. Березовским ПГО (Г.М.Комарницкий, В.К.Максимов и др.), в 2004–2006 г. Тувинской геологоразведочной экспедицией, г. Кызыл (Д.Н.Шаповалов, В.Н.Михайлов). Во всех рудных полях выполнен большой объем поверхностных горных выработок, в Чаахольском и Улатайском — проводилось бурение колонковых скважин. Наиболее детально разведано Карасугское месторождение, где пройдены штольни, шахты, глубокими скважинами вскрыты первичные (неокисленные) руды. Технологическое лабораторное изучение руд месторождения проводилось в ВИМС в 1980–1983 и 2006 г. (В.Е.Лифиренко, Н.В.Петрова, Е.С.Бронницкая и др.). В результате геологоразведочных работ выявлены морфология, вещественный состав и способы технологической переработки комплексных руд. Тематические исследования в районе с 2002 г. осуществляет совместная группа ИГЕМ РАН и ТувИнКОПР (А.В.Никифоров, Д.А.Лыхин, В.А.Попов, А.М.Сугоракова и др.). С 1980 г. автор принимал участие во всех перечисленных работах, включая технологические и тематические исследования.

Карбонатиты — своеобразные геологические образования, одновременно несущие черты горных пород, минеральных образований и руд. В крупных телах однородного состава и строения они отвечают понятию «горные породы», в небольших изолированных жильных и штокверковых проявлениях —



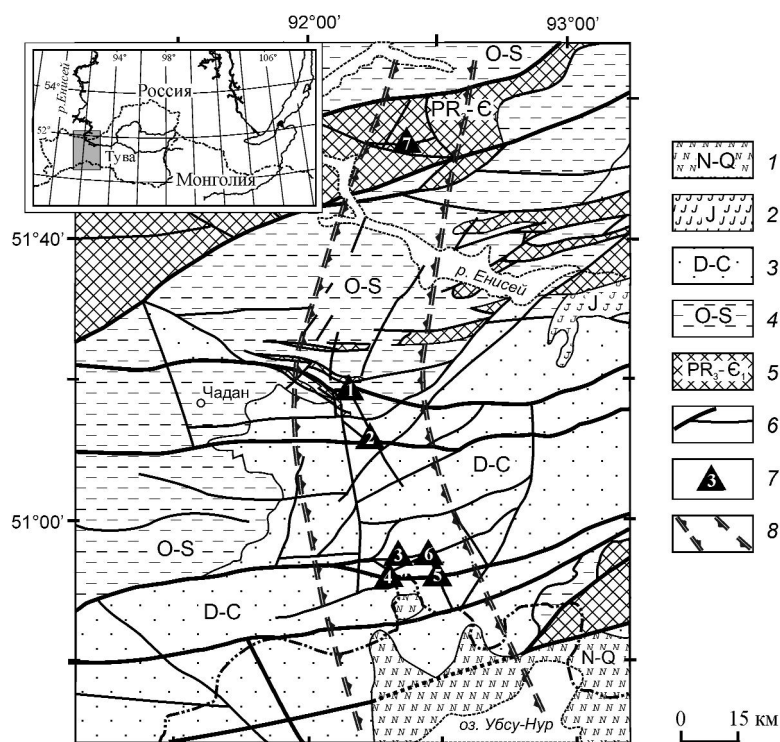


Рис. 1. Геологическая схема района карбонатитовых месторождений в Центральной Туве:

1 — неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 — юрские сероцветные угленосные песчаники и аргиллиты; 3 — девон-каменноугольные вулканогенно-терригенные отложения (Тувинский прогиб); 4 — ордовик-силурийские карбонатно-терригенные флишиодные отложения (Хемчикско-Систигхемский прогиб и Западно-Саянский блок); 5 — верхнепротерозой-нижнекембрийские метаморфические сланцы, кварциты, метабазиты, известняки; 6 — разломы; 7 — рудные поля: 1 — Карасугское, 2 — Чаахольское, 3 — Тээли-Оргудыдское, 4 — Улатайское, 5 — Южно-Чозское, 6 — Северо-Чозское, 7 — Чайлюхемское; 8 — субмеридиональная рудоконцентрирующая зона

практически неотличимы от гидротермальных минеральных образований. Карбонатиты с редкометальной минерализацией нередко являются рудами, контуры которых определяются по данным опробования. Безрудные карбонатиты выступают в роли вмещающей среды для рудных скоплений.

К карбонатитам применяют термины, служащие как для обозначения магматических горных пород («массив», «комплекс»), так и рудных скоплений («рудопроявление», «месторождение» и др.). Термины «массив» и «комплекс» обычно используются как синонимы и обозначают совокупность разнофазовых карбонатитов и ассоциирующих с ними силикатных магматических пород. Рудоносные карбонатитовые массивы чаще всего сопоставляют со структурным уровнем месторождения или рудного поля, а очень крупные массивы (Хибинский, Гулинский, Зиминский) — с уровнем рудного узла [8].

Напомним, что в иерархическом ряду рудных скоплений (образований) от мелких к крупным традиционно выделяют следующие структурные уровни: минерал (зерно, кристалл) — минеральный агре-

гат — локальное обособление, рудный столб — рудное тело — рудная залежь, зона — месторождение — рудное поле — рудный узел — рудный район — рудная область, провинция [5]. Ключевыми в этом ряду являются понятия «рудное тело» и «месторождение». Под рудным телом понимается природное скопление руд, которое может стать самостоятельным объектом очистной выемки, под месторождением — совокупность рудных тел, залежей и зон, на базе которой технически возможно и экономически оправдано в настоящее время или в будущем создание отдельного горнодобывающего предприятия (рудника, карьера). Более мелкие или не установленного масштаба и качества скопления руд отнесены к рудопоявлениям, незначительные скопления рудных минералов, заведомо не представляющие промышленного интереса, — к точкам минерализации. В соответствии с изложенным пониманием и терминологией структурных уровней рудных скоплений рассмотрим комплексное оруденение Центральной Тувы.

**Рудоносность карбонатитов.** В изучаемом районе во всех рудных полях, кроме Чайлюхемского,

**1. Средний химический состав комплексных руд Карасугского месторождения рудного поля и запасы компонентов, по данным Горной экспедиции, 1955–1958 гг.**

Компоненты	Окисленные руды		Неокисленные руды	
	мас. %	запасы, млн. т	мас. %	запасы, млн. т
Fe валовое	30,2	37,3	27,3	38,1
FeO	-	-	22,2	-
BaSO <sub>4</sub>	19,0	23,5	13,8	21,3
CaF <sub>2</sub>	11,5	13,9	8,7	15,6
S валовая	3,3	-	3,4	-
S сульфидная	-	-	1,2	-
P	0,09	-	0,09	-
MnO	0,54	-	0,4	-
TiO <sub>2</sub>	0,23	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	11,2	-	10,6	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,4	-	2,3	-
SrO	2,0	2,2	3,9	6,7
Сумма TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	1,2	1,1	1,9
Объемный вес (плотность), т/м <sup>3</sup>	2,70	-	3,44	-
Запасы комплексных руд, млн. т	A <sub>2</sub> +B+C <sub>1</sub> – 126,9		C <sub>1</sub> +C <sub>2</sub> – 147,9	

Пр и м е ч а н и е. Окисленные руды — средневзвешенные содержания по запасам рудных залежей 1–8, неокисленные (первичные) руды — то же, по площади рудных залежей 1–4. По SrO приведены осредненные данные, не учитывающие неравномерное распределение стронция в рудных залежах.

первичные карбонатитовые образования представлены анкерит-кальцитовым и флюорит-барит-сидеритовым минеральными типами. Они сформировались из солевого расплава в две последовательные фазы магматического внедрения. Затем карбонатиты подверглись аутометасоматическим преобразованиям: повсеместно гематитизации, а на Карасугском месторождении также замещению баритоцелестином [1]. Карбонатиты обладают типоморфными значениями изотопного состава широкого спектра элементов — Sr, Nd, O, C, S [4].

Вещественную основу карбонатитов составляют сидерит и анкерит — карбонаты двухвалентного железа, легко подверженные окислению. Окисленные руды слагают верхнюю часть выходящих на поверхность рудных тел («железную шляпу») и распространяются до глубины, варьирующей в рудных полях от первых метров (Чайлохемское и Оргудыдское поля) до 300 м (Карасугское поле). Зона окисления имеет палеоген-неогеновый возраст, и в новейшее время подвержена денудации.

Первичные анкерит-кальцитовые карбонатиты — среднезернистые породы белого цвета. Кальцит составляет основу пород, содержание анкерита варьирует от 5 до 50%, второстепенные и акцессорные минералы — пирит, кварц, апатит, мусковит, рутил, монацит, паризит. Первичные карбонатиты

содержат 7–8% Fe и 0,3% TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, поэтому рассматриваются как безрудные породы. В зоне окисления анкерит и пирит полностью замещены гидрогетитом, остальные минералы остаются практически без изменений. В результате породы приобретают бурый цвет и гидрогетит-кальцитовый состав.

Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты и продукты их минеральных преобразований в Центрально-Тувинском районе рассматривались и разведывались как руды. Их малоизмененные разности, как первичные магматогенные образования, в ограниченных объемах вскрыты глубокими скважинами в Карасугском рудном поле, где они составляют самостоятельный природный тип руд. Главные минералы — сидерит 60–75 мас. %, барит 15–20% и флюорит 5–14%. Согласно петрографическим рекомендациям, эти минералы в порядке увеличения содержания включены в название карбонатитов. В ряде других рудных полей содержание флюорита и барита в карбонатитах уменьшается до первых процентов, поэтому их лучше именовать более общим термином — «сидеритовые карбонатиты». Второстепенные минералы сидеритовых карбонатитов — пирит, апатит, кварц, мусковит, бастнезит и спорадически встречаемые анкерит и калиевый полевой шпат; постоянные акцессорные минералы, содержания которых не превы-

## 2. Состав редких земель в месторождениях Карасуг и Маунтин-Пасс, отн. %

Объекты	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Nd	100Y/TR
	100%															
Карасуг, руда	28,8	48,6	4,5	14,2	1,6	0,4	1,1	0,10	0,37	0,05	0,12	0,02	0,09	0,01	2,0	1,5
Маунтин-Пасс, руда*	30	53	4	12	0,6	0,12	0,22	0,01	-	0,004	-	0,001	0,005	0	2,5	-
Маунтин-Пасс, бастнезит**	33	49	4	13	0,5	0,1	0,2	0,2						2,5	0,2	

\*Roy Knight, 1987 г.

\*\*Parkhurst Dave, 1983 г.

шают 0,1 мас. %, — уранинит, молибденит, паризит, монацит.

В Карасугском рудном поле широко распространены флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты с обильной эпигенетической вкрапленностью гематита (до 60%), баритоцелестина (до 40%), стронцианита (до 15%), что позволяет выделять соответствующие природные типы руд. Различные минеральные преобразования первичных карбонатитов обуславливают следующий средний валовый минеральный состав неокисленных руд (в пересчете из среднего химического состава, табл. 1), мас. %: сидерит 37–39, гематит 10–12, барит 12–13, баритоцелестин, целестин и стронцианит 6–8, флюорит 9, пирит 2,5, бастнезит 1–2, апатит 0,5, кварц и алюмосиликаты в обломках 16–18. Обломки (ксенолиты) вмещающих гранитоидов, песчаников, алевролитов постоянно содержатся в рудной массе (10–20%). Наиболее распространенный размер обломков 0,5–10 см. С обломками связано нахождение в извлекаемой рудной массе ксеноморфного кварца, полевых шпатов, слюд, каолинита, лейкоксена. В валовом химическом составе руд это пропорционально отражено в содержании  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ .

В окисленных сидеритовых карбонатитах сидерит и пирит практически полностью замещены гидроксидами железа (гётитом и гидрогётитом). Остальные минералы сохраняются в рудах в малоизмененном или неизменном виде. В результате формируются бескарбонатные бурожелезнякового облика руды, которые лишь условно можно назвать «окисленными карбонатитами». В таких рудах почти невозможно распознать их первичный существенно карбонатный состав. К сожалению, именно в такой ситуации окажется любой исследователь, посещающий ныне рассматриваемые месторождения Тувы и лишенный возможности наблюдать керн глубоких скважин.

Окисленные и неокисленные сидеритовые карбонатиты практически во всем объеме пред-

ставляют комплексные руды, относимые к двум разным технологическим типам, по которым производился отдельный подсчет запасов. Неокисленные руды можно называть и первичными, игнорируя другие эпигенетические минеральные преобразования сидеритовых карбонатитов — замещение гипогенным гематитом и минералами стронция. Основу руд составляют промышленные минералы железа: в неокисленных рудах — сидерит и гематит, в окисленных — гидроксиды железа и гематит. К числу других полезных минералов в обоих типах руд относятся барит, флюорит и бастнезит. На ряде месторождений содержание в рудах флюорита и барита понижено до практически незначимых количеств. На Карасугском месторождении в окисленных рудах на многих участках вместо барита присутствует баритоцелестин, а в неокисленных рудах к нему добавляется стронцианит.

Осредненное по ряду рудных залежей Карасугского месторождения содержание  $\text{TR}_2\text{O}_3$  составляет 1,1%. В отдельных залежах возможно оконтуривание крупных блоков со средним содержанием до 2,0%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ . Состав редких земель в рудах определяется главным образом их спектром в бастнезите. В целом он характеризуется резким преобладанием легких лантаноидов — La, Ce, Pr, Nd. За счет изоморфной примеси в бастнезите комплексные руды содержат также 0,015–0,020% Y и 0,003–0,015% Th. Сравнение с бастнезитом известного эксплуатируемого месторождения Маунтин-Пасс в США показывает, что редкие земли Карасугского месторождения отличаются большей долей иттрия и ценных лантаноидов — Eu, Gd, Sm (табл. 2).

Неокисленные руды постоянно содержат мельчайшую вкрапленность уранинита и молибденита, в окисленных рудах U и Mo в безминеральной форме рассеяны в гидроксидах железа. Среднее содержание U в первичных рудах 0,018%, в окисленных — 0,020%, Mo — 0,02–0,03%. На уровне фоновых концентраций, не имеющих практического значения,

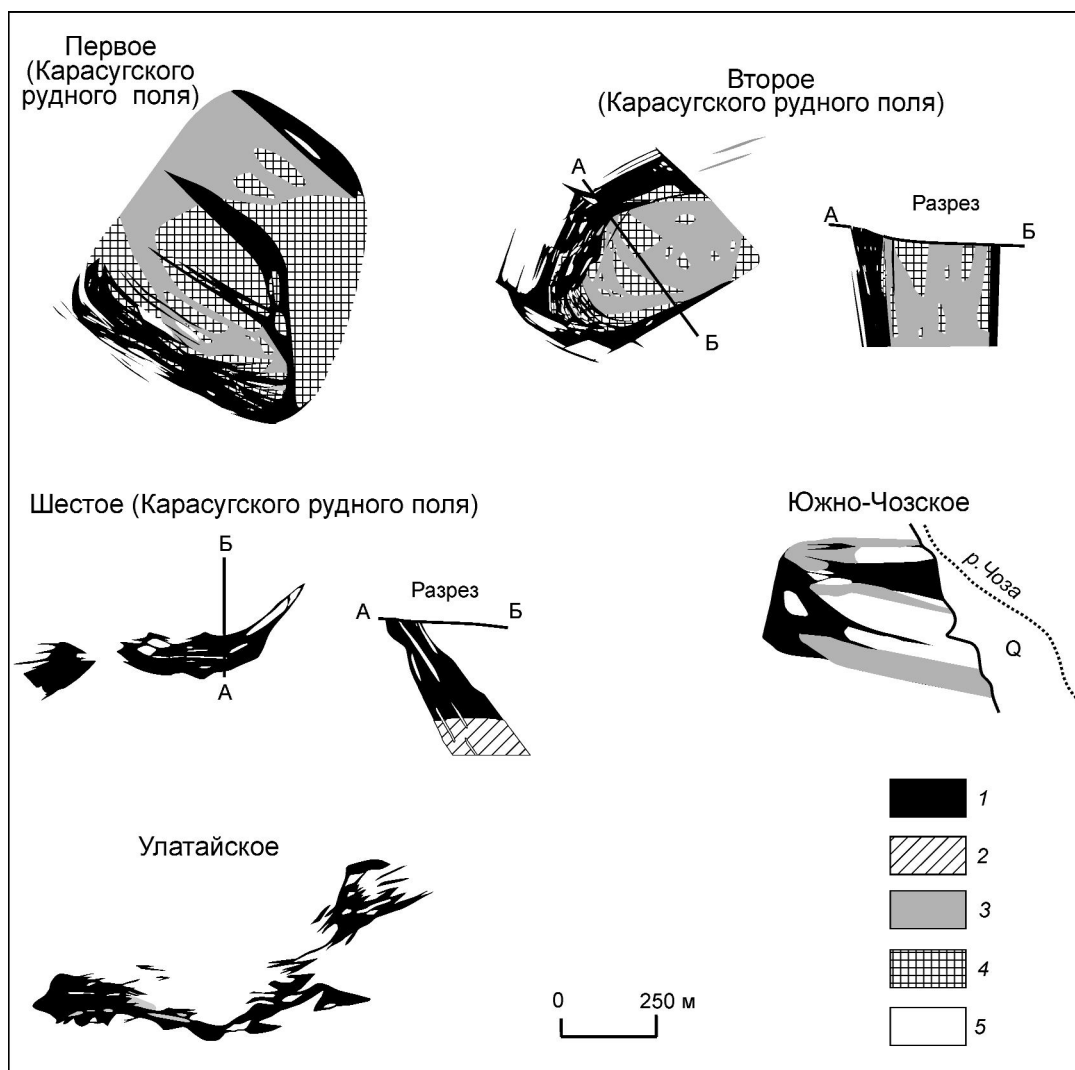


Рис. 2. Крупные рудоносные карбонатитовые тела (месторождения):

1 — окисленные комплексные руды; 2 — неокисленные комплексные руды (флюорит-барит-сидеритовые карбонаты); 3 — безрудные анкерит-кальцитовые карбонаты; 4 — гранитоидные породы; 5 — вмещающие песчаники и алевролиты

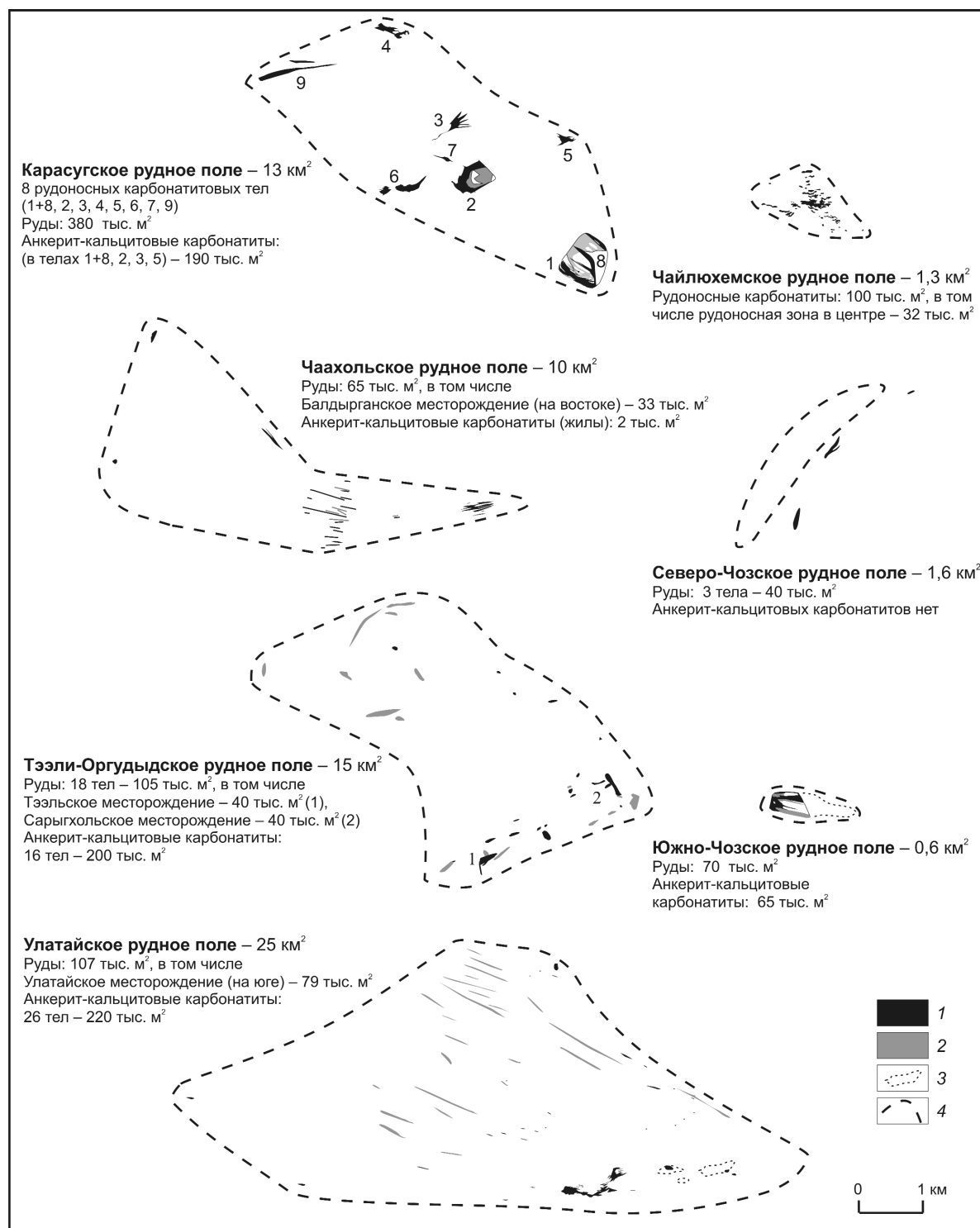
обнаруживаются Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, Sc, V, Nb, Ta, Zr, Hf, Be, Li, Cs.

Многокомпонентный состав руд делает некорректной оценку их качества по содержанию отдельных компонентов. Важно, что в сумме промышленно ценные минералы составляют не менее 80 мас. %. Эта цифра классифицирует комплексные руды как весьма богатые.

Технологическое изучение руд Карасугского месторождения, в разное время проведенное в ВИМС (1950, 1982–1984 и 2006 гг.), показало возможность извлечения механическими методами железного, баритового (баритоцелестинового) и флюоритового концентратов. Из металлургичес-

кого железного концентрата можно отделать гематитовый продукт в качестве природного пигмента. На стадии гидрометаллургического передела получены химические продукты — плавиковая кислота, соли редких земель, стронция, урана, молибдена.

Обособленное положение в рудном районе занимает Чайлюхемское рудопроявление. В нем рудоносные карбонатитовые образования представлены одним типом гибридного состава (мас. %): кальцит 5–70, анкерит 1–15, стронцианит 5–60, флюорит 5–35, барит 1–30, бастнезит 0,5–5, а также акцессорные паризит, синхизит, целестин, сульфиды, рутил и уранинит. В комплекс полезных компонентов (F, Ba,



**Рис. 3. Площади карбонатитовых тел и рудных полей Центральной Тувы:**

1 — рудоносные сидеритовые карбонаты (руды); 2 — безрудные анкерит-кальцитовые карбонаты; 3 — магнитные аномалии; 4 — контуры рудных полей

Sr, TR) не входит железо, так как в рудах нет сидерита и гематита.

#### **Морфология и иерархия рудных скоплений.**

Наиболее отчетливо выраженным уровнем организации карбонатитовых образований и связанных с ними рудных скоплений являются обособленные друг от друга карбонатитовые тела (рис. 2). Это тела трубообразной формы размером в поперечнике до 500–750 м, крупные дайкообразные тела протяженностью 300–1400 м и мощностью от 10 до 100–160 м, жилы мощностью 0,2–5 м, участки минерализованных брекчий вмещающих пород [2, 6]. В строении многих тел одновременно участвуют рудные сидеритовые и безрудные анкерит-кальцитовые карбонатиты, распространены и тела, сложенные карбонатитами какого-то одного типа. Тела с участием сидеритовых карбонатитов можно называть «рудноносными карбонатитовыми телами». Их размеры колеблются в очень широких пределах — от крупных, представляющих отдельные месторождения, до мелких — уровня рудопроявления или точки минерализации. Крупные рудоносные карбонатитовые тела были объектами горно-буровых разведок, которые показали, что до глубин 300–500 м они продолжают без признаков выклинивания и заметного изменения качества руд.

В пределах рудоносных карбонатитовых тел на основе рядового опробования оконтуриваются тела с промышленными рудами. Поскольку в большинстве случаев карбонатиты имеют резкие контакты с вмещающими породами, границы опробуемых интервалов устанавливаются визуально при документации горных выработок и керн буровых скважин. Для участков, содержащих крупные блоки-останцы пустых вмещающих пород, актуален кондиционный показатель, который определяет их предельно допустимый размер, включаемый в контур рудного тела. В разные рудные тела следует оконтуривать окисленные и неокисленные руды, разобщенные в вертикальном разрезе карбонатитовых тел и относящиеся к разным технологическим типам. Отдельные природные типы среди окисленных и неокисленных руд (например, стронциеносные и без стронция) также могут составить разные технологические типы и поэтому выделяются в самостоятельные рудные тела. Совокупность сопряженных рудных тел разных технологических типов, слагающих единое рудоносное карбонатитовое тело, может быть категоризована как рудная залежь.

В Карасугском рудном поле находятся восемь изолированных рудоносных карбонатитовых тел, отстоящих друг от друга на расстоянии до 2 км (рис. 3). Они могут быть отработаны несколькими независимыми в горно-техническом отношении

карьерными. Это означает, что входящие в контур предполагаемых карьерных полей сближенные рудные залежи фактически представляют собой самостоятельные месторождения.

Карбонатитовые месторождения и проявления в Центральной Туве отчетливо группируются в поля, разделенные пространствами, в которых отсутствие карбонатитов — установленный факт в условиях хорошей обнаженности и опосредованности территории. Каждое из полей контролируется участками тектонического дробления пород в зонах крупных широтных разломов, пересекающих локальные антиклинальные структуры. Во всех карбонатитовых полях присутствуют рудоносные карбонатиты, поэтому каждое из них является рудным полем, а их совокупность — рудным районом. Всего в Центрально-Тувинском районе семь рудных полей, включая Чайлюхемское на севере района. Шесть других рудных полей (с севера на юг) — это Карасугское, Чаахольское, Тээли-Оргудыдское, Улайское, Северо-Чозское и Южно-Чозское (см. рис. 1). Рудные поля можно оконтурить по крайним точкам распространения карбонатитовой минерализации (см. рис. 3). По площади выделяются две группы рудных полей: четыре сравнительно крупных от 10 до 25 км<sup>2</sup> и три мелких 0,6–1,6 км<sup>2</sup>. Не во всех полях присутствуют крупные рудоносные тела ранга месторождения. По-видимому, пока только в качестве рудопроявлений можно рассматривать рудные скопления в Чаахольском и Северо-Чозском полях.

Рудные поля могут быть объединены в рудные узлы. Четыре поля на юге района относительно сближены, образуя Чоза-Улайский рудный узел (см. рис. 1). К другому узлу можно отнести Карасугское и Чаахольское поля. Изолированно расположенное на севере района Чайлюхемское рудопроявление, по-видимому, относится к третьему узлу, совмещающему структурные уровни рудных узлов и поля. Выделяемые рудные узлы пространственно разобщены и отличаются друг от друга количественным соотношением разных типов карбонатитов. Судя по площади выходов (см. рис. 3), в Чоза-Улайском узле анкерит-кальцитовые карбонатиты преобладают над сидеритовыми. В Чаахоль-Карасугском узле, наоборот, в обоих рудных полях флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты резко преобладают над анкерит-кальцитовыми. Чайлюхемское рудопроявление характеризуется наличием одного типа карбонатитов гибридного (недифференцированного) состава, совмещающего анкерит-кальцитовую основу с флюоритом, баритом и бастнезитом.

Таким образом, скопления комплексных руд в Центрально-Тувинском районе можно подразде-

лить на структурные уровни: рудное тело – залежь – месторождение – поле – узел – район. Рудонесущие сидеритовые карбонатиты образуют тела различной формы и размеров. С крупными карбонатитовыми телами практически совпадают рудные залежи. Среди них можно оконтурить рудные тела, сложенные рудами разных технологических типов. Структурный уровень месторождения выражен не отчетливо и определяется на основе горно-технических и организационных факторов как совокупность рудных залежей, на базе которых может быть создано самостоятельное горно-добывающее предприятие (карьер). Территориально отчетливо обособлены карбонатитовые рудные поля. Уровень рудного узла находит подтверждение в количественном соотношении карбонатитов разных минеральных типов.

**Уникальные масштабы Карасугского месторождения.** К уникальным месторождениям относят самые крупные в мире единичные месторождения полезных ископаемых, запасы которых составляют существенную часть от мировых ресурсов. Такие месторождения называют также суперкрупными или гигантскими. Термин «уникальные месторождения» не является строгим, так как сосредоточенные на таких объектах рудные скопления по масштабу и условиям залегания часто соответствуют, по меньшей мере, рангу рудного поля. Автор допускает использование выражения «Карасугское месторождение», когда в контексте не требуется строгого понимания уровня структурной организации рудных образований.

Для оценки масштабов Карасугского и других рудных полей Центральной Тувы недостаточно имеющихся цифр разведанных запасов. Это связано с разной глубиной разведки рудоносных карбонатитовых тел и с не установленным их окончанием на глубину («бездонная бочка»). В Карасугском поле крупные рудные залежи прослежены скважинами до глубины 300–550 м, в Чаахольском — до глубины 200 м. Улатайское месторождение вскрыто штольневым горизонтом на глубине до 75 м. Многие залежи остаются оцененными лишь с поверхности. В этих условиях сравнивать масштабы рудных полей и месторождений можно по площади выхода карбонатитовых тел на поверхность. В табл. 3 приведены площади тел, измеренные автором по детальным картографическим материалам.

При оценке абсолютных запасов рудных полей и месторождений следует обособить запасы окисленных комплексных руд, слагающих верхние части рудных залежей. Сложность состоит в том, что, кроме Карасугского поля, в других рудных полях глубина зоны окисления точно не определена. Опираясь

на немногочисленные скважины, вышедшие из зоны окисления в Чаахольском и Улатайском полях, а также на факт обнажения в урезах некоторых рек неокисленных карбонатитов, можно сделать предположение о нижнем гипсометрическом уровне зоны окисления на разных участках. В результате дана прогнозная оценка запасов и ресурсов окисленных руд во всех рудных полях, мелкие тела из подсчета исключены (табл. 3). Общие запасы окисленных комплексных руд Карасугского рудного поля около 185 млн. т, что составляет три четверти от общего количества окисленных руд района, сосредоточенных в месторождениях с площадью выхода более 25 тыс. м<sup>2</sup> (см. табл. 3). В этот баланс не включены своеобразные руды Чайлюхемского рудопроявления, в которых отсутствует железо. Большинство запасов окисленных руд Карасугского и Улатайского месторождений при разведке были отнесены к категории С<sub>1</sub>+В, остальные — к категории С<sub>2</sub>.

Запасы неокисленных (первичных) руд Карасугского рудного поля зависят от глубины, до которой будет осуществлен их подсчет. Если взять глубину в 500 м, достигнутую некоторыми глубокими скважинами, то запасы неокисленных руд, включая ресурсы Р<sub>1</sub>, можно оценить в 230 млн. т. Суммарные запасы окисленных и неокисленных комплексных руд Карасугского поля достигают 415 млн. т. Это составляет более половины от всего количества комплексных руд Центрально-Тувинского рудного района.

Другие месторождения в районе значительно уступают Карасугскому по запасам и качеству руд. Так, руды Улатайского месторождения (91 млн. т) содержат в среднем 5,7% флюорита и 3,9% барита, в крупном Южно-Чозском месторождении (65 млн. т) содержания барита и флюорита практически незначимые. В рудах обоих названных месторождений понижено содержание TR и Sr, что выводит их в категорию малоценных железных руд.

Рудные скопления на Чайлюхемском участке отнесены к рудопроявлению условно в силу их недостаточной разведанности. Они распространены на площади около 1,3 км<sup>2</sup>. В центре выделяется участок с высокой плотностью рудной минерализации площадью 32 тыс. м<sup>2</sup>. На этом участке в недрах может быть сосредоточено несколько десятков миллионов тонн комплексной руды. Необходима более строгая оценка качества руд, но потенциально Чайлюхемское рудопроявление имеет шанс оказаться крупным месторождением стронция, легких редких земель и флюорита.

Перейдем к оценке запасов и относительной ценности отдельных полезных компонентов на Карасугском месторождении. Запасы компонентов рассчитываются из их среднего содержания в комп-

## 3. Запасы комплексных руд Центрально-Тувинского рудного района

Рудное поле, рудная залежь, месторождение	Площадь выходов, тыс. м <sup>2</sup>		Мощность зон руд, м	Запасы окисленных руд, млн. т		Запасы+ресурсы Р <sub>1</sub> до глубин ны 500 м, млн. т	
	рудосные карбонаты	анкерит-кальцито- вые карбонаты		по подчету 1955 г.	по оценке автора	неокисленные	суммарные
<b>Карасутское</b>	380	190	–	127	185	230	415
залежь 1	67	–	110–180	25,2	27	50	77
+8	65	120	20–75	4	7	40	47
залежь 2	78	70	180–230	31,9	39	45	84
» 3	29	0,1	210–230	12,6	17	17	34
» 4	30	–	250	10,2	20	15	35
» 5	18	0,3	135–150	1,7	6	12	20
» 6	46	–	230–310	39,2	39	32	71
» 7	7	–	200	2,2	3	4	7
» 9	40	–	300	–	25	15	40
<b>Чаахольское</b>	65	2	0–100	–	10	40	50
<i>Балдырганское</i>	33	–	100	–	7	25	32
<b>Чога-Улагайский рудный узел</b>	317	475	–	229	66	215	281
<i>Тээли-Орудьдское</i>	100	200	0–100	159,6	15	70	85
<i>Тээльское</i>	25	–	–	49,4	5	25	30
<i>Сарьхольское</i>	30	–	–	80,1	6	30	36
<b>Улагайское</b>	107	210	0–200	–	40	75	115
<i>Улатайское</i>	79	–	150–200	31	31	60	91
<b>Южно-Чозское</b>	70	65	50–100	31,1	15	50	65
<b>Северо-Чозское</b>	40	–	0–30	7,3	5	20	25
<b>Чайлохемское</b>	100	–	0–5	–	–	–	–
центральная часть	32	–	–	–	–	–	40
Всего в рудном районе	862	667	–	356	270	525	786
В том числе в месторождениях (>25 тыс. м <sup>2</sup> )	626	–	–	315	238	404	642



4. Запасы, сравнительная ценность и продуктивность полезных компонентов в комплексной руде Караусьского рудного поля

Полезные компоненты	Среднее содержание в рудах, мас. %		Запасы* и их масштаб, млн. т	Цена 1 т концентрата (содержание в концентрате), дол. США	Ценность компонента в 1 т руды, дол. США	Расчетная добыча при производстве 1 млн. т руды/год, тыс. т	Годовое производство в мире, тыс. т	Показатель продуктивности: расчетная добыча/100, производство в мире отн. %	Запасы общемировые и крупнейший месторождений, млн. т
	окислительных	неокислительных							
Fe	30,2	27,3	119 мелкие	7,5 (64%)	3,2	300	1 000 000	0,03	350 000
BaSO <sub>4</sub>	19	13,8	67 уникальные	60 (95%)	9	190	7000	2,7	860, Мрима (25), Саллан-латва (27), Плансиано (7)
CaF <sub>2</sub>	11,5	8,7	41 уникальные	92 (97%)	9	110	4200	2,6	Амба-Донгар (11), Ожорусу (10), Пьянчиано (7)
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1		4,5 крупные	5500 (60%)	110	11	89	12,4	Томтор (153), Баянь-Обо (36), Этанено (20), Маунтин-Пассе (5)
SrO	10-15**		10-12 уникальные	70 (92%)	4,5	100	200	50	Монтевиве (3,75)
U	0,015		0,07	60 000	9	0,15	40	0,37	3,5
Mo	0,025		0,1	20 000	5	0,25	150	0,17	23

\*Расчитаны из суммарных разведанных и прогнозных запасов комплексных руд до глубины 500 м — 415 млн. т, в том числе 185 млн. т окислительных и 230 млн. т неокислительных руд.

\*\*В рудах стронцийсодержащего типа с баритоцелеститом и стронцианитом.

лексных рудах (табл. 4). К сожалению, по результатам геологоразведочных работ корректных оценок среднего содержания TR и Sr в ряде рудных залежей по разным причинам не получено, и в этих случаях приведена авторская экспертная оценка. Расчеты дают следующие цифры запасов полезных компонентов в комплексных рудах рудного поля в целом до глубины 500 м (млн. т): железо 119, барит 67, флюорит 41, сумма  $TR_2O_3$  4,5, SrO 10–12. Можно оценить и запасы сопутствующих компонентов (тыс. т): Y 60, U 70, Mo 100.

Расчет стоимости компонентов, заключенных в 1 т комплексной руды, показывает, что наибольшую ценность представляют собой редкие земли (см. табл. 4). Другие компоненты значительно уступают им по стоимости, причем самым малоценным является железо. Различаются компоненты и по расчетной продуктивности. Исходя из условной производительности рудника на Карасугском месторождении 1 млн. т руды в год, можно определить ежегодную добычу каждого из полезных компонентов. Если соотнести ее с объемом мировой добычи, то выясняется, что комплексные руды обладают наибольшей продуктивностью по стронцию, меньшей по редким землям, еще меньшей по бариту и флюориту, несущественной по железу (см. табл. 4). В итоге, основываясь на относительной ценности и продуктивности главных полезных компонентов, комплексные руды Карасугского месторождения в порядке увеличения значимости компонентов можно определить как «железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельные».

Сравнение запасов отдельных компонентов Карасугского месторождения с мировыми эталонами — крупнейшими месторождениями и общемировыми ресурсами (см. табл. 4) показывает, что Карасугское месторождение по запасам флюорита, барита и стронция — самое крупное в мире. Запасы редких земель можно оценить как крупные и лишь запасы железа — как мелкие. Сосредоточение на месторождении в одних комплексных рудах самых крупных в мире запасов сразу трех компонентов (F, Ba, Sr) выводит его в ряд выдающихся даже среди самых известных уникальных месторождений мира. Концентрированный привнос в одном минерагеническом процессе столь огромных масс F, Ba, Sr, TR, вероятно, оказался следствием магматического происхождения первичных флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов.

Итак, Центральнo-Тувинский рудный район, в котором распространены комплексные руды карбонатитового типа, включает серию рудных полей, крупнейшим из которых является Карасугское поле (месторождение). Оно включает в себе самые большие в мире запасы флюорита, барита и стронция, а также крупные запасы редких земель. Это ставит Карасугское месторождение в ряд наиболее выдающихся уникальных месторождений мира. Многокомпонентные ураноносные железо-флюорит-барит-стронций-редкоземельные руды на 80% сложены полезными минералами. Разработана принципиальная технологическая схема переработки руд с извлечением всех компонентов. Месторождение подлежит открытой разработке и расположено у шоссейной дороги Кызыл–Абаза–Абакан. В случае вовлечения в эксплуатацию оно будет иметь много конкурентных преимуществ перед другими редкоземельными объектами в России. Это надо учитывать при разработке планов промышленного освоения таких месторождений, как Томтор и Белая Зима.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Болонин А.В.* Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасугского карбонатитового месторождения в Туве // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 31–43.
2. *Болонин А.В.* Морфология и структурный контроль карбонатитов Карасугского месторождения, Тува // Руды и металлы. 2002. № 2. С. 34–43.
3. *Болонин А.В., Кайкова Т.М., Комарницкий Г.М.* О карбонатитовой природе комплексного железо-флюорит-барит-редкоземельного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 3. С. 59–64.
4. *Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr-возраст карбонатитов Центральной Тувы / А.В.Никифоров, А.В.Болонин, Б.Г.Покровский и др. // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 296–319.*
5. *Каждан А.Б.* Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана. – М.: Энергоатомиздат, 1983.
6. *Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав / А.В.Никифоров, А.В.Болонин, А.М.Сугоракова и др. // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 360–382.*
7. *Митропольский А.С.* Гидротермальные комплексные железорудные месторождения // Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., 1959. Т. 1. Кн. 2. С. 498–511.
8. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИИ-Природа, 2003.

УДК 553.411 (575.1)

© В.Я.Зималина, У.П.Алиева, 2007

## О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДНЫХ ТЕЛАХ

**В.Я.Зималина, У.П.Алиева (ИМР Госкомгеологии Республики Узбекистан)**

*Рассматриваются структурные условия размещения золотого оруденения на Гужумсайском месторождении. На основе проведенного статистического анализа сделаны выводы о влиянии на рудоотложение открытых, скользящих и притертых участков рудных тел, образованных при неоднократных подвижках в районе месторождения.*

Зармитанское золоторудное поле, согласно П.Ф.Иванкину, Н.И.Назаровой [6], относится к эндо-эзоконтактовой области гранитоидов, представленной сближенными веерообразными жильными телами. Структурный облик рудного поля определяется Кошрабадским интрузивом граносиенитов и Караулхана-Чармитанской зоной смятия.

Кошрабадский интрузив имеет форму лакколита с ножкой в восточной части тела и сопровождается зоной контактовых роговиков и узловатых сланцев. На северо-западе он ограничен Маджерумским разломом, на юге — Караулхана-Чармитанской зоной смятия, на востоке — скрытой сквозной глубинной структурой, маркируемой флексуобразным изгибом осадочно-метаморфических толщ и изменением рисунка и интенсивности проявления геохимических аномалий. Образованный этими структурами тектонический блок дополнительно осложнен сколовыми трещинами северо-восточного простирания, часть из которых закладывалась в доаболитовый этап.

Караулхана-Чармитанская зона смятия (рис. 1) относится к системе субширотных глубинных разломов, расчленяющих герцинский тектонический пояс Нуратинских гор на сложную мозаику узких клиновидных и линзовидных блоков. Они характеризуются высокой подвижностью и отчетливой горизонтальной и вертикальной зональностью метаморфических преобразований, где ведущая роль в процессе рудоотложения отводится раннеорогенным карбонатно-сульфидно-углеродистым метасоматитам.

В междуречье Пангат-Наукатсая Караулхана-Чармитанская зона смятия представлена сложным многоосевым разломом, насыщенным субпараллельными и кулисно расположенными внутришовными сколовыми трещинами, окаймленными полосами интенсивно деформированных пород с внутриблоковыми пластическими и хрупкими деформациями.

Мощность зоны колеблется в пределах 300–600 м, а составляющих ее ветвей — 60 м. Ветви зоны смятия занимают в основном продольное положение относительно простирания пород и имеют с ними близкие углы падения. К западу от Уразальского разлома вмещающие породы залегают моноκлиально и падают в северных румбах под углами 60–80°. К востоку от разлома широко проявлена изоклиальная складчатость, породы круто падают на север и юг. Соответственно им крайне изменчивы углы падения ветвей зоны смятия. Продукты дислокационного метаморфизма визуально представлены кварцевыми жилами и прожилками (в форме прерывистых цепочек протяженностью до 2 км при средней мощности 6–7 м) и узкими (около 6 м) полосами графитизации. Золоторудная минерализация (золото-полисульфидно-карбонатно-кварцевой формации) встречается спорадически в форме линзовидных и столбообразных тел (протяженность до 200–300 м, мощность в раздувах 3,5 м). Содержание золота низкое (десятые доли процента), в отдельных пересечениях достигает 4–13 у.е.

На площади Зармитанского рудного поля Караулхана-Чармитанская зона смятия «причленяется» с востока к Кошрабадскому интрузиву, включает карателинский сателлит, а на западном фланге месторождения Чармитан «поглощена» граносиенитами. Суммарная ширина зоны в рудном поле более 1000 м. Среди роговиков и узловатых сланцев она распознается по повышенному рассланцеванию пород и мелкой напряженной складчатости субширотного простирания с наклоном осевых плоскостей на юг. Обособляются 4–5 ветвей (полос) интенсивного рассланцевания мощностью до 100 м, расчленяющих вулканогенно-терригенный комплекс на продольные, круто падающие к северу пакеты дисгармонично-складчатых пород. В эндоконтакте интрузива отдельные ветви зоны смятия «пробивают» граносиениты. По данным С.Ф.Редь-



Рис. 1. Рудовмещающие структуры на Гужумсайском золоторудном месторождении:

1 — осадочные породы джабулакской свиты; 2 — роговообманково-биотитовые граносиениты; 3 — кварцевые жилы; 4 — тектонические нарушения, зоны разломов; 5 — элементы залегания пород; 6 — направление движения сдвига; 7 — правый сдвиг по основной зоне; 8 — направление скола; Pt. — рудное тело, Р.л. — разведочные линии

кина [8], они маркируются жилами дорудного кварца, выполняющего трещины отрыва (рудное тело 7), которые при последующих подвижках «перерастают» в сколы.

Золоторудное поле расположено в юго-восточной части Кошрабадского плутона и приурочено к ограничивающей его с юга долгоживущей зоне смятия. В систематике геолого-промышленных типов эндогенных золоторудных месторождений углеродистых вулканогенно-сланцевых пород оно может быть отнесено к группе линейно вытянутых рудных поясов, где размещение оруденения почти полностью определяется комбинацией складчато-разрывных элементов, а позиция рудных полей — изгибами основной рудоконтролирующей структуры.

Тектонические напряжения играют важную роль в размещении оруденения гидротермального генезиса. В результате их проявления горные породы подвергаются разнообразным деформациям, обеспечивающим поступление минерализующих растворов.

А.М.Глотовым и Д.П.Фоминым [3] на месторождении Чармитан установлено, что рудный процесс протекал при тектоническом сжатии по азимуту  $250^\circ < 15^\circ$ . А.Д.Швецову и др. [9] удалось подтвердить это заключение в окрестностях рудного поля на месторождении Караулхана методом массовых замеров распределения прожилкового окварцевания и золотой минерализации в поле элементов залегания внутришовных трещин зоны смятия и северо-восточных разломов. Устойчивый режим сжатия с горизонтальной осью в северо-восточных румбах был во время отложения дорудного кварца и сохранился до заключительных стадий формирования рудных тел. В этот период по субширотным и северо-восточным разломам преобладали левосторонние взбросо-сдвиговые подвижки, а северо-западные трещины находились в нагруженном состоянии и имели незначительные правосторонние перемещения. В стадию серебряной минерализации тектонические напряжения ослабли и, вероятно, реализовались в других условиях.

Месторождение Гужумсай расположено в граносиенитах Кошрабадского позднепалеозойского интрузивного массива, на западном фланге Зармитанского рудного поля. Перекрыто чехлом (40–120 м) неоген-четвертичных отложений, разведано на трех шахтных горизонтах и прослежено на глубину скважинами. Представлено 10 субпараллельными жильно-прожилковыми зонами северо-восточного простирания, которые имеют форму пучка, контролируемого Центральным разломом.

На геологических картах Зармитанского рудного поля, составленных разными авторами, Цент-

ральный разлом служит структурной границей между месторождениями Чармитан и Гужумсай. Он блокирует северные ветви Караулхана-Чармитанской зоны смятия и, в свою очередь, примыкает к его южной ветви, которая также ограничивает с юга Кошрабадский интрузив, что свидетельствует о сложных возрастных соотношениях этих геологических элементов. Расположенный западнее рудного поля Уразальский разлом аналогичного простирания пересекает под острым углом зону смятия, которая в его боках имеет различный структурный облик. Распространенные в зоне смятия добаголитовые дайки мальгузарской формации (диоритовые порфириды) в западном боку Уразальского разлома образуют субсогласные плиты, а в восточном — изометричные штоки. Отметим также, что аналогичные функции выполняет северо-восточный разлом в Мурунтауском мегаштокверке, где он разграничивает рудные залежи 1 и 2. В первой залежи стержневые кварцевые жилы простираются субширотно, а во второй ориентированы на восток-северо-восток. Такого рода разломы Н.И.Бородаевский [1] считает особым видом рудораспределяющих структур, относительно которых рудные тела располагаются закономерно. К их числу, по-видимому, принадлежит Центральный разлом. На месторождении Чармитан северо-восточные локальные разломы блокируют рудоконтролирующие зоны, а последние в эндоконтакте интрузива формируются как сколовые трещины по первоначальным отрывам. На месторождении Гужумсай северо-восточные разломы становятся рудовмещающими, а по генезису относятся к сколам.

Промышленные рудные тела Гужумсайского месторождения по особенностям морфологии принадлежат к двум типам — жильному и маломощных жильных зон. В количественном отношении преобладает жильный тип. В пределах одного и того же рудного тела один морфологический тип по простиранию нередко переходит в другой, слагая цепь чередующихся интервалов длиной от нескольких метров до нескольких десятков метров. Внешние границы рудных тел во всех случаях не определяются визуально, а устанавливаются по данным опробования. Распределение золота весьма неравномерное. Изменчивость параметров промышленного оруденения характеризуется следующими коэффициентами вариации: по мощности — от 49 до 105%, по содержанию Au — от 86 до 248%, Ag — от 80 до 215%.

Жильный тип представлен стержневой кварцевой жилой средней мощностью 0,1–0,2 м, нередко с прожилковым окварцеванием в зальбандах. Обычно это ранний кварц, по времени образования соп-

Средние параметры граней рудных тел

Номера рудных тел	Притертые грани						Номера рудных тел	Скользящие грани	
	Азимут простирания, град.	Длина, м	Мощность, м	Среднее содержание Au, у.е.	Метрограмм	Число сечений в гранях		Азимут простирания, град.	Длина, м
51	60	20	0,28	10,1	2,828	5	51	75	24,0
	54	29	0,47	7,53	3,539	7		65	20,0
	62	18,5	0,29	11,7	3,393	6		79	13,0
	74	17,0	1,17	1,96	2,29	4		64	26,5
	64	22,0	0,6	2,5	1,5	3	51б	80	46,0
	51	15,0	0,43	11,74	5,05	2	51в	60	31,0
51б	50	22,0	0,30	5,9	1,770	7	52	75	24,0
	70	24,0	0,35	4,2	1,470	7	52г	75	52,0
	60	23,0	0,32	4,98	1,59	8	53	85	24,4
51в	52	12,0	0,33	49,7	16,401	2	53а	67	24,0
52	70	20,4	0,65	10,5	6,825	7		67	15,0
53	92	18,0	0,85	17,45	14,832	7	55	58	19,0
53а	59	22,0	1,51	9,78	14,768	6	55г	50	32,0
55	70	17,5	0,4	30,2	12,08	6	55ж	66	22,0
55г	75	28,0	0,4	15,34	6,136	9	56	70	23,0
55ж	55	25,0	0,35	12,48	4,368	7		54	32,8
56	68	6,0	0,30	119,2	35,76	2	56а	70	86,0
	50	39,0	0,53	4,56	2,42	6	56в	59	26,5
56в	52	12,0	0,33	49,7	16,4	3	57	76	51,8
57	87	19,0	1,15	7,73	8,89	4		72	19,2
	95	34,8	0,9	8,7	7,83	10		69	16,4
	98	36,6	1,08	11,5	12,42	5		75	41,6
Сумма	1468	480,8	12,99	-	182,554	123		1511	670,2
Среднее	66	21,8	0,59	14,05	8,30			69	30,4

ряженный с этапом гумбеитизации и являющийся ведущим концентратором золотого оруденения. Нередко кварцевые жилы (рудные тела 54, 56 и др.) приурочены к швам более раннего этапа дислокационного метаморфизма, при этом в контактах жил местами сохраняется присущая ему эпидот-хлоритовая минерализация. Данный генетический тип кварца составляет основную ценность рудного тела и характеризуется четким максимумом содержаний золота. В отдельных интервалах рудных тел, где средняя мощность стержневой жилы достигает 0,4–0,5 м, а в раздувах до 0,8–1 м, «дополняющая» доля кварца представлена обычно более поздней слабозолотоносной генерацией, сопряженной по

времени образования с березитизацией вмещающих граносиенитов (пирит-арсениопиритовая стадия). В таких случаях максимум содержаний золота смещается к какому-то одному боку жилы или в зальбанд жилы с развитым прожилковым окварцеванием. Рудная минерализация второй стадии (янокристаллический пирит, арсениопирит, редко шеллит) далеко не всегда сопровождается «своей» генерацией кварца и чаще образует самостоятельные прожилки или мелкие гнезда в раннем кварце, на контактах кварцевых жил и прожилков, а также «сухие» прожилки сульфидов. Эпизодически встречаемая рудная минерализация поздней золото-сульфидно-полиметаллической стадии развивается

Скользкие грани				Номера рудных тел	Открытые грани					
Мощность, м	Среднее содержание Au, у.е.	Метрограмм	Число сечений в гранях		Азимут простирания, град.	Длина, м	Мощность, м	Среднее содержание Au, у.е.	Метрограмм	Число сечений в гранях
0,86	12,75	10,965	9	51	73	55,0	3,05	6,0	18,30	12
0,30	13,8	4,140	5		84	41,0	2,06	4,54	9,352	8
0,86	2,32	1,99	3		73	51,0	3,94	24,63	97,04	6
0,66	10,9	7,19	7		60	21,0	1,4	7,10	9,94	4
0,8	9,47	7,57	7	51б	100	32,0	5,3	23,3	123,49	5
1,4	17,4	24,36	9		90	30,0	2,75	22,57	62,067	2
1,35	21,92	29,59	8	51в	71	64,0	1,7	11,3	19,21	15
1,30	5,6	7,28	14	52	60	21,6	1,82	14,25	25,93	5
1,33	11,66	15,51	7		65	25,6	1,75	32,45	56,79	8
1,35	14,2	19,17	2	52г	62	20,8	2,12	9,15	19,40	5
2,37	3,8	9,0	4		80	37,4	2,6	8,87	23,06	11
0,65	5,35	3,48	6	53	75	56,0	2,29	10,73	24,57	15
0,75	18,05	13,537	10		88	39,6	2,18	6,69	14,58	6
0,78	9,0	7,02	6		70	27,0	2,23	11,37	25,35	6
0,73	25,1	18,32	9		60	43,0	1,24	19,26	23,88	12
1,11	9,5	10,54	6	53а	92	16,0	3,1	6,33	19,6	6
2,11	16,29	34,37	17	55	78	46,5	3,36	16,74	56,25	9
1,53	13,17	20,15	5		75	28,0	5,15	16,7	86,0	6
1,34	12,61	16,89	7	55г	65	22,0	1,3	13,84	17,99	7
1,18	7,35	8,67	9	55ж	55	45,0	2,0	5,15	10,30	11
1,02	21,42	21,85	5		71	27,5	0,81	5,5	4,45	10
2,0	25,2	50,4	6		80	21,0	0,9	4,8	4,32	7
25,78	-	341,985	161	56	65	27,0	1,68	15,2	25,53	5
1,17	13,26	15,54			62	26,2	1,57	9,99	15,68	8
					65	30,4	1,43	7,67	10,97	9
				56а	85	52,0	4,32	9,0	38,88	6
				56в	71	64,0	1,7	11,3	19,21	9
					77	42,0	2,0	12,5	25,0	8
				57	67	31,6	1,9	7,35	13,96	10
					53	38,4	1,63	5,2	8,47	10
					71	18,0	6,4	8,99	57,54	2
				Сумма	2243	1100,6	75,68	-	967,11	243
				Среднее	73	32,5	2,44	12,78	31,2	

в виде маломощных прожилков и уплощенных линз обычно вдоль контактово-кварцевых жил, прожилков; фиксируется она чаще в периферийных рудных телах 54, 55, 56.

Геолого-структурная обстановка и размещение оруденения на месторождении обусловлены в основном двумя крупными разрывными нарушениями — Караулхана-Чармитанской зоной и оперяющим ее Центральным разломом.

Караулхана-Чармитанская зона — основная рудоконтролирующая структура субширотного простирания, которая осложняет южный контакт Кошрабадского интрузива. Это наиболее древняя (доинтрузивная) система глубокого заложения, по ко-

торой в разные периоды происходили значительные и, возможно, разнонаправленные перемещения блоков пород. А.В.Королев и В.Э.Поярков [5] пришли к выводу, что крупные разрывы (в нашем случае Караулхана-Чармитанская зона и Центральный разлом) не несут оруденения, так как они были открытыми, т.е. доходили до дневной поверхности. Однако, подвергаясь раздроблению под влиянием тектонических причин, создают пути для проникновения рудообразующих растворов. Месторождения Чармитан, Гужумсай, Промежуточное, многочисленные точки минерализации приурочены к нарушениям сколового типа, оперяющим эту крупную зону разломов. Оруденение локализовалось в

искривленных участках разломов, которые при существующем во время минералообразования характере деформаций оказались приоткрытыми.

Мощность зоны колеблется от первых десятков метров на прямолинейных участках субсогласного с вмещающими породами простираения до 300–600 м в участках изгибов зоны и косоугольного пересечения последних. Состоит из серии субпараллельных и косопересекающих разрывов мощностью от первых до нескольких десятков метров.

Центральный разлом также северо-восточного простираения представляет собой северо-восточную ветвь Караулхана-Чармитанской зоны. Это рудоконтролирующая структура, вмещающая практически все основные промышленные рудные тела Гужумсайского месторождения. В строении и структуре месторождения особая роль принадлежит разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного направлений, контролируемым Центральным разломом. Это имеет решающее значение в размещении оруденения гидротермального генезиса, т.е. в структурном отношении площадь месторождения была «подготовлена» для проникновения рудоносных растворов.

Площадь месторождения (5,6 км<sup>2</sup>) представляет собой прямоугольник со сторонами 2,5×2,25 км. Геологическими границами служат Южный разлом на юге и субширотный пояс гранитоидных даек на севере. Западная граница проходит по ветви скрытого глубинного разлома под правым бортом ручья Гужумсай, восточная — условно проводится в районе разведочных линий 10–15 и подлежит уточнению в дальнейшем. Настоящее ее положение обосновывается тем, что в створе разведочной линии 20, хорошо изученной канавами и скважинами, промышленное оруденение не установлено.

Месторождение слагают две в разной степени развитые группы рудовмещающих пород: позднепалеозойские гранитоиды Кошрабадского интрузива и метаморфизованные осадочные породы раннего силура. Последние весьма ограниченно развиты вдоль южной границы месторождения и представлены отложениями джазбулакской свиты позднепалеозойского–ранневенлокского возраста. Свита сложена сланцами, алевролитами, песчаниками, в некоторых прослоях содержащими примесь туфогенного и известкового материала; зафиксированы отдельные линзы известняков, а также маломощные субсогласные линзо- и пластообразные тела диабазовых порфириров. Рудообразование происходило в породах, затронутых процессами регионального и контактового метаморфизма, — граносиенитах и полевошпат-биотитовых роговиках. Породы в различной степени сери-

цитизированы, окварцованы, полевошпатизированы, хлоритизированы.

Золотое оруденение месторождения Гужумсай концентрируется в кварцевых жилах, кварцевых, кварц-сульфидных и сульфидных прожилках. Рудные тела приурочены к оперяющим трещинам скола северо-восточного направления, которые образовались в результате сдвига по Караулхана-Чармитанской зоне. Сдвиг — разрывное смещение, направленное по простираению трещин, которое может быть правым и левым. При сдвиге могут образовываться как трещины отрыва, так и трещины скола. Трещины скола образуют две системы: одна из них параллельна трещине основного разрыва, другая наклонена к последнему в сторону сдвига. По положению (наклону) оперяющих сколовых трещин можно судить о направлении сдвига по Караулхана-Чармитанской зоне разломов, т.е. сдвиг по основной структуре был правосторонним (по часовой стрелке).

Рудные тела, разведанные на месторождении, сосредоточены на двух участках — северо-западном (серия рудных тел 51, 52, 53, 56, 57, 2) и южном (серия рудных тел 55). Северо-западный участок расположен висячем боку Центрального разлома, южный — приурочен к висячему боку Караулхана-Чармитанской зоны.

По морфологическим особенностям рудные тела относятся к двум типам — жильному и линейным минерализованным зонам, которые часто переходят друг в друга. Жильный тип представлен стержневой жилой кварца, а линейные минерализованные зоны состоят из серии сближенных прожилков. Распределение золота и серебра в рудных телах и отдельных сечениях крайне неравномерное, а границы промышленного оруденения определяются по результатам опробования.

Как отмечает А.С.Великий [2], важную роль играет характер трещин, вмещающих оруденение. При изогнутых и волнистых трещинах, наиболее широко распространенных в природе, благоприятные условия для образования рудных тел создавались в случае перемещения по ним. Смещение по искривленным трещинам приводит к притиранию стенок в одних местах и приоткрыванию трещины в других. Это один из важных факторов, влияющих на локализацию рудных тел, а нередко на их форму и размеры. Для изучения указанного фактора на месторождении Гужумсай на планах опробования рудных тел были выбраны участки с возможностью четкого выделения трещин скола. Рудные тела разбивались на отдельные грани с различными мощностями руд, содержаниями золота и серебра, азимутом простираения. Различия обусловлены разной ориентацией граней по отношению к направлению



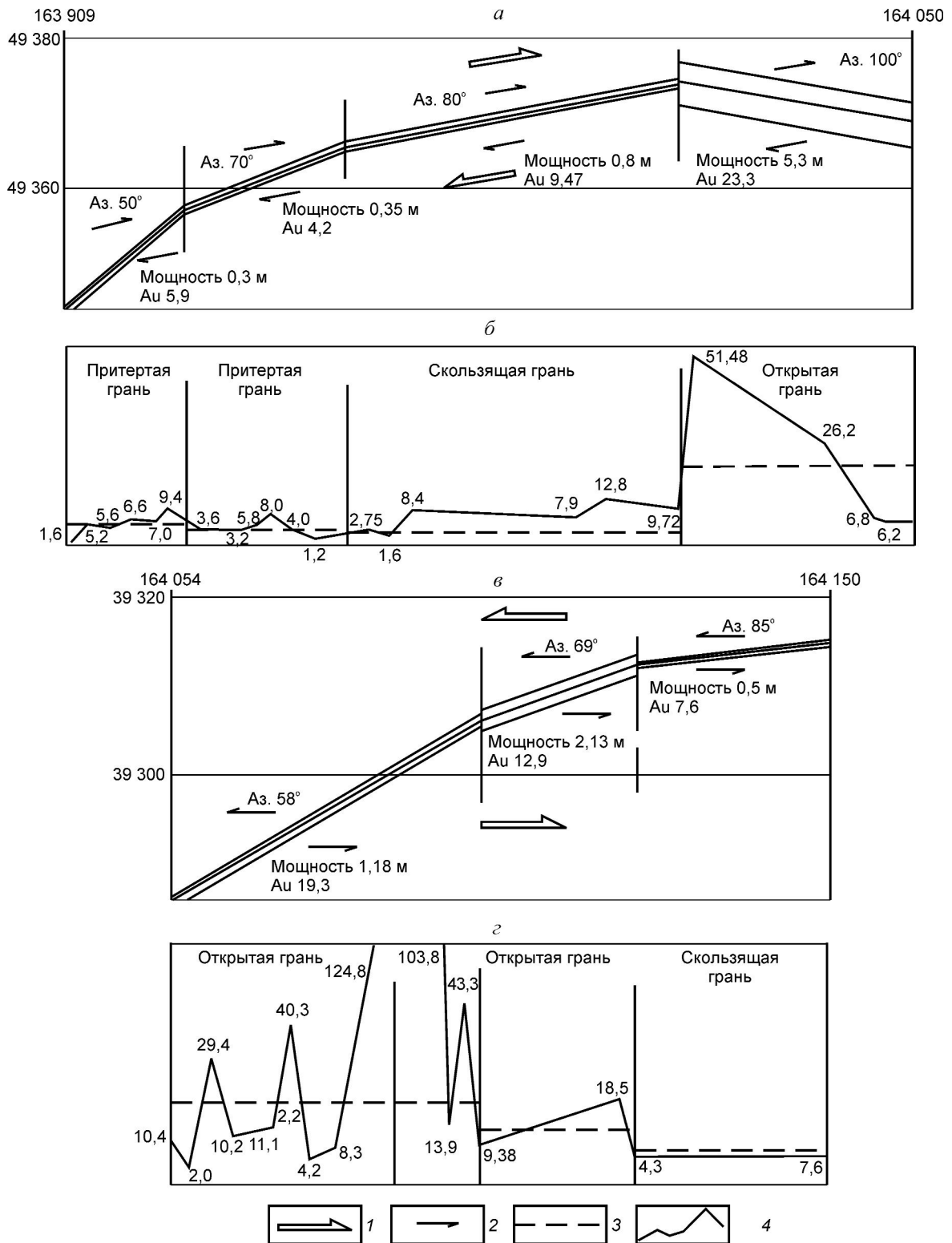


Рис. 2. Схема формирования рудного тела 516 (а, в) и распределение содержаний золота в сечениях по граням (б, з):

1 — генеральное направление движения вдоль рудной зоны; 2 — направление движения в гранях; 3 — среднее содержание золота по грани, у.е.; 4 — то же, по сечениям, у.е.

сдвиговых усилий. По этому признаку выделялись три типа граней: притертые, скользящие и открытые (рис. 2). Проанализированы параметры 22–31 грани по 15 рудным телам, охарактеризованным данными опробования горных выработок шахты 1. Всего для расчета средних параметров рудных тел по граням было задействовано 527 сечений. Результаты анализа приведены в таблице. Средний азимут простирания притертых граней  $66^\circ$ , скользящих —  $69^\circ$ , открытых —  $73^\circ$ . Наименьшая мощность рудных тел (0,59 м) и максимальное содержание Au характерны для притертых граней, а наибольшая мощность (2,44 м) и минимальное содержание Au — для открытых. Это объясняется тем, что в притертых маломощных гранях рудное тело, как правило, представлено рудоносной кварцевой жилой, а в открытых — серией кварцевых прожилков в граносиенитах. Однако поведение метрограммов золота обратное — максимум приходится на открытые грани за счет увеличения мощностей рудных тел.

Таким образом, очевидна следующая закономерность. Рудные тела притертых граней представлены жильным типом — маломощной стержневой кварцевой жилой, чаще с высоким содержанием, а участки рудных тел открытых граней — серией сближенных кварцевых прожилков (линейные минерализованные зоны). Мощность рудных тел открытых граней в десятки раз превышает таковую притертых граней, за счет чего значительно увеличивается и метрограмм золота по ним. Рудные тела скользящих граней по всем параметрам занимают среднее положение между двумя указанными типами граней. Обращает на себя внимание тот факт, что наибольшую длину имеют открытые грани, а наименьшую — притертые. Проведенное исследование показывает, что морфология рудных тел зависит от характера сколовых трещин, вмещающих оруденение, и сдвига по ним.

Ранее А.Д.Швецов, изучая морфологию рудных тел и особенности размещения оруденения [9], провел кинематический анализ строения рудного тела 55 по методу раздельного анализа факторов, разработанному Ю.С.Шихиным [10]. Исследовались закономерности распределения оруденения в жилах относительно структурных элементов рудоконтролирующих поверхностей и поперечных сколов. Для сколовых поверхностей главной морфологической особенностью является чередование субпараллельных выпуклостей структурных волн. Прослеживание этих волн помогает охарактеризовать рудоконтролирующие поверхности по морфологическому типу, а это, в свою очередь, позволяет предположить условия размещения оруденения.

Рудная жила анализировалась на двух горизонтах 780 и 720 м по наиболее наглядному (с точки зрения рудоносности) параметру — метрограмму, который представляет собой линейные запасы. Исследовалась разведанная часть структуры, которая на обоих горизонтах представляет собой выпуклую структурную волну [7]. При боковом левостороннем (против часовой стрелки) смещении рудовмещающего разлома и блокировании его поверхности поперечными дорудными трещинами на его поверхности образовались отдельные приоткрытые звенья (локальные ловушки), которые и обусловили неравномерное распределение золота по простиранию рудного тела.

При сдвиго-взбросовом характере деформации в пределах полуволны выделены несколько звеньев с различными условиями рудоотложения (с юго-запада на северо-восток): приоткрытое, шарнир, несущее и скользящее. Из них наиболее благоприятными оказались приоткрытое звено и шарнирная часть полуволны (см. рис. 2). Судя по сходному распределению метрограммов на обоих разведанных горизонтах в этих звеньях, на фоне общей жильной формы рудного тела сформировались два уплощенных столба с устойчивыми благоприятными перспективами на глубину. Аналогичным образом проводился анализ северо-восточного фланга рудовмещающего разлома.

На основании вышеизложенного и проведенных исследований констатируем, что для месторождения Гужумсай наиболее важны следующие закономерности геологического контроля оруденения.

1. Вся рудная минерализация связана с зонами разломов и определяется комплексом структурно-литологических факторов. Общий характер ее пространственного размещения обусловлен положением рудоконтролирующей зоны разломов (Караулхана-Чармитанская), а рудоносность по отдельным нарушениям характеризуется принадлежностью к иным структурно-тектоническим нарушениям, а именно к оперяющим трещинам скола субширотного и северо-восточного направлений, контролируемым Караулхана-Чармитанской разрывной структурой.

2. Важным фактором, влияющим на локализацию рудных тел, является также параллельно-волнистая поверхность, присущая сколовым нарушениям. При дополнительном смещении по таким нарушениям возникают участки (грани) с различной интенсивностью оруденения. Нами и предыдущими исследователями были проанализированы притертые, скользящие, приоткрытые и открытые грани поверхностей трещин, каждая из которых оказалась в той или иной степени минерализованной.

3. Наиболее богаты по содержанию притертые грани (среднее содержание 14,05 у.е.) рудоносной кварцевой жилы. В открытых гранях, которые, по сути, должны быть наиболее продуктивными, среднее содержание составило 12,378 у.е., что связано с их «разубоживанием» вмещающими породами, поскольку рудное тело представлено в этих гранях серией кварцевых прожилков в граносиенитах (минерализованная зона). Это подтверждается также наиболее наглядным параметром — метрограммом, который в открытых гранях равен 31,2, а в притертых — 8,3, т.е. за счет увеличения мощности (в открытых гранях она составляет 2,44 м, в притертых — 59 м) возрастает метрограмм. Заметим, что наибольшая длина свойственна открытым граням (32,5 м), наименьшая — притертым (21,8 м). Таким образом, морфология рудных тел и интенсивность оруденения зависят от характера сколовых трещин и сдвига по ним.

В заключение следует отметить, что исследованием морфологического направления необходимо уделять большее внимание, так как правильное представление о морфологическом типе рудных тел, их форме позволяет в конечном счете избежать ошибок при подсчете запасов и дать более достоверный прогноз на перспективу [4].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородаевский Н.И.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 35. С. 407–414.
2. *Великий А.С.* Структуры рудных полей. – Л.: ЛГУ, 1961.
3. *Гловов А.М., Громова Е.И., Фомин Д.П.* Парагенетические минеральные ассоциации и стадийность процесса образования руд месторождения Зармитан // Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент, 1980. Вып. 33. С. 8–11.
4. *Зималина В.Я.* Достоверность разведки рудных месторождений Средней Азии с неравномерным распределением оруденения. – Ташкент: Фан, 1992.
5. *Королев А.В., Поярков В.Э.* Проявления гипогенной минерализации — индикаторы скрытого оруденения // Советская геология. 1948. № 34. С. 41–46.
6. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. – М.: Недра, 1988.
7. *Исаков М.У., Швецов А.Д., Зималина В.Я.* Геолого-структурные условия размещения оруденения и морфология рудных тел месторождения золота Гужумсай // Геологическое изучение и использование недр. М., 1998. Вып. 3. С. 50–56.
8. *Редькин С.Ф.* Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня // Тез. докл. Ташкент, 1979.
9. *Швецов А.Д., Исаков М.У.* Организация геологических данных при прогнозировании эндогенных золоторудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1998. № 12. С. 18–21.
10. *Шихин Ю.С.* Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. – М.: Недра, 1991.

УДК 553.493:551.782.1 (470.61)

© Н.И.Бойко, Г.Ю.Скляренко, 2007

## МИОЦЕНОВЫЕ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫЕ РОССЫПИ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Н.И.Бойко, Г.Ю.Скляренко (Южный федеральный университет,  
г. Ростов-на-Дону)

*Выполненными исследованиями установлено, что основные россыпи Ольховского титано-циркониевого месторождения на южном склоне Воронежской антеклизы приурочены к песчаному субкомплексу прибрежно-морских отложений миоценового (полтавского) породно-осадочного бассейна. Существенное влияние на формирование россыпей оказывал структурно-тектонический фактор. Показано, что именно сингенетично развивавшаяся Богучарская приподнятая глыба Хоперской моноклинали препятствовала выносу россыпных минералов в более глубокую восточную часть полтавского бассейна седиментации и обеспечивала необходимый для их мобилизации гидродинамический режим. Установленные закономерности распространения и условия образования титано-циркониевых россыпей на южном борту Воронежской антеклизы могут использоваться при новой оценке Ольховского месторождения и выявлении перспективных площадей на юге Русской платформы.*

В настоящее время один из наиболее перспективных объектов на титан и цирконий в европейской части нашей страны — Южно-Российская провинция древних прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей. Основные выявленные здесь россыпи связаны с сарматскими и киммерийскими отложениями Предкавказья. Сарматские россыпи приурочены к крупной структуре Скифской плиты — Ставропольскому своду [2, 3, 10], а киммерийские установлены на Таманском полуострове [4]. Металлогенический потенциал Предкавказского россыпного бассейна оценивается, по данным Северо-Кавказского отделения ВИЭМС, в 435 000 тыс. т минералов титана и циркония.

Геологоразведочные работы по оконтуриванию в пределах Южно-Российской россыпной провинции площадей с промышленными запасами титан- и цирконийсодержащих минералов, а также наращиванию ее прогнозных ресурсов осуществляются исключительно в Предкавказье. Несмотря на то что Предкавказский россыпной бассейн является лишь частью, хотя и наиболее изученной, единой крупной Южно-Российской россыпной провинции, на других ее участках работы практически не проводятся. Это представляется тем более странным, так как по северной периферии Южно-Российского россыпевмещающего миоценового осадочно-породного бассейна, на южном борту Воронежской антеклизы, еще в конце 50-х – начале 60-х годов прошлого столетия были выявлены и предварительно изучены титано-циркониевые россыпи,

приуроченные к терригенным породам полтавской свиты [1, 6].

На южном склоне Воронежской антеклизы обнаружено шесть миоценовых россыпей, среди которых наиболее изучена и перспективна Ольховская. Административно она расположена на севере Ростовской области. В тектоническом отношении россыпь находится на стыке Богучарской приподнятой глыбы в составе Хоперской и Приволжской моноклиналей, сочленяющихся посредством Прихоперской тектонической ступени [8]. В пределах Ольховской россыпной площади выделяются три перспективных участка (Лысогорский, Вяженский и Центральный). Россыпь сложена светло-серыми (до белых) преимущественно мелкозернистыми (0,10–0,25 мм) песками прибрежно-морского генезиса. Рудные минералы концентрируются в одном–двух продуктивных горизонтах (мощностью от 0,5 до 18,3 м) средней части полтавской свиты. Содержание рудных минералов в них составляет 30–50 кг/м<sup>3</sup>. Рудные минералы равномерно рассеяны в объеме всей россыпи или концентрируются в тонких прослойках мощностью от нескольких миллиметров до 30–40 см. Рудоносные горизонты имеют форму линзообразных тел, вытянутых в северо-северо-восточном направлении. Ширина россыпей изменяется от 150 до 1000 м, длина составляет от 1 до 8 км. Линзы нередко образуют раздувы, пережимы с резкими изменениями содержания полезных компонентов. Основная рудоносная залежь (линза) иногда сопровождается в разрезе параллельными

линзами небольших размеров (до 50–70 м по проситранию и мощностью 1,5–5 м).

Гранулометрический состав рудоносных песков полтавской свиты (в вес. % по фракциям): 2–1 мм — 0,68; 1–0,5 мм — 0,62; 0,5–0,25 мм — 8,16; 0,25–0,16 мм — 11,66; 0,16–0,1 мм — 77,38; 0,1–0,063 мм — 1,74; <0,063 мм — 0,36.

Рудные минералы содержатся не во всех фракциях продуктивных песков. Основная масса титансодержащих минералов распределена в классах 0,16–0,10 и 0,10–0,063 мм. В этих фракциях содержится до 85% рутила и лейкоксена, а также до 90% ильменита. В классе <0,063 мм сосредоточены оставшиеся 10–15% титансодержащих минералов. В более крупнозернистых разностях песков рудные компоненты вообще отсутствуют или содержатся в незначительных количествах. Зерна циркона, как правило, распределены между классами крупности 0,10–0,063 и <0,05 мм. Преобладают разности циркона, тяготеющие к фракции <0,05 мм и составляющие до 50–60% всего циркона россыпей. В классе 0,10–0,063 мм содержится до 45–50% общего количества циркона. В более крупных фракциях минерал встречается только на отдельных локальных участках.

Характерная особенность минерального состава россыпей Ольховского месторождения — постоянная ассоциация и небольшое количество минеральных разновидностей.

Легкая фракция составляет не менее 98% россыпневмещающих песков. Она на 96–97% состоит из кварца и на 0,5–1,0% из полевых шпатов. По цвету выделяются три разновидности кварца — молочно-белый, дымчато-серый и прозрачный. Преобладают хорошо окатанные разности. Зерна, как правило, изометричные, овальной и неправильной форм. Размер зерен 0,1–0,25 мм. Полевые шпаты хорошо окатаны, реже встречаются зерна в виде табличек. Цвет минералов молочно-белый, иногда отмечаются бесцветные формы. Размер зерен 0,1–0,15 мм.

В составе тяжелой фракции общее количество минералов не превышает 10–12. Основные рудные минералы — ильменит, рутил, циркон, установлены также дистен, ставролит, турмалин, силлиманит, лейкоксен, анатаз, сфен.

*Ильменит* представлен двумя морфологическими разностями: угловато-окатанными зернами неправильной формы (7–10%) и уплощенными хорошо окатанными продолговатыми и шарообразными (90–93%). Размер зерен колеблется от 0,05 до 0,15 мм. Преобладают зерна размером 0,10 мм. Цвет ильменита бурый, серый, коричневатый, черный. Неравномерная окраска объясняется различной сте-

пенью изменения ильменита в гипергенных условиях — лейкоксенизацией и рутилизацией. Лейкоксенизация обычно проявляется в наиболее разрушенных зернах и развивается по трещинкам от периферии к центру. Белесые налеты лейкоксена корродируют поверхность зерен и придают им пятнистую окраску. Нацело лейкоксенизированные зерна ильменита приобретают желто-бежевый цвет с характерной глянцевитой поверхностью. Суммарное содержание ильменита в тяжелой фракции варьирует от 7 до 54%.

*Рутил* также представлен двумя морфологическими разностями: призматическими зернами с хорошо выраженными гранями (до 26%) и угловатыми неправильной формы (до 74%). Цвет рутила оранжевый, красный, желто-вишневый, черный. Часто окраска неравномерная — более интенсивная в центре зерна, слабее к периферии. Размер зерен от 0,10 до 0,33 мм. Содержание рутила в шлихах колеблется от 8 до 27%.

*Циркон* присутствует в виде призматических (40–45%) и хорошо окатанных (55–60%) зерен. Первые имеют размер от 0,15 до 0,22 мм, вторые 0,07–0,08 мм. Циркон, как правило, прозрачный. Преобладают бесцветные зерна, реже наблюдаются розовые и желтые разности. В тяжелой фракции циркон не превышает 15%, составляя в среднем 2–4%.

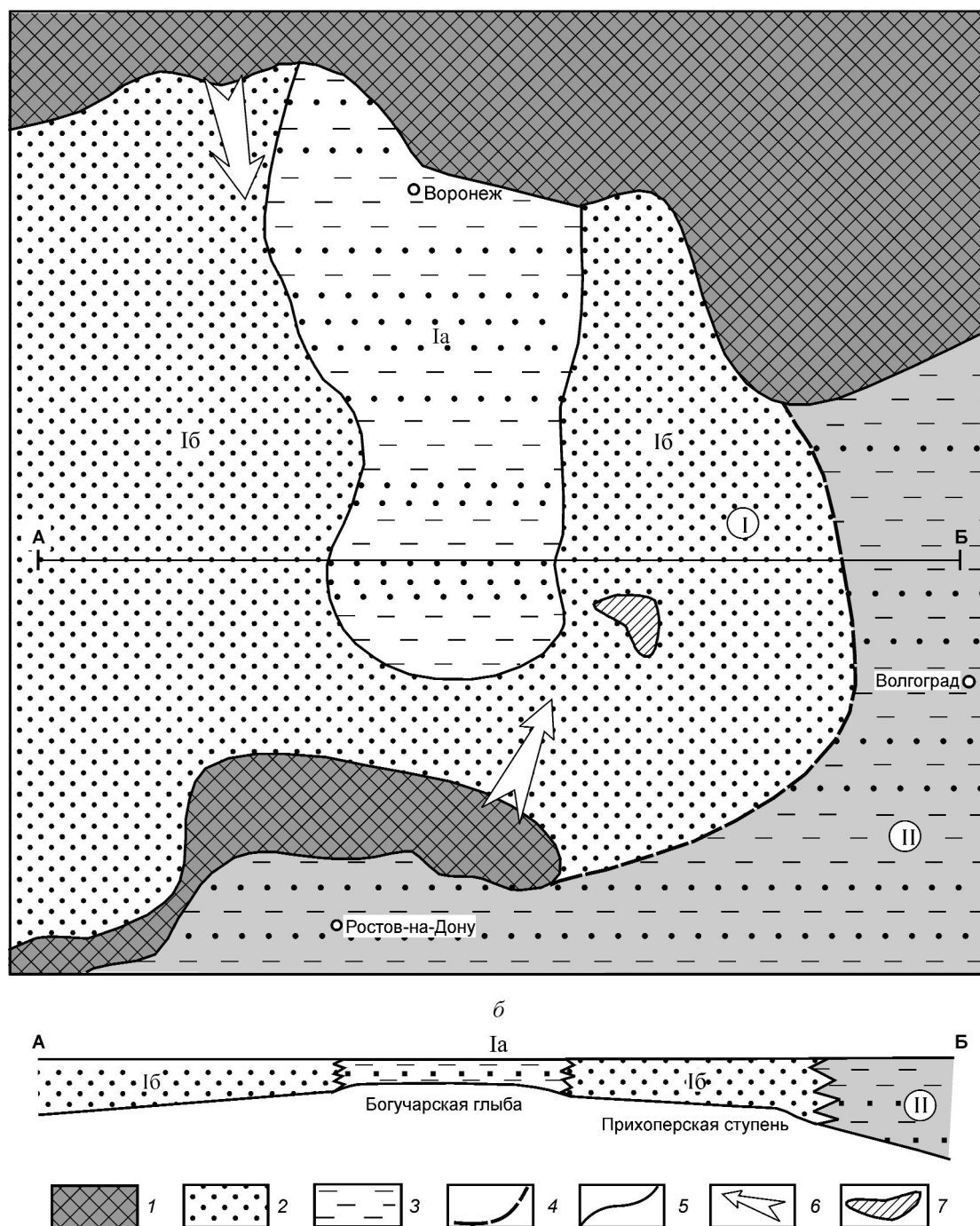
Количественный минералогический анализ шлихов россыпей показывает постоянное соотношение в них ильменита, рутила и циркона (6:3:1). Даже при значительных колебаниях содержания этих минералов в продуктивных песках соотношение их остается постоянным [1].

*Дистен* представлен пластинчатыми кристаллами с окатанными и округлыми углами. Минерал прозрачный, цвет преимущественно белый и бесцветный. Редко встречается голубая разновидность дистена — кианит. Размер зерен 0,15–0,3 мм. Содержание в шлихах составляет 17–35%.

*Ставролит* содержится в виде зерен неправильной формы и угловато-окатанных обломков. Цвет от бледно-желтого до желто-бурого. Блеск стеклянный. Размер зерен 0,10–0,15 мм. Содержание в шлихах 6–20%.

*Турмалин* встречается в виде призматических кристаллов и их обломков зеленовато-бурого цвета. Блеск стеклянный. Размер зерен 0,06–0,10 мм. Содержание турмалина в шлихах 2–10%.

*Силлиманит* присутствует в виде кристаллов удлиненно-призматической формы со слабым окатыванием. Цвет преимущественно белый. Размер зерен по длинной оси 0,35–0,40 мм. Содержание силлиманита в шлихах 8–27%.



Палеогеографическая схема (а) южного склона Воронежской антеклизы в раннем миоцене и литолого-фациальный профиль по линии А–Б (б):

1 — суша; 2 — песок; 3 — глина; 4 — границы литолого-фациальных комплексов; 5 — границы субкомплексов; 6 — направление выноса осадочного материала; 7 — Ольховское месторождение; литолого-фациальные комплексы: I — прибрежно-морских отложений (субкомплексы: Ia — пелитово-песчаный, Ib — песчаный), II — мелководного шельфа

*Лейкоксен* развивается по ильмениту и рутилу. В россыпях присутствует в виде окатанных плоских зерен различной формы и отличается от рути-

ла более светлой окраской. Зерна лейкоксена светло-желтые, бежевые, реже серые непрозрачные с блеском более тусклым, чем у рутила. Преоблада-

ют зерна размером 0,10–0,15 мм. Содержание в шлихах составляет 5–10%.

*Анализ* встречается в россыпях в единичных зернах неправильной и удлинено-дипирамидальной форм. Цвет светло-серый, голубой, реже желтовато-бурый. Блеск сильный алмазный. Размер зерен 0,08 мм.

*Сфен* представлен единичными зернами удлиненной формы медово-желтого цвета с алмазным блеском. Размер зерен 0,04–0,06 мм.

Результаты, полученные на начальной стадии изучения полтавских россыпей южного склона Воронежской антеклизы, а также материалы, свидетельствующие не только о пространственной, но и фациальной их сопряженности с известными Малышевским (Самотканским), Волчанским, Краснокутским и Тарасовским титано-циркониевыми месторождениями Украинской россыпной провинции [9], позволяют прогнозировать здесь перспективный россыпной район.

Определение направлений дальнейших геологоразведочных работ на титано-циркониевые россыпи миоцена южного склона Воронежской антеклизы вообще, и Ольховского месторождения в частности, сдерживается отсутствием полных и достоверных данных о геологическом строении вмещающих полтавских отложений, литолого-фациальных особенностях и обстановках их образования, обуславливающих во многом генезис самих месторождений (источник, способ мобилизации, переноса и консервации рудных минералов). Именно поэтому литолого-фациальному анализу вмещающих россыпи отложений и палеогеографическим реконструкциям времени их накопления, как основы для минерагенических построений, в первую очередь посвящены наши исследования.

На южном склоне Воронежской антеклизы отложения полтавской свиты получили широкое распространение. Они прослеживаются на водораздельных пространствах, местами обнажаясь в крутых склонах рек и балок, а также в отдельных холмах-останцах. Их мощность на исследуемой территории колеблется от 18 до 30 м.

Полтавская свита сложена преимущественно песками, по структурным особенностям и окраске которых в разрезе выделяются две части: нижняя, представленная белыми и серыми мелкозернистыми песками, и верхняя из бурых, красно-бурых и малиновых разнозернистых песков.

Граница между песчаными отложениями полтавской и подстилающими породами харьковской свит выражена по-разному. В западной части исследуемой территории, где харьковские отложения представлены глауконитово-кварцевыми слабосце-

ментированными песчаниками, граница отчетливая. Далее на восток она условно проводится на отметках +175–180 м. Верхняя граница полтавской свиты сохраняется только в наиболее высоких частях водоразделов и прослеживается на отметках +200 м. Здесь полтавские пески перекрываются сарматскими глинами и четвертичными суглинками, общая мощность которых достигает 30–35 м.

Анализ имеющихся материалов по составу, строению и условиям образования полтавских отложений в пределах южного склона Воронежской антеклизы позволяет наметить в них два основных литолого-фациальных комплекса: прибрежно-морских отложений и мелководного шельфа (рисунок).

**Прибрежно-морские отложения** наиболее развиты на исследуемой территории. Они широко распространены в пределах Хоперской моноклинали, а также к западу от нее. В восточном направлении, в пределах Приволжской моноклинали, образования прибрежно-морского комплекса переходят в породы шельфа. Северная граница распространения отложений рассматриваемого литолого-фациального комплекса проходит в районе г. Воронеж, а на юге они граничат с породами Донбасса. По вещественному составу среди прибрежно-морских отложений выделены пелитово-песчаный и песчаный субкомплексы.

*Пелитово-песчаный субкомплекс* отложений развит в виде широкой полосы меридионального простираения в центральной части изучаемой территории. В тектоническом отношении отложения этого субкомплекса приурочены к Богучарской глыбе Хоперской моноклинали.

Пестроцветная глинисто-песчаная толща субкомплекса (общей мощностью до 25 м) залегает на диатомитах харьковской свиты. По литологическим признакам она подразделяется на две части: нижнюю, сложенную серыми, бурыми и пятнистыми глинами с прослоями разнозернистых пестроокрашенных песков; верхнюю, представленную желтыми, оранжевыми, красно-бурыми, серыми и белыми мелкозернистыми песками с прослоями разнозернистых и крупнозернистых глинистых разностей. Часто наблюдаются прослой песчаной глины пестрой окраски. На контакте с перекрывающими четвертичными глинами и суглинками отмечаются линзы и прослой светло-серого мелко-среднезернистого кварцитовидного песчаника. Чистые безглинистые пески в составе данного субкомплекса встречаются редко. Обычно они представлены глинистыми или пелитовыми разностями. Пески составляют в среднем 50–60% разреза субкомплекса, их содержание уменьшается с востока на запад до 20%.

Мощность песчаных слоев весьма не выдержана по простиранию, пески замещаются песчаными глинами. Так, суммарная мощность песчаных пачек изменяется от 15–20 м на востоке до 8–10 м на западе области распространения отложений данного субкомплекса. Значительно увеличивается в этом направлении и содержание глинистой составляющей в самом песке.

Гранулометрический состав песков весьма неоднороден. Наряду с прослоями чистых, хорошо отсортированных песков, составляющих незначительный процент пород в разрезе, широко представлены разнозернистые глинистые их разности.

*Песчаный субкомплекс* обрамляет с востока, запада и юга отложения пелитово-песчаного субкомплекса. Нижняя часть разреза (до 20 м) сложена желтыми, белыми, серыми и розовыми мелкозернистыми песками. Преобладают белые и серые разности. Пески преимущественно кварцевые с хорошей окатанностью обломочного материала. К этой части разреза субкомплекса приурочено скопление рудных минералов. Они представлены ильменитом, рутилом, цирконом, ставролитом, дистеном, турмалином, силлиманитом, эпидотом, анатазом. В песках наблюдается пологая и волнистая слоистость. Она подчеркивается скоплением в отдельных слоях темноцветных минералов. Пески отличаются высокой степенью сортировки (содержание фракции 0,25–0,05 мм достигает 98%).

Верхняя часть разреза субкомплекса сложена разнозернистыми песками бурого, красно-бурого и малинового цветов. Песок кварцевый, преимущественно мелкозернистый, в незначительных количествах присутствуют крупные (до 1,5 мм) зерна кварца. Минералы тяжелой фракции встречаются в незначительном количестве. В кровле этой пачки отмечается прослой кварцитовидного песчаника мощностью 0,1–0,8 м. Общая мощность верхней части субкомплекса составляет 4–6 м.

*Отложения литолого-фациального комплекса мелководного шельфа* распространены восточнее и юго-восточнее площади развития прибрежно-морских образований и прослеживаются в Волгоградской области. В тектоническом отношении они приурочены к Приволжской моноклинали, а стратиграфически относятся к низам цаганхакской свиты майкопской серии. Отложения комплекса образуют небольшие останцы и представлены в нижней части разнозернистыми пестрыми песками (мощность 10–15 м) с гравием и галькой различных пород. Пески залегают на размытой поверхности палеогеновых и меловых отложений. Их перекрывает пачка тонкослоистых светло-серых глин внизу и шоколадно-коричневых сверху. Среди глин отмеча-

ются оранжевые, малиновые и желтые разности, придающие породам пестроцветный облик. Мощность пачки глин более 6 м [5].

Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения выделенных среди полтавских отложений литолого-фациальных комплексов и субкомплексов указывает на их формирование в мелководном морском бассейне, дно которого полого углублялось в юго-восточном направлении. В центральной части исследуемого района в море с севера широкой полосой меридионального простирания вклинивалась периодически затопливаемая суша, на которой существовали преимущественно озерные, лагунные и болотные условия. На севере бассейн ограничивался континентальным массивом суши. На юге и юго-востоке раннемиоценовое море окаймляла цепь крупных островов, связанных соответственно со структурами Донбасса и Украинского щита. Рельеф континентальной и островной суши вследствие интенсивной денудации был выровнен. В результате колебаний уровня моря береговая линия сильно мигрировала.

Формирование россыпей происходило в прибрежно-морской (пляжевой) обстановке на границе низменных болотистых равнин, временами заливавшихся морем, и мелководной прибрежно-морской зоны миоценового морского бассейна. Это подтверждается хорошей сортировкой песчаного материала и окатанностью его зерен, близкими размерами рудных минералов, наличием пологой волнистой слоистости. Перемыванию и сортировке рудных минералов Ольховского месторождения способствовал интенсивный гидродинамический режим структурно-тектонических ловушек [7], установившийся в миоцене на стыке приподнятой Богучарской глыбы и Прихоперской тектонической ступени. Относительно большие площади распространения песчаных россыпьевмещающих отложений объясняются миграцией береговой линии в результате смены трансгрессивных и регрессивных обстановок.

Наличие минеральных разновидностей различной степени окатанности (от угловатых с хорошо сохранившимися гранями до округлых хорошо окатанных) предполагает существование нескольких источников их поступления. Вероятнее всего, россыпи Ольховского месторождения формировались за счет привноса рудных минералов из коренных пород и кор выветривания Воронежской антеклизы и Украинского кристаллического массива, а также перетолженных пород Восточного Донбасса. Предварительное сравнение минерального состава и геологического строения позволяет говорить об однотипности исследуемого объекта и одновозрастных с ним месторождений Украины (Мальшевское и др.).



Выполненные исследования свидетельствуют о существенной роли в формировании Ольховского россыпного месторождения структурно-тектонического фактора. Имеются основания предполагать, что именно сингенетично развивавшаяся Богучарская приподнятая глыба Хоперской моноклинали препятствовала выносу россыпных минералов в более глубокую восточную часть полтавского бассейна седиментации и обеспечивала необходимый для их мобилизации гидродинамический режим.

Установленные закономерности распространения и условия образования титано-циркониевых россыпей на южном борту Воронежской антеклизы будут способствовать не только дальнейшей объективной оценке Ольховского россыпного месторождения, но и выявлению новых перспективных площадей на юге Русской платформы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев В.К.* Геология и условия образования третичных титано-циркониевых россыпей юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива // Геология россыпей. М., 1965. С. 233–238.
2. *Бойко Н.И.* Закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России // Руды и металлы. 2003. № 1. С. 13–19.
3. *Бойко Н.И.* Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 602–609.
4. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22–26.
5. *Геология СССР.* Т. XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Ч. 1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1970.
6. *Гурвич С.И., Болотов А.М.* Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. – М.: Недра, 1968.
7. *Патык-Кара Н.Г.* Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 5. С. 494–508.
8. *Платонов Н.Х.* Геологическое строение Хоперского района. – М.: МГИ, 1958.
9. *Россыпные месторождения России и других стран СНГ (минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) /* Под ред. Н.П.Лаверова, Н.Г.Патык-Кара. – М.: Научный мир, 1997.
10. *Северный Кавказ — перспективная для промышленного освоения титан-циркониевая провинция России /* Л.И.Веремеева, Е.Н.Левченко, Т.П.Линде и др. // Разведка и охрана недр. 2004. № 3. С. 5–15.

УДК 549.283:550.8

© Л.А.Николаева, С.В.Яблокова, 2007

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

Л.А.Николаева, С.В.Яблокова (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

*Рассмотрены вопросы типоморфизма самородного золота на основе анализа банков данных с количественными характеристиками признаков золота рудных и россыпных месторождений. Показана возможность использования признаков золота при металлогенических исследованиях и прогнозно-поисковых работах.*

Впервые проблему типоморфизма поставили Н.В.Петровская и А.И.Фасталович [18]. В обобщающем труде Н.В.Петровской [16] и последующих ее публикациях содержатся наиболее полные сведения о самородном золоте, предложены классификации его признаков и рассмотрены условия их возникновения. Позднее появились сводные работы, посвященные самородному золоту отдельных золотоносных провинций и регионов [7, 8, 10, 14, 20, 23 и др.].

Изучение отдельных вопросов онтогении золота позволило представить общую схему процесса образования самородного золота и его изменений в эндогенных и экзогенных условиях. В ЦНИГРИ разрабатывается новое направление — использование типоморфизма самородного золота для решения ряда научных и прикладных задач. Это потребовало обобщения всего накопленного массива информации на новом уровне. Проводились допол-

нительные исследования золота эксплуатирующихся и находящихся в разведке месторождений различных рудно-формационных типов и россыпей разных генезиса и возраста. Применялся комплекс традиционных и новейших методов исследования вещества, позволяющих уточнить известные и выявить новые типоморфные признаки самородного золота: минераграфия, электронная микроскопия, микрохимия, спектральный и рентгеноспектральный анализы, оже-спектроскопия, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP MS).

Для повышения объективности выводов о типоморфном значении признаков золота и их информативности при решении конкретных геологических задач проведены статистическая обработка и логико-информационный анализ сведений, содержащихся в базе данных ЦНИГРИ, по самородному золоту 120 рудных и около 1000 россыпных месторождений.

Геологическая интерпретация результатов изучения самородного золота затруднена широкой изменчивостью всех его признаков, что связано с отложением золота в разных геологических и физико-химических условиях и последующими эндогенными и экзогенными преобразованиями. Поэтому необходимо оперировать не отдельными характеристиками самородного золота, а их совокупностями.

К основным признакам самородного золота относятся: золотоносные минеральные ассоциации, размеры частиц золота, форма выделений, их состав (пробность, элементы-примеси) и внутреннее строение. Основные признаки детализируются по ряду частных характеристик (классам крупности, интервалам пробности и т.п.)

Изучение этих признаков проводится для трех этапов существования самородного золота, различающихся по термодинамическим обстановкам: первый — от кристаллизации в рудах до начала гипергенеза, второй — период формирования зоны гипергенеза, третий — со времени поступления золота в россыпи.

Обобщение данных о типоморфных признаках самородного золота и рекомендации по их применению в научно-прикладных целях представлены в работе [3], созданной в ЦНИГРИ.

**Типоморфные особенности самородного золота золоторудных месторождений и проявлений.** Разновременные золотоносные минеральные ассоциации (парагенезисы) представляют равновес-

ные группы минералов, возникающие в узких физико-химических условиях прерывистого стадийного процесса рудоотложения. В течение одной стадии образуются одна или несколько парагенетических минеральных ассоциаций.

Понятие «парагенетическая минеральная ассоциация» применительно к золоторудным месторождениям впервые детально разработано Н.В.Петровской [15, 18]. Установлено закономерное усложнение состава продуктивных ассоциаций от глубинных месторождений к близповерхностным. Простые минеральные парагенезисы золота глубинных месторождений (малосульфидные формации руд), представленные обычно сульфидами меди, свинца и цинка, в среднеглубинных (умеренно сульфидные формации руд) дополняются более сложными сульфидами и сульфосолями меди, свинца, сурьмы, висмута, теллуридами и сульфотеллуридами висмута и других металлов, в малоглубинных (убогосульфидные формации руд) — аргентитом и сульфосолями серебра, теллуридами золота и серебра.

В последнее время получены новые данные, значительно корректирующие и дополняющие существовавшие ранее представления. В некоторых типах месторождений в качестве основных продуктивных выделены свои минеральные ассоциации золота. Например, пирит-арсенопиритовая с сингенетичным тонкодисперсным золотом во вкрапленных золото-мышьяковисто-сульфидных рудах или золото-бертьерит-антимонитовая в золото-сурьмяно-кварцевых месторождениях. Состав и особенности проявления золотоносных ассоциаций во многом определяют и основные характеристики самородного золота.

Минералы, образующие сростания с золотом, не всегда могут быть отнесены к соответствующим парагенетическим ассоциациям. В рудах практически всех типов месторождений наблюдается избирательная приуроченность позднего золота к ранним сульфидам, пириту и арсенопириту или к раннему жильному кварцу и разнообразным жильным минералам скарнов и магнетиту. Совместные находения разновозрастных с золотом минералов распространены весьма широко и во многих случаях не менее характерны, чем одновременные сростания (рис. 1\*).

*Размеры* частиц самородного золота в рудах варьируют от долей микрометра до десятков, редко более, сантиметров. Различают четыре их группы: субмикроскопические, неразличимые с помощью оптических приборов, микроскопические, видимые

\*Рисунки 1, 3–11, 13–18 — см. цветную вкладку.

### Классификация самородного золота по размерам его выделений

Золото	Размер, мм	Классы
Субмикроскопическое	<0,0005	Субмикроскопический
Микроскопическое	<0,01–0,0005	Тонкодисперсный
	0,01–0,05	Пылевидный
	>0,05–0,1	Тонкий
Видимое	>0,1–0,25	Весьма мелкий
	>0,25–1,00	Мелкий
	>1,00–2,00	Средний
	>2,0–5,0	Крупный
	>5,0	Весьма крупный
Самородки (масса, г, кг)	5–10 г	Мелкие
	Десятки грамм	Средние
	Сотни грамм	Крупные
	Килограммы и десятки килограмм	Весьма крупные и гигантские

и самородки. Внутри этих групп золото разделяется по классам крупности (таблица).

Крупность золота в рудах зависит от ряда факторов. Ведущие из них — количество золота, переносимое золотоносными растворами к месту их разгрузки, состав растворов, физико-химические условия отложения золота. Большую роль играет литологический состав вмещающих пород, присутствие минералов, способствующих осаждению золота (сульфиды, углеродистое вещество, карбонаты, полевые шпаты), высокая степень деформации вмещающих пород и жильного кварца, наличие пустот выщелачивания.

Субмикроскопическое сингенетичное золото отлагается при разрушении комплексных сернистых и серно-мышьяковистых соединений золота в рудоносных растворах в процессе кристаллизации основной массы сульфидов на ранних стадиях рудообразования. Микроскопические до крупных частицы золота образовывались при медленном осаждении из растворов. Кроме того, микроскопические золотишки могли возникать в результате собирательной перекристаллизации раннего субмикроскопического золота в процессе метаморфизма. Весьма крупное золото и самородки встречаются в участках, где сочетается ряд благоприятных признаков — хрупкие деформации кварца и других минералов, внутрирудное выщелачивание и переотложение минерального вещества, наличие минеральных осадителей золота и легко замещаемых минералов.

Установлена общая тенденция возрастания средних размеров выделений золота в рудных столбах и богатых рудах и уменьшения их от глубинных к малоглубинным месторождениям. Размеры золота, отлагавшегося на разных глубинных уровнях в месторождениях одного формационного типа, как правило, различны, а размеры золотишек разных гене-

раций имеют статистически значимые различия и определенные модальные значения (при существенных вариациях крупности выделений золота каждой генерации). Гранулометрический состав золота в месторождениях одного и того же типа нередко зависит также от морфологических особенностей рудных тел. Например, в месторождениях золото-кварцевого типа более крупное золото отмечается в кварцевых жилах, а тонкое, преимущественно микроскопическое — в зонах жильно-прожилкового окварцевания.

Размеры золотишек могут изменяться в процессе интра- и пострудной перекристаллизации. При грануляции и дезинтеграции происходит распад частиц золота на более мелкие зерна, при регенерации золото укрупняется.

*Пробность* самородного золота определяется как отношение веса химически чистого золота в самородном золоте к его массе, включающей все примеси. Пробность определяется в промилле. Так как основная примесь в самородном золоте — серебро, а содержание остальных элементов-примесей редко превышает 1%, то пробность природного золота показывает соотношение в нем Au и суммы Au и Ag. Ниже приведена классификация самородного золота по пробности.

Весьма высокопробное	999–951
Высокопробное	950–900
Средней пробности	899–800
Относительно низкопробное	799–700
Низкопробное или высоко-серебристое (электрум)	699–400
Кюстелит	399–100
Самородное серебро	<100

При стандартных методах определения пробности (пробирном, химическом, спектральном,

атомно-абсорбционном) устанавливается непрерывный ряд ее значений от 100 до 999,9%. Форма вхождения примеси Ag в самородное золото остается дискуссионной. В области низкопробного самородного золота (100–360) его выделения имеют двухфазное строение, обусловленное развитием в серебряной матрице микрокристаллов предположительно интерметаллида [17]. По другим данным, высокосеребристое золото представлено срастанием микроблоков, различающихся по содержанию Au и Ag [13]. Относительно высокопробное золото относится к твердому раствору [21]. В настоящее время принято определять соотношение Au и Ag в самородном золоте в целом, без уточнения состава слагающих его субмикроскопических блоков.

Пробность самородного золота в месторождениях различных типов и разной глубинности имеет широкие, часто перекрывающиеся вариации значений, что обуславливается суммарным влиянием разнообразных факторов отложения руд. Типоморфным признаком служат средние значения пробности золота, которые, однако, могут значительно изменяться не только в месторождениях разных рудных формаций, но и в рудах одного месторождения.

Более информативный показатель формационной принадлежности — дисперсия пробности: низкая в месторождениях, образовавшихся в стабильных, термостагированных условиях больших и средних глубин, и высокая в месторождениях, формировавшихся в нестабильной обстановке малых

глубин. Отмечается общая тенденция понижения средней пробности золота и возрастание ее дисперсии от глубинных к близповерхностным месторождениям при общем широком диапазоне вариаций частных значений.

Пробность золота служит типоморфным признаком при решении некоторых частных задач, например при изучении минеральной зональности. Так, на многих месторождениях устанавливаются статистически значимые различия пробности золота в разных продуктивных ассоциациях, в золоте одной и той же генерации на разных глубинных уровнях, повышение пробности золота основных продуктивных ассоциаций в рудных столбах.

Пробность золота и ее дисперсия изменяются при интра- и пострудных преобразованиях. В условиях гидротермального метаморфизма дисперсия пробности возрастает. Эти изменения локальные и неравномерные. В контактовых зонах даек и малых интрузий появляется более высокопробное золото, дисперсия пробности также увеличивается [7]. В контактовых ореолах гранитоидных массивов в рудах с тонкодисперсным золотом пробность повышается равномерно и на больших участках, дисперсия пробности низкая. В рудах с присутствием видимых частиц золота дисперсия пробности возрастает, у крупных выделений наблюдался многофазный состав [12].

*Элементы-примеси.* Как правило, самородное золото отлагается в конце каждой рудной стадии и содержит микровключения ранее выделившихся

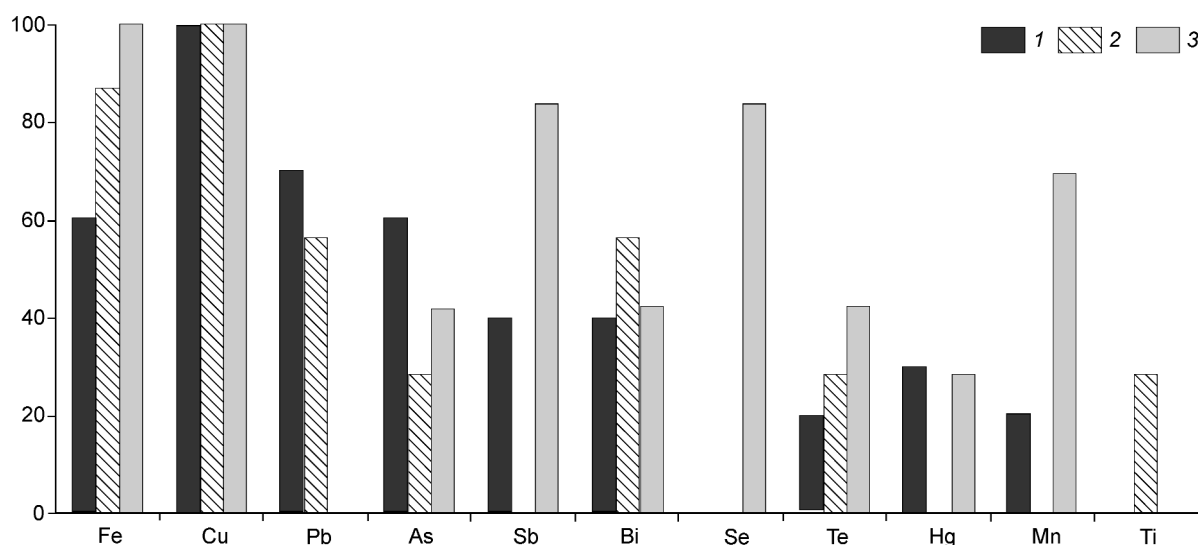


Рис. 2. Частота встречаемости элементов-примесей в самородном золоте месторождений различных типов:

1 — золото-кварцевый (248 анализов); 2 — золото-полисульфидно-кварцевый (180 ан.); 3 — золото-серебряный (105 ан.)

рудных минералов, обогащаясь их элементами. Наряду с механическими элементами-примесями, отмечаются также структурные, входящие в кристаллическую решетку самого золота. Присутствие их в золоте обычно устанавливается по особенностям распределения. Это определяет типоморфное значение элементов-примесей как показателей геохимических и минеральных типов месторождений и региональной геохимической обстановки.

Химическим, спектральным, микрорентгено-спектральными методами в самородном золоте кроме Ag обнаружено более 40 элементов-примесей, составляющих в сумме редко более 0,1% и лишь в немногих случаях превышающих 1%; методом ICP MS определено более 70 примесей, в том числе редкие и рассеянные элементы. Большая часть примесей распределена в самородном золоте неравномерно и связана с присутствием в золотилах микроскопических и субмикроскопических минеральных включений — литофильные элементы и Fe, As, Pb, Bi, Te, S. Равномерно распределены в золотилах Hg, Cu, Pd, а также, возможно, Sb, Cd, Pt. Они образуют с золотом ограниченные твердые растворы. По частоте встречаемости различают основные примеси (частота встречаемости 50–100%) — Fe, Cu, Pb, второстепенные (10–50%) — Hg, As, Sb, Bi, Te, Ti, спорадические (<10%) — Cr, Ni, Co, Pt, Pd, Mn, W, Sn и др. (рис. 2).

Типоморфное значение элементов-примесей ограничено. Тем не менее, в ряде случаев их присутствие в самородном золоте позволяет на самых ранних стадиях исследования территорий выявлять разнотипную золотую минерализацию. При определении того или иного типа золоторудных проявлений принимаются во внимание состав примесей, частота встречаемости отдельных элементов и их концентрации.

Основные примеси (Cu, Pb, Fe) обнаруживают только региональную изменчивость средних содержаний, которые могут различаться на два–три порядка (0,000n–0,n% для Pb и Fe, 0,00n–0,n% для Cu). Наличие и концентрация второстепенных и спорадических примесей (Sb, Bi, As, Hg, Mn, Ti, Ni, Co, Sn, W, Mo, Pt и др.) характеризуют состав руд, металлогенический фон провинции и геохимическую обстановку отдельных регионов. Высокие концентрации таких примесей в золоте могут рассматриваться как показатели возможной близости полей разнотипного оруденения.

Прослежена общая тенденция возрастания набора и концентрации примесей от глубинных к малоглубинным месторождениям (с поправками на их формационную принадлежность). Максимальное число элементов-примесей установлено в золоте

средне- и малоглубинных месторождений с многостадийным формированием оруденения или с проявлениями гибридизма [11, 16]. В золоте различных стадий минерализации состав примесей (As, Sb, Bi и др.) обычно неодинаков, и их средние содержания имеют статистически значимые различия. При метаморфизме происходит вынос наиболее летучих примесей — Hg, Sb, Bi, As. В рудных телах с участками наложенных гидротермальных преобразований изменения состава примесей локальные и неравномерные; возможен рост числа и концентрации примесей в сростках золота нескольких генераций. В контактовых зонах даек и малых интрузий в периферических частях выделений золота возрастают содержания Cu.

*Формы.* Наиболее известна морфологическая систематика, предложенная Н.В.Петровской [16]. По ней выделяются правильные (идиоморфные), неправильные и смешанные или гемиидиоморфные частицы золота, характеризующиеся большим разнообразием форм. К правильному типу относятся кристаллы, их сростки, дендриты и дендритоиды (рис. 3, 4), к неправильному — трещинные (прожилковые), цементационные, интерстициальные и выделения в друзовых полостях (рис. 5). Смешанные (гемиидиоморфные) формы представлены монокристаллами с элементами других форм и трещинными образованиями с выступами кристаллов (рис. 6). В каждом из перечисленных видов различаются многочисленные разновидности выделений самородного золота.

Формы золотинок служат показателем характера среды, в которой они отлагались, состава и фазового состояния растворов и условий кристаллизации. Правильные формы самородного золота указывают на их рост в пустотах, кристаллизацию в гелях и суспензиях, реже — на метасоматический рост и возникновение в результате перекристаллизации. Установлено увеличение числа граней у кристаллов золота с возрастанием содержания в нем серебра или вследствие освобождения растущих кристаллов от примесей. Допускается, что развитие дендритовидных форм и проволочных кристаллов золота стимулируется повышенной газоносностью растворов и изменчивостью давления. Плохая огранка и округленность возникают при метасоматическом росте, совместной кристаллизации с другими минералами, внутриминерализационном выщелачивании. Неправильные трещинно-прожилковые формы образуются при выполнении трещин, комковидные, ячеистые, петельчатые, губчатые — при цементации раздробленных минералов, интерстициальные — при отложении в межзерновых промежутках и друзовых полостях, совместной кристаллизации с другими минералами при отстаивании

роста зерен золота. Гемиидиоморфные (или смешанные) частицы свидетельствуют об отложении в неоднородных средах в условиях сочетания свободного роста или метасоматоза и выполнения трещин и межзерновых промежутков.

В разных участках одного месторождения частота встречаемости самородного золота различных форм в ряде случаев неодинакова. Это обусловлено локальным изменением условий отложения золота, выделением его на разных глубинных уровнях и стадиях минерализации, внутрирудной перекристаллизацией раннего золота. Установлено закономерное усложнение форм частиц золота от месторождений глубинных к среднеглубинным и близповерхностным.

Преобразования форм при гидротермальном метаморфизме заключаются в притуплении ребер и вершин выделений; отмечаются микроскульптуры растворения. При интенсивных термодинамических воздействиях в результате перекристаллизации и потери примесей образуются кристаллические индивиды, часто с выпуклыми гранями. В контактовых зонах даек и малых интрузий распространены кристаллы, округленные и каплевидные выделения. В ореолах гранитоидных массивов и в регионально метаморфизованных породах отмечаются обилие кристаллов, широкое развитие округленных и гемиидиоморфных частиц.

*Поверхность частиц золота* характеризуется разнообразием и нередко существенно различается даже в разных участках одной золотины. Особенности поверхности самородного золота обусловлены условиями его первичного роста и последующими интра- и пострудными преобразованиями.

Наращение плоских и спиральных слоев приводит к возникновению ступенчатых скульптур на их торцах. Высота ступеней закономерно уменьшается от глубинных к малоглубинным условиям минералообразования. При свободном росте золота поверхность его преимущественно ровная. То же наблюдается при метасоматическом отложении золота по плоскостям спайности. При совместном росте с другими минералами возникают индукционные поверхности. Кристаллизация в стесненных полостях приводит к появлению на поверхности золотин отпечатков других минералов; золото дает ответвления, занимающие трещинки и интерстиции вмещающих минералов.

Поскольку подвижность серебра при диффузии выше, чем у золота, на поверхности не преобразованных золотин возникает тончайший слой более низкой пробности, чем в их центральных частях. При посткристаллизационных преобразованиях происходит изменение морфологии и состава

поверхности золота. На ступенчатой поверхности образуются микроскопические ступени роста, и поверхность макроскопически выглядит зеркально-гладкой. Появляются кавернозные структуры выщелачивания, растворения, ровные мелкобугорчатые регенерационные каймы, автоэпитаксические наросты. Последние образуются при ориентированной кристаллизации на выделениях золота и часто имеют форму трехгранных полых и усеченных пирамид.

*Внутреннее строение рудного золота.* Различают структуры первичной кристаллизации (структуры роста) и структуры, обусловленные интра- и пострудными преобразованиями золота.

Структуры роста самородного золота монокристаллические или представляют собой сростки зерен, в основном простые и сложные линейные, простые и сложные плоскостные однослойные, простые и сложные плоскостные двухслойные (при двустороннем нарастании кристаллических зерен к центру полостей). Часто образуются сростки индивидов различной конфигурации (рис. 7).

Размеры зерен в агрегатах возрастают пропорционально крупности золота, достигая нескольких сантиметров у гигантских и крупных самородков, и составляют миллиметры и сотые доли миллиметра у микроскопических частиц. Наблюдается закономерное уменьшение крупности зерен от месторождений, формировавшихся на больших глубинах к средне- и малоглубинным. При выполнении протяженных относительно ровных трещин крупность зерен возрастает, а в ветвящихся трещинах и участках пережимов зернистость мелкая.

Характерным признаком служит зональность зерен, обособленных и в агрегатах, а в ряде случаев — зернистых агрегатов в целом, обусловленная различными концентрациями серебра в зонах. Зональность типична только для золота с повышенными концентрациями Ag (пробность <800‰), отлагавшегося в малоглубинных месторождениях. Неясная зональность отмечается у золота пробности 840‰ и более низкой и характеризует в среднем до 40% золота среднеглубинных месторождений.

При кристаллизации в более стабильных условиях обычно образование простых двойников золота, в менее стабильных условиях — полисинтетических. Отмечаются субмикроскопические структуры роста: блоковые — в малоглубинных образованиях, дендритные — в золото-кварцевых малосульфидных рудах, слоистые — при перекристаллизации.

Показателями многократности и последовательности отложения служит наличие фаз золота, различающихся по пробности и внутреннему строению.

К признакам перекристаллизации зернистых индивидов относятся упорядоченные структуры (одинаковая ориентировка зерен), полисинтетические, часто обрывающиеся двойники, пятнистая неоднородность, реликты раннего золота, структуры распада твердого раствора, преобразования зон, структуры рекристаллизации (возникновение на месте участков с нарушенной кристаллической структурой мелких зерен, угловатых с двойниками прорастания или субполиэдрических). Субполиэдрические структуры рекристаллизации указывают на более интенсивную, возможно, многократную перекристаллизацию. Деформации приводят к возникновению зон трансляций, изгибов зон роста и двойников. К эндогенным преобразованиям зернистых структур относятся также регенерационные каймы высокой или низкой пробности, межзерновые прожилки, структуры собирательной перекристаллизации, структуры грануляции, дезинтеграции (рис. 8). Структуры дезинтеграции бывают с широкими глубоко протравливающимися границами зерен и с выполнением межзерновых промежутков поздним золотом. По границам зерен в агрегатах и по периферии частиц золота могут возникать диффузионные зоны, обедненные серебром.

На изменения золота в процессе гидротермального метаморфизма указывает присутствие структур цементационных, коррозионных, обрастания, реликтовых с замещением по зонам роста, фрагментарно зональных. Типоморфные структуры золота в ореолах гранитоидных массивов — кристаллические индивиды, реликтовые и дезинтегрированные агрегаты в неизменном золоте, грануляция внешних зон кристаллов, сростки метаморфизованного и неизменного золота и мощные, распространяющиеся на значительную часть объема мелких золотин, диффузионные зоны, обедненные серебром.

**Типоморфные признаки самородного золота зоны гипергенеза золоторудных месторождений.** На территории России в верхних частях собственно золоторудных месторождений известны в основном глинистые коры выветривания. На уровне современного эрозионного среза сохраняются фрагменты площадных кор (зоны дезинтеграции) и линейные коры, обычно приуроченные к тектоническим контактам разнородных пород, а также сопряженные с ними зоны окисления.

Рудная минерализация характеризуется преобладающим развитием оксидов и гидроксидов железа и вторичных минералов мышьяка в виде псевдоморфоз по пириту и арсенипириту, рыхлых охр, пленочных и натечных образований с повышенным содержанием золота. Встречаются оксиды марганца, вторичные минералы теллура, сурьмы, вольфра-

ма, свинца, отмечаются также минералы ртути или повышенная примесь ртути в золоте.

Золото в зоне гипергенеза рудных месторождений представлено двумя генетическими разновидностями — остаточным и вторичным [16, 19]. Остаточным называется золото, сохраняющее признаки первичного эндогенного золота и частично преобразованное в гипергенных условиях.

*Вторичное, гипергенное, золото*, диагностируемое по тесным парагенезисам с новообразованными минералами, в значительных количествах встречается в выветрелых рудах месторождений с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, содержащей тонкодисперсное золото, а также теллуриды и интерметаллиды золота.

Субмикроскопическое и тонкодисперсное золото, рассеянное в сульфидах, на ранней стадии их окисления подвергается твердофазной перекристаллизации. При более глубоком окислении золото частично переходит в растворы и отлагается в виде вторичного золота (рис. 9). Последнее образуется также при разложении собственных минералов золота. Его формирование возможно и биогенным путем под влиянием микроскопических водорослей, бактерий и продуктов их метаболизма [2], однако критерии его распознавания недостаточно разработаны.

Размеры частиц вторичного золота, образующегося при окислении прожилково-вкрапленных руд с тонкодисперсным золотом, заключенным в сульфидах, или с собственными минералами золота, весьма малы. Основная его масса концентрируется в классе  $-0,04$  мм (60–90%), доминирующий размер 10–50 мкм, что, тем не менее, на 1–2 порядка больше размеров золота, диспергированного в сульфидах первичных руд. О возможности укрупнения золота в зонах окисления свидетельствует наличие в богатых рудах агрегатов вторичного золота размером до 0,25 мм. Наиболее крупные его образования (до 20 мм) наблюдались в зонах выветривания месторождений с теллуридной минерализацией.

Пробность вторичного золота в зависимости от состава руд бывает весьма высокой (960–1000‰) или варьирует от относительно низкой до средней.

Состав элементов-примесей определяется составом первичных руд.

Вторичное золото в выветрелых рудах месторождений различных типов близко по формам выделений — губчатым, сгустковым, агрегатным, но отличается рядом специфических особенностей в зависимости от состава гипергенных новообразований.

Поверхность вторичного золота практически всех разновидностей имеет натечный, почковид-

ный микрорельеф, что в сочетании с метаколлоидными текстурами агрегатов свидетельствует о важной роли коллоидных растворов, сорбционных явлений и твердофазной перекристаллизации при его образовании.

Выделяется несколько основных ассоциаций вторичного золота: гётит-гидрогётитовая, теллуратовая, антимонатовая, гидрослюдистая. Золото гётит-гидрогётитовой ассоциации (нередко с примесью гематита, ярозита и скородита) наиболее широко распространено в зонах окисления золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-содержащих медноколчеданных месторождений. Оно наблюдается в виде тончайшей сыпи среди переотложенных агрегатов гётит-гидрогётитового состава или в глинистом ожелезненном материале вблизи псевдоморфоз гидроксидов железа по пириту. Золото имеет глобулярную, эмульсионную, нитевидную, пластинчатую, пленочную формы, присутствуют сферические монокристаллы размером от десятых долей микрометра до десятых долей миллиметра. Ячеисто-каркасные, порошковатые, сгустковые стяжения мельчайших частиц с включениями остаточного золота, служившего затравкой, а также пленки вторичного золота на поверхности переотложенных оксидов могут достигать 0,04–1,00 мм. Они имеют буроватый, коричневатый цвет, при легком надавливании сразу рассыпаются на отдельные фрагменты, вследствие чего получили название «хрупкого» золота. Золото этой разновидности характеризуется высокой пробностью (>960‰), относительной однородностью выделений, наличием примеси железа.

Золото теллуратовой ассоциации — продукта разложения гипогенных золото-теллуридных парагенезисов — широко распространено в корях выветривания на золото-сульфидно-кварцевых месторождениях. Разложение теллуридов золота может сопровождаться формированием теллуратов сложного состава, содержащих свинец, цинк, марганец, мышьяк, ванадий, фосфор, ртуть и другие элементы [5]. Золото этой разновидности наблюдается в виде эмульсионной вкрапленности, петельчатой паутинной сети прожилков и образует субграфические колломорфные сростания с вторичными минералами теллура. Среди отпрепарированных субмикроскопических разновидностей преобладают каркасно-ячеистые агрегаты, пластинчатые, нитевидные и лентовидные кристаллы, а также рыхлые скопления глобулярных частиц — сферических кристаллов. Их сегрегация способствует увеличению размеров и образованию каркасных, ячеистых, сгустковых золото-теллуратовых агрегатов «хрупкого» («горчичного») золота.

Строение золота золото-теллуратовой разновидности гетерогенное. В нем совмещены продукты различных фаз (до четырех), контрастных по распределению Au, Ag и Hg. Структуры их сростаний эмульсионные или субграфические.

Высокие содержания серебра в отдельных фазах обуславливают относительно низкую среднюю пробность золота (860–870‰) этой ассоциации и ее значительную дисперсию. Состав элементов-примесей в таком золоте весьма разнообразен — Cu, Mn, Fe, Pb, Hg. Он определяется составом минералов, ассоциированных с золотом.

Золото антимонатовой ассоциации отмечается в корях выветривания на многих золото-мышьяковисто-сульфидных и золото-антимонит-кварцевых проявлениях. Оно ассоциирует как с простыми, так и сложными Fe- и Ca-содержащими оксидами сурьмы. В Ca-содержащих оксидах сурьмы золото встречается в виде тончайшей эмульсионной вкрапленности или мирмекитовых сростаний, образовавшихся при распаде аурустибита. В результате твердофазной перекристаллизации частиц — их слипания и уплотнения — формируются губчатые агрегаты, нитевидные и ленточные кристаллы, сгустки глобулярных частиц. Преобладающий размер их менее 10 мкм, максимальный — 0,5 мм. С железисто-марганцовисто-сурьмяными агрегатами в тесных сростаниях встречается губчатое золото, а также агрегаты, состоящие из пластинчатых, глобулярных и пленочных золотинок. Пробность золота 980‰ и более.

Вторичное золото гидрослюдистой и монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой ассоциаций встречается в корях выветривания месторождений всех типов и представлено субмикроскопическими глобулярными выделениями или их рыхлыми скоплениями, которые адсорбируются на гранях минералов этих ассоциаций.

Зональность распределений аутигенных минералов, высокая пробность золота и его неоднородность обусловлены многократным переотложением.

На укрупнение вторичного золота существенное влияние оказывает присутствие гипергенных амальгам.

*Остаточное золото* преобладает в корях выветривания, развитых по существенно кварцевым малосульфидным рудам, и наследует как гранулометрический и химический составы первичного золота, так и формы его выделений.

Для окисленных руд характерны сростания остаточного золота с минералами, образующимися при окислении первичных руд — оксидами и гидроксидами железа, марганца, сурьмы, мышьяка и др. Золото преимущественно мелкое (0,25–1 мм),



весьма мелкое (0,1–0,25 мм) и тонкое (0,05–0,1 мм) (рис. 10, а). Доля еще более тонкого остаточного золота незначительна и только в глинистых продуктах выветривания золото-серебряных и золото-сульфидных руд может достигать 10–20%.

Форма частиц остаточного золота в корках выветривания изменяется в результате обмятия, приугупления и сглаживания выступов и ребер. Более интенсивная деформация характерна для мельчайших (около 40 мкм) «островковых» пленок, первоначально нараставших на индукционные поверхности кварцевых зерен. Отслаиваясь от них, пленки скручиваются в трубочки [1].

Пробность остаточного золота может возрастать за счет коррозии и развития высокопробных обособлений, кайм и межзерновых высокопробных прожилков [16]. Степень этих изменений зависит от интенсивности выветривания.

В начальной стадии (дезинтеграция и слабые глинистые изменения) на поверхности золотин появляются ямки травления и локальные участки коррозии. Межзерновые высокопробные прожилки наблюдаются в виде линзовидных обособлений шириной 1–4 мкм. При более глубоком выветривании образуются фрагментарные высокопробные каймы и межзерновые прожилки, достигающие 50 мкм и более (см. рис. 10, б). Возникают зоны промежуточного состава, примыкающие к высокопробным прожилкам и каймам. Они имеют более высокую пробность, чем матрица остаточного золота, но содержат больше серебра, чем межзерновые прожилки.

Природа преобразований остаточного золота в корках выветривания изучалась многими исследователями [9, 11, 16, 24, 25]. В соответствии с современными представлениями о коррозии бинарных твердых растворов [6] и экспериментальными исследованиями электрохимического растворения золото-серебряных сплавов [27], высокопробные новообразования в остаточном золоте формируются при ионизации серебра и его селективном выносе с последующей перекристаллизацией золота. Образование в остаточном золоте на контакте с высокопробными новообразованиями зон промежуточного состава связано с процессами диффузии серебра в золоте.

Эпигенетические изменения гипергенного и остаточного золота соответствуют стадиям развития коры выветривания и могут использоваться на ранних стадиях работ в качестве минералогических критериев для определения первичного состава руд и глубины их выветривания.

Типоморфные признаки вторичного золота в глинистых корках выветривания можно применять

для оценки роли вторичного обогащения в корках выветривания, уточнения данных о составе первичной минерализации и при реконструкции условий формирования россыпей.

**Типоморфные признаки самородного золота россыпей складчатых областей.** Основную массу золота в россыпях составляет остаточное золото. Оно часто находится в сростках с другими минералами, главным образом с кварцем, а также рудными, в том числе парагенными с золотом. Частота встречаемости сростков золота с рудными минералами, преимущественно сульфидами и сульфосолями, обычно в той или иной степени окисленными, невелика и возрастает только вблизи коренных источников. Наиболее широко распространены сростки золота с кварцем и кубическим пиритом, не входящими в состав минеральных парагенезисов. Только в редких случаях вблизи коренных источников по составу сростков удается достаточно полно воссоздать минеральный состав ассоциации. Как правило, сростки золота с другими минералами служат только показателями состава жильных и рудных минералов в рудных телах.

Полное высвобождение в россыпях золота из сростков зависит от интенсивности физического и химического выветривания, минерального состава руд, размеров и морфологии частиц. Наиболее медленно высвобождаются выделения сложной каркасной, цементационной и гемиидиоморфной форм и самородное золото, заключенное в сливной кварц. Золото правильной и простой трещинной форм и золото, сросшееся с легко растворимыми и окисляющимися минералами, часто оказывается отпрепарированным уже в элювии. В склоновых отложениях высвобождение относительно крупного золота, заключенного в сульфиды, карбонаты и частично в крупнозернистый кварц, практически не происходит. Выделения золота сложной каркасной и ячеистой форм имеют включения жильного кварца, который они цементируют.

Россыпное золото может нести на поверхности различные минеральные примазки, пленки, оболочки («рубашки»). По агрегатному состоянию различаются рыхлые и плотные оболочки, по текстуре — массивные, порошковатые, слоистые, бугорчатые, скорлуповатые. Оболочки образуются *in situ* за счет растворения сросшихся с золотом как неокисленных, так и претерпевших гипергенные преобразования пирита, арсенопирита, реже галенита и других рудных минералов, или в результате отложения из растворов, мигрирующих в россыпи. Наиболее распространены пленки гидроксидов железа и марганца. Пленки и «рубашки», возникшие *in situ*, свидетельствуют о присутствии в золоте рудных мине-

ралов определенного состава. Пленки, отложенные из растворов, мигрирующих в россыпи, могут возникать как за счет растворенных компонентов руд, так и вкрапленных в породы минералов.

В россыпях происходит концентрация крупного золота за счет выноса водными потоками кластогенного материала с более низкой плотностью и микроскопического, пылевидного и тонкого золота. Самые крупные самородки обнаружены в элювиально-делювиальных отложениях и ложковом аллювии. Из наиболее характерного для большинства золоторудных месторождений золота микроскопических размеров в россыпях присутствуют в большинстве случаев ничтожное количество пылевидного ( $>0,01-0,05$  мм) и незначительная доля очень мелкого ( $>0,05-0,1$  мм) золота. Мелкое золото ( $0,1-0,9$  мм), особенно начиная с класса  $+0,25$  мм, уже образует россыпи.

Извлечение более мелкого золота при добыче из россыпей, в силу технических трудностей, остается неполным. В то же время известны россыпи, где 20–30% золота относится к весьма мелкому, тонкому и отчасти пылевидному классам ( $-0,25 +0,05$  мм).

Гранулометрический состав россыпного золота изменяется по простиранию россыпей. Поэтому прямое сопоставление золота из россыпей и питающих их коренных источников невозможно. Однако представления о присутствии в коренных источниках крупного золота и соотношение его массы с золотом средней крупности (равно как и отсутствие крупного золота и подчиненная роль золота средних размеров) могут служить косвенными показателями возможных типов коренных источников.

При отсутствии дополнительных источников питания размеры золота закономерно уменьшаются в ходе транспортировки золота от коренного источника. В головной части россыпи размеры его выделений сопоставимы с наибольшими размерами выделений золота в рудах; в средней части россыпи наблюдается определенная сортировка золотин по крупности; в начале хвостовой части золото более мелкое, чем в средней и головной, а в собственно хвостовой части оно очень мелкое и мелкое [22]. Питание россыпи из дополнительных источников приводит к полимодальному распределению золота по крупности и появлению новых максимумов в зонах поступления золота.

Пробность россыпного золота соответствует пробности коренного или может быть несколько выше за счет межзерновых высокопробных прожилков, высокопробной коррозионной оболочки и наростов вторичного золота. Крайне редко пробность отдельных золотин бывает ниже пробности

коренного золота из-за отложения на их поверхности низкопробного аутигенного золота. Пробность золота в среднем повышается по мере увеличения дальности его переноса и возрастания степени окатанности. Повышение пробности за счет разрастания коррозионного слоя указывает на возможное участие в питании россыпи промежуточных коллекторов. Об этом однозначно свидетельствует также повышение пробности коррозионных оболочек до 980–999%.

Набор элементов-примесей в россыпном золоте соответствует примесям в золоте коренных источников, но содержания их могут быть ниже (вплоть до исчезновения отдельных элементов) в результате истирания поверхностного слоя, содержащего больше микровключений. В ряде случаев повышаются концентрации Cu, Fe, Hg за счет хемосорбции их из мигрирующих в россыпи растворов. Комплекс элементов-примесей при сохранности в остаточном золоте реликтов рудного золота имеет то же типоморфное значение, что и примеси в последнем. Это позволяет при достаточном количестве определений состава примесей в рудных и россыпных месторождениях определять типы коренных источников россыпей [26]. В глубоко преобразованном золоте, наряду с остаточными примесями, появляются сорбированные из мигрирующих в россыпи растворов элементы. Их происхождение неясно и может отражать лишь некоторые геохимические особенности территории.

Изменение в россыпях исходных форм золота характеризуется степенью окатанности золотин и их уплощенностью. Уплощенность оценивается коэффициентом уплощения. Он определяется как частное от деления суммы длины и ширины золотин на удвоенную толщину (обычно в выборке из 50 золотин). При перемещении золотин в россыпи они истираются, несколько уплощаются по сравнению с рудным золотом, однако, трехмерные индивиды — кристаллы, комковидные, проволоковидные и др., как правило, почти не истираются.

По степени окатанности различаются шесть классов. Первый класс представлен неокатанным угловатым золотом. Процесс окатывания начинается с обмятия отдельных выступов на золотинах. При слабой степени окатанности (2-й класс) эти изменения незначительны. У полуокатанных золотин (3-й класс) все выступы обмяты, ответвления прижаты. У среднеокатанного золота (4-й класс) все выступы закруглены, но первичные формы сохраняются. Хорошо окатанное золото (5-й класс) представлено округлыми частицами различного габитуса с неровностями на месте выступов. К идеально окатанному золоту (6-й класс) относятся тонкие истертые пластинки, чешуйки, реже массивные лепешковидные,

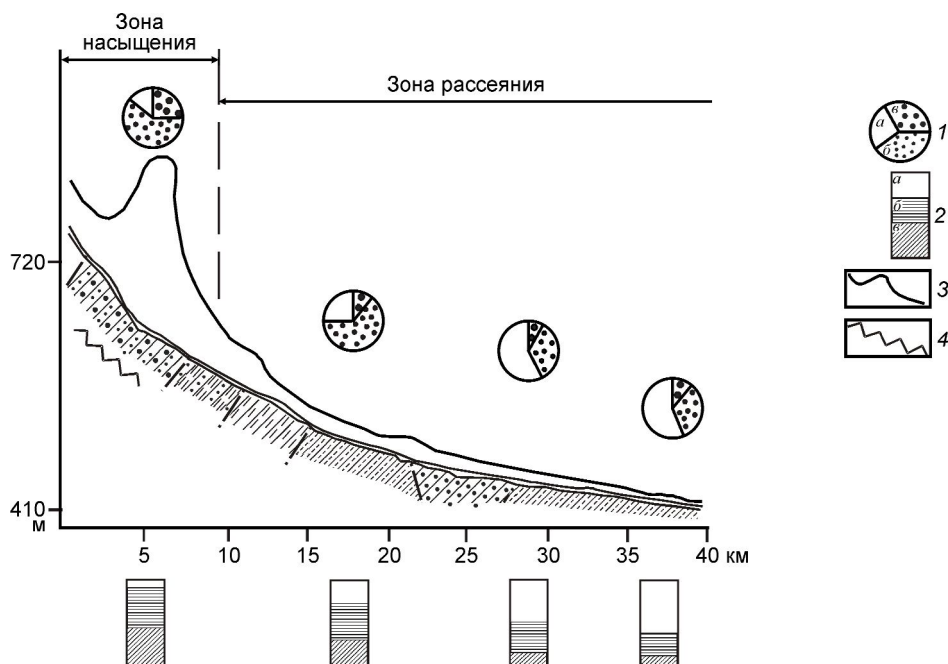


Рис. 12. Изменение типоморфных признаков золота по простиранию россыпи с одним источником:

1 — granulометрия (*a* —  $-0,25$  мм, *б* —  $-1+0,25$  мм, *в* —  $+1$  мм); 2 — преобладающая окатанность (*a* — хорошая, *б* — средняя, *в* — слабая); 3 — кривая насыщенности россыпи золотом; 4 — коренные источники

семечковидные, с ровными округлыми краями, шаровидные золотины (рис. 11).

В зависимости от форм самородного золота в коренных источниках конфигурация его четко различается вплоть до средней степени окатанности и плохо идентифицируется в случае хорошей и идеальной окатанности. Последующие деформации окатанных золотинок зависят от их первичной формы и характера механических воздействий. Наиболее распространены штриховка поверхности, изгибы краев, перегибы и сплющивание тонких золотинок, наклепы, расковывание массивных и скручивание проволоковидных и лентовидных частиц, разрывы сплошности золотинок. На поверхности хорошо окатанных частиц наблюдаются вздутия над вакуолями с газово-жидкими и трехфазными включениями.

Степень преобразований первичной формы служит показателем относительной дальности переноса золота от коренного источника. В зоне насыщения в головных частях россыпей окатанность отсутствует или слабо проявлена, ниже по течению — слабая и средняя, золотины несколько уплощены. В начале зоны рассеяния золото уплощено и среднеокатано. В собственно зоне рассеяния окатанность золота совершенная и хорошая, золото тертое, чешуйчатое. Соответственно при возрастании даль-

ности транспортировки возрастают количество деформированных золотинок и интенсивность последующих деформаций (рис. 12).

Аутигенное золото, образующееся в россыпях, имеет форму натечных, пористых, бугорчатых пленок и наростов, часто сложенных мелкими изометричными или нитевидными спутанно-волоконистыми кристаллами.

Преобразования внутреннего строения остаточного золота в россыпях вызываются отчасти теми же процессами, что и в зонах окисления — развитием высокопробных межзерновых прожилков и коррозией поверхности золотинок с возникновением высокопробного коррозионного слоя (см. рис. 10, б). Пробность золота коррозионных оболочек не зависит от первичного состава золота, хотя реликты последнего в коррозионном слое влияют на среднюю пробность оболочки, варьирующую от 940 до 999‰. Глубина коррозионного слоя на золотиных в участках, не срезанных природными абразивами, зависит от времени поступления золота из коренного источника в зону гипергенеза и составляет от  $0,000n$  до  $0,n$  мм при широких вариациях соотношений в разной степени измененного золота. Механизм образования и характер межзерновых высокопробных прожилков аналогичны прожилкам в золоте кор выветривания.

Наряду с этим, преобразования структуры эндогенных реликтов бывают обусловлены механическими деформациями — ударами и трением кластического материала при транспортировке золотин. Возникают зоны трансляций — субпараллельные, обрывающиеся на границах зерен, или кулисообразные, деформирующие мелкие коррозионные зерна в периферических слоях золотин. В участках золотин с деформированной структурой, в том числе и в пределах зон трансляций, в период пребывания золотин в покое возникают новые зерна с ненарушенной структурой — рекристаллизованные. Первоначально они имеют неправильные угловатые очертания с обрывающимися двойниками прорастания. Механические деформации в условиях россыпи приводят также к изгибам двойников и изменениям зональности — изгибам зон, их гомогенизации (рис. 13).

Аутигенное золото имеет колломорфно-натечное, мозговидное и мелкозернистое строение. Типоморфное значение внутреннего строения не затронутых гипергенными преобразованиями реликтов рудного золота в остаточном аналогично рассмотренному выше типоморфизму внутреннего строения рудного золота. Прямая зависимость степени гипергенной перекристаллизации золота от степени его окатанности выдерживается в большей части районов россыпной золотоносности. Механические деформации поверхностного слоя золотин приводят к рекристаллизации, способствующей выносу серебра и разрастанию высокопробной оболочки. Вместе с тем, на участках россыпей с высокими значениями рН циркулирующих в россыпи растворов даже интенсивно рекристаллизованная поверхность золотин может не подвергаться коррозии.

На толщину коррозионных оболочек оказывают влияние климатические условия, пробность и структура остаточного золота, состав контактирующих с ним в россыпи минералов (сросшихся с золотом и шлиховых). Мощность высокопробных оболочек увеличивается по контактам с сульфидами и другими рудными минералами, процессы окисления которых в условиях природных микрогальванических систем приводят к интенсивному выщелачиванию серебра. Степень перекристаллизации заметно возрастает в неоднократно переотложенном золоте, вероятно, за счет дополнительных нарушений кристаллической структуры. При длительных механических воздействиях возникают субполиэдрические структуры рекристаллизации.

Чередование периодов перемещения золотин в россыпи и пребывания их в покое сказывается на интенсивности образования и строения высокопробной коррозионной оболочки. Механические де-

формации реликтов остаточного золота и зерен коррозионного слоя фиксируются в виде линий и зон трансляций. Последние при длительном периоде пребывания золота в покое могут уничтожаться процессами рекристаллизации. Образование структур рекристаллизации — явление конвергентное, возникающее как при деформации руд, так и при преобразованиях россыпного золота. Отличительным признаком гипергенной рекристаллизации служит отсутствие новообразований по границам рекристаллизованных зерен. При повторных перемещениях золотин зоны трансляций могут возникать в пределах рекристаллизованных зерен.

Неоднократное перемещение золота в россыпи при транспортировке его по долине и переотложении на более низкие гипсометрические уровни чередуется с периодами пребывания золота в покое. Соответственно, периоды деформации внутреннего строения сменяются периодами рекристаллизации. Это обуславливает наслаивание разновозрастных преобразований и позволяет реконструировать историю формирования россыпи.

Степень экзогенных изменений комплекса признаков россыпного золота различается в россыпях различного генезиса (рис. 14).

В элювиальных и делювиальных россыпях особенности остаточного самородного золота определяются близостью коренных источников. Признаки, присущие рудному золоту, в элювиальных россыпях изменяются незначительно, в делювии степень преобразований весьма слабая. При поступлении золота в россыпь из кор выветривания более интенсивно, чем это типично для слабоокатанного золота, проявлена коррозия. В склоновых отложениях отмечены линии скользяния, изгибы двойников, участки рекристаллизации с угловатыми новообразованными зернами.

В аллювиально-делювиальных и аллювиальных россыпях степень преобразований самородного золота при прочих равных условиях зависит от дальности переноса от коренных источников, времени поступления золота в россыпь и истории ее формирования (чередование процессов перемещения и пребывания в покое).

Вторичное золото в элювии и делювии слабо окатывается, агрегаты его уплотняются, утрачивается их пористость в периферических частях, сливаются и укрупняются мелкие зерна. В аллювии эти изменения более интенсивны, границы зерен по периферии агрегатов сливаются, агрегаты приобретают комковидные формы.

В прибрежно-морских россыпях золото аналогично аллювиальному, что свидетельствует об общности коренных источников питания. При переходе

от речных отложений к шельфовым формируется более мощная коррозионная оболочка, возрастает степень окатанности и истертости частиц. Золото пляжевых отложений сильнее окатано и перекристаллизовано, чем в погребенном под морскими отложениями аллювии. В целом для морских россыпей характерно весьма мелкое и тонкое золото, совершенно окатанное, интенсивно корродированное, с уплотненным коррозионным слоем, имеющим металловидный блеск.

*Самородное золото разновозрастных россыпей.* Длительное пребывание в условиях россыпи при прочих равных условиях (расстоянии от коренного источника, одинаковых признаках рудного золота, поступившего в россыпь и т.п.) приводит к более глубоким преобразованиям состава и структуры остаточного золота. Со временем возрастает толщина коррозионного слоя, увеличивается мощность межзерновых высокопробных прожилков при проявлении объемной диффузии серебра от центров зерен к их границам. При транспортировке и перетолжении частиц золота деформируется и перекристаллизовывается их коррозионная оболочка. Происходит диффузионный вынос серебра из периферических слоев золотин с образованием зоны, обедненной серебром и конформной по отношению к коррозионной оболочке.

В верхнеплейстоценовом и голоценовом аллювии слабо- и среднеокатанное золото характеризуется прерывистой и локальной коррозионной оболочкой мощностью до 0,00л мм; разрастания межзерновых прожилков не наблюдалось. У золота той же степени окатанности в среднеплейстоценовом аллювии мощность коррозионной обычно сплошной оболочка варьирует от 0,00л до 0,0л мм; разрастание межзерновых прожилков незначительное. В плиоценнижнеплейстоценовых россыпях мощность коррозии у более 50% слабо- и среднеокатанных золотин изменяется от 0,0л до 0,л мм, площадь, занятая коррозией на поперечном срезе золотины, превышает 5%; отчетливо фиксируется разрастание межзерновых прожилков с объемной диффузией серебра в пределах зерен (рис. 15).

Длительная транспортировка золота, приводящая к хорошей и идеальной окатанности частиц, сопровождается возрастанием мощности коррозионного слоя. Одновременно отмечается его срезание на выступах золотин природными абразивами, полная мощность коррозионной оболочка сохраняется только в углублениях окатанных частиц.

Возобновление миграции золотин в россыпях сопровождается уплотнением высокопробной оболочка, вытягиванием и слиянием ее зерен, рекристаллизацией зерен оболочка и реликтов остаточного

золота. Повторные периоды покоя в ряде случаев фиксируются формированием по периферии коррозионной оболочка пробности 940–980‰, повторного коррозионного слоя пробности 980–1000‰. Из-за незначительной глубины и рыхлого сложения этот слой при последующей миграции не сохраняется.

Самородное золото более древних, доплиоценовых, слабосцементированных конгломератов (палеороссыпей) характеризуется еще более глубокими гипергенными преобразованиями. Формы золота преимущественно уплощенные — пластинчатые, тонкочешуйчатые; окатанность хорошая, проявлены последующие деформации — изгибы, подвернутые выступы, утолщенные наклепанные края. Присутствуют и слабоокатанные изометричные частицы — кристаллы, друзовидные сростки, дендритоиды, смешанные формы комковидного габитуса. Встречаются тороидальные формы, немногочисленные в девонских и пермских конгломератах и преобладающие в ряде регионов в юрских и меловых образованиях.

Размеры частиц самородного золота широко варьируют в различных литологических разностях пород. Наиболее крупное золото преимущественно класса +1 мм наблюдалось в грубообломочных галечных конгломератах; в мелкогалечных конгломератах преобладает мелкое и весьма мелкое золото.

По микрорельефу поверхности золота из конгломератов можно проследить последовательность преобразований в зоне гипергенеза. В отличие от золота из четвертичных россыпей уплотнение и выравнивание поверхности при окатывании и истирании золотин сопровождается появлением у них металлического блеска и округлых, как бы оплавленных, очертаний. Наблюдаются наросты «нового» аутигенного золота в виде пленок, нитевидных кристаллов, островков скелетного и дендритного роста, создающие на поверхности бугорчатый, ячеистый рельеф. На поверхности различно окатанных золотин из конгломератов встречаются почковидные наросты аутигенных минералов — пирита, сидерита, марказита, а также корки обломочного кварца, сцементированного слюдястыми и глинистыми минералами, пропитанными оксидами железа. В некоторых палеороссыпях на поверхности золотин отмечаются включения шлиховых минералов из вмещающей толщи — ильменорутила, рутила, колумбита, что, вероятно, связано с их захватом в процессе механической деформации золота при транспортировке в водном потоке или при эоловом переносе [23]. Не исключена также возможность захоронения их при осаждении аутигенного золота на поверхности золотин.

Золото имеет высокую пробность (910–970‰), что обусловлено в основном глубокой степенью его

гипергенных преобразований. Пробность реликтов остаточного золота 750–870%. Состав элементов-примесей весьма беден. Помимо постоянно встречающихся Cu и Fe, иногда отмечаются небольшие содержания As, Bi, Sb, Pb.

В структуре золота из дочетвертичных конгломератов отражаются глубокие изменения, которые претерпевает золото не только в условиях древнего коро- и россыпеобразования, но и при последующем диагенезе и эпигенезе осадков (рис. 16).

Гипергенные изменения золота весьма значительны. Коррозионная оболочка достигает 0,15–0,25 мм, и в зависимости от размера золотин частично или полностью замещает первичную матрицу.

Начальные признаки преобразований золота выражаются в широком развитии межзерновых высокопробных прожилков не только по контурам первичных зерен, как описывалось ранее [16], но и по границам блоков мозаики — неоднородности субструктуры. Механические деформации при этом способствуют усилению контрастности первичной неоднородности, возникновению по границам блоков линий трансляций и развитию по ним межзерновых прожилков. По периферии золотин развивается микрозернистая высокопробная оболочка с зернами неправильных угловатых очертаний.

Пребывание золота в покое ведет к изменению строения высокопробной оболочки, развитию собирательной перекристаллизации. Сначала образуется слой более крупных зерен округло-фестончатых очертаний размером до 10 мкм, ориентированных перпендикулярно к поверхности золотины. При длительном пребывании в покое более полный процесс собирательной перекристаллизации выражается в среднезернистом строении оболочки с конформными одинаково ориентированными зернами с сутурными микростилолитовыми или ровными границами. Повторное перемещение золотин приводит к деформации высокопробной оболочки и возникновению по ее периферии более мелкозернистой структуры рекристаллизации с зернами, ориентированными в направлении развития зон трансляций. Неоднократное переотложение сопровождается образованием слоистых оболочек с чередованием более и менее крупнозернистых прослоев.

Наиболее глубокие изменения претерпевает золото после захоронения продуктивных отложений и их литификации. Гравитационная нагрузка вышележащих толщ и воздействие подземных вод способствуют грануляции зерен золота, их последующей дезинтеграции, расширению и заполнению межзерновых промежутков гидроксидами железа, аутигенными сульфидами.

Наиболее интенсивная дезинтеграция и последующее преобразование золота в конгломератах связаны, очевидно, с температурным воздействием и характеризуются диффузией серебра в золоте, образованием мощных высокопробных кайм, их последующей дезинтеграцией с залечиванием межзерновых промежутков низкопробным золотом. При очень глубоких преобразованиях не исключено также тепловое и, возможно, гидротермальное воздействие, сопровождающееся наложением низкотемпературной существенно серебряной минерализации (см. рис. 16).

**Использование типоморфных признаков самородного золота при металлогенических исследованиях и геологоразведочных работах.** Рассмотренные основные характеристики самородного золота и их вариации в различных геологических обстановках использованы для выделения совокупностей типоморфных признаков, служащих показателями условий рудообразования.

Рудообразующие минеральные ассоциации, их состав и последовательность образования наиболее полно отражают особенности формирования руд различного месторождения и являются вещественной основой рудно-формационного анализа. Несмотря на определенную повторяемость в месторождениях разных типов, золотоносные минеральные ассоциации, особенно определяющие продуктивность руд, служат показателем принадлежности золоторудной минерализации к определенному рудно-формационному типу месторождений.

Месторождениям различного рудно-формационного типа свойственны выделения золота с преобладанием одних признаков при подчиненном или слабом развитии других. Так, субмикроскопические и тонкодисперсные золотины присутствуют практически в месторождениях всех типов, однако только в некоторых они составляют основную массу золота в рудах.

Крупные и гигантские самородки (1–10 кг) отмечаются в месторождениях одних рудно-формационных типов и никогда не наблюдаются в других, поэтому их присутствие служит достаточно надежным показателем формационной принадлежности золотого оруденения. Распространение самородков средних размеров (100–1000 г) и особенно мелких — менее надежный критерий, требующий учета дополнительных признаков.

В месторождениях, формирующихся в относительно стабильных условиях, распространены выделения золота преимущественно неправильной трещинно-прожилковой и интерстициальной форм, а также смешанные (гемиидиоморфные). При отложении в нестабильных условиях минералообразо-

вания при высокой неоднородности вмещающей среды формы выделений золота отличаются большим разнообразием и присутствием частиц правильного типа.

Пробность золота в месторождениях различных типов имеет широкие вариации и часто перекрывающиеся значения. Типоморфным признаком являются средняя пробность, ее дисперсия и модальные значения, которые в определенной мере отражены на обобщенных моделях.

Типоморфное значение элементов-примесей непостоянно. На моделях указаны устойчивые примеси с высокой частотой встречаемости.

Из частных признаков, характеризующих внутреннее строение, типоморфными служат зависящие от стабильности условий минералообразования зональность, деформации и перекристаллизация выделений, наличие гетерофазных сростков, а также размеры зерен в агрегатах.

Математическая обработка содержащихся в банке данных количественных оценок каждого из рассмотренных выше признаков самородного золота позволила получить их средние значения для основных типов золоторудных месторождений России. Они использованы для составления обобщенных графических признаков моделей золота месторождений различных рудно-формационных типов (рис. 17).

При металлогенических исследованиях и прогнозно-поисковых работах, особенно на их ранней стадии, когда других геолого-минералогических данных недостаточно, важная роль в определении рудно-формационных типов месторождений принадлежит геологической интерпретации результатов изучения самородного золота.

Обобщенные графические признаки модели золота месторождений различных рудно-формационных типов со среднестатистическими оценками и сопровождающие их таблицы с описанием вариаций основных и частных признаков могут быть положены в основу определения типа месторождения. В таблицах приводится перечень признаков с разделением их на устойчивые (с частотой встречаемости более 60%), варьирующие (непостоянно встречающиеся) и эпизодические, появляющиеся в связи со специфическими условиями их образования. Если в регионе присутствуют золотопроявления установленных типов, то целесообразно составить региональные модели самородного золота этих месторождений. Однако при сопоставлении исследуемых объектов с признаковыми моделями необходимо учитывать, что в совокупности признаков, характеризующих золото разных типов месторождений, один и тот же признак может иметь раз-

личный информационный вес. Каждый формационный тип определяется своей совокупностью наиболее значимых признаков.

По результатам математической обработки методом логико-информационного анализа с помощью прогнозирующей системы «АСТРА», разработанной И.А.Чижовой [4], получена сравнительная характеристика информативности признаков самородного золота в основных типах золоторудных месторождений.

Размеры выделений золота высокоинформативны для золото-сульфидно-мышьяковистых месторождений, где доминирует тонкодисперсное золото, и для золото-кварцевых малосульфидных с максимальным развитием золота средней и повышенной крупности при незначительной роли тонкодисперсного.

Формы выделений самородного золота — высокоинформативный признак для вулканогенных золото-серебряных и плутоногенных золото-сульфидно-кварцевых и золото-скарновых месторождений. Отложение золота в них происходит в нестабильных условиях минералообразования при максимальной неоднородности среды. Этот признак малоинформативен для золото-кварцевых месторождений, формирующихся в относительно стабильных условиях.

Пробность золота — высокоинформативный признак для золото-серебряных, состав элементов-примесей — для золото-серебряных и отчасти золото-антимонитовых, внутреннее строение выделений — для золото-серебряных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений.

Модели могут использоваться также при рудно-формационном анализе при уточнении принадлежности объекта к определенной формации. Значительные отклонения характеристик самородного золота объекта от среднестатистической модели позволяют предполагать неправомочность отнесения объекта к данной формации.

В определении формационных типов золоторудных проявлений, распространенных на исследуемой территории, особая роль принадлежит изучению россыпного (шлихового) золота, которое могло поступать в россыпи при денудации обширных площадей с рассеянной коренной золотоносностью или с эродированных частей месторождений и рудопроявлений.

Установление формационных типов коренных источников производится путем сопоставления с признаковыми моделями месторождений различных характеристик не преобразованных реликтов. Наиболее достоверные выводы могут быть получены при сопоставлении признаков рудного и рос-

сыпного золота месторождений, расположенных в пределах одних и тех же металлогенических областей, хотя могут быть использованы и данные, рассчитанные для обобщенных выборок рудного золота из месторождений конкретных типов в пределах России и сопредельных территорий.

При полном несоответствии признаков россыпного золота известным эталонам возможно наличие нетрадиционных для рассматриваемой территории коренных источников.

На картах золотоносности типоморфные признаки золота могут быть представлены в виде графических моделей, где, наряду с конкретными характеристиками (гранулометрия, пробность, элементы-примеси), приводятся мультипликативные показатели — принадлежность к определенной рудной формации и относительное время поступления золота в россыпь.

Анализ карт экзогенной золотоносности, отражающих на геолого-геоморфологической и металлогенической основах закономерности распространения и количественные соотношения россыпного золота из коренных источников различных рудно-формационных типов, позволил установить присутствие в россыпях золота, поступавшего из металлогенических зон, не характерных для рассматриваемых территорий. Это расширяет перспективы россыпной золотоносности на многих золотоносных площадях (рис. 18).

Для оценки возможных масштабов накопления экзогенного золота необходимо выявить закономерности размещения рудно-формационных типов коренных источников питания с различными россыпеобразующими потенциалами. Разработанные в последнее время принципиально новые технологии извлечения из россыпей золота с размерами частиц до тысячных долей миллиметра заставляют по-новому оценивать возможности россыпеобразования месторождений, различая среди них те, которые могут служить источниками ранее недооцененных россыпей с тонким и весьма мелким золотом.

Проявление за контурами разведанных россыпей золота с комплексом признаков, типичных для головной части россыпи, служит показателем возможной промышленной золотоносности.

Установлено, что благоприятный критерий для обнаружения промышленно значимых россыпей в регионах, где эрозионные процессы продолжались в четвертичное время, — преобладание золота, поступившего из источников питания в определенные эпохи формирования россыпей. Время поступления золота из коренных источников в россыпь (доплиоценовое, миоцен-раннеплейстоценовое и более позднее) определяется путем анализа интенсивнос-

ти и последовательности экзогенных преобразований золота, в основном его внутреннего строения. Совместное нахождение разновозрастного золота относится к показателям возможной высокой продуктивности россыпей. Максимальные содержания отмечены в россыпях с разновозрастным золотом (средне-, позднеплейстоценовым, голоценовым), несущим признаки неоднократного переотложения на более низкие гипсометрические уровни. По его количественным соотношениям в разных частях долин и площадей водосбора устанавливаются места локализации коренных и промежуточных источников питания. Досреднечетвертичное поступление самородного золота образует, как правило, локальные концентрации.

Для достаточно точной оценки доли золота, различающегося по времени поступления в россыпь, необходимо исследовать внутреннее строение большого числа россыпных золотин. Эти сведения указывают на присутствие промежуточных источников питания, позволяют детализировать историю формирования россыпей и критерии их потенциальной продуктивности.

Комплексы типоморфных признаков самородного золота — гранулометрия, форма, характер поверхности, наличие сростков, пленок, пробность — используются также для усовершенствования технологического процесса переработки россыпей. Большую роль признаки самородного золота играют в криминалистических исследованиях для определения места добычи золота.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Козырева Н.А., Дейнекина Л.М. Морфология «неизвлекаемого» золота в корах выветривания // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 711–714.
2. Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенез самородного золота России. — М.: ЦНИГРИ, 1995.
3. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России / Под ред. А.И.Кривцова. — М.: ЦНИГРИ, 2003.
4. Количественная оценка типоморфных признаков самородного золота различных золоторудных формаций / Л.А.Николаева, А.Н.Некрасова, И.А.Чижова и др. // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 20–25.
5. Кочетков А.Н., Игумнова Н.С., Ким А.А. Формационные и минеральные типы мезозойского оруденения Центрального Алдана // Геология и геохимия рудносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск, 1986. С. 20–31.
6. Маршаков И.К. Термодинамика и коррозия сплавов. — Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1983.
7. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. — М.: Наука, 1977.



8. *Москвитин С.Г., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я.* Самородное золото Якутии (Куларский район). – Новосибирск: Наука, 1997.
9. *Мурзин В.В., Малюгин А.А.* Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.
10. *Нестеренко Г.В.* Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). – Новосибирск: Наука, 1991.
11. *Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота как поисково-оценочные критерии руд и россыпей. – М.: Недра, 1978.
12. *Николаева Л.А.* Методическое руководство по изучению самородного золота при геологоразведочных работах. – М.: ЦНИГРИ, 1985.
13. *Новые данные об изоморфной смесимости золота и серебра в самородном золоте и его синтетических аналогах / М.С.Сахарова, А.И.Горшков, Н.В.Трубкин и др. // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 457–460.*
14. *Особенности самородного золота коренных месторождений Верхояно-Колымской складчатой системы / Г.Н.Гамянин, Ю.Я.Жданов, В.М.Суплецов и др. // Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. Якутск, 1980. С. 69–80.*
15. *Петровская Н.В.* О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация» // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 69–78.
16. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
17. *Петровская Н.В., Новгородова М.И.* Неоднородность самородного золота и вопросы стабильности природных твердых растворов металлов // Неоднородность минералов и роста кристаллов. Мат-лы XI съезда ММА, Новосибирск, 1978. М., 1980. С. 77–86.
18. *Петровская Н.В., Фасталович А.И.* Изменение внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей // Вопросы геологии Азии. М., 1955. Т. II. С. 245–256.
19. *Петровская Н.В., Яблокова С.В.* Золото в корях выветривания // Рудоносные коры выветривания. М., 1974. С. 173–182.
20. *Савва Н.Е., Преис В.К.* Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1990.
21. *Самородное золото в гипергенной зоне сульфидных месторождений Казахстана / Г.В.Нестеренко, Б.А.Воротников, Н.М.Николаева и др. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 438–443.*
22. *Синюгина Е.Я., Воларович Г.П., Яблокова С.В.* О связи аллювиальных россыпей золота с коренными источниками // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 76. С. 170–189.
23. *Филиппов В.Е., Никифорова З.С.* Формирование россыпей золота при воздействии эоловых процессов. – Новосибирск: Наука, 1998.
24. *Яблокова С.В.* Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза (на примере одного из месторождений Южной Якутии) // Минералогия самородных элементов. Владивосток, 1980. С. 110–112.
25. *Desborough C.A.* Silver depletion indicated by micro-analysis of gold placer occurrences Western Unites States // Econ. Geol. 1970. Vol. 65.
26. *The Application of Microchemical Analysis of Alluvial Gold Grains to the Understanding of Complex Local and Regional Gold Mineralisation: A Case Study in the Irish and Scottish Caledonies / R.J.Chapman, R.C.Leake et al. // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 1753–1773.*
27. *Tisher R.P., Gerisher H.* Elektrolytische Auflösung von Gold, Silber Legierungen und die Frage der Resjstzengrenzen // Z. Elektrochem. angew. physik. Chem. 1958. Bd. 62. № 1.

# КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ



УДК 622.7'17:622.343

© Б.И.Беневольский, А.И.Кривцов, А.В.Чадченко, 2007

## ТЕХНОГЕННЫЕ ОТХОДЫ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ХВОСТОХРАНИЛИЩЕ УЧАЛИНСКОГО ГОКА — ЦЕННЫЙ СЫРЬЕВОЙ ИСТОЧНИК ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРЕДПРИЯТИЯ

**Б.И.Беневольский, А.И.Кривцов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России),  
А.В.Чадченко (Учалинский ГОК)**

*На примере старейшего Учалинского горно-обогатительного комбината рассмотрена проблема утилизации техногенных отходов обогащения медноколчеданных руд, содержащих значительные минерально-сырьевые ресурсы, сопоставимые по массе запасов с крупным комплексным месторождением цветных и благородных металлов.*

В Послании Президента Российской Федерации В.В.Путина Федеральному Собранию (2007 г.) акцентировано внимание на проблеме комплексной переработки минерального сырья в стране в целях получения от его использования максимальной хозяйственной выгоды. Условиями решения этой многогранной задачи, прежде всего, являются полнота и комплексность использования недр, переработки руд и концентратов, содержащих цветные, благородные, редкие металлы и другие ценные полезные ископаемые.

Центральной из «перезревших» для решения проблем учеными и производственниками признается проблема вовлечения в хозяйственный оборот техногенных отходов переработки комплексных руд. В них по причине несовершенства технологических процессов скапливаются полезные компоненты, сравнимые по массе с крупными месторождениями. В то же время, отвальные скопления загрязняют огромные площади, в том числе сельскохозяйственные земли, лесные угодья и водоемы, и являются экологическим бедствием. По расчетам А.И.Кривцова [4], только за 25 лет (к 2025 г.) отходы от использования основных полезных ископаемых в мире (без России и Китая) оцениваются в 150 млрд. т (75 км<sup>3</sup>).

Не приходится сомневаться, что оценка ресурсов (а иногда и запасов) техногенных продуктов в настоящее время актуальна для комплексных руд, в первую очередь медных и россыпей благородных металлов. По расчетам Б.И.Беневольского и

Т.П.Шевцова [2], за 70 лет XX в. в техногенных отвалах россыпей золота складировано более 3 тыс. т металла, что вдвое превышает разведанные запасы и сопоставимо с суммой запасов и прогнозных ресурсов. Такая масса запасов при их утилизации на основе более совершенных технологий XXI в. существенно поддержит истощающуюся добычу россыпного золота.

Некоторые медедобывающие предприятия Урала со значительными сроками обеспеченности мощностей разведанными запасами испытывают дефицит сырья вследствие отработки основных залежей. Вместе с тем, значительные запасы меди с содержаниями, близкими к кондиционным при современных высоких ценах на мировом рынке, сосредоточены в техногенных отходах. Их экономическая значимость, технологические особенности и распределение ценных компонентов недостаточно изучены. По данным М.А.Комарова с соавторами [3], только в Уральском регионе ежегодно складировается 6,5 млн. т хвостов обогащения медных руд. Их общее количество в сумме с медными шлаками превышает 300 млн. т при среднем содержании до 0,37% Cu, 2,3% Zn, около 1% S, а также наличии Au, Ag, Bi и Cd. Все эти компоненты представляют большие минерально-сырьевые активы, требующие оценки и реализации на основе инновационных технологий.

Авторы оценили ситуацию на примере техногенных отвалов Учалинского ГОКа — одного из крупнейших медных предприятий России по про-

изводству золото- и серебросодержащих медного, цинкового и пиритного концентратов. Сырьевой базой комбината служат месторождения, расположенные в Башкирии и Челябинской области. Среди них разрабатываемые Учалинское, Молодежное, Узельгинское и Талганское месторождения. Базовый объект — Учалинское месторождение, эксплуатируемое с 1963 г. Суммарная проектная производительность карьеров и подземных рудников предприятия 4,3 млн. т руды в год.

Колчеданная минерализация представлена сплошными и прожилково-вкрапленными рудами. Выделяются несколько природных сортов руд — вкрапленные и сплошные серно-колчеданные, медные, цинковые и медно-цинковые с преобладанием последних. В них обнаружено и изучено более 80 минералов. К главным рудным отнесены пирит, сфалерит и халькопирит, второстепенным — блеклая руда, галенит, магнетит, гематит, борнит, ковеллин. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц, серицит, хлорит, кальцит, барит и гипс.

Руды характеризуются следующим химическим составом: Cu 0,4–3,5%, Zn 0,4–5,0%, S 15–45%, Au 0,5–2,5 г/т, Ag 10–20 г/т, Se 60–120 г/т, Te 40–70 г/т, In 0,7–12 г/т, Cd 50–120 г/т, As 0,1–0,3%, Sb 0,01–0,5%, Ba 0,2–7,0%, Pb 0,1–0,3%, Tl 0,7–50 г/т.

Медные, цинковые и медно-цинковые руды обогащаются на Учалинской фабрике по схеме коллективно-селективной флотации (без применения цианидов) с получением медного, цинкового и пиритного концентратов, содержащих золото, серебро и редкие металлы. Извлечение основных полезных компонентов в зависимости от перерабатываемых сортов руд колеблется: Cu 70–80%, Zn 60–75%, S 70–80%. Выход отвальных хвостов при переработке сплошных руд (с получением пиритного концентрата) составляет 25–35%, при обогащении вкрапленных руд — 70–80%.

Минеральный состав хвостов аналогичен рудам. Установлено, что около 20% халькопирита находится в свободных зернах, 80% — в сростках с пиритом, а также с пиритом и сфалеритом. Сфалерит на 35,4% представлен свободными зернами, 64,6% его находится в сростках с пиритом. Пирит на 91% представлен свободными зернами и на 9% — сростками. Хвосты имеют следующий химический состав: Cu 0,2–0,4%, Zn 0,70–0,95%, S 30–35%, Au 1,1–1,3 г/т, Ag 15–20 г/т, Cd 30–40 г/т, Se 40–50 г/т, Te 4–5 г/т, In 5–7 г/т, Pb 0,03–0,05%, Ba 12–15%, Sr 30–35%, Mn 0,03–0,05%, Co 0,005–0,008%, Ni 0,005–0,007%, Cr 0,005–0,01%, Fe 25–30%, SiO<sub>2</sub> 20–30%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2–4%, TiO<sub>2</sub> 0,15–0,30%, CaO 0,40–0,80%, MgO 0,3–0,5%, K<sub>2</sub>O 0,12–0,15%, Na<sub>2</sub>O 0,5–0,7%.

Основные компоненты добываемых медно-цинково-колчеданных руд — Cu, Zn, S, попутные — Au, Ag, Cd, Se, Te, In. Современная фабричная технология не позволяет достаточно полно извлекать перечисленные компоненты. Хвосты обогащения складываются в хвостохранилище намывного типа, сохраняются и могут быть реализованы при разработке эффективной технологии извлечения полезных компонентов [1, 5].

Хвостохранилище промышленных отходов Учалинской обогатительной фабрики общей площадью около 150 га, полезным объемом более 55 млн. т хвостов (руды) в настоящее время уже вмещает более 57 млн. т, содержащих 143 тыс. т Cu (при содержании 0,25%), 347 тыс. т Zn (0,6%), 19 млн. т S (32,54%), 76 т Au (1,31 г/т) и 1049 т Ag (18,1 г/т). Приемная чаша хвостохранилища имеет два отсека площадью 0,3 и 0,7 км<sup>2</sup>, первый из которых введен в эксплуатацию в 1969 г., второй — в 1974 г., длина насыпной дамбы составляет 5 км. В восточной части хвостохранилища примыкает к отвалам скальных пород, с севера и запада от него находится водоотводный канал для сброса осветленных вод отстойного пруда, стоков с водосборной площади и фильтрационных вод. За время работы ГОКа дамба неоднократно наращивалась, но ее дальнейшее расширение с увеличением площади хвостохранилища за счет отторжения новых территорий в настоящее время практически невозможно. В период эксплуатации до 2000 г. ежегодный объем отвальных хвостов составлял 0,7–1,6 млн. т, к 2006 г. он возрос до 3,6 млн. т. В перспективе на 20 лет два отсека хвостохранилища предполагается объединить в единое поле (без разделительной дамбы) с расширением площади. Таким образом, хвостохранилище является растущим крупным техногенным месторождением и объектом с высокой степенью экологического риска. Ежегодное наращивание массы запасов полезных ископаемых в хвостах (данные за 2005–2006 гг.) приведено в табл. 1, а соотношение полезных компонентов в продуктах обогащения и хвостах — в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что с хвостами теряется около 8% Cu, >11% Zn, 75% S, 67% Au, 45% Ag, а также значительное количество Se (72%), Te (68%), Cd (27%) и практически весь Ba.

Для усовершенствования технологии извлечения ценных полезных компонентов из хвостов обогащения и решения проблемы их утилизации предприятием проведены лабораторные исследования в ряде специализированных организаций: Унипромедь (1997–1998 гг.), Ирриредмет, Гинцветмет (2006 г.), МИСиС, Маггеоэксперт (2006 г.).

Унипромедь выполнены исследования по двум направлениям извлечения золота и серебра как на-

**1. Годовое наполнение запасов полезными компонентами хвостохранилища Учалинской обогатительной фабрики**

Компоненты	Единица измерения	На	2005 г.	На
		01.01.05		1.01.06
Хвосты	Млн. т	54,172	3,674	57,846
Cu	Тыс. т %	138,573	4,288	142,86
		0,26	0,12	0,25
Zn	Тыс. т %	329,891	16,973	346,86
		0,61	0,46	0,6
S	Тыс. т %	17 658	1164	18 822
		32,59	31,68	32,54
Au	Т г/т	71,451	4,502	75,952
		1,32	1,22	1,31
Ag	Т г/т	997,567	51,719	1049,2
		18,41	14,08	88 18,14
Cd	Т г/т	346,687	31,513	378,2
		6,4	8,58	6,54
Se	Т г/т	2730,53	210,58	2941,1
		50,4	57,3	1 50,84
Te	Т г/т	2997,13	224,12	3221,2
		55,33	61,0	5 55,69
In	Т г/т	207,373	8,08	215,45
		3,83	2,2	3 3,72
Барит	Тыс. т %	792,03	12,077	804,10
		1,46	3,29	7 1,39
Pb	Т г/т	20,5	0	20,5
		0,38		0,35
Pb	Тыс. т %	3,567	0	3,567
		0,007		0,006

Примечание. В числителе — количество компонента, в знаменателе — среднее содержание.

иболее ценных попутных компонентов. Во-первых, возможность концентрирования золота гравитационными методами, во-вторых, технологическое

тестирование химическими способами с использованием микроорганизмов *Th. ferrooxidans*. Опыты по выделению золотосодержащего продукта, получаемого из концентратов и отвальных хвостов, проведены на трех пробах: медно-пиритового продукта, содержащего 1,0–1,5% Cu, 12–16% Zn, 38–42% S, 2,2 г/т Au, 45 г/т Ag; пиритового концентрата, содержащего 0,8% Zn, 38–42% S, 1,55 г/т Au, 25 г/т Ag; отвальных хвостов, содержащих 1,1% Zn, 30–36% S, 1,1 г/т Au, 12 г/т Ag.

Концентрирование золота осуществлялось на короткоконусных гидроциклонах и концентрационных столах. Эксперименты показали принципиальную возможность извлечения золота из хвостов при его концентрировании в обогащенных промпродуктах от 1,5 до 2 раз при извлечении от операции от 2,7 до 5,6%. Невысокие результаты обусловлены весьма тесной и тонкой ассоциацией золота с пиритом. При этом остались недостаточно исследованными возможности концентрирования золота на центробежных сепараторах, извлекающих тонкое золото (Гинцветмет, 1983 г.), а также регламент доизмельчения продуктов обогащения (до 99,5% класса –74 мкм).

По второму направлению проведены эксперименты по вариантам вскрытия благородных металлов в хвостах обогащения с использованием тиокарбамида, раствора хлорной воды, серноокислотно-хлоридного раствора с добавкой пиролюзита при автоклавном предварительном серноокислотно-выщелачивании, а также окисления сульфидов бактериями *Th. ferrooxidans* с последующим извлечением благородных металлов в раствор тиокарбамидом и хлорной водой. По результатам исследований два наиболее благоприятных варианта технологии получили технико-экономическую оценку эффективности извлечения благородных металлов. Первый из них — биоокисление хвостов обогащения непосредственно в отвале с последующим цианированием отмытых от меди и цинка кеков. При содержании в отвальных продуктах Cu 0,19%, Zn 0,87%, Au 1,5 г/т, Ag 17,3%

**2. Соотношение основных полезных компонентов в концентратах и хвостах обогащения**

Виды концентратов, выход от руды, %	Cu, %		Zn, %		S, %		Au, г/т, %		Ag, г/т, %	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Всего переработано руды — 100	1,18	-	3,17	-	33,03	-	1,43	-	24,5	-
Медный — 6,7	15,2	86,78	0,48	10,07	39,8	8,11	3,04	15,32	97,79	26,82
Цинковый — 5,2	0,85	3,74	46,2	75,76	34,56	5,45	2,79	10,13	98,0	20,79
Пиритный — 9,8	0,21	1,74	0,9	2,77	38,37	11,4	1,22	8,44	18,67	7,47
Хвосты — 78,3	0,12	7,74	0,46	11,39	31,67	75,05	1,23	67,11	14,1	44,92

Примечание. 1 — содержание, 2 — извлечение в концентрат, потери в хвостах.

извлечение металлов составило: Cu и Zn — 72% в концентрат, Au — 46%, Ag — 50% (рафинированные). Стоимость годовой товарной продукции в пересчете на средние мировые цены 2006 г. ориентировочно составила около 35 млн. дол. США при сравнительно низких капитальных вложениях и эксплуатационных расходах. Второй вариант — предварительное азотно-кислотное вскрытие благородных металлов с последующим цианированием или тиокарбамидным выщелачиванием золота и серебра. Получено следующее извлечение металлов, %: Cu 55, Zn 57, Au 50–80, Ag 68–85. В современной ценовой ситуации рассмотренный вариант также может быть эффективным, хотя и менее привлекательным.

Процесс бактериального выщелачивания хвостов обогащения в лабораторных условиях исследован Ирриредмет в двух вариантах — чановым (агитационным) и кучным (перкаляционным) способами. Агитационное выщелачивание проведено с использованием автотрофной смешанной культуры бактерий *Acidithiobacillus ferrooxidans*, адаптированных к исследуемому продукту. По разным схемам достигнуто извлечение Cu в раствор на уровне 80–91,7% и Au до 50–70% при продолжительности чанового процесса 12–16 суток. Эксперимент с перкаляционным выщелачиванием в фильтрационной лабораторной колонне показал извлечение Cu до 65% при расчетной продолжительности эксперимента 1,5–2 года в зависимости от «упорности» продукта. При этом для хорошей фильтрации требуются окомкование хвостов обогащения с цементом, аэрация кучи и адаптированных к данному продукту бактерий.

Гинцветмет провел лабораторные испытания по доизвлечению золота из отвальных хвостов с использованием в качестве флотационного реагента нового универсального промывочного технологического средства (УПТС-2002), изготавливаемого фабрикой «Октябрь» в г. Уфа (ТУ 2458-001-455229898-2002). Исследовалась проба, отобранная из текущих хвостов и содержащая Cu 0,16%, Zn 0,72%, Au 1,6 г/т. Результаты эксперимента показали снижение потерь золота до 6%, а также повышение извлечения меди и цинка. Таким образом, УПТС представляется перспективным реагентом флото процесса, снижающим потери благородных и цветных металлов.

МИСиС предложил для извлечения меди из хвостов методы осадительной сорбционной и экстракционной переработки растворов, содержащих медь, при сернокислотном выщелачивании хвостов обогащения. Результаты исследований щелока (сернокислотного раствора хвостов) показали принципиальную возможность выведения из раст-

вора осадительным методом железа, после чего способом цементации можно выделять из него медь. Сорбционным методом осаждения при различных анионитах достигается извлечение Cu от 76 до 98%. Экстракционный метод концентрирования меди, широко применяемый в мире при сернокислотном выщелачивании медных окисленных руд из бедных растворов и рудничных вод, также может быть использован для переработки медьсодержащих хвостов.

Известно, что переработка «упорных» пиритных хвостов, характеризующихся весьма тонким прорастанием пирита и золота, сопряжена с технологическими трудностями. Для решения этой проблемы геологический факультет МГУ и компания «Аэлимп» предложили перспективные технологии — электроимпульсный и электрогидравлический методы обработки золотоносных хвостов, повышающие селективное раскрытие минералов из упорных сульфидных концентратов, с последующим извлечением золота гидрометаллургией. Инновационной основой новых технологий являются генераторы наносекундных импульсов, разработанные ИЭФ УрО РАН. Эксперименты показали достижение извлечения в раствор до 87% Au при классе крупности лежалых хвостов 74 мкм, а также меди и цинка из растворов.

МАГгеоэксперт разработал «Обоснование целесообразности вовлечения в промышленную эксплуатацию хвостов обогащения медноколчеданных руд Учалинского ГОКа». Предложенная принципиальная технологическая схема переработки отходов обогащения медноколчеданных руд является определенной новацией так как, во-первых, рекомендует осуществлять кучное выщелачивание в выработанном пространстве погашенного карьера, а во-вторых, использовать твердые отходы выщелачивания в приготовлении закладочных смесей для подземного рудника, чем достигается комплексное использование хвостов обогащения. Технологическая схема включает обезвоживание хвостов, их окомкование, сернокислотное выщелачивание с использованием в качестве растворов подкисленных рудничных вод. В лабораторных условиях в течение 110 суток из текущих хвостов было извлечено 62% Cu и 42,5% Zn, а для лежалых — прогнозируется извлечение Cu до 85–92,5%. Извлечение из продуктивных сернокислотных растворов благородных металлов с использованием ионообменных смол нуждается в проведении дополнительных исследований для подтверждения принципиальной возможности и эффективности таких процессов.

Технологические эксперименты с утилизацией лежалых хвостов Учалинской обогатительной фабрики позволяют сделать предварительный вывод о

принципиальной возможности экономически приемлемой переработки хвостов с получением меди, цинка, золота и серебра. Очевидно, что результаты исследований носят поисковый характер, находятся в начальной стадии, достигнутые показатели по извлечению металлов нуждаются в уточнении на представительных пробах как в технологическом, так и экономическом аспектах. В соответствии с принципами отечественной классификации запасов находящиеся в хвостохранилище массы полезных компонентов по степени изученности могли бы отвечать оперативно оцененным запасам категории С<sub>2</sub>. Такая классификация обусловлена тем, что контур складированных рудных отходов обогащения ограничен площадью хвостохранилища, в них определены количественные и качественные показатели основных и попутных компонентов, установлены формы их нахождения в различных концентратах и обоснованы количественные потери, оценены вещественный состав и технологические свойства на лабораторных пробах, показавшие возможность переработки хвостов и получение товарной продукции.

Вместе с тем, для формального придания статуса складированным хвостам категории оцененных запасов необходимо проведение дальнейших расширенных технологических исследований и геолого-оценочных работ, а именно: продолжение исследований на представительных пробах по выбору эффективных технологических схем (биоокисление, кучное выщелачивание и др.), уточнение распределения полезных компонентов, типов и сортов

руд в хвостохранилище, геолого-экономическая оценка эффективности отработки хвостов на основе полученных технологических параметров и данных бурения.

Таким образом, хвосты обогащения Учалинского ГОКа логично отождествлять с месторождением значительной товарной ценности («экономическим активом») [5]. По текущим мировым ценам в нем сосредоточено золота, серебра, меди, цинка и серы примерно на 4,5 млрд. дол. Его можно рассматривать в качестве дополнительной сырьевой базы действующего предприятия или резервного минерального сырья в важнейшем Южно-Уральском горно-промышленном регионе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азов Г.А.* Комплексное использование минерального сырья на ОАО «Учалинский ГОК» // Изв. вузов. Горный журнал. 2004. № 3. С. 26–30.
2. *Беневольский Б.И., Шевцов Т.П.* О потенциале техногенных россыпей золота РФ // Минеральные ресурсы России. 2000. № 1. С. 14–19.
3. *Комаров М.А., Алискеров В.А., Заверткин В.Л.* Горно-промышленные отходы — дополнительный источник минерального сырья // Минеральные ресурсы России. 2007. № 4. С. 3–9.
4. *Кривцов А.И.* Геоэкологические проблемы текущего и будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения // Отечественная геология. 2005. № 6. С. 9–15.
5. *Чадченко А.В., Пирожюк П.И., Олин Э.О.* Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы ОАО «Учалинский ГОК» // Изв. вузов. Горный журнал. 2004. № 3. С. 10–12.

# ДИСКУССИИ

---

УДК [553.411+553.98] (575.1)

© Ю.И.Парамонов, 2007

## О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЯХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Ю.И.Парамонов (Госкомгеология, Республика Узбекистан)

*На основе анализа региональных и локальных геолого-геофизических, тектонических предпосылок рассмотрены некоторые генетические связи золоторудных объектов и месторождений углеводородов Западного Узбекистана. По структурным факторам и аномальным особенностям магнитного поля генерализована система юго-западно – северо-восточных тектонолинеаментов, представляющих собой совокупности поперечных разломов взбросо-сбросо-сдвигового характера. На их юго-западном продолжении условно выделены основные нефтегазоносные районы Бухаро-Хивинского палеорифта. Эти данные предложено использовать для оценки золотоносности черносланцевых толщ.*

Единство нефте- и рудообразования в последнее время стало предметом пристального внимания геологов. Одна из ключевых закономерностей заключается в проявлении параллельной зональности в размещении нефтегазоносных бассейнов и рудных поясов. Она состоит в закономерном изменении генетического типа, состава и формы рудных тел, а также фазового состояния и состава ассоциирующих с ними углеводородов в направлении от складчатых бортов определенных типов нефтегазоносных бассейнов к их середине.

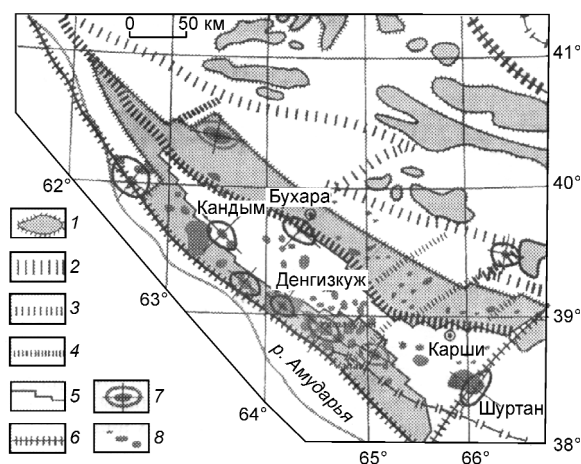
Рассмотрим несколько примеров. В Тихоокеанском геодинамическом поясе (на Камчатке, Суматре, в Калифорнии и других местах) устанавливается параллельная зональность вулканических и нефтегазоносных поясов. На краю континента в зонах пересечения глубинных разломов, кольцевых и вихревых структур расположена Колумбийско-Венесуэльская провинция. В ее пределах находится несколько нефтегазоносных бассейнов, в том числе Оринокский с гигантскими запасами тяжелой нефти (>500 млрд. т), высокими концентрациями V, Ni, Co, Ti и платиноидов. Вокруг них размещаются гидротермально-метасоматические месторождения V, Ni, Co, Pt, Mo, Cu, Au, Mn, Pb и Zn. К Урало-Ирано-Оманскому и Восточно-Африкано-Аравийско-Кавказскому поясам рифтогенеза и магматизма приурочен бассейн Персидского залива с громадными за-

пасами солей и углеводородов. На северо-западе и востоке от него известны рудные пояса с месторождениями Fe, Cu, Mn, Au, флюорита и фосфатов.

Из нефти и газа могут отлагаться различные минералы. В трубах на месторождениях Западной Сибири образуются керит, карбонаты, кварц, сера, пирит, магнетит, галенит, ангидрит, барит и флюорит. Вертикальная зональность нафтидов, сопровождаемая дифференциацией редких элементов, по существу, только начинает изучаться. С этих позиций заслуживает внимания исследование платиноидов, РЗЭ, U, Th, Au и других элементов.

Иногда фиксируется пересечение — взаимное перекрытие нефтеносных и рудоносных зон. Так, кимберлитовые трубки Якутии находятся в пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

В природных условиях связь золота с нефтеносными горизонтами или в целом с нефтенасыщенными районами проявляется достаточно широко и разнообразно. Дж.Хулен и Дж.Коллистер [5, 8] отмечают широкое развитие жидких углеводородных включений в рудах месторождений карлинского типа районов Невады. Эти первичные и вторичные включения зафиксированы в кальцит-реальгаровых жилах, вблизи золоторудных тел, залегающих в декarbonатизированных, силицитизированных и брекчированных каменноугольно-девонских сланцах. Установлено также, что нефтью выполнены

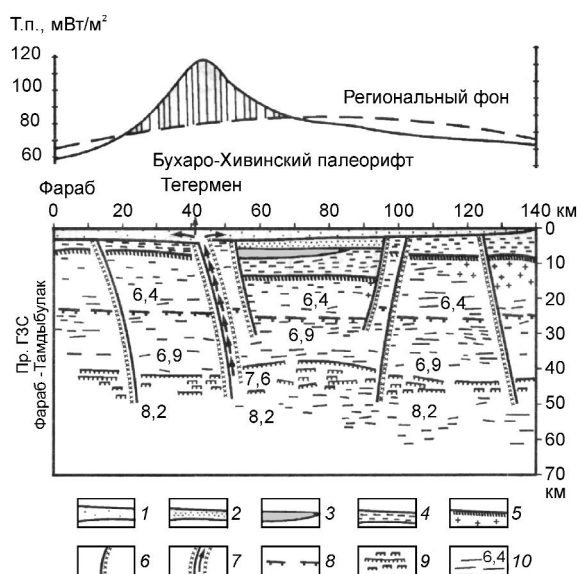


**Рис. 1.** Размещение каналов глубинного теплопереноса и месторождений нефти и газа в Бухаро-Хивинском регионе:

1 — выходы на дневную поверхность палеозойских образований; 2 — границы литосферных блоков, 3 — тектонических ступеней, 4 — блоков фундамента, 5 — центрального грабена; 6 — контуры палеорифтовой системы; 7 — каналы глубинного теплопереноса; 8 — месторождения нефти и газа

трещины в подстилающих рудные тела известняках. Причем составы флюидных включений и выделений свободной нефти идентичны. Очень близкой обстановкой характеризуются рифтогенные области Западного Узбекистана и сопредельных районов.

Нефтяные и битумные месторождения содержат промышленные концентрации различных металлов. Они встречаются совместно в нефтегазовых регионах Узбекистана (Бухаро-Хивинский, Сурхандарьинский, Юго-Западно-Гиссарский и др.). Генезис этих нефтей и битумов чаще всего рассматривается как осадочно-инфильтрационный. Нами обосновывается возможность и мантийного происхождения нефти в результате квазиметаабильного подъема углеводородно-неорганического флюида в верхней мантии. По этому сценарию он проходит энергетический барьер в узкой зоне астеносферы — зона Зарафшано-Алайского глубинного разлома, почти совпадающей с северной границей Бухаро-Хивинского палеорифта [1], и поднимается по глубинным каналам (рис. 1, 2), лишь частично разлагаясь и постепенно сбрасывая твердый углерод, в основном в виде графита. Газообразные тяжелые элементоорганические соединения (ЭОС) по мере снижения  $P$  и  $T$  конденсируются не одновременно, а последовательно в соответствии с критическими температурами индивидуальных соединений. В результате формируется вертикальное зональное распределение ЭОС, которое проявляется



**Рис. 2.** Физико-геологическая модель канала глубинного теплопереноса в районе Тегермена:

1 — мезозой-кайнозойский чехол; 2 — верхний рифтовый комплекс; 3 — нижний рифтовый комплекс; 4 — до-рифтовое основание; 5 — кристаллический фундамент; 6 — разрывные нарушения; 7 — канал теплопереноса; границы: 8 — Конрада, 9 — Мохоровичича; 10 — отражающие границы и скорости упругих волн

в составе углеводородных радикалов и ассоциирующих с ними металлов и неметаллов. Причем относительно легкие жидкие ЭОС, близкие к нефти, конденсируются последними в голове поднимающихся по разломам флюидных потоков. Неорганический флюид, в котором преобладает вода, начинает конденсироваться несколько позднее, чем самые тяжелые ЭОС, так как критическая температура воды ниже, чем у этих соединений, но одновременно или раньше, чем ЭОС с низкими критическими температурами. Поэтому в образующихся гидротермальных растворах присутствуют ЭОС, которые участвуют в транспортировке металлов и неметаллов.

Представления о геотектоническом положении изучаемой территории в ансамбле домезозойских коллизионных структур Западного Тянь-Шаня за последние десятилетия претерпели существенные изменения, иногда с взаимоисключающими вариантами. В Западном Узбекистане большинство золотых и серебряных месторождений приурочены к фанерозойским толщам с углеродной минерализацией метасоматического генезиса [4]. К признакам мантийного происхождения углеродистых метасоматитов в черных сланцах относятся связь их с глубинными разломами и резко восстановительный



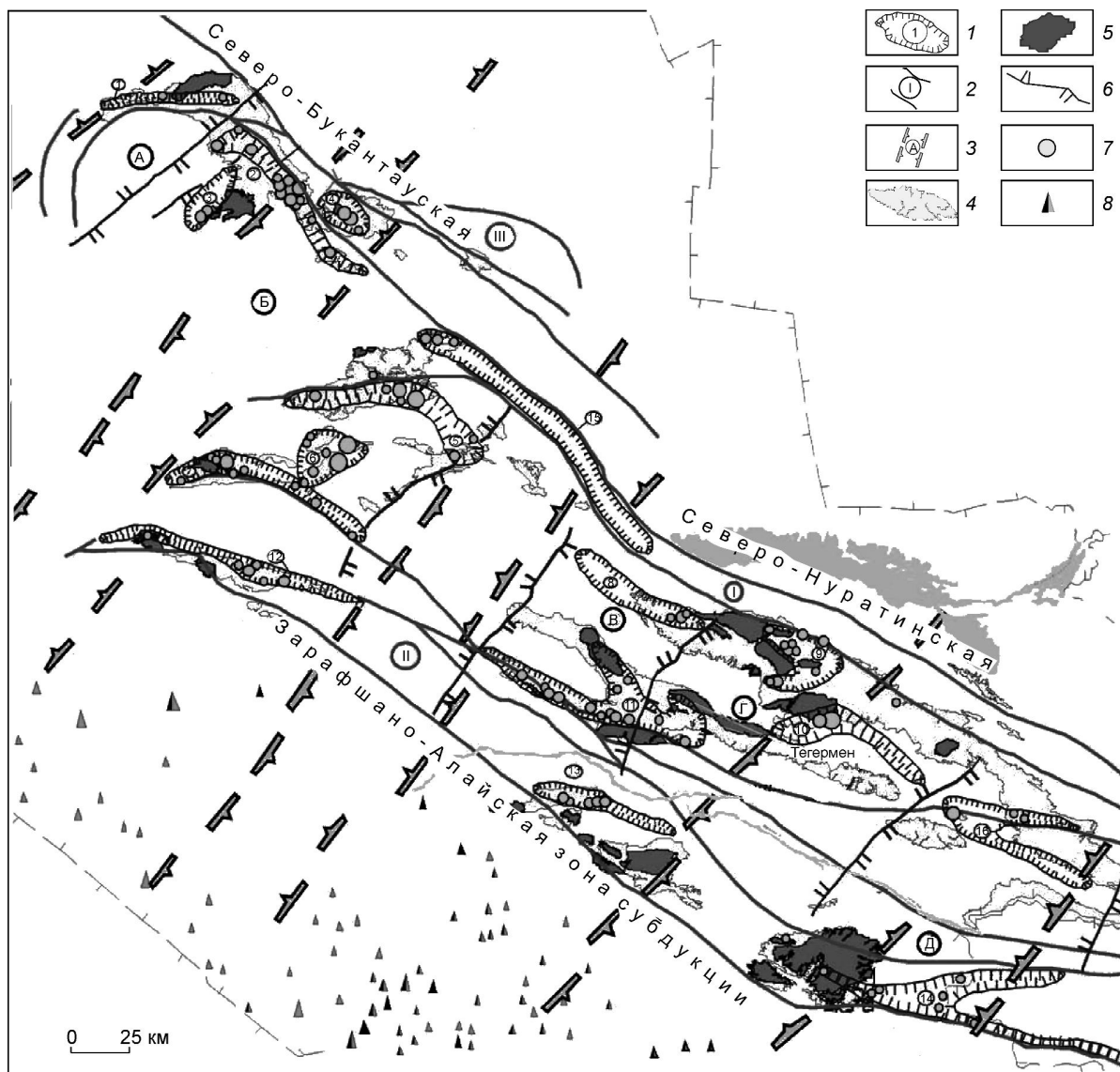


Рис. 3. Схема размещения золоторудных объектов, потенциально золоторудных зон, блоков и месторождений углеводородов в тектонических линейментах Западного Узбекистана, по Ю.И.Пармонову, 2006:

1 — границы золоторудных и потенциально золоторудных зон и блоков: 1 — Оразалинская, 2 — Кокпатаг-Окжетпесская (тренд), 3 — Алтынтауский (Южно-Каскуртауский), 4 — Турбайский, 5 — Тамдытау-Аристантауская, 6 — Бельтауский, 7 — Коспактауская, 8 — Тандыр-Кансайская, 9 — Сентябский, 10 — Зармитанская, 11 — Каратауская, 12 — Кульджуктауская, 13 — Зиаэтинская, 14 — Шинг-Магианская, 15 — Балпантау-Дарбазинская, 16 — Марджанбулакская; 2 — основные системы продольных глубинных разломов: I — Северо-Нуратинская, II — Зарафшано-Алайская, III — Северо-Букантауская; 3 — тектонические нарушения поперечных тектонолинементов генерализованными границами: А — Западно-Букантауский, Б — Букантауско-Кульджуктауский, В — Каракульско-Учбашский, по А.К.Бухарину, Г — Гузарско-Джизакский, по А.К.Бухарину, Д — Якобагский; 4 — выходы палеозойских отложений; 5 — интрузивные образования; 6 — блокоформирующие структуры; 7 — месторождения золота разного масштаба; 8 — месторождения углеводородов разного масштаба

характер исходных флюидов [4, 6]. По одной из точек зрения, поддержанной Л.П.Зоненшайном и др. [3], считается, что Таримо-Каракумский и Таджикский микроконтиненты откололись от Восточной Гондваны и следовали друг за другом со стороны

Палеотетиса, постепенно приближаясь к южно-ташкентской зоне субдукции. Судя по данным бурения (Князева, Шнип, 1970), в южных районах Туркменистана широко распространены пермско-триасовые вулканические породы (туфы кислого,

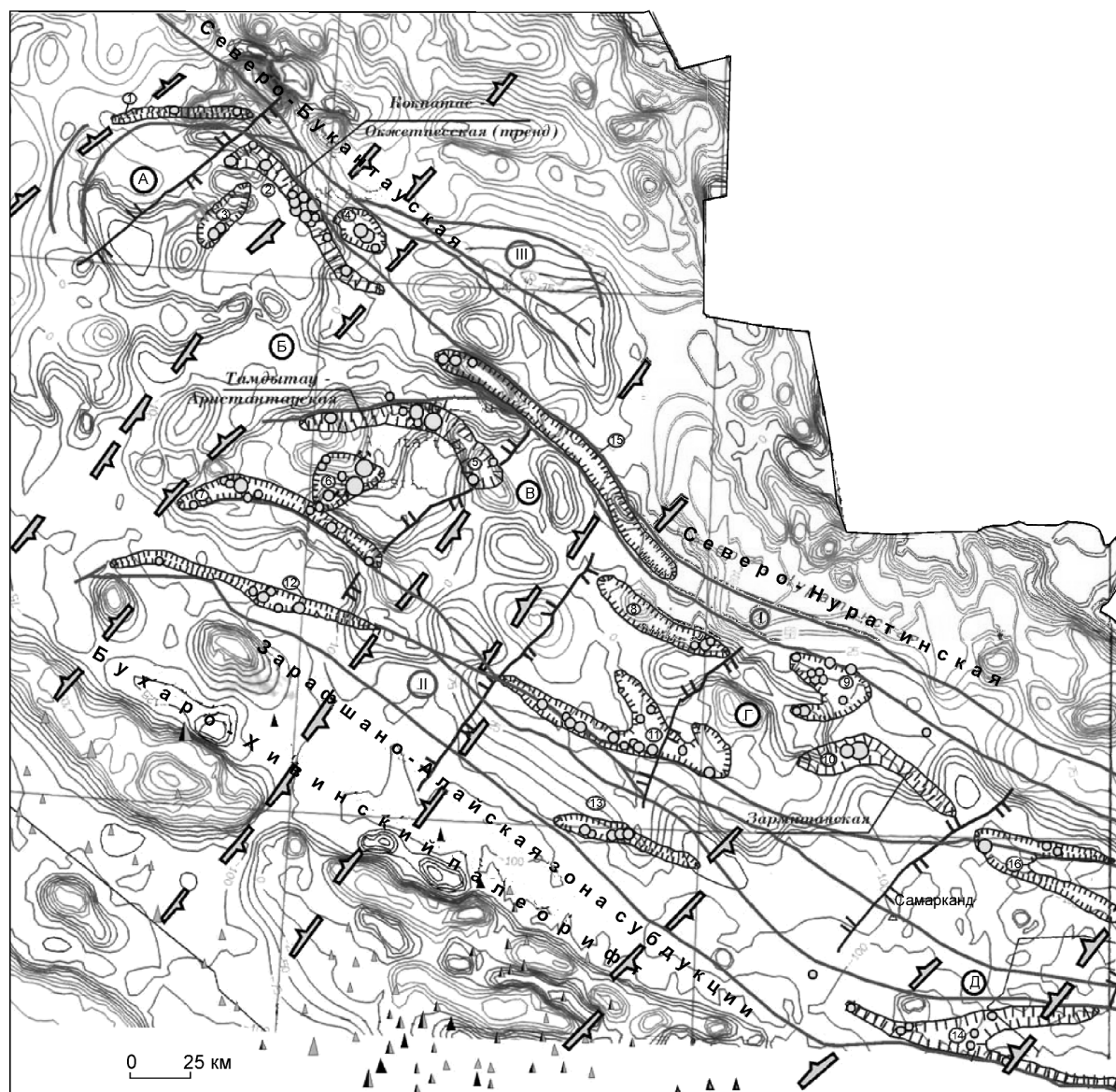


Рис. 4. Основные тектонические линейменты в магнитных полях Западного Узбекистана:

усл. обозн. см. рис. 3

среднего и основного составов) северной активной окраины Палеотетиса, отнесенные Л.П.Зоненшайном к Евразийской вулканической дуге [3].

После формирования созревшей континентальной коры ее жесткость была нарушена постколлизией активизацией ( $C_3-P_2$ ), которая стимулировала деятельность глубинного диапира и высвободила энергию аккреционной призмы. Активизационные процессы способствовали подъему глубинных золотоносных флюидов и формированию широкомасштабного золотого оруденения в Западном Узбекистане.

Ниже рассмотрено пространственное положение всех известных золоторудных объектов, размещающихся в южнотяньшаньской зоне субдукции, относительно антияньшанских структур, выделенных на основе дешифрирования высотных снимков, геологического картирования и магнитометрических исследований.

Размещение всех известных золоторудных и потенциально золоторудных зон и блоков Западного Узбекистана в разной степени коррелируется с данными аэромагнитной съемки м-ба 1:200 000. На основе составленной сводной карты изодинам, генера-

лизованной в м-б 1:1 000 000, и карты золотоносности данной территории нами выделены 16 крупных рудоносных зон (блоков). Аномальное магнитное поле характеризуется локальными особенностями двух типов. Первый, региональный, генерализуется в полосовые магнитолинеаменты повышенных значений поля  $DT_a$  с простираем, соответствующим общему плану развития геологической структуры региона. Ширина полос варьирует от 5–15 до 40–50 км, протяженность — первые сотни километров. В плане эти полосы контролируют все известные рудные поля и объекты. Второй тип представляет уже не совокупности, а отдельные магнитомаксимумы в пределах полос. Они в первом приближении контролируют рудоносность как по мощности, так и по простираению, что отражено на схеме размещения золоторудных объектов и месторождений нефти и газа Западного и Южного Узбекистана с выделением перспективных на золото площадей (рис. 3).

По аномальным особенностям второго типа выделена генерализованная система юго-западно-северо-восточных тектонолинеаментов, представляющих совокупности поперечных кулисообразно расположенных разломов взбросо-сбросо-сдвигового характера с явным преобладанием сдвигов (рис. 4). С северо-запада на юго-восток условно выделены четыре геофизических тектоноблока (А–Г) с различной или пропорциональной степенью насыщенности золоторудными объектами и месторождениями нефти и газа на южном продолжении этих тектоноблоков. На северо-западе выделен тектоноблок «Б» с Кокпатасским трендом, а на юго-востоке — тектоноблок «Г» с Шинг-Магианским рудоносным поясом. В юго-восточном направлении уменьшается контрастность проявления магнитных полей и возрастает мощность блоков. По нашим представлениям, тектонолинеаменты могут формировать рудные, потенциально рудные и минерализованные блоки, характеризовать степень их эродированности и проявления гранитоидного магматизма, а также контролировать развитие крупных надвиговых потенциально рудоносных структур с месторождениями фронтально-надвигового околоинтрузивного типа.

Главные факторы локализации золотого оруденения позволяют воссоздать принципиальную модель рудогенной обстановки. Наиболее перспективна та, при которой вектор относительно мощной рудно-магматической системы совпадает с направлением рудоконтролирующих структур, встречает на своем пути рудоконцентрирующие зоны и экраны, а также благоприятные по составу литологические толщи.

На большинстве золоторудных месторождений Западного Узбекистана, размещающихся в черных

сланцах, установлена связь углеродистых метасоматитов с разломами глубинного заложения [4]. Возраст вмещающих пород варьирует от докембрия до мела. Формирование черносланцевых формаций происходило периодически в докембрии — раннем палеозое, очевидно, совпадая с пиками глобальных диастрофизмов, и продолжалось в фанерозое.

В основных золото-сульфидных месторождениях (Даугызтау, Кокпатас и др.) углеродистое вещество в углеродистых метасоматитах, как правило, представлено шунгитами, антраксолитами, керитами и графитом, часто сосуществующими в пределах одного штуфа. Характерной чертой этих метасоматитов является наличие широкого спектра благородных металлов и интерметаллических соединений, что указывает на восстановительные условия рудообразования. Из сульфидов преобладают Cu и Ni-содержащий пирит, пирротин, арсенипирит, халькопирит.

По данным экспериментального моделирования [2] гидротермального преобразования бурого угля ( $d^{13}C = -28,4\%$  в присутствии добавки металлического золота), установлено интересное и важное для практики явление фракционирования изотопов углерода. При давлении  $H_2O$  1 кбар до температуры  $350^\circ C$  в паровую фазу из угля в газовой форме удаляется преимущественно легкий изотоп углерода ( $d^{13}C = -21+24\%$  в твердом остатке угля после гидротермальной обработки). При повышенной температуре этот эффект нивелируется, и по мере окисления угля и потери его массы углеродсодержащая газовая фаза без признаков фракционирования изотопов углерода обогащает флюид. В широком интервале температур твердый гидротермально преобразованный углеродистый материал обогащается золотом в 15–20 раз (до  $>3,0$  г/т) при диффузионном переносе его в паровой фазе.

В диатремах (трубках взрыва) гор Букантау, находящихся в непосредственной близости от золоторудного месторождения Кокпатас, кристаллизация обнаруженных зерен алмаза, очевидно, происходила не только в глубинах мантии, но и в земной коре из мантийного углеводородно-неорганического флюида. Об этом свидетельствуют результаты анализа их изотопного состава. Часть алмазов гор Букантау с характеристиками изотопного состава  $d^{13}C$  от  $-7,6$  до  $-6,4\%$  попадают в пределы кимберлитовых, но находятся на склоне кривой частотного распределения. Алмазы с еще более легким изотопным составом углерода ( $-13,8$  и  $-11,6\%$ ) в кимберлитах почти не имеют аналогов и относятся к лампроитовому семейству [7].

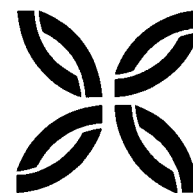
Роль углеродистых метасоматитов в условиях субдукции определяется не столько проявлением

высоких литостатических давлений и температур, сколько тем, что зоны субдукции являются хорошими флюидоподводящими каналами глубокого заложения. Не вызывает сомнения, что со временем будет возрастать роль рудонафтидных месторождений в обеспечении промышленности сырьем. Поэтому в будущем предстоит опосредовать зоны глубинных разломов (в первую очередь Северо-Нуралинского и Зарафшано-Алайского в участках пересечения их зонами поперечных разломов — предполагаемых каналов флюидопотоков) глубокими скважинами. Созрела необходимость в ближайшее время провести поисковые работы на золото на участках с маломощным чехлом в пределах выделенных золоторудных блоков и зон с различной степенью насыщенности золоторудными объектами в открытой части (см. рис. 3).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абидов А.А., Долгополов Ф.Д.* Три аспекта микстгенетической схемы природного синтеза углеводородов // *Узбекский журнал нефти и газа.* 2001. № 4 С. 9–12.
2. *Золото-сереброрудные метасоматиты в черносланцевых толщах / К.В.Захаревич, Н.В.Котов и др.* – Л.: Изд-во ЛГУ, 1987.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. – М.: Недра, 1990.
4. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. – М.: Недра, 1988.
5. *Кривцов А.И.* Геолого-генетические проблемы рудных месторождений // *Советская геология.* 1990. № 6. С. 34–47.
6. *Сидоров А.А., Томпсон И.Н.* Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // *Вест. ОГГГН РАН.* 2000. С. 77–83.
7. *Golovko A.V.* Diamond-bearing camptomonchiguites of Bukantau mountains (the Central Kyzylkum, the Western Uzbekistan). The 12 th Quadrennial IAGOD Symposium «Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21 st Century». Moscow, 21–24 august, 2006.
8. *Hulen J.B., Collister J.W.* The oil-Bearing Carlin-Type Gold Deposits Alligator Ridge District, Nevada // *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. P. 1029–1050.

## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



7 ноября 2007 г. исполнилось 75 лет **Роальду Николаевичу Володину** — старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов.

Р.Н.Володин работает в ЦНИГРИ с 1959 г. после окончания аспирантуры МГРИ. Основным направлением его научной деятельности являются прогноз и поиски месторождений цветных металлов и оценка сырьевой базы страны. Первые результаты работы по этому направлению отражены в кандидатской диссертации «Минералогия и генезис Удоканского месторождения медистых песчаников», которую он защитил в 1962 г.

В течение многих лет Р.Н.Володин руководил лабораторией прогноза и поисков месторождений медистых песчаников. На основе детального изучения основных рудных районов страны и крупнейших Джезказганского и Удоканского месторождений им разработаны научные основы прогнозирования месторождений медистых песчаников и созданы оптимизированные прогнозно-поисковые комплексы, которые вошли в практику геологоразведочных работ. Он принимал непосредственное участие в подсчете запасов уникального Удоканского месторождения, выявлении и оценке его месторождений-сателлитов.

За годы работы в ЦНИГРИ Р.Н.Володин внес большой вклад в изучение металлогении Забайкалья, Казахстана, Приуралья, Красноярского края. Для территории этих районов им совместно с коллегами подготовлены мелко- и крупномасштабные прогнозно-металлогенические карты, в значительной мере определившие направление поисковых работ на цветные металлы и обеспечившие надежную оценку прогнозных ресурсов.

В последние годы Р.Н.Володиным выполнен ряд работ по изучению осадочных комплексов чехла Русской платформы, на основе которых сформулированы задачи по поискам и оценке месторождений цветных и благородных металлов в центральной части России.

Исследования Р.Н.Володина характеризуются большой тщательностью. Их результаты отражены в многочисленных отчетах, монографиях, методических руководствах, статьях, докладах на различных научных совещаниях и конференциях. Основные опубликованные в соавторстве работы — «Поиски меднорудных месторождений» (1985 г.), «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта» (1987 г.), «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов» (2002 г.). О высокой оценке работ Р.Н.Володина говорят его награды — медали «За доблестный труд», «Ветеран труда», почетный знак «Отличник разведки недр», юбилейный знак «300 лет горно-геологической службы России» и почетная грамота ЦК профсоюзов геологоразведочных работников. В 1987 г. ему присвоено почетное звание «Лауреат премии Министерства геологии СССР».

Поздравляем Роальда Николаевича с юбилеем, от всей души желаем крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

11 ноября 2007 г. исполняется 80 лет кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ **Измаилу Сергеевичу Чанышеву**.

Более 55 лет И.С.Чанышев занимается комплексными исследованиями коренной и россыпной золотоносности различных регионов России. Окончив Новочеркасский политехнический институт, он в течение многих лет проводил геологоразведочные работы на благородные и цветные металлы в составе Дальневосточного геологического управления. Под его руководством Хаканджинской геологоразведочной экспедицией успешно разведано крупное Хаканджинское золото-серебряное месторождение, запасы которого утверждены ГКЗ СССР. В настоящее время это важное для сырьевой базы страны месторождение с успехом осваивается.

Практические результаты и научно-теоретические разработки по закономерностям эндогенной золотоносности структур Дальнего Востока легли в основу кандидатской диссертации, которую И.С.Чанышев успешно защитил на Ученом совете ДВГИ. Результаты работ по Дальневосточному региону, проведенных под руководством И.С.Чанышева, и основанные на них прогнозные оценки привели к открытию ныне осваиваемого Покровского золоторудного месторождения в пределах Гонжинского выступа Буреинского срединного массива.

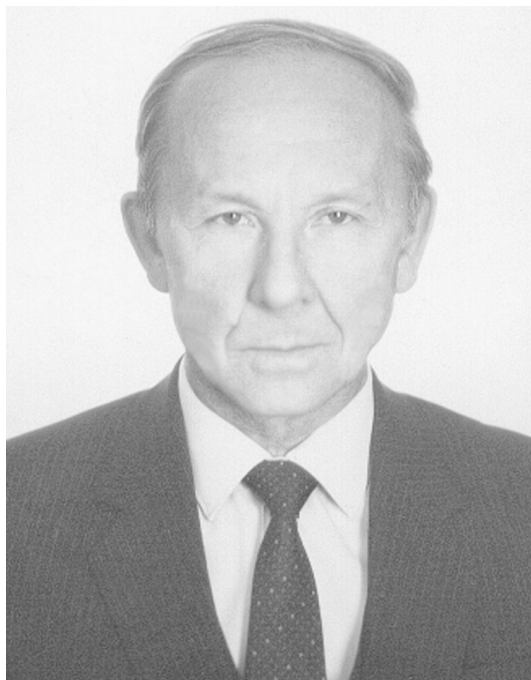
И.С.Чанышев работает в ЦНИГРИ с 1977 г. в должностях старшего научного сотрудника, заведующего сектором, лабораторией, ведущего научного сотрудника. Он плодотворно использует свой богатый производственный опыт, глубокие знания ученого и организаторские способности в проведении современных исследований по мониторингу и прогнозу развития минерально-сырьевой базы алмазов, благородных и цветных металлов России. За время работы в ЦНИГРИ И.С.Чанышев участвовал в исследованиях по анализу состояния и оценке перспектив развития минерально-сырьевой базы благородных металлов и обоснованию первоочередных направлений геологоразведочных работ, в разработке методических руководств по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов, в подготовке ряда внедренных рекомендаций, в том числе важнейших научных достижений отраслевого значения.

И.С.Чанышев систематически участвует в выполнении важных заданий МПР России по лицензированию объектов, апробации прогнозных ресурсов, разработке программ использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов страны, научному сопровождению прогнозных-поисковых и оценочных работ территориальных геологических организаций.

И.С.Чанышев — участник Великой Отечественной войны. Награжден медалями «За Победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», «За доблестный труд», «Ветеран труда», знаком «Отличник разведки недр», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службы России», почетными грамотами.

Измаил Сергеевич — человек широкой эрудиции, исключительного трудолюбия, пользуется большим авторитетом и заслуженным уважением в коллективе института, отличный семьянин.

Поздравляем Измаила Сергеевича Чанышева с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, долголетия, благополучия и новых творческих достижений.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

Поздравляем с юбилеем **Эмму Петровну Здорову**, кандидата технических наук, старшего научного сотрудника отдела аналитических исследований ЦНИГРИ.

Э.П.Здорова работает в ЦНИГРИ с 1960 г., сначала в отделе обогащения минерального сырья, а с 1972 г. — в пробирной лаборатории отдела аналитических исследований, которую она успешно возглавляла с 1992 по 2005 гг.

В период работы в отделе обогащения Э.П.Здорова занималась разработкой ионообменной технологии извлечения золота из руд, неоднократно выезжала на золотоизвлекательные фабрики для проведения полупромышленных испытаний. В 1969 г. защитила кандидатскую диссертацию, результаты которой были внедрены на Ангренской золотоизвлекательной фабрике. В 1975 г. ей было присвоено ученое звание старшего научного сотрудника.

В пробирной лаборатории Э.П.Здорова руководила исследованиями по совершенствованию пробирного анализа и созданию новых методик определения благородных металлов в минеральном сырье. Разработанные с ее участием комбинированные методики высокочувствительного определения золота, серебра и платиновых металлов в рудах с использованием пробирного концентрирования внедрены в производство и широко используются при геологоразведочных работах.

Э.П.Здорова осуществляла научно-методическую работу в геологической отрасли. С 1977 г., будучи председателем секции НСАМ, участвовала в аттестациях центральных отраслевых пробирных лабораторий, руководила стажировкой специалистов, проводила консультации по пробирному анализу.

Научные и практические результаты деятельности Э.П.Здоровой отражены более чем в 150 научных трудах, в том числе в трех авторских свидетельствах на изобретения. Основные опубликованные в соавторстве работы — «Пробирно-активационное определение малых количеств золота в минеральном сырье» (1977 г.), «Современное состояние методов анализа на золото» (1987 г.), «Пробирное определение золота и серебра в сульфидных рудах» (1988 г.), «Сборник сметных норм на геологоразведочные работы» (1993 г.), «Технологические схемы пробирного анализа сложного по составу минерального сырья с использованием шерберной плавки» (2000 г.)

Э.П.Здорова награждена грамотами, знаками отличия, в том числе юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службы России». Она трудолюбива, исполнительна, пользуется уважением и авторитетом в коллективе.

Сердечно поздравляем Эмму Петровну с юбилеем, желаем ей здоровья, счастья и удачи.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

## 100-ЛЕТИЕ А.П.БОЖИНСКОГО, Н.И.БОРОДАЕВСКОГО, Г.П.ВОЛАРОВИЧА

В 2007 г. исполнилось 100 лет со дня рождения ведущих ученых ЦНИГРИ, трудами которых заложен фундамент последующих разработок по методике разведки и подсчета запасов (А.П.Божинский), по изучению золоторудных месторождений и полей, в том числе на глубоких горизонтах (Н.И.Бородаевский), поискам рудных объектов и металлогеническому анализу территории страны (Г.П.Воларович). Они были первопроходцами и в практической, и в теоретической геологии. Неоценим их вклад в разработку и освоение минерально-сырьевой базы России, а бескорыстная преданность своему делу освещает их имена в нашей памяти.

**Андрей Петрович Божинский (1907–1977)** — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией (1955–1977).

А.П.Божинский в 1935 г. окончил МГРИ, работал в «Ангарстрое» и на Волго-Донском канале. В 1937 г. поступил в НИГРИзолото (ЦНИГРИ). В первые годы работы в институте проводил геологическую съемку в районе Восточных Саян. В 1941 г. был откомандирован в трест «Золоторазведка», работал в Восточных Саянах, на Салаирском кряже, в Туве.

В 1955 г. возвратился в ЦНИГРИ и был назначен заведующим лабораторией методики разведки. Проработал на этой должности до 1977 г. Им собран и систематизирован большой материал по геологии и разведке россыпных месторождений, главным образом золота, издана монография, защищена кандидатская диссертация.

А.П.Божинский разрабатывал и обосновывал принципы методики разведки и подсчета запасов коренных месторождений золота, был основным составителем «Методических указаний по разведке и геолого-промышленной оценке месторождений золота», утвержденных Министерством геологии СССР. В этой работе поставлен вопрос о целесообразности широкого использования бурения и геофизики при разведке золоторудных объектов.

А.П.Божинский многие годы был членом Ученого совета ЦНИГРИ, Научно-технического совета Министерства геологии СССР, Экспертно-технического совета ГКЗ СССР, а также многих экспертных комиссий по оценке минерально-сырьевых баз месторождений золота и цветных металлов в СССР и ряде зарубежных стран.

А.П.Божинским опубликованы многочисленные научные труды, доклады, экспертизы. Основные публикации — «Группировка россыпных месторождений для выбора эффективных методов их разведки» (1958), в соавторстве — «Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых» (1965), «Основные факторы, определяющие методику разведки россыпей» (1965), «Роль буровых работ при разведке золоторудных месторождений» (1977). Он вел большую общественную работу. Награжден орденом Трудового Красного Знамени, медалями, знаком «Отличник разведки недр».





**Николай Иванович Бородаевский (1907–1989)** — заведующий сектором (1936–1941), старший научный сотрудник (1936–1989), доктор геолого-минералогических наук, Почетный разведчик недр. В 1930 г. окончил Уральский горный институт, с 1928 по 1936 гг. работал начальником геолого-поисковых партий «Уралцветмет», «Миассзолото», «Севкавзолото», с 1936 по 1989 гг. (более 50 лет!) — в ЦНИГРИ.

В 1936–1941 гг. возглавлял геологический сектор института, планируя и направляя изучение золоторудных месторождений и золотоносных районов СССР. Его работы по геологии золоторудных полей и месторождений Среднего и Южного Урала, Башкирии, Казахстана позволили увеличить сырьевую базу ряда рудников, доказать перспективность глубоких горизонтов на главнейших из них и создать коллектив исследователей («школа НИГРИзолото»), проводящих комплексное изучение рудных и россыпных месторождений золота. Исследование Березовского золоторудного поля совместно с М.Б.Бородаевской (1947) стало важной вехой в разработке теории рудогенеза, выявлении генетических связей рудообразования и магматизма, характеристике своеобразия тектонических процессов в районах развития дайковых поясов.

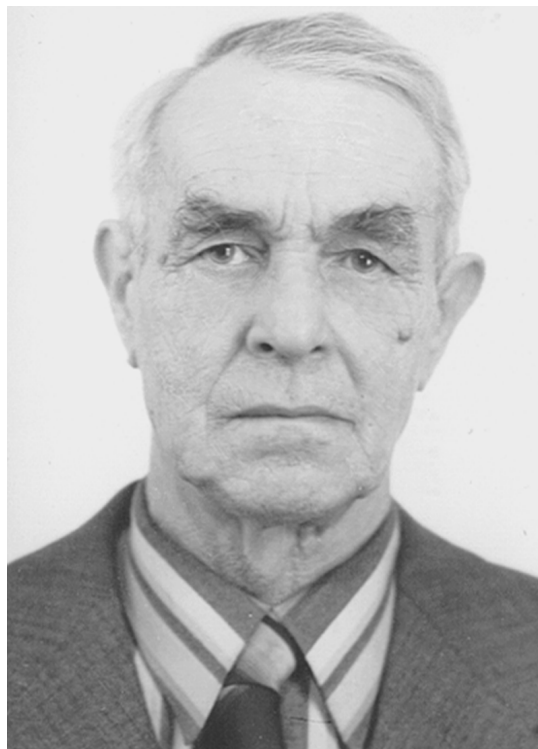
В 50-е годы Н.И.Бородаевский, изучая золоторудные и ртутные объекты Южного и Горного Алтая, сформулировал идеи о лиственизации пород как о комплексе своеобразных гидротермальных изменений, закономерно сопряженных с определенными типами геологических процессов. В эти же годы он разрабатывает систематику и методы изучения рудоконтролирующих структур. В 1966 г. защитил докторскую диссертацию на основе монографии «Материалы по методике изучения и перспективной оценке золоторудных месторождений СССР» (1960).

Проблема методов изучения геологических структур и разведки золоторудных месторождений занимала Н.И.Бородаевского и в 80-е годы. Им изданы монографии «К совершенствованию методики изучения рудоконцентрирующих структур» (1989) и «Методика разведки месторождений сложных структурно-морфологических типов» (1989). Н.И.Бородаевский придавал большое значение проблеме увязки геологоразведочных и горно-добычных работ, ставил вопросы о структурном бурении на рудных полях, детальном вскрытии среднего горизонта месторождения, акцентировал внимание на индивидуальном подходе к его оценке, рациональном риске, отказе от канона стадийности.

Н.И.Бородаевский подготовил многих специалистов института и производственных организаций к защите кандидатских диссертаций. Он был куратором Мингео СССР по золоту Урала, систематически консультировал в течение многих лет геологические и производственные организации по поискам и разведке золоторудных объектов, был экспертом по оценке минерально-сырьевой базы отдельных месторождений и больших регионов. В институте Н.И.Бородаевский был бессменным председателем геологического кружка, ставшего, с одной стороны, семинаром по обмену новыми научными идеями и местом апробации диссертаций, с другой — своеобразной школой повышения квалификации молодых специалистов. Школа Н.И.Бородаевского — это сотни ученых, геологов-практиков, организаторов золотой отрасли, активно работающих сегодня. Из стихов Л.А.Николаевой, посвященных Н.И.Бородаевскому, хочется процитировать: «Товарищ. Друг. Учитель строгий. Рудничной тайны чародей. Как много в жизни на дороге Вы юных вывели людей».

Н.И.Бородаевский награжден орденами Трудового Красного Знамени и «Знак Почета».

В 1996 г. издан специальный выпуск журнала «Руды и металлы», в котором соратники и ученики Н.И.Бородаевского опубликовали воспоминания о нем.



**Георгий Павлович Воларович (1907–2001)** — заместитель директора по науке (1971–1981), старший научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук, Заслуженный деятель науки и техники РСФСР, Почетный разведчик недр, Первооткрыватель месторождения, дважды лауреат Государственной премии СССР.

Г.П.Воларович в 1930 г. окончил Ленинградский горный институт. В 30–40-е годы работал начальником партии в Дальневосточном геологическом управлении и научным сотрудником Дальневосточного филиала АН СССР. В 1940 г. поступил в НИГРИзолото, в 1941 г. отозван в трест «Золоторазведка» (1941–1946), с 1946 г. работал в ЦНИГРИ заведующим группой, лабораторией, отделом, заместителем директора по науке, с 1981 г. — старшим научным сотрудником-консультантом.

В начале своей научно-производственной деятельности Г.П.Воларович изучал важнейшие рудоносные районы Востока СССР. Он — один из первых советских геологов, разработавших современное представление о геологическом строении территории Дальнего Востока. По его прогнозам и лично им открыт ряд месторождений полиметаллов, золота и олова, в том числе в Кавалеровском районе. Последние стали базовыми объектами для создания Хрустальнинского оловодобывающего комбината. За работы по олову на Востоке и Юго-Востоке СССР Г.П.Воларовичу в 1946 г. присуждена Государственная премия СССР и выдан диплом «Первооткрыватель месторождения».

В 1944 г. Г.П.Воларовичем составлена первая карта прогноза золотоносности СССР. Выделены новые золотоносные районы, выдвинуто положение об узловом размещении золотых объектов. За работу по составлению карты и металлогенический анализ территории СССР в 1950 г. Г.П.Воларовичу присуждена вторая Государственная премия СССР.

В 1951–1965 гг. Г.П.Воларович возглавлял поисковый отдел ЦНИГРИ. Его работа способствовала росту и становлению института как крупного научного центра по комплексному изучению месторождений благородных металлов и алмазов. В практику геологоразведочных работ внедрялись аэрофотометоды, металлометрия, спектрозолотометрия и различные геофизические методы, позволяющие всесторонне исследовать и оценивать золотоносные площади, а также проводить поиски месторождений.

В последующие годы Г.П.Воларович занимался исследованием размещения золотоносных районов, сообразуясь с общим геологическим строением территории СССР и складчато-блоковыми структурами. В качестве куратора Мингео СССР по золоту и эксперта ГКЗ СССР координировал деятельность научно-исследовательских и производственных организаций. По его инициативе подготовлены и изданы методические руководства и инструкции, которые широко используются в практике геологоразведочной службы. В 1969 г. за заслуги в развитии минерально-сырьевой базы цветных металлов и научные работы в области геологии месторождений благородных металлов ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР».

Г.П.Воларович — автор более 200 научных трудов. Главные из них — «Контурные металлогении южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока» (1946), «О закономерностях размещения золотоносных районов на территории СССР» (1961), «Типизация золоторудных месторождений для целей геолого-экономического анализа» (1985, в соавторстве), «Методика разведки золоторудных месторождений» (1991, в соавторстве), «Из истории золотой промышленности и геологоразведочной службы по золоту в стране» (1992). Научно-популярные и мемуарные книги, брошюры, статьи, среди которых «Цветные камни Подмоскovie», «Наука — золоту» и другие, отражают широту диапазона его творческих интересов. Особое внимание Г.П.Воларович уделял подготовке научных кадров: более пятидесяти его учеников стали докторами и кандидатами наук.

Г.П.Воларович награжден орденом Ленина и медалью «За доблестный труд».



### ПАМЯТИ АРКАДИЯ НИКОЛАЕВИЧА БУГАЙЦА

Ушел из жизни **Аркадий Николаевич Бугаец** — доктор геолого-минералогических наук, академик МАМР. Его имя в математической геологии и теории прогнозирования месторождений с применением ЭВМ известно специалистам всего мира. Геолог-редкометальщик, поисковик, он углубился в «дебри» математической геологии и остался верен своему увлечению до конца жизни.

После окончания Ростовского государственного университета А.Н.Бугаец занимался поисками редкометальных пегматитов и танталоносных апогранитов в Таргынской экспедиции Восточно-Казахстанского геологического управления, затем продолжил изучение металлогении редких металлов в КазИМС. Новым научным направлением того времени были математические методы в геологии. А.Н.Бугаец стал приверженцем, а затем и пропагандистом этого направления. Вместе с коллегами им составлены с применением ЭВМ карты прогноза на золото и тантал по основным рудным провинциям Казахстана, опубликованы монографии по новым технологиям машинного прогноза — теории прогнозирования на основе статистических решающих правил, распознавании образов, теории размытых множеств и др. В поисках объективных решений он широко обсуждал «острые» проблемы математизации геологических материалов с учеными разных профилей и коллегами по работе, оставаясь внимательным к высказываниям собеседников в самых «яростных» дискуссиях.

За теоретические и практические достижения в области количественного прогнозирования и весомый вклад в укрепление минерально-сырьевой базы Республики Казахстан А.Н.Бугаец удостоен премии им. Ш.Е.Есенова.

Ушел из жизни крупный ученый с огромной работоспособностью, аналитическим складом ума, азартный исследователь, доброжелательный и открытый человек. Это большая потеря для геологической службы Казахстана и всех знавших Аркадия Николаевича.



*Ученый совет ЦНИГРИ*

*Редколлегия журнала*

*И.Ф.Мизгачев, А.И.Кривцов, В.А.Нарсеев, И.Я.Полывянный*

## СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2007 ГОДУ

125-летие Геологического комитета России. № 1. С. 5.

Постановление коллегии Федерального агентства по недропользованию МПР России. № 3. С. 4.

*Михайлов Б.К.* Итоги геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2006 г. и задачи на 2007 г. № 1. С. 6.

Журналу «Руды и металлы» — 15 лет. № 5.

### Прикладная металлогения и недропользование

*Августинчик И.А., Мызенкова Л.Ф.* Инвестиционная оценка освоения месторождений благородных и цветных металлов на основе геолого-экономического моделирования по зарубежным горнорудным проектам. № 4. С. 15.

*Барышев А.Н.* Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала. № 1. С. 24.

*Беневольский Б.И., Мызенкова Л.Ф., Августинчик И.А.* Минерально-сырьевая база благородных металлов — ретроспектива и прогноз. № 3. С. 25.

*Беневольский Б.И., Пономарев А.Ю.* Факторы инвестиционной привлекательности ресурсообеспеченных стран. № 4. С. 10.

*Гусев А.И.* Месторождения спекулярита в Горном Алтае. № 2. С. 33.

*Кислов Е.В., Орсов Д.А., Малышев А.В.* Северо-Байкальская никеленосная провинция, Республика Бурятия. № 6. С. 6.

*Кривцов А.И., Беневольский Б.И.* Прогноз сбалансированного использования и развития отечественной минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов. № 4. С. 5.

*Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мызенкова Л.Ф.* Долгосрочные тенденции использования и развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов — оценка ситуации. № 3. С. 7.

*Мизгачев И.Ф., Карпенко И.А., Петраш Н.Г., Карпухина М.В., Куликов Д.А., Черемисин А.А.* Оптимальное использование минерально-сырьевой базы месторождений свинца и цинка в Республике Бурятия. № 2. С. 7.

*Митрофанов Н.П.* Условия и особенности формирования крупных месторождений олова и вольфрама. № 5. С. 17.

*Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тямисов Н.Э., Узюнкоян А.А.* Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции. № 5. С. 4.

*Пересторонин А.Е., Степанов В.А.* Перспективные типы золото-сульфидных месторождений в Приамурье. № 2. С. 19.

*Шамцян Ф.Г.* Перспективы выявления золотоносности нового геолого-промышленного типа в Республике Армения. № 2. С. 29.

### Строение рудных месторождений

*Бойко Н.И., Складенко Г.Ю.* Миоценовые титаноциркониевые россыпи южного склона Воронежской антеклизы. № 6. С. 36.

*Болонин А.В.* Иерархия и уникальные масштабы карбонатитовых Fe-F-Ba-Sr-TR руд Центральной Тувы. № 6. С. 16.

*Вилор Н.В., Кажарская М.Г., Чупарина Е.В., Коткин В.В., Дейс С.Ю.* Распределение концентраций золота в месторождениях Бодайбинского рудного района. № 1. С. 34.

*Вихтер Б.Я.* Основные характеристики терригенных формаций, вмещающих золоторудные месторождения бакайричского семейства. № 5. С. 58.

*Зималина В.Я., Алиева У.П.* О закономерностях размещения золота в рудных телах. № 6. С. 27.

*Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Изотопно-геохимические особенности сульфидной серы золото-

рудных месторождений в терригенных толщах. № 5. С. 49.

*Котельников М.И., Котельникова Н.М.* Закономерности распределения химических элементов и прогноз золотоносности в Майско-Лебедской рудной зоне Горной Шории. № 1. С. 51.

*Лобач В.И.* Учет выдающихся подсчетных параметров на основе статистической неоднородности рудных месторождений. № 4. С. 42.

*Некрасов А.И.* Золоторудные месторождения Северо-Востока Якутии. № 5. С. 26.

*Николаева Л.А., Яблокова С.В.* Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах. № 6. С. 41.

*Припачкин П.В., Рундквист Т.В.* Геологическое строение и платиноносность восточной части Сопчинского пласта «330» (Мончегорский плутон, Кольский полуостров). № 1. С. 44.

*Рафаилович М.С., Лось В.Л.* Васильковское штокерное месторождение золота: геологическая и структурная позиция, прогнозно-поисковая модель. № 4. С. 26.

*Склярва Г.Ф.* Колчеданно-полиметаллические проявления Камчатско-Курильской металлогенической зоны в сопоставлении с месторождениями типа «куроко» в Японии. № 4. С. 37.

*Хамроев И.О.* Многофакторная модель золоторудных месторождений Чармитанского рудного поля. № 5. С. 68.

#### **Комплексное использование минерального сырья**

*Беневольский Б.И., Кривцов А.И., Чадченко А.В.* Техногенные отходы цветных и благородных металлов в хвостохранилище Учалинского ГОКа — ценный сырьевой источник обеспечения предприятия. № 6. С. 58.

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

*Дубинчук В.Т., Ким Д.Х., Кривошеков Н.Н., Кузьмин В.И., Ожогина Е.Г., Рогожин А.А., Седельникова Г.В., Савари Е.Е.* Использование комплекса минералого-аналитических методов при оценке эф-

фективности биогидрометаллургической технологии переработки труднообогатимых золотосодержащих руд. № 1. С. 60.

*Коньшев В.О.* Пути повышения достоверности опробования руд с крупным золотом. № 2. С. 40.

*Кошель Е.А., Крылова Г.С., Седельникова Г.В.* О технологии переработки руд из золотоносных кор выветривания. № 1. С. 70.

*Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Сонин В.М., Федоров И.И., Солнцев В.П.* Определение содержания включений металла-растворителя в синтетических алмазах на основе их магнитных свойств. № 4. С. 50.

*Щегольков Ю.В.* Пленочный оксид золота на поверхности золотин в корах выветривания по сульфидно-магнетитовым рудам месторождения Новогоднее-Монто. № 4. С. 53.

#### **Новости, информация**

*Алексеевский К.М.* Что показало исследование келифита. № 2. С. 64.

*Ваганов В.И.* Добыча и поиски полезных ископаемых на Северо-Западных территориях Канады. № 2. С. 55.

*Кубанцев И.А.* Зарубежные разработки в области извлечения золота и МПП из руд. № 1. С. 73.

*Кубанцев И.А.* К истории открытия месторождения Олимпик Дэм. № 4. С. 58.

*Сонин В.М., Чепуров А.И., Жимулев Е.И.* Об образовании вицинальных бугорков на октаэдрических гранях кристаллов алмаза при растворении. № 2. С. 61.

#### **Рецензии**

*Коваленкер В.В.* О книге «Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем». № 1. С. 82.

#### **Дискуссии**

*Алексеевский К.М., Боткунов А.И.* Терминологические аспекты изучения кимберлитов. № 5. С. 78.

*Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н.* Новое в теории формирования Прикаспийского сверхглубокого оса-

дочного бассейна, процессов газо-нефтеобразования и рудоносности осадочных толщ. № 4. С. 66.

**Беляев А.А.** Парадоксы в геологии. № 2. С. 74.

*Парамонов Ю.И.* О некоторых генетических связях золоторудных объектов и месторождений углеводородов на примере Западного Узбекистана. № 6. С. 63.

100-летие А.П.Божинского, Н.И.Бородаевского, Г.П.Воларовича. № 6. С. 72.

#### **Поздравляем с юбилеем**

Е.В.Блинову (№ 5), А.А.Буйнова (№ 3), В.И.Ваганова (№ 2), С.С.Вартаняна (№ 1), И.М.Витковского (№1), Р.Н.Володина (№ 6), В.И.Воробьева (№ 4),

И.Н.Засухина (№ 3), Э.П.Здорову (№ 6), В.П.Ивановскую (№ 3), И.А.Карпенко (№ 3), Д.Х.Кима (№ 4), Н.Г.Клименко (№ 5), М.М.Константинова (№ 4), В.И.Кочнева-Первухова (№ 3), Н.К.Курбанова (№ 2), Б.П.Макарова (№ 3), В.А.Нарсеева (№ 1), Н.М.Риндзюнскую (№ 2), А.А.Сапрыкина (№ 2), А.А.Фельдмана (№ 2), И.С.Чанышева (№ 6), В.В.Шкиля (№ 5), Ю.М.Щепотьева (№ 2), С.В.Яблокову (№ 1)

#### **Памяти**

С.Т.Агеевой (№ 1), А.П.Бугайца (№ 6), В.Е.Миорина (№ 4), Н.В.Чернышовой (№ 2)

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2007 году.

*Уважаемые коллеги!*

По поручению Федерального агентства по недропользованию **ФГУП «ИМГРЭ»** 21–22 января 2008 г. проводит в г. Москве научно-практическую конференцию **«Поисковая геохимия: теория и практика интерпретации аномальных геохимических узлов (АГУ) и аномальных геохимических полей (АГП)»**.

*Основные проблемы и вопросы:*

1. Природа и механизмы формирования АГУ и АГП.
2. Геохимические аномалии и минералого-геохимическая зональность основных геолого-промышленных типов твердых полезных ископаемых (ТПИ).
3. Геолого-геохимические модели рудных объектов в гипергенных средах.
4. Аналитические методы, обеспечивающие выделение геохимических аномалий рудных объектов основных геолого-промышленных типов ТПИ.
5. Принципы современных методов компьютерной обработки геохимических данных при выделении АГУ и АГП.
6. Трансформация и унаследование состава первичных ореолов рассеяния рудных объектов во вторичных (остаточных и наложенных) ореолах и потоках рассеяния.
7. Технология разбраковки, интерпретации и оценки АГУ и АГП с целью выделения перспективных участков для постановки детализационно-заверочных работ масштабов 1:50 000–1:10 000.
8. Методика оценки прогнозных ресурсов рудных объектов по геохимическим данным.
9. Опыт детализационно-заверочных работ с апробацией прогнозных ресурсов категорий  $P_2$ – $P_1$ .

В ходе работы конференции будут заслушаны доклады ведущих специалистов-геохимиков по каждому из вышеперечисленных направлений, а также сообщения геологов-практиков, выполняющих поисковые геохимические работы на различные виды ТПИ в различных структурно-тектонических и ландшафтно-геохимических условиях.

По итогам конференции планируется создать постоянно действующую рабочую группу для оказания оперативной научно-методической помощи геологическим предприятиям, выполняющим геохимические поиски за счет средств федерального бюджета с целью воспроизводства минерально-сырьевой базы ТПИ.

Материалы конференции будут опубликованы в специальном выпуске журнала «Разведка и охрана недр» (№ 4, 2008 г.).

**Для формирования программы конференции необходимо до 10 декабря 2007 г. направить в адрес Оргкомитета заявку с указанием авторов и названия сообщения.**

Предложения по составу участников конференции и по вопросам заказа гостиницы в г. Москве просим направлять в адрес ИМГРЭ на имя ученого секретаря института **Бондаренко Игоря Васильевича**.

Тел. 8–(495) 443–84–49, E-mail: <[bondarenko@imgre.ru](mailto:bondarenko@imgre.ru)>.

Адрес: 121357, г. Москва, ул. Вересаева, 15, ИМГРЭ.

Факс: (495) 443–90–43

E-mail: <[imgre@imgre.ru](mailto:imgre@imgre.ru)>

### ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Оставляются поля сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. **В редакцию представляются один экземпляр статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Word (\*.doc, \*.rtf) — предпочтительно, Text format (\*.txt) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал); для таблиц такой же шрифт (размер 9-10, один межстрочный интервал). Таблицы и подписи к рисункам помещаются в отдельные файлы.** По окончании работы дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru) для журнала «Руды и металлы».

Рисунки и другие графические материалы (не более 5) принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге и прилагаются к статье в одном экземпляре. На обороте каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. **Размер оригиналов рисунков с подрисуночными подписями и таблиц не должен превышать формат страницы журнала (23x16 см).** Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр не менее 2 мм. **Каждый рисунок помещается в отдельный файл в форматах: штриховой рисунок и растровое фото (\*.tif, \*.jpg и др.), векторная графика (\*.cdr — предпочтительно, \*.eps, \*.wmf и др.), диаграмма Microsoft Excel (\*.xls).** Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. **Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения.**

Подрисуночные подписи набираются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation.

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

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

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

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



Рисунки к статье Л.А.Николаевой, С.В.Яблоковой «Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах»

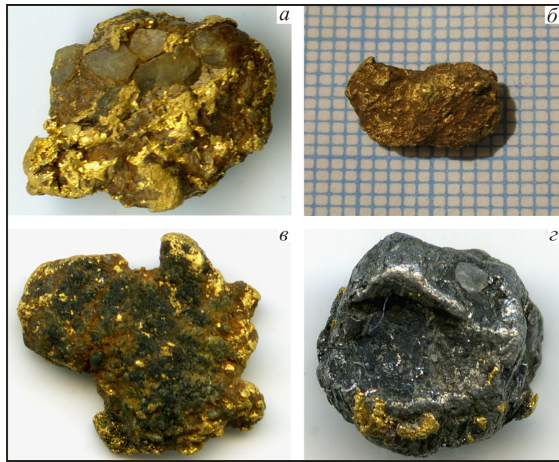


Рис. 1. Сростки золота с кварцем (а), гидроксидами железа (б), турмалином (в), тетрадимитом (г)



Рис. 3. Кристаллы и кристаллические сростки золота



Рис. 4. Дендриты и дендритоиды золота

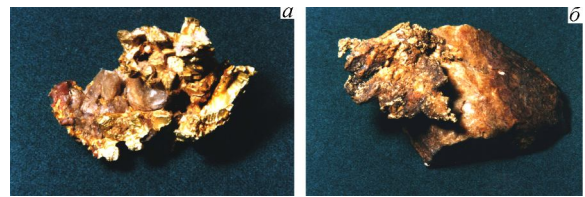


Рис. 5. Неправильные формы золота:  
а — интерстициальные, б — трещинно-прожилковые

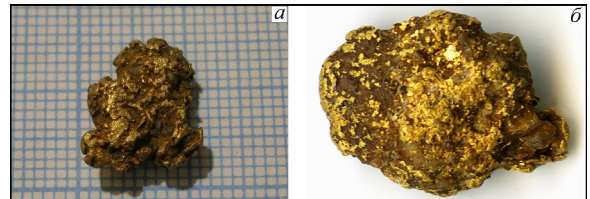


Рис. 6. Гемнидоморфные формы золота:  
а — комковидные, б — комковидно-губчатые с ограниченными выступами

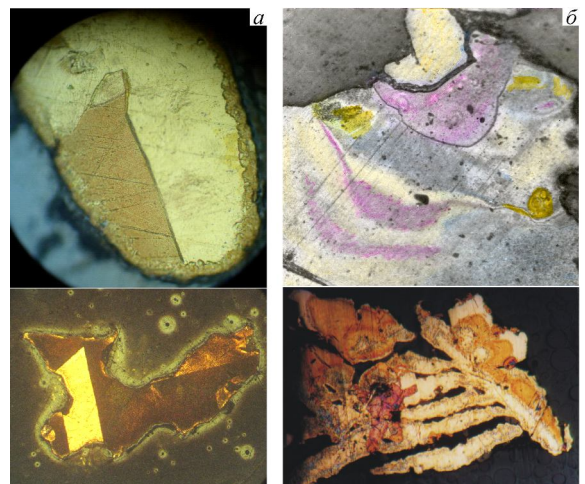


Рис. 7. Внутреннее строение золота:  
а — зернистое, б — зональные структуры роста

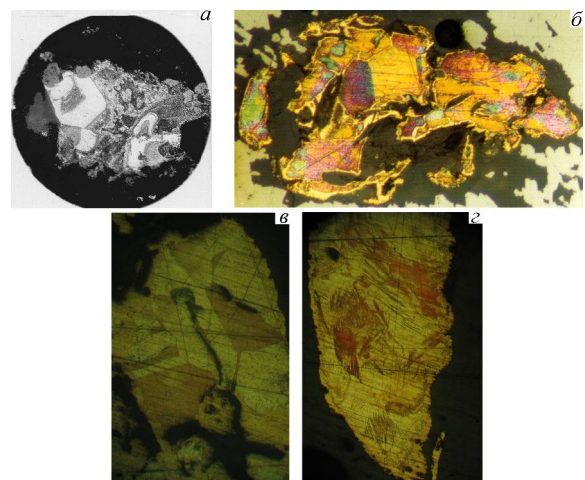


Рис. 8. Структуры перекристаллизации золота:  
а — золото разных генераций, б — регенерационные каймы по периферии золотин, в — рекристаллизация, г — деформация

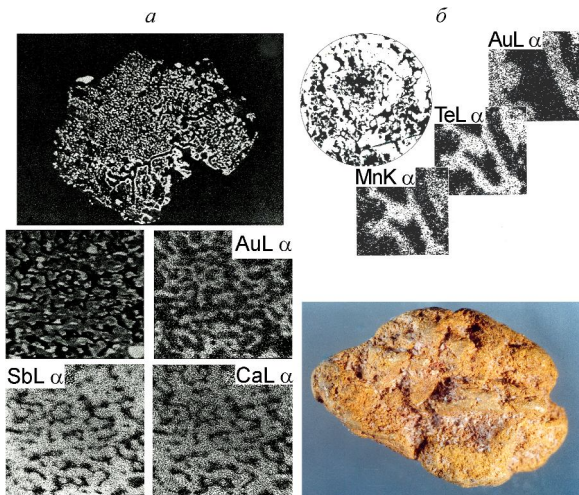


Рис. 9. Вторичное золото в ассоциации с антимонатами (а), теллуратами (б)

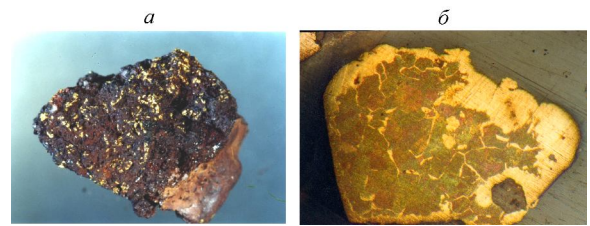


Рис. 10. Остаточное золото в ассоциации с гидроксидами железа (а), признаки коррозионного преобразования внутреннего строения — межзерновые прожилки и высокопробные обособления (б)

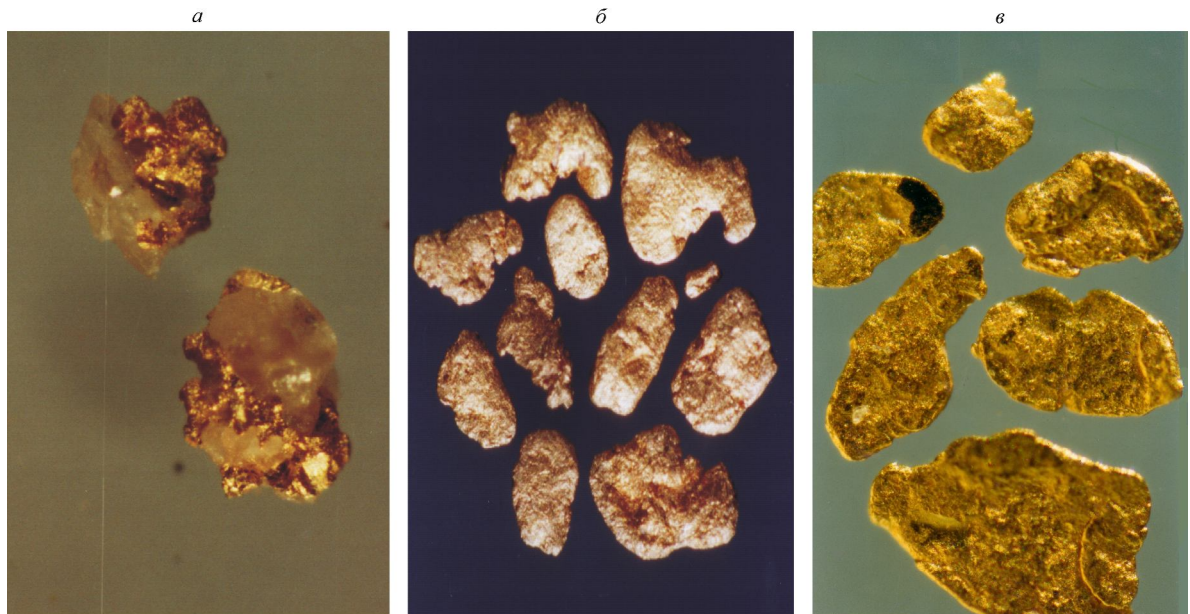


Рис. 11. Окатанность золота из россыпей:

а — неокатанное, б — среднеокатанное, в — хорошо окатанное

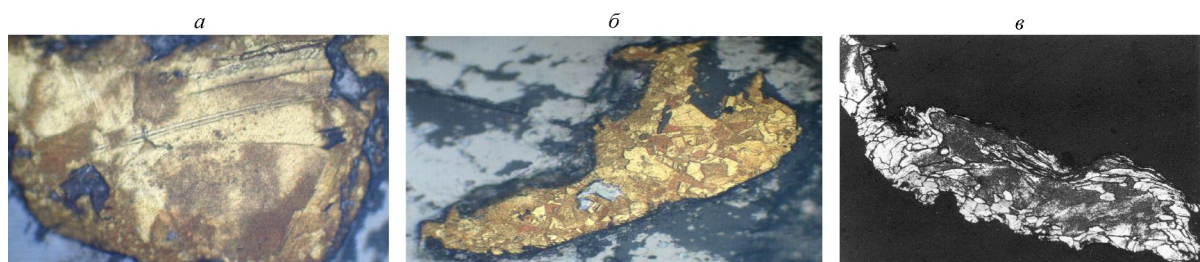
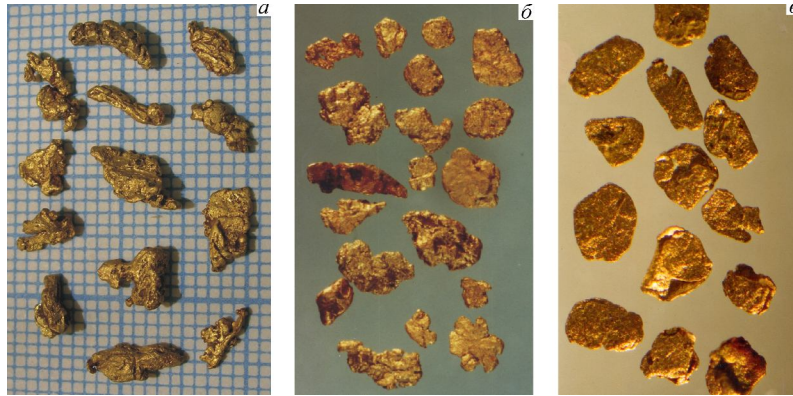


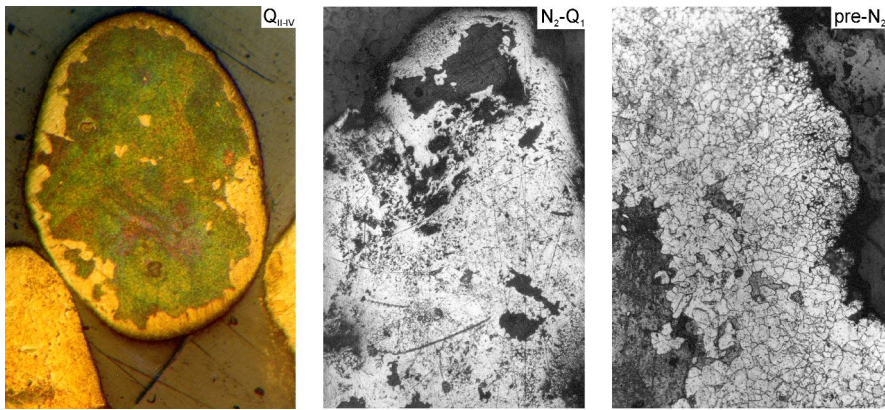
Рис. 13. Изменение внутреннего строения остаточного золота:

а — линии трансляции, б — рекристаллизация, в — повторные деформации

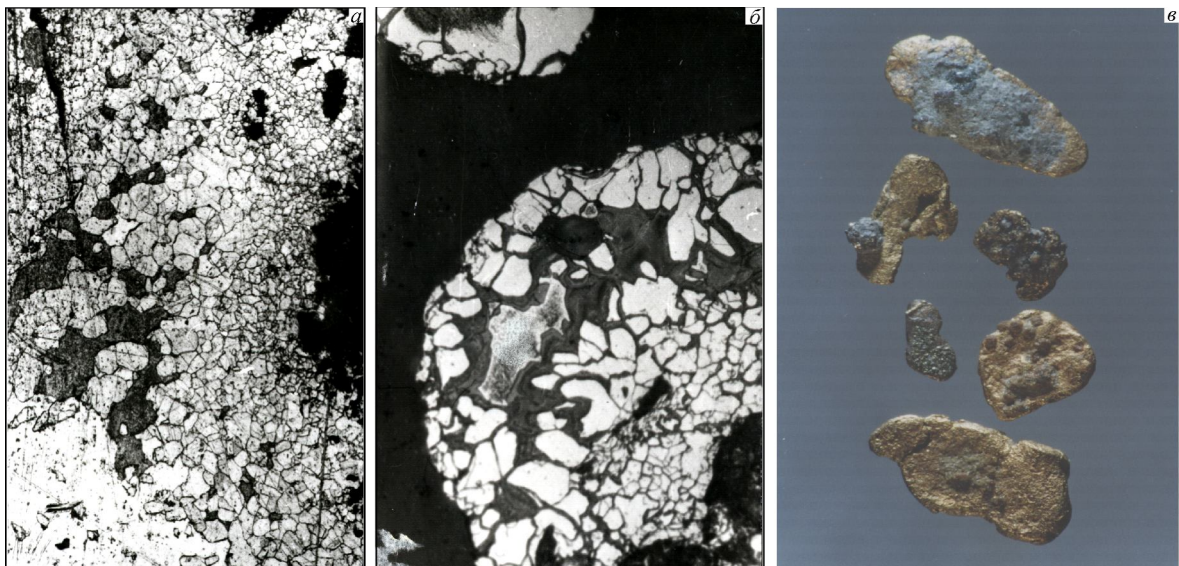


**Рис. 14. Морфология золота в россыпях различного генезиса:**

*a* — элювиально-делювиальных, *б* — аллювиальных, *в* — морских



**Рис. 15. Изменение интенсивности коррозионного преобразования золота (мощность высокопробной оболочки) в россыпях различного возраста**



**Рис. 16. Золото из доплиоценовых конгломератов:**

*a* — перекристаллизованное с многослойными оболочками, *б* — со структурами грануляции и дезинтеграции, *в* — с новообразованиями на поверхности окатанных золотин

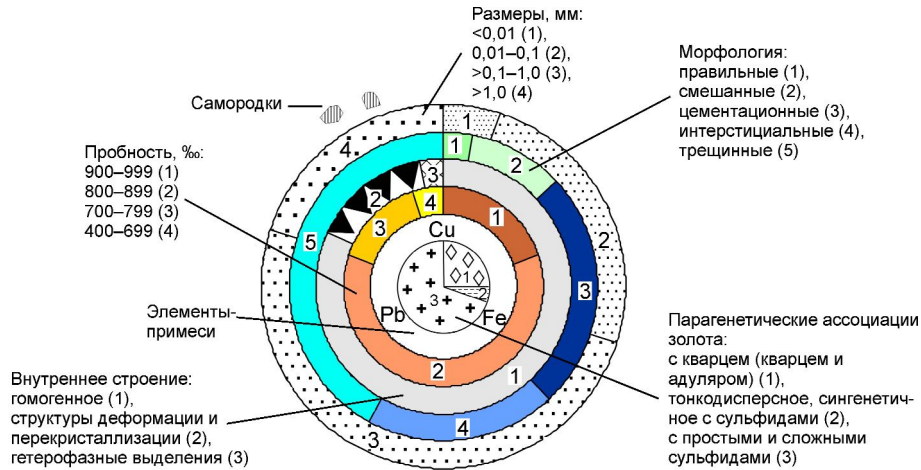


Рис. 17. Признаковая модель самородного золота месторождений золото-кварцевого типа

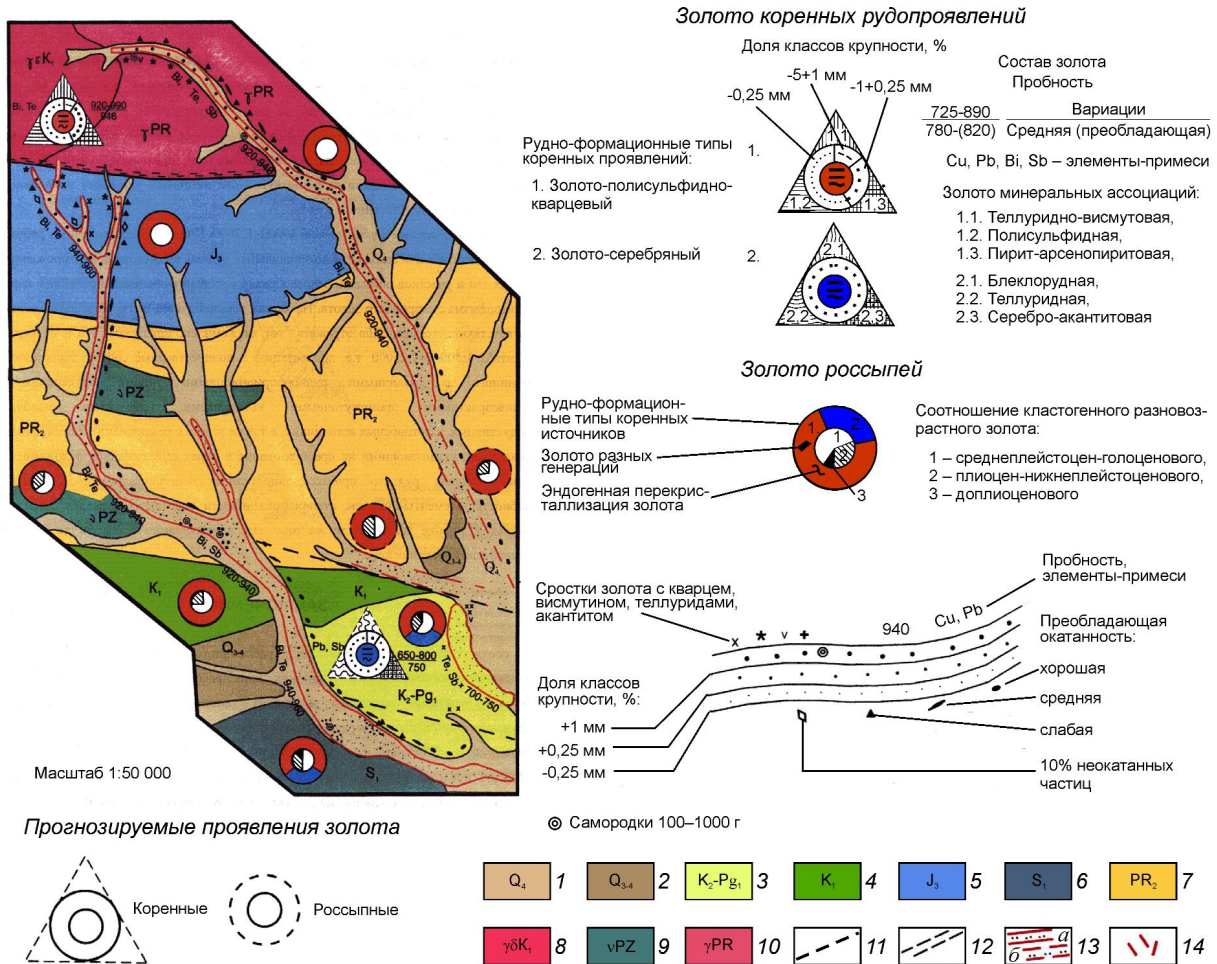


Рис. 18. Карта прогноза коренных и россыпных проявлений по данным изучения золота:

1 — современные четвертичные аллювиальные отложения; 2 — верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 3 — каолинизированные пески; 4 — конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 — конгломераты, песчаники, гравелиты; 6 — кварциты, гравелиты, конгломераты; 7 — кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые сланцы, рассланцованные песчаники; 8 — гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты; 9 — габбро, габбро-диориты; 10 — биотитовые граниты, гранитоиды; 11 — линии тектонических нарушений; 12 — зоны интенсивного рассланцевания, катаклаза, милонитизации; 13 — россыпи аллювиальные, русловые, долинные, террасовые (а — известные, б — прогнозируемые); 14 — золоторудные жилы