

2-й экз.

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/1999

ISSN 0869-5997





**ЦНИГРИ**

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

## АТЛАСЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СУБЪЕКТОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

*Для администраций субъектов РФ, недропользователей, специалистов,  
занимающихся мониторингом минерально-сырьевой базы*

**П**о 13-ти важнейшим золотодобывающим субъектам Российской Федерации ЦНИГРИ выпускает компьютерные Атласы геолого-экономических карт масштаба 1:1 000 000—1:2 500 000: Республикам Бурятия и Саха (Якутия), Красноярскому и Хабаровскому краям, Амурской, Иркутской, Камчатской, Магаданской, Свердловской, Челябинской и Читинской областям, Корякскому и Чукотскому автономным округам.

Атлас формата А3 содержит:

- административную карту;
- карты распределения субъектов РФ по общим запасам и добыче золота;
- схему металлогенического районирования с показом основных структурно-вещественных комплексов, структурно-формационных и металлогенических зон, коренных месторождений и рудопроявлений;
- карту россыпной золотоносности на геоморфологической основе с элементами металлогенического районирования, с показом промышленных и отработанных россыпей, известных россыпных районов и новых площадей с прогнозируемыми россыпями;
- карты золотоносности с показом коренных и комплексных месторождений с балансовыми запасами и рудопроявлений с прогнозными ресурсами, с разделением месторож-

дений по крупности, рудно-формационным, морфологическим и технологическим типам, освоенности, способу разработки, с показом горных предприятий и горно-промышленных районов.

Картографический пакет сопровождается текстовым описанием:

- географо-экономических особенностей золотоносных районов;
- металлогенического районирования с характеристикой структурно-вещественных комплексов и их металлогенической специализации;
- геоморфологических особенностей с отражением условий нахождения россыпей, их генетической принадлежности;
- динамической истории россыпей, лоточных россыпей, россыпей минеральных вод, россыпей сурьмы;

По ж  
сылаться  
екту РФ  
Цена

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ  
Тел./факс: (095) 313-18-18, 113-68-22



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/1999

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР И. Ф. МИГАЧЕВ

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

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ  
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД  
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

2-й зкз.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ  
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

Учредитель

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

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1999



Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова  
Компьютерный набор — В.К. Комарова  
Верстка, оригинал-макет — П.А. Сандомирский

Сдано в набор 25.04.99  
Подписано в печать 25.05.99  
Тираж 350 экз.

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

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

© «Руды и металлы», 1999



# СОДЕРЖАНИЕ

# CONTENTS

## Прикладная металлогения

*Галецкий Л.С., Доброхотов С.М.*  
Железорудные структурно-формационные зоны докембрийских кратонов, Украинский и Балтийский щиты 5

*Чайкин В.Г., Непряхин А.Е., Бережной А.Ю., Глебашев С.Г., Закирова Ф.А., Месхи А.М.*  
Геолого-технологическая типизация благороднометалльно-медных руд Вятско-Камской полосы, Восточно-Европейская платформа 13

## Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

*Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашова А.Н.*  
Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений 18

*Назаренко В.О.*  
О связи динамики и эволюции Лапландской гранулитовой зоны и Печенгской структуры и особенностях размещения медно-никелевого оруденения 30

*Ваганов В.И., Илупин И.П., Кочеров А.И.*  
Хромшпинелиды как индикатор алмазности 35

## Строение рудных месторождений

*Некрасов Е.М.*  
Сходство и коренные различия крупных и рядовых трещинных месторождений золота 48

*Юшманов Ю.П.*  
Структура и зональность серебряно-полиметаллического месторождения Каменное в Восточном Сихотэ-Алине 63

*Немчинов В.Г.*  
Механизм миграции свободного золота в деятельном слое криолитозоны на примере Пионерского золоторудного месторождения в Восточном Саяне 67

## Applied Metallogeny

*Galetsky L.S., Dobrokhotoy S.M.*  
Iron-bearing structural-formational zones within the Precambrian cratons

*Chaikin V.G., Nepryakhin A.E., Berezhnoy A.Yu., Glebashov S.G., Zakirova F.A., Meskhi A.M.*  
Geologic-technological typification of precious metal — copper ores from the Vyatka-Kama band (East European Platform)

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

*Zinchuk N.N., Koptil' V.I., Boris E.I., Lipashova A.N.*  
Typomorphism of diamonds from placers of the Siberian Platform as a basis for diamond prospecting

*Nazarenko V.O.*  
Relationship between dynamics and evolution of the Lapland granulite zone and the Pechenga structure and peculiarities of distribution of copper-nickel mineralization

*Vaganov V.I., Ilupin I.P., Kocherov A.I.*  
Chrome-spinelides as a diamond-bearing indicator

## Structure of ore deposits

*Nekrasov E.M.*  
Similarity and radical distinctions between large and ordinary fractured gold deposits

*Yushmanov Yu.P.*  
Structure and zonality of the Kamennoe silver-polymetallic deposit, Sikhote-Alin'

*Nemchinov V.G.*  
Mechanism of free gold migration in an active layer of the cryolite zone, the Pioneer gold deposit case history, East Sayan



### Геолого-экономическая оценка рудных месторождений

*Воробьев В.И.*

Прогноз использования минерально-сырьевой базы тяжелых цветных металлов России: состояние и перспективы

71

### Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

*Хорев В.А.*

Буровзрывные работы при проходке поисковых и разведочных шурфов

80

*Кязимов Р.А.*

Совершенствование технологии переработки бедных, забалансовых колчеданно-полиметаллических руд

83

### Рецензии

*Горжевский Д.И., Ручкин Г.В.*

О книге «Металлогения меди, цинка и свинца на Урале»

89

### Поздравляем с юбилеем

К семидесятилетию Е.А. Козловского

91

60 лет Р.А. Амосову

93

50 лет В.В. Кузнецову

93

Памяти А.Н. Еремеева

94

### Geologic-and-economic evaluation of ore deposits

*Vorobiev V.I.*

Forecast utilization of the Russian mineral base of heavy non-ferrous metals — current state and prospects

### Equipment and Technologies for Geological Prospecting

*Khorev V.A.*

Borehole blasting operations when sinking prospecting shafts

*Kyazimov R.A.*

Improvement of mineral processing technology for subeconomic low-grade pyrite-polymetallic ore

### Book reviews

*Gorzhevsky D.I., Ruchkin G.V.*

About the book «Metallogeny of copper, zinc and lead in the Urals»

### Congratulations

70th birth anniversary E.A. Kozlovsky

60th birth anniversary R.A. Amosov

50th birth anniversary V.V. Kuznetsov

Memorial to A.N. Eremeev





УДК 551.7: 552.56 (470.22+477.6)

© Л.С. Галецкий, С.М. Доброхотов, 1999

## ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ КРАТОНОВ, УКРАИНСКИЙ И БАЛТИЙСКИЙ ЩИТЫ

**Л.С. Галецкий (Институт геологических наук Национальной АН Украины), С.М. Доброхотов (Институт геохимии, минералогии и рудообразования Национальной АН Украины)**

*Приведены результаты сопоставления железорудных структурно-формационных зон докембрийских кратонов — Криворожско-Кременчугской, Сорокино-Гуляйпольской (Украинский щит) и Западно-Карельской (Балтийский щит). На основании сходства геологического строения и стратиграфии зон сделано заключение о синхронности глобальных геологических процессов в истории Земли. Исходя из этого, для рассматриваемых зон предложен общий стратиграфический разрез, в котором выделено шесть толщ. Границы толщ радиологически обоснованы.*

В докембрийских кратонах докембрийских щитов (Украинский, Балтийский, Канадский и др.) распространены зеленокаменные пояса и структурно-формационные зоны, содержащие железисто-кремнистые формации. С этими формациями связаны крупнейшие железорудные месторождения. Между зеленокаменными поясами и структурно-формационными зонами докембрийских кратонов имеются сходство и различие. Зеленокаменные пояса образовались в раннем и позднем архее и реже в протерозое, в их строении существенную роль играют вулканогенные породы. Структурно-формационные зоны характерны преимущественно для позднего архея и протерозоя. Они сложены осадочно-терригенными и осадочно-хемогенными породами с подчиненным значением вулканитов. В основании стратиграфического разреза зон нередко присутствует кора выветривания подстилающих пород, обычно гранитоидов.

В докембрийских кратонах в восточных частях Украинского (Среднее Придне-

провье и Западное Приазовье) и Балтийского (Карелия и Кольский полуостров) щитов распространены как зеленокаменные пояса, так и структурно-формационные зоны. В геологическом строении и стратиграфии толщ, слагающих пояса и зоны кратонов, имеется много общего, что указывает на синхронность глобальных геологических процессов в истории Земли [8].

Криворожско-Кременчугская структурно-формационная зона находится на западной окраине Среднеприднепровского мегаблока и ориентирована в субмеридиональном направлении на протяжении более 250 км при ширине до 20 км. Зона заложена на позднеархейских гранитоидах днепропетровского комплекса — 3200—3000 млн. лет [11]. Структура сложена породами криворожской серии, состоящей из пяти свит (снизу вверх): новокриворожской, скелеватской, саксаганской, гданцевской и глееватской. В ее состав входят два крупных синклиория — Криворожский на юге и Кременчугский на се-



вере, разделенные антиклинальным поднятием гранитоидов Правобережного района, на территории которого находятся останцы пород криворожской серии размером до первых километров с месторождениями и рудопроявлениями железистых кварцитов. Криворожский и Кременчугский железорудные районы содержат крупнейшие месторождения железных руд и железистых кварцитов. Наличие богатых железных руд обусловлено гипергенным преобразованием железистых кварцитов, которые были тектонически деформированы с образованием многочисленных зон дробления. Резко подчиненное значение имеют богатые железные руды метасоматического происхождения [3].

Нижняя часть *новокриворожской свиты* представлена латовским горизонтом. В южной части Криворожского синклинория около с.Латовка сохранился наиболее полный профиль коры выветривания плагиигранитов днепропетровского комплекса. Максимальная мощность латовского горизонта 200 м. На большей части Криворожского синклинория латовский горизонт отсутствует, но признаки наличия коры выветривания плагиигранитов почти везде сохранились.

Новокриворожская серия состоит из толщи амфиболитов, в нижней и верхней частях которой иногда присутствуют прослои метапесчаников. Амфиболиты образовались по основным вулканитам при их метаморфизме. Наиболее широко они распространены на юге и севере Криворожского синклинория, где их мощность достигает 1000 м. В средней части структуры амфиболитов нет, а породы вышележащей скелеватской свиты залегают на гранитоидах днепропетровского комплекса и содержат гальку этих гранитоидов. Возраст пород новокриворожской свиты, установленный изотопным U-Pb методом, равен  $2350 \pm 30$  млн. лет [3, 4], однако имеются определения возраста пород этим же методом, соответствующие 2800—2600 млн. лет.

*Скелеватская свита* представлена ме-

таморфизованными терригенными образованиями и состоит из трех горизонтов (снизу вверх): аркозо-кварцитового, филлитового и карбонат-тальк-песчанистого. Тальковые сланцы, находящиеся в карбонат-тальк-песчанистом горизонте, являются производными ультраосновных эффузивов. Мощность скелеватской свиты 480 м. По породам новокриворожской свиты развита кора выветривания с карманообразной формой залегания, что свидетельствует о длительном перерыве между накоплением новокриворожской и скелеватской свит. Контакт между породами скелеватской и залегающей выше саксаганской свит постепенный через филлитовидные сланцы. По-видимому, породы этих свит сформировались в течение единого трансгрессивного цикла осадконакопления со сменой конгломератов и песчаников сланцами, а еще выше по разрезу — хемогенно-осадочными железисто-кремнистыми породами. Возраст пород скелеватской свиты, определенный U-Pb методом по сульфидам из прожилков в метапесчаниках свиты, 2300 млн. лет [3], а по урансодержащему слюдистому цементу конгломератов — более древний — 2600 млн. лет [3].

*Саксаганская свита* состоит из переслаивающихся горизонтов железистых кварцитов и сланцев общей мощностью 1300 м. В полном разрезе свиты содержится семь железистых и семь сланцевых горизонтов. Железистые горизонты представлены джеспилитами и кварцитами, в состав которых входят кварц, магнетит, мартит, гематит, амфибол и хлорит. Сланцы сложены кварцем, хлоритом, серицитом, биотитом и карбонатом. Фациальный характер пород саксаганской свиты терригенно-хемогенный. Соотношение мощностей железистых и сланцевых горизонтов приблизительно равно. Однако сланцевые прослои составляют значительную часть мощности железистых горизонтов, и в целом сланцы в свите преобладают над железистыми кварцитами. Крупнейшие месторождения богатых железных руд и



железистых кварцитов Криворожского и Кременчугского железорудных районов сосредоточены в этой свите. Перерыв в накоплении пород саксаганской и вышележащей гданцевской свит был значительным. По породам саксаганской свиты развита кора выветривания, на отдельных участках содержащая богатые железные руды площадной коры выветривания. О длительном перерыве в осадконакоплении также свидетельствует резкое утяжеление изотопного состава серы сульфидов в породах вышележащих гданцевской и глееватской свит по сравнению с таковым в саксаганской и скелеватской.

*Гданцевская свита* мощностью 1400 м со структурным несогласием залегает на саксаганской свите и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена толщей метапесчаников, кварцитов и сланцев с богатыми железными рудами хлорит-магнетитового, железно-слюдко-магнетитового, гематит-мартиитового составов, которые добываются горно-рудными предприятиями. Верхняя подсвита в нижней части сложена кварц-биотитовыми, графитовыми и карбонатными сланцами, в средней — доломитовыми мраморами, в верхней, как и в нижней, — кварц-биотит-серицитовыми, кварц-карбонатно-биотитовыми и кварц-серицит-графитовыми сланцами. Мощность верхнего горизонта кварц-слюдящих карбонатсодержащих графитовых сланцев гданцевской свиты изменяется от нескольких до 450 м, что указывает на размыв пород. С другой стороны, в низах вышележащей глееватской свиты присутствует мощная толща метаконгломератов, содержащих породы гданцевской и саксаганской свит. Породы этой толщи представляют собой молассу.

*Глееватская свита* мощностью 3500 м подразделяется на четыре подсвиты. В первой и третьей подсвитах снизу преобладают конгломераты и метапесчаники, представляющие собой молассу с подчиненным количеством сланцев; во второй и четвертой — кварц-биотитовые сланцы с прослоями метапесчаников. Реперные изо-

топные датировки по породам глееватской свиты отсутствуют. Изотопные определения К-Аг методом по биотиту и U-Pb методом по апатиту указывают на то, что свита формировалась на рубеже 1800—1700 млн. лет. Вероятно, что верхней границей криворожской серии было время формирования гранитов кировоградско-житомирского комплекса — около 1900 млн. лет. Наряду с этим палеонтологические определения микрофитофоссилий, микрофитолитов, онколитов, синезеленых и красных водорослей в породах гданцевской и глееватской свит указывают на раннепротерозойский возраст пород, аналогичный возрасту пород карельского комплекса Карельского мегаблока [9].

На юго-восточной окраине Украинского щита расположен Приазовский мегаблок, западная часть которого относится к докембрийскому кратону. В северо-западной части Приазовского мегаблока находится Гуляйпольская брахисинклиналь размером 9,5х3 км, ориентированная в северо-западном направлении (310—315°). Структура имеет корытообразную форму, падение крыльев крутое — 70—80°, осевая плоскость почти вертикальная. В структурном отношении Гуляйпольская брахисинклиналь находится в северной части Сорокинско-Гуляйпольской структурно-формационной зоны, ориентированной в северо-западном направлении от побережья Азовского моря до Орехово-Павлоградского линеамента. Последний представляет собой зону сочленения Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков Украинского щита, ширина его изменяется от 10 км в северной части до 40 км в южной [7, 10].

Породы Сорокинско-Гуляйпольской структурно-формационной зоны подразделяются на две свиты (снизу вверх): осипенковскую и гуляйпольскую.

Отложения *осипенковской свиты* распространены в пределах всей зоны. С учетом латеральных различий они представлены комплексом терригенных субритмичных отложений от метагравелитов до вы-



сокоглиноземистых метапелитов в ассоциации с железисто-кремнистыми породами и метавулканидами. Состав метавулканидов изменяется от ультраосновного и основного в юго-восточной части зоны до основного — среднего в районе Гуляйпольской структуры. Породы свиты метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой фации. В низах свиты породы метаморфизованы до гнейсов и слабо мигматизированы. Контакты свиты с подстилающими ее архейскими гранитоидами тектонические. Наиболее полно породы осипенковской свиты представлены в Сорокинской структуре, где их мощность более 1000 м. Свита отчетливо делится на две подсвиты: нижнюю (мощность 700 м) — амфиболиты, зеленые сланцы, биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы, железистые кварциты и верхнюю (мощность 400 м) — чередование метаосадочных пород (двуслюдяные и графитсодержащие сланцы, мраморы). В сланцах верхней подсвиты обнаружены микрофитофоссилии, которые сопоставляются с таковыми гданцевской свиты криворожской серии [4]. Контакт между подсвитами несогласный. Базальный горизонт верхней подсвиты залегает на разных породах нижней — метаультрабазах, зеленых сланцах, железистых кварцитах и др. Ко времени, разделяющему формирование подсвит, вероятно, относится внедрение осипенковских гранодиоритов. Эти породы имеют активные контакты только с породами нижней подсвиты и содержат ксенолиты амфиболитов этой подсвиты. Возраст осипенковских гранодиоритов по изотопным данным равен 2790 млн. лет [1].

*Гуляйпольская свита* приурочена к одноименной брахисинклинали и представлена вулканогенно-осадочной толщей, метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, которая подразделяется на три подсвиты [7, 10].

Нижняя подсвита мощностью 250 м сложена двуслюдяными, андалузит-ставролитовыми и другими сланцами, которые, вероятно, являются метаморфизованной

корой выветривания подстилающих гранитоидов.

Средняя подсвита мощностью 500 м состоит преимущественно из железистых кварцитов и лептитовых микрогнейсов. Продуктивная железорудная толща имеет мощность 30—320 м (средняя 150 м) и представлена силикат-магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с куммингтонит-биотитовыми, биотитовыми, стильномелановыми и рибекитовыми сланцами, алюмокварцитами, кварцито-песчаниками и лептитовыми микрогнейсами. В нижней части железорудной толщи развиты: грюнеритовая (куммингтонитовая) порода — грюнеритит (куммингтонитит) и железистые кварциты — магнетит-рогообманко-грюнеритовые (куммингтонитовые), грюнерит(куммингтонит)-магнетитовые, актинолит-магнетитовые и магнетитовые. Средняя часть толщи представлена рибекит-грюнерит (куммингтонит)-магнетитовыми, рибекит-ферририбекит-грюнерит(куммингтонит)-магнетитовыми и стильномеланрибекит-грюнерит(куммингтонит)-магнетитовыми кварцитами, верхняя — грюнерит(куммингтонит)-биотит-магнетитовыми кварцитами.

Верхняя подсвита мощностью 1000 м сложена биотитовыми сланцами, часто графитсодержащими, иногда высокоглиноземистыми, кварцитосланцами и кварцитами.

Для гуляйпольской свиты характерна латеральная изменчивость мощности и состава [7, 10]. Наиболее мощные и относительно глубоководные отложения во всех подсвитах приурочены к северо-западной части структуры. От периферии к центру структуры наблюдается смена железистых кварцитов метавулканидами, причем в нижней и верхней частях железорудной толщи железистые кварциты чередуются с метавулканидами. В этом же направлении в нижней и верхней подсвитах глинистые фации сменяются песчаными. Это позволяет предполагать, что во время накопления пород всех трех подсвит гуляйполь-



ской свиты в центральной части Гуляйпольской брахисинклинали существовало вулканическое поднятие, представлявшее собой мелководную часть бассейна или даже сушу.

Породы гуляйпольской свиты залегают на толще мигматизированных и роговообманковых гнейсов с маломощными прослойками железистых кварцитов, вероятно, относящейся к западноприазовской серии ( $AR_2$ ). Кроме того, породы свиты подстилаются плагиогранитами, возраст которых, определенный U-Rb методом по цирконам, более 2800 млн. лет [4]. Возраст плагиоклазовых метапорфиров (метаандезитов) из верхней подсвиты гуляйпольской свиты, установленный этим же методом по цирконам, равен  $2853 \pm 28$  млн. лет [2]. Возраст пород свиты, определенный K-Ar методом, соответствует верхам раннего протерозоя. В сланцах верхней подсвиты обнаружены остатки микрофитофоссилий, микрофитолитов, онколитов, синезеленых водорослей также раннепротерозойского возраста [7, 10]. Вероятно, породы гуляйпольской свиты образовались в промежуток времени, соответствующий перерыву между накоплением нижней и верхней подсвит осипенковской свиты.

В восточной части Балтийского щита в Карело-Кольском регионе выделены Беломорский, Карельский и Ладожский мегаблоки. Железисто-кремнистые формации и связанные с ними железные руды распространены лишь в Карельском мегаблоке, который подразделяется на три структурно-формационные зоны — Западно-, Северо- и Восточно-Карельскую. Причем железисто-кремнистые формации развиты только в Западно- и Северо-Карельской зонах. К Западно-Карельской зоне приурочены все железорудные районы Карелии — Костомукшский, Хедозеро-Большезерский, Тумбареченский, Воломский, Гимольский, Совдозерский, район озера Мотко, в которых находятся месторождения Костомукшское, Корпангское и более мелкие — Таловейс, Межозерское, Гимольское, Южно-Костомукшское и др. [5, 6].

Метаморфические породы в Карельском мегаблоке относятся к трем возрастным комплексам (снизу вверх): саамскому, лопийскому и карельскому.

Породы саамского (беломорского) комплекса (3000—3200 млн. лет и более) преимущественно тоналитового состава, представлены гнейсами, гранитогнейсами, гнейсогранитами и мигматитами. Четкие контакты между саамским и вышележащим лопийским комплексами не известны. Чаще контакты вулканогенно-осадочных пород лопийского комплекса «тонут» в полях мигматитов и гранитоидов саамского. Примером такого соотношения является Костомукшская структура в западной части Западно-Карельской зоны, представляющая собой синклиналию овальной формы размером  $25 \times (4,5-7)$  км, который ориентирован в субмеридиональном направлении.

Породы лопийского комплекса подразделяются на три серии (снизу вверх): нюкозерскую, контоксскую и гимольскую [5, 6].

Нюкозерская серия сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными гнейсами и гранито-гнейсами; наблюдаются прослой кварцитов. Широко распространены мигматиты по этим породам. Предполагаемая мощность серии первые сотни—тысячи метров.

Контокская серия состоит из трех свит (снизу вверх): ниemiaрвинской мощностью до 1300 м, сложенной основными вулканиитами — амфиболитами и амфиболовыми сланцами, линзами магнетитовых сланцев и кварцитов; шурловаарской мощностью до 600 м, представленной порфироидами, слоистыми туфами и туффитами, магнетитовыми сланцами и кварцитами, углеродсодержащими сланцами; рудвинваарской мощностью до 1100 м — амфиболовые сланцы и амфиболиты по метабазитам, коматиты и редкие прослойки углеродсодержащих сланцев и силикатных кварцитов. Общая мощность контоксской серии 100—3000 м. Среди пород встречаются дайки основных и ультраосновных пород, преобразованные в габбро-амфиболиты и серпентиниты.



Гимольская серия сложена преимущественно осадочными породами. В ее состав входят четыре свиты (снизу вверх): суккозерская, межозерская, костомукшская и сурлампинская.

Суккозерская свита мощностью до 450 м залегает на догимольской коре выветривания, которая распространена в западной (Костомукша, Суккозеро) и центральной (Койкозеро) частях Карельского мегаблока. Сложена в основном грубыми терригенными отложениями — полимиктовыми конгломератами, граувакками с прослоями метапесчаников, состав обломочного материала которых аналогичен таковому подстилающих пород.

Межозерская свита в Гимольском железорудном районе распространена локально и подразделяется на две подсвиты: нижнюю мощностью сотни метров — слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы (андезит-дацитовые метавулканиты); верхнюю мощностью сотни метров — кварц-серицит-полевошпатовые сланцы (риодацитовые метавулканиты, их туфы и туффиты); с метавулканитами ассоциируют маломощные (2—5 м) пласты железистых кварцитов и углеродсодержащих сланцев.

Костомукшская свита мощностью 80—1140 м подразделяется на две подсвиты, стратиграфический разрез которых наиболее полно представлен в Костомукшском синклиории. Нижняя подсвита мощностью 30—420 м существенно железорудная и состоит из рибекит-, актинолит-, биотит- и грюнерит(куммингтонит)-магнетитовых, магнетит-грюнерит(куммингтонит)-, магнетит-роговообманко-, грюнерит(куммингтонит)- и грюнерит(куммингтонит)-роговообманко-биотитовых железистых кварцитов, прослоев углеродсодержащих ритмично-слоистых слюдистых сланцев. Верхняя подсвита мощностью 50—720 м, представленная так называемой толщей переслаивания, примерно на 50% состоит из рудных пластов — биотит-, грюнерит(куммингтонит)- и роговообманко-магнетитовых, магнетит-роговообманко-грюнеритовых(куммингтонитовых), грюнерит

(куммингтонит)-роговообманко-биотитовых кварцитов и на 50% из сланцевых прослоев, включающих ритмично-слоистые высокоглиноземистые (гранат, ставролит) и углеродсодержащие слюдистые сланцы.

Сурлампинская свита мощностью 100—1200 м сложена ритмично-слоистыми биотитовыми высокоглиноземистыми сланцами (гранат, ставролит, андалузит) с очень редкими прослойками магнетитовых кварцитов мощностью до 100 см.

Общая мощность гимольской серии 200—2300 м. Среди осадочно-метаморфических пород позднеархейского лопийского комплекса присутствуют метаморфизованные магматические породы от ультраосновного до кислого состава. Возраст пород в основании гимольской серии Костомукшского района по аутигенным цирконам из железорудно-сланцевых толщ  $2830 \pm 30$  млн. лет [5, 6]. Верхний возрастной предел, определенный U-Pb и Pb-Pb методами по акцессорным цирконам из прорывающих лопийские толщ гранодиоритов,  $2660$  и  $2664 \pm 40$  млн. лет [5, 6]. Граница между археем и протерозоем ( $2500 \pm 100$  млн. лет) в восточной части Балтийского щита определяется по завершению ребольской складчатости с внедрением гранитов.

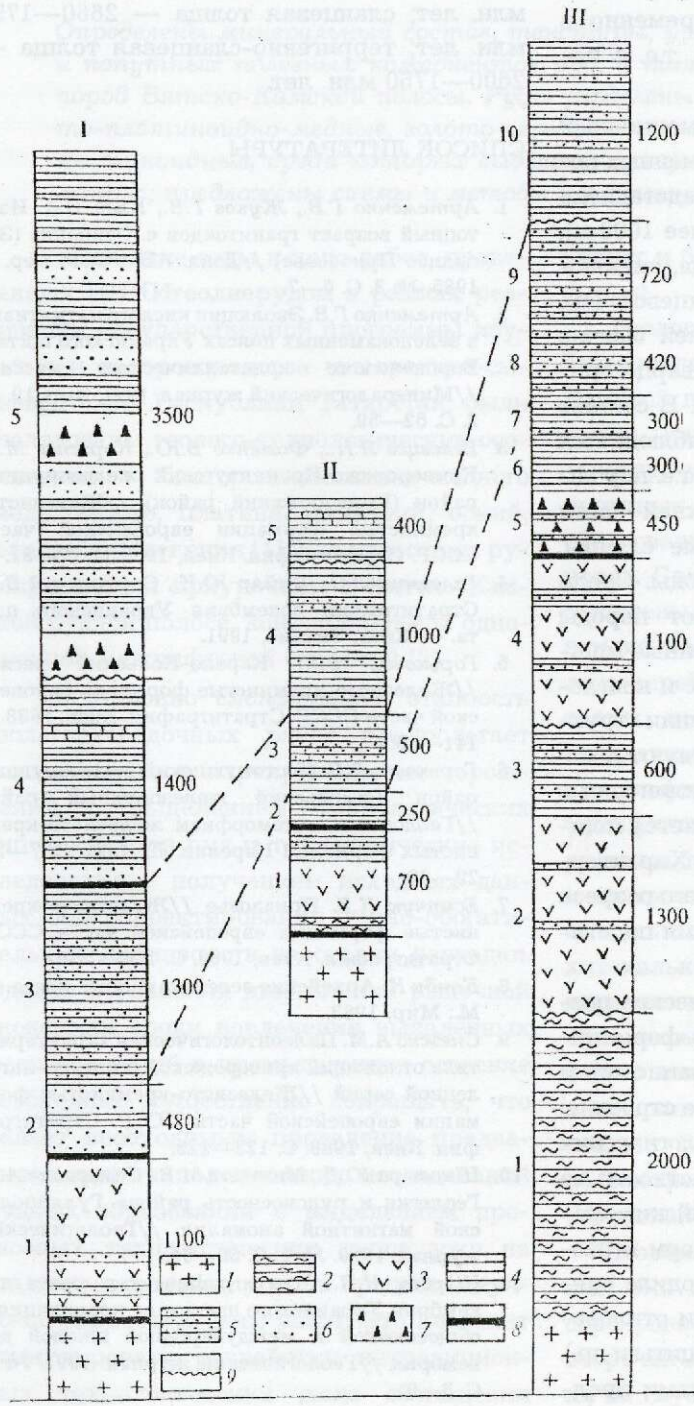
Карельский комплекс раннего протерозоя подразделяется на сумийский, сариольский, ятулийский, людиковский, ливвийский и вепский надгоризонты, связанные с протоорогенным и протоплатформенным этапами развития Карельского мегаблока. Отложения вулканогенно-осадочного карельского комплекса резко несогласно перекрывают разновозрастные комплексы архейских пород и распространены в Карельском мегаблоке неравномерно. Верхняя возрастная граница раннепротерозойского комплекса 1,65—1,7 млрд. лет, что совпадает с завершением свекофеннокарельской складчатости и внедрением гранитов рапакиви. Эти цифры соответствуют изотопным датировкам и палеонтологическим определениям микрофитофоссилий,



микрофитолитов, онколитов, синезеленых и красных водорослей и др.

Стратиграфические разрезы железорудных структурно-формационных зон (рисунок) имеют сходное строение, что свидетельствует о направленной эволюции процессов магматизма в истории Земли,

носящей циклический характер. В развитии докембрийских подвижных поясов выделено несколько геотектонических циклов. В течение каждого цикла происходила кратонизация протоплатформ. Между циклами эндогенная активность уменьшалась. В позднеархейском цикле (3000—



**Стратиграфические разрезы железорудных структурно-формационных зон докембрийских кратонов:**

I — Криворожско-Кременчугская зона (Криворожский синклиниорий): криворожская серия: 1 — новокриворожская, 2 — скелеватская, 3 — саксаганская (железорудная), 4 — гданцевская, 5 — глеватская свиты; II — Сорокинско-Гуляйпольская зона: 1 — осипенковская свита, нижняя подсвита; гуляйпольская свита: 2 — нижняя, 3 — средняя (железорудная), 4 — верхняя подсвита; 5 — осипенковская свита, верхняя подсвита; III — Западно-Карельская зона: 1 — нюкозерская серия; контокская серия: 2 — ниemiярвинская, 3 — шурловаарская, 4 — рудвинваарская свиты; гимольская серия: 5 — суккозерская свита; межозерская свита: 6 — нижняя, 7 — верхняя подсвита; костомукшская свита: 8 — нижняя (железорудная), 9 — верхняя подсвита; 10 — сурлампинская свита; 1 — плагиогранитоиды; 2 — гнейсы; 3 — метабазиты; 4 — сланцы; 5 — железистые кварциты; 6 — метапесчаники; 7 — конгломераты; 8 — кора выветривания; 9 — стратиграфическое несогласие



2500 млн. лет) началось образование железорудных структурно-формационных зон, завершившееся в раннем протерозое (2500—1750 млн. лет). Гранитоиды, подстилающие породы Криворожско-Кременчугской, Сорокинско-Гуляйпольской и Западно-Карельской зон, относятся к позднеархейским плагиогранитоидам (3200—3000 млн. лет). Заложение зон на этих гранитоидах происходило почти одновременно в начале позднеархейского цикла, т.е. в период позднее 3000 млн. лет.

Строение структурно-формационных зон сходно со строением зеленокаменных поясов. Нижняя часть разреза представлена мощной толщей метабазитов (более 1000 м), выше залегает терригенная толща, сменяющаяся железисто-кварцито-сланцевой (см. рисунок). Непосредственно под ней обычно отмечаются графитсодержащие кварц-серицитовые филлитовидные сланцы. В составе терригенных пород нередко наблюдается примесь туфогенного материала, т.е. породы относятся к грауваккам. В верхней части разреза находятся разнообразные сланцы, карбонатные и терригенные породы. Среди последних нередко присутствуют породы флишевой формации, представленные мощной толщей (более 1000 м) моласс и конгломератов. Помимо сходства, в строении структурно-формационных зон существуют и отличия. Так, в Криворожском синклинии в разрезе глееватской свиты отмечается мощная толща моласс (более 1000 м). Характерная особенность стратиграфического разреза зон — наличие коры выветривания подстилающих гранитоидов.

Таким образом, стратиграфические разрез железорудных структурно-формационных зон восточных частей Украинского и Балтийского щитов имеют сходное строение, указывающее на цикличность геологических процессов в истории Земли, в частности на цикличность в развитии докембрийских кратонов. Кратонизация протоплатформ в разных частях земного шара происходила синхронно с некоторыми локальными отклонениями (Украинский, Балтийский щиты и др.).

С учетом изложенного авторами пред-

ложен общий стратиграфический разрез рассматриваемых зон, который имеет следующее схематическое строение (снизу вверх): подстилающие плагиогранитоиды — 3200—3000 млн. лет, с корой выветривания; метабазитовая толща — 3000—2300 млн. лет; сланцево-терригенная толща — 2800—2300 млн. лет; железорудная (продуктивная) толща — 2800—2300 млн. лет; сланцевая толща — 2660—1750 млн. лет; терригенно-сланцевая толща — 2600—1750 млн. лет.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артеменко Г.В., Жуков Г.В., Клец В.А. Изотопный возраст гранитоидов с. Осипенко (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. № 3. С. 6—7.
2. Артеменко Г.В. Эволюция кислого магматизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива // Минералогический журнал. 1997. Вып. 19. № 2. С. 52—59.
3. Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н. Криворожско-Кременчугский железорудный район (Криворожский район) // Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Стратиграфия. Киев, 1988. С. 72—81.
4. Галецкий Л.С., Пийяр Ю.К., Соловйцкий В.Н. Стратиграфия докембрия Украинского щита. — Киев: Знание, 1991.
5. Горьковец В.Я. Карело-Кольский регион // Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Стратиграфия. Киев, 1988. С. 141—150.
6. Горьковец В.Я. Костомукшский железорудный район. Гимольский железорудный район // Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1991. С. 7—25, 29—39.
7. Есипчук К.Е. Приазовье // Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Стратиграфия. Киев, 1988. С. 114—120.
8. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
9. Снежко А.М. Палеонтологическая характеристика отложений криворожской и ингуло-ингулецкой серий // Железисто-кремнистые формации европейской части СССР. Стратиграфия. Киев, 1988. С. 122—125.
10. Шковьра Ю.Д., Миткеев М.В., Семеренко А.Т. Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии // Геологический журнал. 1979. № 1. С. 56—64.
11. Щербак Н.П. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита и ее корреляция с общесоюзной и международной школой докембрия // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 3—9.



УДК 533.43+669.2 (470.41)

© Коллектив авторов, 1999

## ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНО-МЕДНЫХ РУД ВЯТСКО-КАМСКОЙ ПОЛОСЫ, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

**В.Г. Чайкин, А.Е. Непряхин, А.Ю. Бережной, С.Г. Глебашев,  
Ф.А. Закирова, А.М. Месхи (ЦНИИгеолнеруд МПР России)**

*Определены минеральный состав, текстуры, уровни содержаний главных и попутных полезных компонентов руд, а также свойства вмещающих пород Вятско-Камской полосы. Руды разделены на серебро-медные, золото-платиноидно-медные, золото-серебро-платиноидно-медные и золото-платиноидные, среди которых выделены сульфидные, смешанные и окисленные; предложены схемы и методы их обогащения и переработки.*

В последние годы в ходе работ, проведенных ЦНИИгеолнерудом в рамках реализации Государственной программы изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы Республики Татарстан, были исследованы геолого-технологические особенности благороднометалло-медного (медь, золото, платина, палладий, осмий, серебро) оруденения [1]. Все известные рудопроявления приурочены к Вятско-Камской рудной полосе, контролируемой одноименной межрифтовой системой [2].

Традиционно сложившаяся этапность геологоразведочных работ предполагает технологическое картирование месторождений с выделением технологических типов и сортов руд и технологические исследования с получением исходных данных для проектирования горно-обогатительных производств на стадии разведки. Однако в условиях динамичной рыночной экономики сроки вовлечения выявленных месторождений в промышленное освоение необходимо существенно сокращать, что делает необходимым проведение предварительных технологических исследований рудных образований с выделением прогнозных технологических типов уже на стадии поисковых и даже в процессе научно-исследовательских работ. Это позволит стимулировать разработку нетрадиционных технологических схем обогащения

убогих и бедных руд (т.е. нетрадиционного сырья).

Геолого-технологическая типизация благороднометалло-медных руд Вятско-Камской полосы проведена нами на основании изучения минерального состава, текстур, уровней содержаний главных и попутных полезных компонентов рудных образований, а также свойств вмещающих пород. Среди руд Вятско-Камской полосы выделены серебро-медные, золото-платиноидно-медные, золото-платиноидные, золото-серебро-платиноидно-медные, в которых по соотношению сульфидных и окисленных рудных минералов выделяются сульфидные, смешанные и окисленные. Сульфидные руды разделены на два минеральных типа — ковеллин-халькозиновый и дейсманит-халькопирит-халькозиновый; смешанные представлены куприт-малахит-халькозиновым минеральным типом с вкрапленной и конкреционной текстурой; окисленные руды куприт-азурит-малахитового минерального типа разделены, как и смешанные, на конкреционные и вкрапленные. Золото-платиноидное оруденение рассмотрено на примере платиноносных битуминозных песчаников и известняков.

**Ковеллин-халькозиновый** минеральный тип сульфидных руд с повышенной серебреносностью (серебро-медные руды) встречен лишь в скважинных пересечениях на глубине более 55 м вне зоны свобод-



ного водообмена. Вмещающие породы представлены чаще всего глинами и аргиллитами, иногда алевролитами, песчаниками и известняками довольно широкого возрастного диапазона. Преобладают сероцветные разновидности, содержащие значительное количество углефицированных остатков и детрита (до 5%). Минеральные формы меди представлены в основном халькозином и ковеллином, гораздо реже дигенитом и халькопиритом. С медными сульфидами ассоциируют пирит, реже галенит и сфалерит. Общее количество сульфидов, как правило, не превышает первых процентов. Кроме меди и полиметаллов, они обычно содержат серебро, свинец, цинк, кобальт, никель. Практическую ценность может представлять лишь серебро. Содержания его достигают 10 г/т; оно присутствует в виде примеси в халькозине (до 100 г/т), ковеллине (до 80 г/т), пирите (до 300 г/т) и, возможно, в других редко встречающихся сульфидах. Данные о наличии самостоятельных минеральных форм серебра в названном типе руд отсутствуют. Морфологически сульфидная минерализация главным образом тонкораспыленная вкрапленная. Размер зерен медных минералов обычно меньше десятых долей миллиметра вплоть до 0,001 мм. Изредка отмечаются довольно крупные (1—20 мм) стяжения, представленные сростанием медных сульфидов с пиритом. Содержания меди в описанном типе руд колеблются от 0,3 до 0,45% (очень редко выше). Данных о наличии в них золота и платиноидов пока нет.

**Дейсманит-халькопирит-халькозиновый** минеральный тип сульфидных руд обнаружен в керне скважин на глубинах 60—70 м. Вмещающие породы — песчанистые и известковистые глины, насыщенные растительными остатками и углефицированным детритом (первые проценты—20% от массы породы). Глины переслаиваются с алевролитами, реже с песчаниками и известняками. Из медных минералов наиболее распространен халькозин, реже встречается халькопирит, в единичных зернах — ковеллин, бор-

нит, дейсманит (сложный сульфоарсенид меди и платины). С ними ассоциируют пирит (до 50% от массы сульфидов) и галенит (единичные зерна). Общее количество сульфидов не более 1—1,5%. Кроме меди, отмечаются повышенные количества платины, золота, палладия и серебра. Содержания серебра обычно не превышают 5—7 г/т (в единичных пробах до 11 г/т), золота — 0,1—0,5 г/т (максимальные — 3,5 г/т), платины — 0,1—1,3 г/т (максимальные — 3,3 г/т), палладия — десятые доли грамма (максимальные — 2 г/т). Собственные минеральные формы образует лишь платина (единичные зерна дейсманита). Большая же часть серебра, золота, платины и палладия находится, вероятно, в виде изоморфной примеси в пиритах; возможно также присутствие благородных металлов в виде металлоорганических соединений в массе углефицированного растительного материала. Размеры сульфидных вкрапленников в минералогических пробах не превышают 0,3 мм, обычно менее. Большая часть меди, по-видимому, связана не с крупными, видимыми при небольшом увеличении, сульфидными выделениями, а с тонкораспыленной (в углистом веществе) сульфидной вкрапленностью с размерами зерен 0,01—0,001 мм. На это указывает несоответствие содержаний меди в рудах и количества медных сульфидов в тяжелых фракциях минералогических проб. Средние содержания меди колеблются от 0,3 до 1,8%. Значимые корреляционные связи золота, платины и палладия с медью не наблюдаются, что свидетельствует о концентрации большей части этих полезных компонентов не с медными сульфидами, а с пиритами, углистым веществом и, возможно, о концентрации в свободном состоянии.

Основной метод обогащения сульфидных серебро-медных и золото-сереброплатиноидно-медных руд — флотация. Другие методы обогащения (гравитационная, магнитная и электрическая сепарация) играют подчиненную роль и применяются обычно для извлечения благородных металлов, что повышает комплексность использования сырья, или в процессах



предварительного обогащения руд для снижения себестоимости их переработки. По-видимому, для бедных сульфидных вкрапленных руд применение флотации в качестве основного метода обогащения наиболее рационально. В результате возможно получение медных концентратов от КМ0 до ШПМ8 (ОСТ-77-74) с содержанием меди 12—40%. Вероятность же получения на стадии обогащения самостоятельных концентратов благородных металлов мала, однако извлечение последних будет высоким в медные и пиритовые концентраты. Для убогих сульфидных руд, особенно тонковкрапленных, ряд мешающих флотации факторов существенно скажется не только на рентабельности обогащения, но и на параметре извлекаемости меди и элементов-спутников. К их числу относятся следующие: присутствие первичных шламов и легкофлотируемых минералов вмещающих пород (слюды, хлорита, углистого вещества); активация флотации сульфидов железа соединениями меди; подавление флотации сульфидов меди продуктами окисления сульфидных минералов железа; переизмельчение минералов меди при подготовке к флотации. Поэтому методы кучного и чанового выщелачивания могут оказаться экономически более выгодным для убогих руд, чем традиционные промышленные технологии обогащения и переработки.

**Куприт-малахит-халькозиновый** минеральный тип смешанных окисно-карбонатно-сульфидных руд представлен конкреционными и вкрапленными золото-серебро-платиноидно-медными рудами.

*Конкреционные* руды вскрыты на правом берегу р. Вятки; конкреции из руд подобного типа обнаружены в техногенных отвалах закамской части Вятско-Камской полосы. Вмещающими породами таких руд чаще всего служат песчанистые и глинистые алевролиты, реже песчаники с большим количеством (до 5%) углефицированных остатков и детрита. Медные минералы сосредоточены главным образом в стяжениях (конкрециях) размером 0,5—3 см,

редко более. Общее количество конкреций в рудных телах колеблется в широких пределах, но обычно не превышает 3—5%. Состав конкреций сложный, строение зональное. В центре располагается окисно-сульфидная зона, сложенная халькозином, пиритом, реже ковеллином и борнитом, образующими тесные сростания с гематитом. Иногда наблюдались мелкие зерна (до 0,1 мм) прустита. В краевых частях стяжений развита тонкая пленка малахита и брошангита. Общее количество медных оксидов, т.е. содержание оксидной меди в смешанных рудах, 30—40%, реже немногим более. Кроме конкреций, сульфиды, оксиды и карбонаты меди насыщают и вмещающие породы в виде пленок, налетов и мелких вкраплений. Содержания меди в конкрециях очень высокие — до 40—50%, однако учитывая небольшое количество конкреций в рудоносных породах, этот показатель в пересчете на руду в десятки раз меньше — от 0,3 до 3%. В виде попутных компонентов установлены серебро (28—1000 г/т в конкрециях, первые граммы и первые десятки грамма на 1 т в рудах), реже — золото до 2 г/т и в единичных знаках, палладий — до 1,7 г/т (в рудах не более десятых грамма на 1 т).

*Вкрапленные* руды куприт-малахит-халькозинового минерального типа встречаются на правом берегу р. Вятки. По литологическим и минералогическим особенностям они близки к смешанным конкреционным рудам и связаны с ними постепенными переходами. Главное отличие — это характер распределения полезных минералов и форма их агрегатов, т.е. текстура руд. Медьсодержащие минералы в виде налетов малахита, азурита, куприта и вкрапленности мелких сульфидов рассеяны по всей массе рудных тел. Содержания меди обычно невысоки и колеблются от 0,3 до 2%, серебра — до 10 г/т, золота — единичные знаки.

Смешанные разновидности руд гораздо упорнее к обогащению (особенно к флотации), чем сульфидные. Основными методами обогащения богатых и бедных кон-



крейонных смешанных руд являются, очевидно, гравитация и флотация. Концентрация основной массы медной минерализации в стяжениях сложного состава позволяет после предварительного дробления и разбраковки провести обогащение в тяжелых суспензиях с выделением гравитационного медного концентрата, содержащего 30—35% меди (КМ1, КМ2 по ОСТ-77-74). Затем возможно извлечение меди до 50—60%. В последнем медном концентрате будет присутствовать достаточно большое количество благородных металлов. Флотация для промпродукта, выделенного после получения гравитационного концентрата, не столь эффективна, как для чисто сульфидных руд, но в процессе может быть получен медный концентрат, содержащий до 30% меди. Из него возможно извлечение до 80% меди и небольшого количества благородных металлов. Хвосты флотации в случае установления в них достаточных концентраций благородных металлов могут быть подвергнуты кучному выщелачиванию способами, эффективными для продуктов с повышенными содержаниями углестого вещества. Обогащение вкрапленных смешанных руд (бедных и богатых) возможно методом флотации. Могут быть получены флотационные концентраты с содержаниями меди до 30% (КМ1, КМ2 — ОСТ-77-74) и извлечением ее до 85%, в которых окажется все серебро и часть других благородных металлов. Для повышения экономической эффективности возможны предфлотационное обогащение в тяжелых суспензиях и сепарация ядерно-физическими методами. При измельчении и разбраковке возможно улавливание свободного золота. Хвосты и убогие смешанные руды в случае содержания в них более 0,2—0,3 г/т благородных металлов могут быть подвергнуты кучному выщелачиванию.

В куприт-азурит-малахитовом минеральном типе окисленных благороднометалльно-медных и золото-платиноидно-медных руд также выделяются конкреционные и вкрапленные разновидности. Этот

минеральный тип наиболее распространен в поверхностных выходах.

Конкреционные окисленные руды изучались в основном на примере медных конкреций, извлеченных из отвалов медных рудников. Размеры стяжений довольно значительные — от 1,5 до 10 см в поперечнике. В центральных частях конкреций расположен агрегат малахита, гидроксидов железа и марганца, иногда с небольшим (0—10%) количеством мелких (0,1—0,001 мм) зерен халькозина и ковеллина, рассеянных в массе оксидов железа и карбонатов меди; краевые части сложены малахитом, азуритом и купритом. Кроме рудных минералов, в желваках наблюдаются барит, полевые шпаты, кварц. Вмещающие породы — карбонатные опесчаненные глины. Количество конкреций в окисленных рудах обычно не превышает 3—5%, в отдельных случаях (обнажения по р. Вятке в Кировской области) оно достигает 30% и более от объема породы. Содержание меди в конкрециях 43,7%, причем 60—90% ее содержится в карбонатах, 10% — в оксидах, 0—30% — в сульфидах (обычно менее 10%). Содержания серебра в конкрециях колеблются от 28 до 1470 г/т (в рудах — не более первых десятков граммов на 1 т). В конкрециях Закамской зоны содержится до 0,29 г/т золота, до 0,3 г/т платины, до 0,52 г/т палладия. Минеральные формы серебра, золота и платиноидов не установлены.

Вкрапленные окисленные разновидности руд куприт-азурит-малахитового минерального типа вскрыты и опробованы в пределах Кукморского, Сармановского, Чатыр-Таусского и Чеканского рудных полей. Породы, вмещающие оруденение, представлены в основном глинистыми мергелями, сероцветными средне-, мелкозернистыми песчаниками, гораздо реже алевролитами и известняками ранне- и позднеказанского возраста. В породах содержится большое количество (обычно 6—10%, в отдельных гнездах до 30%) углефицированных растительных остатков. К гнездам и прослоям, насыщенным углестым мате-



риалом, чаще всего и приурочено оруденение. Медная минерализация, как правило, представлена вкрапленниками, пленками, налетами, «примазками» малахита и азурита, реже куприта. Количество сульфидов меди (единичные мелкие зерна халькозина) незначительно (до 5—10%). Размеры вкрапленников и толщина пленок медных минералов 0,06—0,2 мм, реже более. Иногда наблюдается интенсивная пропитка вмещающих пород (рыхловатых песчаников) карбонатами меди, которые составляют до 50% от массы небольших гнездобразных участков и маломощных прослоев (импрегнационная текстура). Встречаются рудопроявления с переходными от вкрапленных к конкреционным разновидностям руд. Процессы гипергенеза (окисления) протекали во вкрапленных разновидностях наиболее интенсивно. Кроме меди, в рудах присутствуют в довольно больших количествах благородные металлы; минеральные формы их не установлены. В то же время значительны содержания серебра — от первых десятков до 231 г/т, золота — от десятых долей до 2,2 г/т, платины — 0,1—1,67 г/т, палладия — до 1,7 г/т. Содержания меди (почти вся она оксидная) варьируют в широких пределах — от 0,3 до 3%, достигая в отдельных обогащенных прослоях и гнездах 7,55%.

Окисленные руды — наиболее упорные в процессе обогащения. По аналогии с техногенными окисленными рудами отвалов извлекаемость меди при использовании традиционных методов (гравитация, магнитная сепарация и флотация) составит 20%. На основании сказанного для окисленных (особенно вкрапленных) руд перспективны, на наш взгляд, методы выщелачивания [3].

**Золото-платиноидные** сульфидные руды, генетически и пространственно не связанные с медной минерализацией, рас-

сматриваются на примере платиноносных битуминозных песчаников и известняков, вскрытых в пределах Кудашевского рудного поля. Вмещающие породы — мелко-среднезернистые полимиктовые с известковистым цементом песчаники, глинистые среднезернистые известняки. Возраст пород  $P_2, kz_1$ . Содержания битума в породах обычно не превышают 1—3%, изредка достигают 8%. Содержания платины колеблются от 0,1 до 4,22 г/т, обычно 0,3—0,7 г/т. В единичных пробах обнаружено золото в количествах 0,18—0,41 г/т. Породы часто пиритизированы; содержание пирита достигает иногда 10—15%. В обнажениях, как правило, встречаются окисленные пиритовые конкреции размером до 3—5 см.

Технологические свойства платиноносных битуминозных песчаников и известняков весьма сложно прогнозировать, так как минеральные формы нахождения платиноидов и золота в породах не установлены.

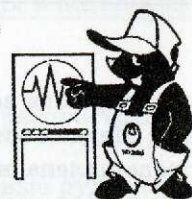
Резюмируя изложенное, следует отметить, что разработка в дальнейшем методов технологической переработки и обогащения выявленных рудных объектов, проведение экономических обоснований позволят, по нашему мнению, перевести их в разряд промышленных руд.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *К рудоносности* Вятской зоны /В.Г. Чайкин, С.Г. Глебашев, А.М. Месхи, А.И. Шевелев // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 2. С. 235—237.
2. *Металлогения* Вятской зоны Восточно-Европейской платформы / В.Г. Чайкин, С.Г. Глебашев, Ф.А. Закирова и др. // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 17—26.
3. *Технологические исследования и внедрение кучного выщелачивания* /Г.В. Седельникова, А.В. Нарсеев, В.Н. Елисеев и др. // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 64—65.



# МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 549.211:553.81

© Коллектив авторов, 1999

## ТИПОМОРФИЗМ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОСНОВА ПОИСКОВ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Н.Н. Зинчук, В.И. Коптиль, Е.И. Борис, А.Н. Липашова  
(ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»)**

*Выделены четыре типа первоисточников алмазов россыпей Сибирской платформы: кимберлитовый высоко- (I) и убогоалмазоносный (II), невыясненного (III) и импактного (IV) генезиса. Проведено минералогическое районирование Сибирской алмазоносной провинции; выделены четыре субпровинции: Центральная-Сибирская (центральная часть платформы) с преобладанием алмазов из первоисточника I типа; Лено-Анабарская (северо-восток платформы) с преобладанием алмазов III типа; Тунгусская (юго-запад платформы) с преобладанием округлых алмазов уральского (бразильского) типа, характерных для докембрийских терригенных формаций; Алданская (юго-восток платформы) с единичными находками округлых алмазов.*

В алмазной геологии основным объектом исследований является, естественно, сам алмаз — очень устойчивый в экзогенных условиях минерал, характеризующийся широким комплексом кристалломорфологических особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования и рассматривающихся в качестве типоморфных признаков. Учет последних при поисках алмазов позволяет проводить районирование исследуемых территорий и на этой основе исключать из опоскования те площади, на которых нахождение алмазоносных кимберлитов маловероятно. Типоморфным особенностям алмазов при прогнозировании в последние десятилетия не уделялось должного внимания, хотя еще в начале 50-х годов изучение морфологии алмазов из аллювиальных россыпей рек Нижняя Тунгуска, Виллой и Марха позволило Н.А. Бобкову и М.А. Гневушеву сделать достаточно важный на то время

вывод о множественности первоисточников алмазов Сибирской платформы. Тогда поиски, локализованные на выделенных площадях, привели к открытию в 1955 г. первых коренных месторождений алмазов на платформе.

В 1954 г. по предложению А.А. Кухаренко, М.И. Краснова и Н.Н. Сарсадских в верховьях р. Марха впервые была применена пироповая съемка: в результате прослеживания так называемой пироповой дорожки Л.А. Попугаевой была выявлена первая в России кимберлитовая трубка Зарница. До этого открытия методика поисковых работ на алмазы на Сибирской платформе была подобна применявшейся тогда на Урале и заключалась в обогащении максимально крупнообъемных проб из современного аллювия, а спектр индикаторных минералов кимберлитов ограничивался практически одним алмазом. В последующие 40 лет поиски кимберлитов велись преимущественно шлиховым опробо-



ванием (объем пробы в основном составлял 10 л) по минералам-спутникам алмаза (пироп, пикроильменит и др.), и только оценка степени алмазности обнаруженных продуктивных образований проводилась методом крупнообъемного опробования. В этот период были открыты все известные на сегодня кимберлитовые тела и россыпи; в то же время остались безуспешными попытки обнаружения коренных источников алмазов россыпей на юге, юго-западе, севере и северо-востоке Сибирской платформы.

Всесторонние исследования алмазов Сибирской платформы с использованием различных минералогических классификаций (Ю.Л. Орлов, М.А. Гневушев, З.В. Бартошинский) позволили нам выработать систему анализа их типоморфных особенностей, и на этой основе провести минерагеническое районирование платформы в целом с выделением типов первоисточников алмазов и, тем самым, ответить на главные вопросы: можно ли ожидать открытия высокоалмазных кимберлитов на севере и северо-востоке платформы (включая Анабарский (Эбеляхский) и Кютюндинский алмазные районы), а также на юге и юго-западе (в Иркутской области и Красноярском крае) и где сосредоточить их поиски.

Алмазопоисковые работы на Сибирской платформе ведутся уже на протяжении 50 лет. В результате здесь открыто более 1000 кимберлитовых тел (трубки, дайки, жилы) и установлено широкое развитие россыпной алмазности в разновозрастных коллекторах различных генетических типов. Кимберлитовые тела распределяются по площади платформы крайне неравномерно, группируясь в 25 кимберлитовых полей (рис. 1).

Основой для изучения типоморфизма алмазов служила база данных (В.И. Коптиль и др.) по алмазам из россыпей и проявлений россыпной алмазности современного (179 участков) и от раннекаменноугольного до позднеплейстоценового (95 участков) возраста. Для сравнительной

характеристики типоморфных особенностей алмазов Сибирской платформы нами использованы материалы собственных минералогических исследований более 100 тыс. кристаллов из разновозрастных вторичных коллекторов и результаты подобных исследований других авторов. При изучении типоморфных особенностей алмазов применялась их минералогическая классификация по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств, предложенная Ю.Л. Орловым [9] и в значительной степени основанная на физических свойствах алмазов [2]. Согласно этой классификации, выделяется 11 генетических разновидностей алмазов с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам, отражающих специфику условий их образования (формы роста, растворения и коррозии). Кроме того, рассматривались кристалломорфологические особенности алмазов (характер скульптур и двойники-сростки), прозрачность, окраска, пигментация, ожелезнение, фотолюминесцентные особенности, изотопный состав углерода, минералогия и химический состав твердых включений, сохранность, трещиноватость и механический износ кристаллов.

В результате детального и комплексного изучения типоморфных особенностей алмазов из всех разновозрастных коллекторов Сибирской алмазной провинции [5, 6, 7] она довольно четко разделена на четыре субпровинции — Центрально-Сибирскую, Лено-Анабарскую, Тунгусскую и Алданскую, а во второй и третьей соответственно выделены Кютюндинская (Приленская), Анабаро-Оленекская, Байкитская и Южно-Тунгусская области (см. рис. 1). Такое районирование провинции позволяет рассматривать историю алмазов из россыпей в совокупности с историей геологического развития платформы в целом и применять данные по типоморфизму алмазов для регионального и локального прогнозов. Кроме того, установлено, что формирование всех алмазных отложений



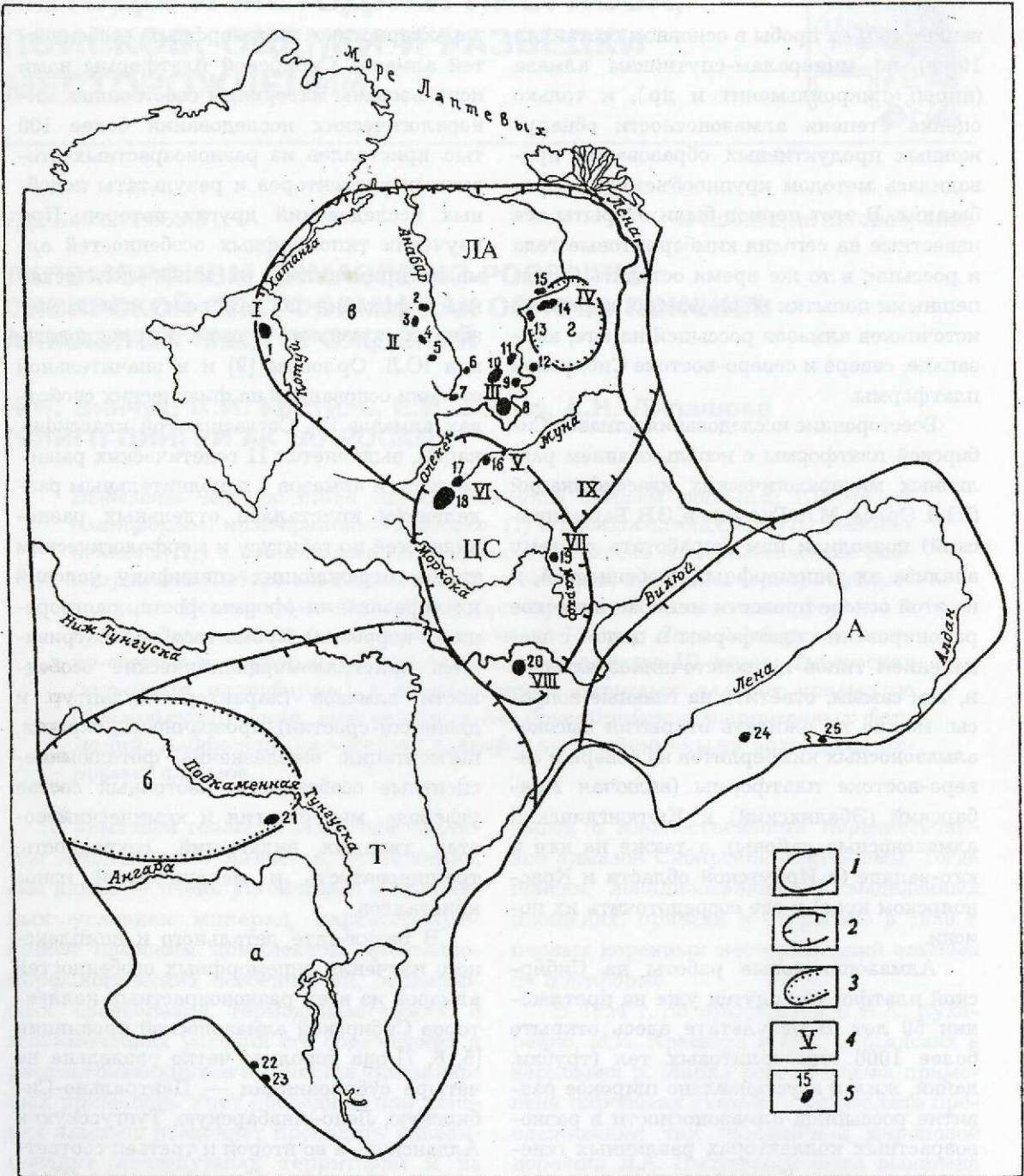


Рис. 1. Схема районирования Сибирской платформы по типоморфным особенностям алмазов:

границы алмазоносных территорий: 1 — Сибирская провинция; 2 — субпровинции (Г — Тунгусская, А — Алданская, ЦС — Центрально-Сибирская, ЛА — Лено-Анабарская); 3 — области (а — Южно-Тунгусская, б — Вайкитская, в — Анабаро-Оленекская, г — Приленская); 4 — районы (I — Котуй-Маймечинский, II — Куонапский, III — Среднеоленинский, IV — Нижнеоленинский, V — Верхнемунский, VI — Далдыно-Алаkitский, VII — Среднемархинский, VIII — Малоботубинский); 5 — кимберлитовые поля (1 — Котуй-Маймечинское, 2 — Орто-Ырьпахское, 3 — Нижнекуонапское, 4 — Среднекуонапское, 5 — Джюкэнское, 6 — Лучаканское, 7 — Куранахское, 8 — Чомурдахское, 9 — Огонер-Юряхское, 10 — Западно-Укуитское, 11 — Восточно-Укуитское, 12 — Верхнемогочунское, 13 — Мерчимденское, 14 — Верхнемолодинское, 15 — Куойкское, 16 — Верхнемунское, 17 — Далдынское, 18 — Алаkit-Мархинское, 19 — Накынское, 20 — Мирнинское, 21 — Чадобецкое, 22 — Белозиминское, 23 — Окинское, 24 — Верхнеалданское, 25 — Ингилийское)



провинции происходило за счет размыва первоисточников четырех типов, характеризующихся набором определенных генетических разновидностей кристаллов.

*Первоисточник I типа* — кимберлитовый высокоалмазоносный, резко преобладают ламинарные кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов, образующие непрерывный ряд, присутствуют алмазы с оболочкой, серые кубы, поликристаллические агрегаты и равномерно окрашенные в желтый цвет кубоиды. По соотношению габитусов, морфогенетических типов кристаллов и разновидностей выделяются ассоциации алмазов, именуемые по названию районов или отдельных фаз кимберлитового магматизма в их пределах — мирнинская, далдыно-алакитская, верхнемунская, кютюнгинская, дальнинская и др.

*Первоисточник II типа* — кимберлитовый убогоалмазоносный, преобладают алмазы II типа — додекаэдрониды с шагренью, полосами пластической деформации жильного типа [1], округлые алмазы уральского (бразильского) типа, присутствуют бесцветные кубоиды.

*Первоисточник III типа* — невыясненного генезиса, алмазы (III типа) представлены графитизированными ромбододекаэдрами, а также сложными двойниками и сростками, додекаэдроидами с легким ( $\delta^{13}\text{C} - 23\text{‰}$ ) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами с промежуточным изотопным составом углерода  $\delta^{13}\text{C} - 13,60\text{‰}$ , образующими ассоциацию эбеляхского (нижнеленского) типа. Алмазы характерны для россыпей северо-востока Сибирской платформы, коренные источники которых не обнаружены [11, 12].

*Первоисточник IV типа* — импактный, алмазы (IV типа) представлены поликристаллами типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода — лонсдейлита (якутит) [5, 8].

**Центрально-Сибирская субпровинция** занимает центральную часть Сибирской платформы, южнее Маакской излу-

чины р. Оленек. Здесь проявлены продуктивная россыпная алмазоносность и высокоалмазоносный кимберлитовый магматизм среднепалеозойского возраста (см. рис. 1). В россыпях как современного, так и более древнего возраста резко преобладают алмазы I типа (Малоботубинский, Далдыно-Алакитский, Ыгыаттинский, Моркокинский, Дьюкунахский и Среднемархинский алмазоносные районы). Характерно наличие россыпей ближнего, среднего и дальнего сноса, для которых в некоторых алмазоносных районах существуют местные коренные источники. Наиболее широкие масштабы россыпной алмазоносности установлены в Малоботубинском (более 70 россыпей) и прогнозируются в Среднемархинском районах. В первом из них уже на протяжении 30 лет разрабатываются богатые россыпи алмазов современного и юрского возраста, а в начале 80-х годов выявлены также богатые россыпи позднепалеозойского возраста. В Далдыно-Алакитском районе обнаружены россыпи алмазов ближнего сноса, непосредственно примыкающие к кимберлитовым трубкам. Округлые алмазы встречаются здесь только на западном (бассейн р. Алакит) и восточном его флангах (бассейн р. Силигир). В Среднемархинском районе найдены россыпи алмазов в современных и палеоген-неогеновых отложениях, часть из которых связана с известными трубками Накынского кимберлитового поля. В Верхнемунском алмазоносном районе россыпь Уулах-Муна приурочена к ореолам эрозионного выноса кимберлитового материала и алмазов из известных здесь девяти кимберлитовых трубок. Кроме современных отложений, алмазы присутствуют в юрских железистых галечниках.

Особенностями алмазов отдельных территорий субпровинции является различное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов при низком (не более 10%) содержании округлых алмазов уральского типа и кубоидов. Алмазы III типа, характерные для россыпей северо-востока Сибирской плат-



формы, в россыпях Центрально-Сибирской субпровинции почти не встречаются.

**Лено-Анабарская субпровинция** охватывает северо-восточную часть Сибирской платформы и совпадает с полем развития докембрийских и главным образом нижнепалеозойских пород Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия, обрамленных выходами пермских, триасовых, юрских и меловых отложений (см. рис. 1). Здесь находятся современные богатые россыпи алмазов Анабарского района, которые уже разрабатываются. Среди алмазов резко преобладают индивиды III типа в основном невыясненного генезиса (ассоциация эбеляхского типа) с превалярованием кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов, полукруглых октаэдроидов, сложное деформированных двойников и сростков додекаэдроидов, а также округлых алмазов во всех возрастных и генетических типах отложений, начиная с меловых. Масштабы проявления россыпной алмазности значительны по сравнению с таковыми других регионов провинции. Россыпи с алмазами I типа практически отсутствуют.

Нами детально изучены типоморфные особенности алмазов из нижне-, верхнекаменноугольных, нижнепермских и пространственно связанных с ними современных отложений субпровинции. Это позволило в пределах огромного по площади россыпного поля северо-востока Сибирской платформы, характеризующегося развитием в основном полигенетической ассоциации алмазов, выделить площадь эллипсовидной формы размером 40×85 км (с севера она ограничена восточным бортом Кютюндинского грабена и простирается на юго-запад до междуречья Молодо — Далдын), в россыпях которой преобладают алмазы I типа. Лено-Анабарская субпровинция подразделяется на две алмазоносные области — Кютюндинскую и Анабаро-Оленекскую, различающиеся как историей геологического развития, так и типоморфными особенностями алмазов (см. рис. 1).

Типоморфные особенности алмазов из нижнекаменноугольных отложений Кютюндинской области заключаются в преобладании (около 90%) кристаллов кимберлитового генезиса (тип I), наличии (около 10%) округлых алмазов, отсутствии характерных для россыпей северо-востока Сибирской платформы кристаллов III типа. Исходя из такой корреляции между морфологией алмазов и их содержанием в кимберлитах, можно предположить существование в данном районе богатых кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста со своеобразным типоморфизмом алмазов. В результате комплексных исследований этих алмазов была обоснована и детально охарактеризована ассоциация алмазов с условным названием «кютюндинский тип». Доминирующими для нее являются кристаллы октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов (более 50%) при заметном содержании полукруглых ромбододекаэдров с блоковой скульптурой, а также алмазов с оболочкой. Округлые алмазы уральского типа встречаются в незначительном количестве, а алмазы III типа и якутиты не обнаружены.

По типоморфным особенностям алмазов, а также данным детального исследования твердых включений и изотопного состава углерода в Кютюндинской области выделены два района с различными типами первоисточников. В раннекаменноугольных — современных россыпях Кютюндинского грабена и прилегающей к нему с юго-запада территории Молодо-Далдыно-Толуопского междуречья общей площадью 3500 км<sup>2</sup> распространены алмазы кютюндинского типа, преимущественно октаэдрического габитуса. По типоморфным особенностям они характерны для высокоалмазоносных кимберлитов среднего палеозоя и имеют в качестве минералов-спутников пиропы алмазной ассоциации. Вследствие размыва верхнепалеозойских отложений сформировались современные россыпи верхнего — среднего течения р. Молодо.



На остальной территории Кютюнгдинской области широко проявлена россыпная алмазность за счет многократного перемыва и перестроения вторичных коллекторов в отдельные периоды мезозоя. В россыпях преобладают алмазы нижнеоленской минеральной ассоциации невыясненного генезиса, в основном кристаллы III типа, а также округлые алмазы (реки Усунку, Моторчуна, Элиэтибийе и др.), близкие к алмазам из некоторых россыпей Анабарского района. Наблюдается резкая дифференциация алмазов по типоморфным особенностям и крупности, что связано с различными условиями их формирования. В россыпях происходит закономерное уменьшение средней массы, степени сохранности (целостности) и механического износа кристаллов в направлении от Оленекского поднятия к периферии Сибирской платформы. В пределах рассматриваемой территории известные кимберлитовые тела практически не влияют на россыпную алмазность.

Характер алмазов кютюнгдинского типа позволяет легко проследить одноименную ассоциацию в современных отложениях близлежащих участков россыпной алмазности и проводить минералогическое картирование территории. По масштабу площадь с данной ассоциацией алмазов соответствует одному или двум двоянным (по примеру Далдынского и Алакит-Мархинского) кимберлитовым полям с трубками среднепалеозойского возраста, по продуктивности сопоставимым с эксплуатируемыми коренными месторождениями Центрально-Сибирской субпровинции. Это подтверждается результатами изучения ассоциаций индикаторных минералов кимберлитов, проведенного сотрудниками ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск). Установлено совпадение площадей распространения алмазов кютюнгдинского типа и гранатов алмазной ассоциации, что с учетом минералогического критерия алмазности, по Н.В. Соболеву [13], указывает на возможность выявления здесь высокопродуктивных кимберли-

товых тел. Все эти факты свидетельствуют о возможности использования результатов комплексного анализа минералов кимберлитов для решения прогнозных задач как в Кютюнгдинской, так и в других областях провинции.

Из изложенного выше видна возможность обнаружения в Кютюнгдинской области алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста, послуживших источником алмазов кютюнгдинского типа для развитых здесь раннекаменноугольных россыпей. Так как алмазы обладают леденцовой скульптурой данные источники, вероятно, находятся в Далдыно-Толупском междуречье, перекрытом толщами трапш.

В Анабаро-Оленекской области, состоящей из трех алмазоносных районов (Анабарский, Средне- и Нижнеоленекский), известно несколько тысяч пунктов с находками алмазов, группирующихся в девять россыпных полей (рис. 2) — Нижнеэбеляхское, Верхнебилляхское, Маят-Уджинское, Верхнеуджинское, Анабаро-Поппайское, Куонапское (Анабарское), Омонос-Укукитское, Среднеоленекское и Бенчиме-Куойское. Общим для них является низкое (10—15%) суммарное содержание кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов при варьировании количества округлых алмазов, серых ромбододекаэдров и близких к ним сложных двойников додекаэдров, а также желто-оранжевых кубоидов и поликристаллов типа карбонадо (якутит). Их различное соотношение способствует образованию следующих минеральных ассоциаций: эбеляхская, маят-верхнебилляхская, куонапская, укукитская и др.

В россыпях Нижнеэбеляхского поля резко преобладают сильно дефектные графитизированные низкокачественные алмазы над округлыми индивидами при постоянном присутствии желто-оранжевых кубоидов и поликристаллов типа карбонадо (до 5%). Алмазы представлены в основном целыми кристаллами с максимальным



(30%) механическим износом, а также высокой (30 мг) средней массой. В россыпях Маят-Уджинского поля преобладают округлые алмазы над октаэдроидами и поликристаллическими агрегатами высокой степени сохранности и средней массы. Эти

кристаллы более высокого качества по сравнению с таковыми Нижнезбеляхского поля. Алмазы Верхнебилляхского и Маят-Уджинского полей близки по морфологии и высокому качеству, но имеют меньшую крупность по сравнению с таковой Нижне-

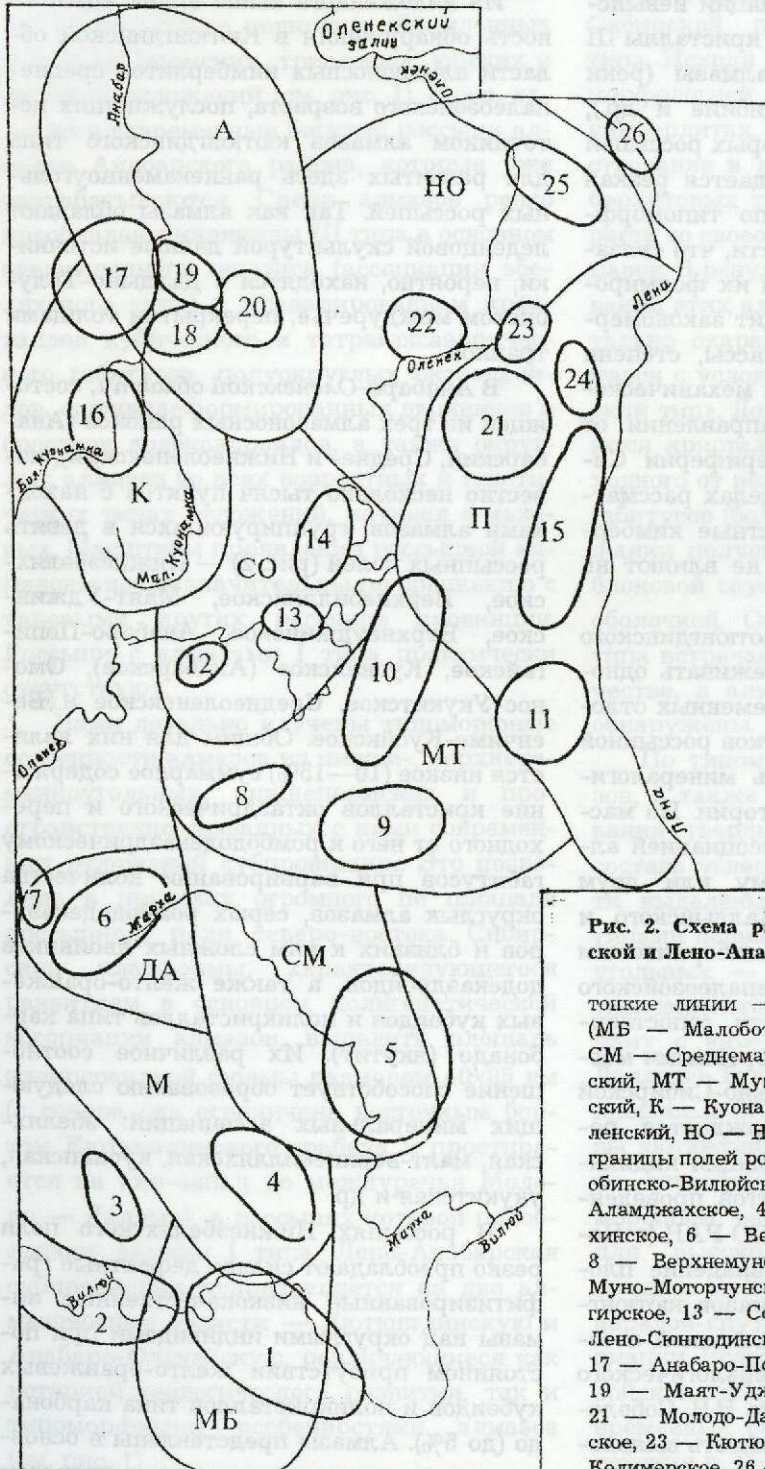


Рис. 2. Схема районирования Центрально-Сибирской и Лено-Анабарской субпровинций:

тонкие линии — границы алмазоносных районов (МБ — Малоботуобинский, М — Моркокинский, СМ — Среднемархинский, ДА — Далдыно-Алаkitский, МТ — Муно-Тюнгский, СО — Среднеоленецкий, К — Куонапский, А — Анабарский, П — Приленский, НО — Нижнеоленецкий); толстые линии — границы полей россыпной алмазоносности (1 — Ботуобинско-Вилуйское, 2 — Верхневилуйское, 3 — Аламджахское, 4 — Ыгыатгинское, 5 — Среднемархинское, 6 — Верхнемунское, 7 — Алаkitское, 8 — Верхнемунское, 9 — Верхпетюнгское, 10 — Муно-Моторчунское, 11 — Хахчанское, 12 — Силигирское, 13 — Сопкинское, 14 — Укукитское, 15 — Лено-Сюнгюдинское, 16 — Куонапское (Анабарское), 17 — Анабаро-Попигайское, 18 — Нижнезбеляхское, 19 — Маят-Уджинское, 20 — Верхнеуджинское, 21 — Молодо-Далдынское, 22 — Бееччима-Куойкское, 23 — Кютюкюдинское, 24 — Усункинское, 25 — Келимерское, 26 — Нижнеленское



эбеляхского поля. Подобное качество сырья отмечается и в россыпи в верхнем течении р. Эбелях. В россыпях Анабарского поля преимущественно распространены округлые алмазы при сопоставимых низких (порядка 10%) содержаниях октаэдров, сложнодеформированных двойников, сростков додекаэдров и желто-оранжевых кубоидов. Следует подчеркнуть, что только в непосредственной близости (не более 5 км) от размываемых кимберлитовых трубок (например, россыпь р. Омонос ниже трубок Русловая и Ленинград) в россыпях резко возрастает содержание кристаллов октаэдрического габитуса трубчатого типа. Некоторое увеличение количества этих кристаллов отмечается и в россыпи р. Чомурдах и в среднем течении р. Укукит, расположенных в непосредственной близости от известных трубок Чомурдахского и Западно-Укукитского кимберлитовых полей. Омонос-Укукитское россыпное поле характеризуется повышенным (до 25%) содержанием желто-оранжевых кубоидов, аналогичных алмазам такого же типа из среднетриасовых отложений Нижнеоленинского района, а также из коллекторов карстовых впадин в бассейне р. Укукит, современных отложений более южных участков (реки Силигиркээн и Уулаах-Муна выше трубок Верхнемунского кимберлитового поля) и, по данным В.П. Афанасьева (устное сообщение), бассейна р. Эйэкиит-Мархинский. Анабаро-Попигайское и Беенчима-Куойкское россыпные поля по типоморфным особенностям алмазов близки к Нижнеэбеляхскому, а Верхнеуджинское и Среднеоленинское — к Майат-Уджинскому полю.

Приведенные данные свидетельствуют об эффективности разбраковки отдельных участков по типам алмазов, о возможности прогноза высокоалмазоносных кимберлитовых трубок по появлению в россыпях кристаллов кимберлитового генезиса и выделению участков с повышенным качеством алмазного сырья.

В целом алмазы из россыпей Анабаро-Оленекской области сравнительно однооб-

разны и близки к кристаллам из окаймляющих с востока и севера Анабарскую антеклизу вторичных коллекторов среднетриасового и ранневожского возрастов (кряжи Чекановского, Прончищева, хребет Хараулах и др.). Для россыпей характерны низкое (10—15%) содержание алмазов кимберлитового типа, различное в отдельных районах соотношение округлых индивидов уральского типа, октаэдров, сложнодеформированных двойников и сростков додекаэдров с облегченным изотопным составом углерода, желто-оранжевых кубоидов с промежуточным изотопным составом углерода, отсутствующих в коренных месторождениях провинции, а также присутствие в ряде районов (Анабарский, Средне- и Нижнеоленинский) поликристаллов алмаза типа карбонадо с примесью лонсдейлита импактного типа.

Общим для алмазов области является повышенный механический износ, увеличивающийся от краевых частей Анабарской антеклизы в сторону Анабарского кристаллического массива, что совпадает с направлением трансгрессии при формировании алмазоносных отложений. Алмазы из разновозрастных ( $K_1$ ,  $N-Q_1$ ) вторичных коллекторов карстовых впадин в пределах Анабарского района практически не отличаются от таковых из современных отложений данного региона (при сопоставлении кристаллов одной и той же крупности). В целом же крупность алмазов из современных россыпей северо-востока Сибирской платформы заметно убывает в направлении от областей поднятий к краевым частям Анабарской антеклизы, что также следует рассматривать как результат неоднократного перемыва и переотложения алмазов во вторичных коллекторах различного возраста на пути от коренных источников к местам их современного захоронения. Необходимо также отметить, что алмазы из трубок северо-востока Сибирской платформы (Верхнемоторчунское, Куойкское, Чомурдахское, Лучаканское, Омонос-Укукитское и Куранахское ким-



берлиговые поля) по типоморфным особенностям резко отличаются от кристаллов из россыпей данного региона, а их значительное количество в аллювии обнаруживается только в редких случаях на расстоянии первых километров от трубки при ее современном размыве водотоками. Установлена тесная зависимость типоморфных особенностей алмазов от их крупности, что свидетельствует о необходимости методически правильно сопоставлять кристаллы только одного и того же класса крупности для решения геологических задач, связанных с прогнозом их первоисточников.

Сравнение результатов минералогического исследования алмазов из нижнепермских и нижнемеловых отложений и кор выветривания Анабарского района и кристаллов из современных отложений бассейна р. Эбелях показывает, что везде присутствуют одни и те же разновидности в примерно одинаковых соотношениях, а доля алмазов III типа (невьясненного генезиса) составляет 40—55%. Наличие в континентальных нижнепермских и нижнемеловых отложениях многочисленных алмазов с механическим износом позволяет предположить их неоднократные перемывы и переотложение в более древних вторичных коллекторах прибрежно-морского генезиса каменноугольного и, возможно, докембрийского (?) возраста, а также изменение кристаллов под действием экзогенных факторов в разновозрастных корах выветривания. Особенности алмазов из неоген-нижнечетвертичных отложений двух пространственно разобщенных участков Анабарского района отражают различную роль первоисточников в их формировании. Так, алмазы левобережья нижнего течения р. Эбелях практически не отличаются от кристаллов из развитых здесь же нижнемеловых образований, а среди неоген-раннечетвертичных алмазов карстового генезиса в верховьях р. Биллях (участок Реликтовый) заметно понижено содержание алмазов III типа и повышено — поликристаллов типа карбонадо с примесью лонсдейлита (IV тип). Типоморфизм алма-

зов участка Реликтовый и результаты минералогического изучения кристаллов из современных россыпей междуречья Маят-Уджа — Маят и верховья р. Эбелях указывают на их сходство, что говорит о перспективности данной территории, а также левобережья р. Анабар на поиски древних россыпей аналогичного типа. Установлено также, что алмазы из среднетриасовых отложений Нижнеленского района практически не отличаются от кристаллов из разновозрастных россыпей Анабарского района, но имеют более свежий облик, и среди них отсутствуют кристаллы с механическим износом. Все это свидетельствует о том, что алмазы поступали в верхнепермские отложения участка Поисковый, нижневожские конгломераты междуречья Молодо — Сюнгююдэ — Лена и нижнеюрские образования междуречья Тюнг — Тюнгкээн не за счет размыва трубок Верхнемоточунского кимберлитового поля.

В **Тунгусской субпровинции** по типоморфным особенностям алмазов выделены две области: Байкитская, включающая северную часть Енисейского кряжа и Байкитскую антеклизу; Южно-Тунгусская (см. рис. 1).

В **Байкитской области** детально изучено около 150 находок алмазов из пространственно разобщенных участков каменноугольного коллектора Тычанской (10 участков), Шушукской (1 участок) и Тарыдакской (3 участка) площадей (см. рис. 2). Число кристаллов по отдельным участкам колеблется от 10 до 27. Кроме того, произведена ревизия более ранних находок в количестве 214 штук с использованием паспортов, фотографий алмазов из современных отложений по 12 алмазоносным районам и площадям. Именно при ревизии ранних находок еще в 1980 г. нами на обширной территории Тунгусской субпровинции была выделена Байкитская область с преобладанием в россыпях алмазов октаэдрического габитуса (Большепитский, Северо-Енисейский и Нижневельминский алмазоносные районы). В дальнейшем площадь с преобладанием октаэд-



рических кристаллов была расширена на юго-восток, в направлении простирания Ковино-Кординской и Тарыдакской зон глубинных разломов.

Заметное различие алмазов из современных и каменноугольных отложений в бассейне р. Тычана свидетельствует о множественности коренных источников в данном регионе. Алмазы крупнее, чем индивиды большинства современных россыпей юго-запада Сибирской платформы, а также из каменноугольных отложений Тарыдакской и Шушукской площадей. Среди них преобладают кристаллы класса  $-2...+1$  мм (около 75%) при высоком ( $> 25\%$ ) количестве алмазов класса  $-4...+2$  мм и при единичных находках мелких индивидов класса  $-1...+0,5$  мм. О крупности свидетельствует распределение по массе: на долю кристаллов массой до 10 мг приходится лишь 25%. Преобладают ламинарные кристаллы ряда октаэдр — ромбододекаэдр (преимущественно октаэдры) при заметном ( $> 25\%$ ) содержании округлых в основном с шагренью и полосами пластической деформации. Для сравнения отметим, что в россыпях системы рек Ирелях, Малая Ботуобия и Виллой (Центрально-Сибирская субпровинция), на расстоянии около 300 км от трубки Мир, содержание округлых алмазов до 10% при их практически полном отсутствии в трубке. В верховье р. Виллой, между устьями правых притоков рек Чона и Малая Ботуобия, содержание округлых алмазов уральского типа превышает 20%, что сопоставимо с данными для Тычанской площади. Содержание двойников и сростков среди алмазов из тычанского каменноугольного коллектора низкое (15%), причем преобладают шпинелевые двойники. Количество алмазов со скульптурами травления превышает 50%, причем преобладает ( $> 40\%$ ) леденцовая скульптура. Большинство кристаллов представлено бесцветными высокопрозрачными алмазами, слабоокрашенных индивидов лишь 35%. Около 20% составляют кристаллы с зелеными пятнами пигментации. В ультрафиолетовых лучах

преобладают индивиды с розово-сиреневым ( $> 50\%$ ) и сине-голубым (35%) свечением. Содержание алмазов с твердыми включениями превышает 40%. Преобладают эпигенетические включения графита, часто в ассоциации с сульфидами, кристаллов с сингенетическими включениями 6%. Большинство включений представлено минералами из ультраосновной ассоциации, но доля включений эклогитовой ассоциации (омфациит+оранжевый гранат) весьма весома (40%). Степень сохранности (целостность) алмазов невысокая. В примерно равных количествах присутствуют целые, поврежденные кристаллы и их обломки. При сравнительно невысокой целостности преобладают алмазы без трещин (около 65%). Преобладают алмазы с аллювиальными сколами, а для половины всех кристаллов характерен только механический износ выкрашивания. Для сравнения отметим, что содержание алмазов с таким механическим износом в Малоботуобинском районе, на небольшом удалении от трубки Мир, превышает 20%. Типоморфная особенность алмазов — их сравнительно высокое качество на уровне россыпей системы рек Ирелях — Малая Ботуобия.

В каменноугольных отложениях Тычанской площади преобладают индивиды из кимберлитового первоисточника мирнинского типа ( $> 50\%$ ), представленные кристаллами октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов. Кроме того, присутствуют ромбододекаэдры далдыно-алакитского типа с занозистой штриховкой, додекаэдроиды уральского типа, близкие к ингашиным, а также своеобразные равномерно окрашенные октаэдроиды, аналогичные этой группе алмазов Дьюкунахского района Центрально-Сибирской субпровинции. Следовательно, по комплексу типоморфных признаков и спектру кристаллов отдельных морфогенетических групп (разновидности, габитус и морфологические типы) алмазы из каменноугольного коллектора Тычанской площади и Байкитской



области не имеют аналогов среди алмазов известных кимберлитовых тел и россыпей Сибирской провинции, что позволяет предполагать их собственные продуктивные коренные источники среднепалеозойского возраста. Для них характерна множественность первоисточников (вероятно, порядка 3—4), которыми могут быть несколько кимберлитовых трубок или, возможно, кимберлитовых полей двух эпох магматизма (среднепалеозойская и докембрийская). Выделяются группы алмазов (не исключена возможность смешивания индивидов из нескольких кимберлитовых полей) с преобладанием кристаллов октаэдрического габитуса ( $> 50\%$ ), являющихся типоморфным признаком богатых кимберлитовых трубок мирнинского типа, и подчиненной ролью других алмазов, часть из которых встречается только в этом регионе.

Материалы комплексного исследования алмазов *Южно-Тунгусской области* менее информативны. К настоящему времени мы располагаем результатами исследований 19 кристаллов из Присяжнской площади (Чуно-Бирюсинский и Ковинский алмазоносные районы), а также 48 кристаллов из Тунгусской площади (Верхнекаганский, Таймура-Чуньский и Нижнетунгусский районы). Кроме того, комплексным методом изучена сборная коллекция алмазов, обнаруженных по рекам Большая Ерема, Тетя и Нижняя Тунгуска (165 кристаллов), Непа и Чангиль (66 кристаллов), Апка и Нижняя Кочема (31 кристалл), а также Кова и Тушама (25 кристаллов) по находкам Тунгусской экспедиции 1950—1952 гг.

Алмазы Южно-Тунгусской области характеризуются сравнительно небольшим размером (5—10 мг, в среднем 9,4 мг). Преобладают кристаллы класса  $-2...+1$  мм при сравнительно небольших, примерно равных количествах классов  $-4...+2$  мм и  $-1...+0,5$  мм (5—10%) и единичных находках более крупных кристаллов класса  $-8...+4$  мм. Преобладают округлые алмазы уральского типа ( $> 50\%$ ) при заметном со-

держании поликристаллических образований типа баллас (до 10%). На долю кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов приходится лишь 25%. Содержание двойников и сростков не более 15%. Много кристаллов с леденцовой скульптурой (до 50%) при высоком содержании индивидов с кавернами, матировкой и коррозией (до 20%). Подавляющее большинство алмазов обладают высокой степенью прозрачности, а доля окрашенных камней не превышает 35%. Более 20% индивидов имеют зеленые и бурые пятна пигментации, половину из которых составляют бурые, что на 2—3 порядка выше значений для алмазов из россыпей других районов Сибирской провинции. Практически все изученные кристаллы с бурыми пятнами пигментации представлены округлыми алмазами уральского типа. Несколько реже зеленые пятна пигментации встречаются на додекаэдрах с шагренью и полосами пластической деформации. Содержание алмазов с признаками ожелезнения составляет 20%, что в 2—3 раза ниже, чем в мезозойских и кайнозойских россыпях северо-востока Сибирской провинции и на два порядка выше, чем в позднепалеозойских коллекторах Малоботубинского (ботубинская свита), Приленского (нучча-юрегинская свита) и Тычанского (тычанская свита) районов.

Среди алмазов Южно-Тунгусской области преобладают кристаллы с синеголубой фотоллюминесценцией при близких содержаниях индивидов с зеленым (20%) и розово-сиреневым (17%) свечением, в связи с чем они напоминают алмазы из нижнекаменноугольных и современных отложений Кютюнгдинской области и ее юго-западного и северо-восточного обрамлений. Содержание твердых включений в алмазах около 25%, сингенетических 6% при сравнительно высокой (20%) доле индивидов с включениями из аклогитовой ассоциации (оранжевый гранат). Нечто подобное отмечено для алмазов из россыпей северо-востока и юго-запада Сибирской



платформы. По степени сохранности (целостности) преобладают (более половины) целые и в незначительной степени поврежденные индивиды при примерно равных соотношениях (до 20%) обломанных кристаллов и обломков. Вместе с тем, более 75% всех алмазов не имеют трещин при значительном (> 17%) содержании кристаллов с механическим износом выкрашивания и 4% индивидов с серповидными трещинами и ромбическим узором, причем последняя цифра максимальна для таких алмазов из россыпей Сибирской платформы. Приведенные данные свидетельствуют о неоднократных перемыве и переотложении алмазов, обусловивших естественную сортировку и значительную удаленность от первоисточников. Этот факт дополняет предположение о множественности первоисточников алмазов Южно-Тунгусской области, причем молодой (мезозойский) кимберлитовый магматизм не оказал существенного влияния на алмазоносность аллювиальных отложений региона.

Проведенный нами анализ типоморфных особенностей алмазов Байкитской и Южно-Тунгусской областей Тунгусской субпровинции подтверждает их различие, что предполагает различную роль коренных источников отдельных эпох кимберлитового магматизма в формировании алмазоносных отложений. Наиболее благоприятна для поисков богатых коренных источников алмазов среднего палеозоя территория Байкитской области. Насколько позволяет судить опосредованно Южно-Тунгусской области, наибольшее влияние на формирование россыпей алмазов здесь оказала докембрийская фаза кимберлитового магматизма в Присянье и в других подобных структурах южного обрамления Сибирской платформы, откуда кристаллы сносились в Иркутский амфитеатр, а возможные коренные источники среднего палеозоя и мезозоя были убогоалмазоносны и не оказали заметного влияния на россыпную алмазоносность региона. Все это соответствует мнению о приуро-

ченности областей распространения округлых алмазов к полям развития докембрийских терригенных формаций мира [3, 8].

В пределах Алданской субпровинции известны единичные находки алмазов, представляющие минералогический интерес. По типоморфным особенностям они близки к кристаллам из докембрийских алмазоносных терригенных формаций платформы и ее складчатого обрамления, коренные источники которых до настоящего времени не установлены.

Таким образом, результаты комплексного исследования типоморфных особенностей алмазов из россыпей Сибирской провинции позволяют выделять алмазоносные субпровинции, области, районы и поля, для которых можно прогнозировать тип первоисточников, уровень их потенциальной алмазоносности, а также качество алмазного сырья. Кроме того, сравнение типоморфизма алмазов с привлечением данных детального исследования твердых включений и изотопного состава углерода в них позволило на северо-востоке Сибирской платформы оконтурить район Кютюндинского грабена и прилегающих к нему с юго-запада территорий Молодо-Далдыно-Толуопского междуречья (Кютюндинская область), перспективный на открытие богатых кимберлитовых тел с алмазами кютюндинского типа, сопровождаемыми пиропами алмазной ассоциации с высоким содержанием кноррингитового компонента, сопоставимый по масштабам с проявлениями таковых в Малоботуобинском районе. По подобным признакам поискового прогнозирования возможно обнаружение высокоалмазоносных кимберлитовых тел в Байкитской области Тунгусской субпровинции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гневущев М.А. Алмазы и условия их образования в природе (на примере отечественных месторождений): Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. — Л., 1972.
2. Докембрийские алмазоносные провинции мира /М.П. Метелкина, Б.И. Прокопчук, О.В. Суходольская и др. — М.: Недра, 1976.



3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
4. Коптиль В.И., Биленко Ю.М. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования //Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 175. С. 37—46.
5. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1994.
6. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984.
7. Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпей юго-восточной Австралии /Н.В. Соболев, Э.С. Ефимова, Ю.Г. Лаврентьев и др. //Докл. АН СССР. 1989. № 1. С. 279—281.
8. Природные и синтетические алмазы /Г.В. Бокый, Г.П. Безруков, Ю.А. Ключев и др. — М.: Наука, 1986.
9. Районирование россыпей Сибирской платформы по типоморфным особенностям алмазов /В.И. Коптиль, Н.Н. Зипчук, Е.И. Борис и др. // Тез. докл. XI Международного совещания по геологии россыпей и кор выветривания. М., 1997.
10. Силицин А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций. //Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 8—12.
11. Соболев Е.В. Твердые алмаза. — Новосибирск: Наука, 1984.
12. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов //Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—80.
13. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносных россыпей севера Западной Якутии /В.П. Афанасьев, И.Н. Иванов, В.И. Коптиль и др. //Докл. АН СССР. 1974. Сер. геол. № 2. С. 425—428.

УДК 553.48'43.078

© В.О. Назаренко, 1999

## О СВЯЗИ ДИНАМИКИ И ЭВОЛЮЦИИ ЛАПЛАНДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ И ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ И ОСОБЕННОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

**В.О. Назаренко (НИИ геологии Донецкого государственного университета)**

*На основе материалов геолого-съёмочных работ 1984—1992 гг. объединения «Севзапгеология» с непосредственным участием автора и дешифрирования аэрокосмофото материалов разных масштабов разработана концептуальная модель, увязывающая в единую динамическую систему структурные единицы северо-западной части Мурманской области и смежных районов Финляндии и Норвегии на карельский этап активизации.*

На основе известных схем тектонического строения Балтийского щита выделяются следующие структуры и блоки (рис. 1):

Кольский, Беломорский и блок Инари, сложенные древнейшими раннеархейскими структурно-вещественными комплексами [7, 8, 10], которые интерпретируются как жесткие блоки;

зона лапландских гранулитов по породам основного и кислого составов и связанным с ними ультраметагенным образованиям — эндербитам-диоритам и гиперсте-

новым и гранатовым плагиогранитам [3, 10]; рассматривается по ряду структурных и фациально-метаморфических признаков как зона глубинного надвига карельского этапа активизации [14, 15];

Печенгская структура, представляющая собой осадочно-вулканогенный бассейн, в разрезе которого (мощность 6—8 км) по данным сверхглубокого бурения и геофизики выделяют четыре крупных серии, содержащих осадочные породы и вулканы; в фундаменте вскрыты и перебурены



до глубины более 12 км породы кольской серии [4, 6, 9]. С юго-запада структура ограничена так называемой Южной зоной Печенги — зоной смятия и милонитизации по породам карельского уровня, стратификация и корреляция которых относительно типичного разреза Северной зоны Печенгской структуры достоверно не установлены [1, 4, 6]. С юга к Южной зоне примыкают деформированные и прорванные куполами диоритоидов и гранитоидов амфиболиты и гнейсы лопийского возраста [1, 6].

О надвиговой природе Лапландской гранулитовой зоны свидетельствуют такие признаки:

аномально высокие относительно смежных блоков давления, реконструируемые по минеральным ассоциациям (в среднем  $(8-9) \cdot 10^2$  МПа по парам гранат — биотит, гранат — амфибол, гранат — пироксен во фронтальной части [3, 11]; 1,1 МПа и более по отдельным находкам силлиманит-гиперстеновых парагенезисов, сапфирина, муассанита);

выгнутая к юго-западу в виде дуги форма зоны, пологие углы падения структурных элементов (в основном  $30-45^\circ$  в северных — северо-восточных румбах с выполаживанием по геофизическим данным на глубине);

наличие лежащих складок пластичного течения с субгоризонтальными шарнирами;

по крайней мере, двукратное (ближе к трехкратному) повторение главных членов разреза (основных и кислых разностей), имеющих пологие тектонические контакты и тектонические линзы одних разностей пород в других.

Исходное вещество зоны лапландских гранулитов трактуется как переработанный карельскими тектонометаморфическими процессами материал кольского структурно-вещественного комплекса. На петрохимических диаграммах (по Штейнбергу) видно петрохимическое сродство пород основного состава кольской серии и лапландских гранулитов: основные разности образуют компактные обособленные

группы, кислые и глиноземистые — рассредоточены. Наблюдаются постепенный переход от пород кольской серии к собственно гранулитам в северной части зоны и постепенная эволюция структур от сложноскладчатых форм и соотношений, характерных для пород кольской серии в Аллареченском блоке на севере, к отчетливо линейным тектоническим структурам во фронтальной части зоны. Возраст реликтовых пород в лапландских гранулитах порядка 2,8 млрд лет.

Указанные структурные и фациально-метаморфические особенности Лапландской гранулитовой зоны позволяют реконструировать надвиги блоков Инари и

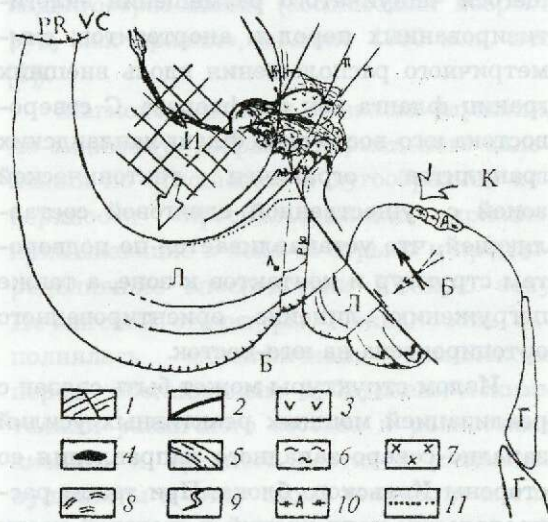


Рис. 1. Структурная схема к модели формирования и эволюции Лапландской гранулитовой зоны и Печенгской структуры:

1 — осадочно-вулканогенные породы печенгской серии; 2 — Печенгское рудное поле; 3 — диабазы свиты матерг; 4 — андезит-дацитовые порфириды массива Порьитащ; 5 — породы Южной зоны Печенгской структуры; 6 — амфиболиты и гнейсы лопийского возраста (свит талья и каскама); 7 — массивы диоритоидов (Каскель, Шуонни и др.) и гранитоидов; 8 — метаморфогенно-метасоматические купола (Вирнимя, Шуорт и др.); 9 — линзы беломорских гнейсов и щелочных гранитов в Сальютундровском массиве лапландских гранулитов; 10 — диориты Анис-тундры; 11 — изограда гиперстена в западной части зоны лапландских гранулитов; блоки: И — Инари, К — Кольский, Б — Беломорский, Л — Лапландская гранулитовая зона; Г — Главный хребет; разломы: А — Аллареченский, К — Куэтсъярвинский, П — Печенгский, Т — Титовский, Р-Ю — Ракк-Юмосский; месторождения: А-В — Аллареченское-Восток, Л — Ловнозерское



Кольский в южном — юго-западном направлении на Беломорский блок, в результате которых она и была сформирована. Выгнутая к юго-западу дуга лапландских гранулитов на юго-восточном фланге имеет резкий излом с разворотом структуры на юго-восток (см. рис. 1). Эта деформация структуры синметаморфического заложения, что следует из преобладания здесь, по сравнению с остальной площадью зоны, разностей пород, сформированных при высоких давлениях; постепенного увеличения в направлении от фланга к центру зоны доли эндербитов, пород кислого состава и пород, образовавшихся при умеренных давлениях; закономерно чередующегося чешуйчатого размещения эклогитизированных пород и анортозитов; симметричного расположения вдоль внешних границ фланга зон диафореза. С северо-востока юго-восточный фланг лапландских гранулитов ограничен тектонической зоной с существенной сдвиговой составляющей, что устанавливается по подворотам структур и контактов к зоне, а также погружению линейно ориентированного ортопироксена на юго-восток.

Излом структуры может быть связан с реализацией мощных реактивных усилий западно-северо-западного направления со стороны Кольского блока. При таком распределении напряжений в тыловой части аллохтонного блока, непосредственно за изломом дуги гранулитов, должны были проявляться изгибающе-растягивающие усилия, в результате чего в верхних хрупких слоях коры по тем же направлениям образовалась клиновидная призма выкалывания с «проскальзыванием», отставанием ее относительно надвигающегося аллохтонного блока (рис. 2). Действительно, на космических снимках прослеживается продолжение тектонических зон, ограничивающих излом лапландских гранулитов (точнее, содержащего их блока: изограда гиперстена, по которой проводится граница гранулитов, проходит несколько южнее, будучи вложена в этот блок изнутри), на северо-восток и северо-запад и далее —

через Печенгскую структуру (см. рис. 1), где они являются структуроопределяющими и носят конседиментационный характер [4, 6]. Зона отрыва призмы наследовала докарельский прогиб, фиксируемый в настоящее время по породам лопийского уровня в южном обрамлении Печенги.

Таким образом, Печенгская структура представляет собой мульду проседания, примыкающую к зоне отрыва тыловой части аллохтона, сформировавшуюся по мере ее опускания и компенсационного заполнения вулканогенно-осадочным материалом. Вулканизм естественно связывать с частичным плавлением вещества на границе нижняя кора — мантия, априори полагая, что глубина слоя Мохо на период реконструкции существенно не отличалась от нынешней. По геофизическим данным нижняя пластина гранулитов погружается до глубины 40—45 км именно в районе Печенгской структуры (см. рис. 2). Механизм частичного плавления мог быть обусловлен релаксацией собственно надвиго-

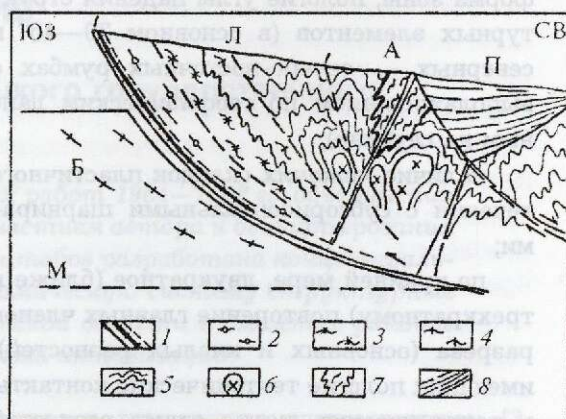


Рис. 2. Схематический разрез к концептуальной модели:

1 — меланократовые двупироксеновые кристаллосланцы; 2 — кислые гранулиты; 3 — эндербиты-диориты и плагиограниты; 4 — гранатовые плагиограниты; 5 — кристаллосланцы и плагиогнейсы в разной степени гранитизированные; 6 — купола диоритоидов и гранитоидов; 7 — породы лопийского возраста; 8 — вулканогенно-осадочные породы печенгской серии; М — граница Моховичича; остальные усл. обозн. см. рис. 1



вых стрессовых напряжений на границе сред различной жесткости; разгрузкой напряжений в результате реализации изгибающе-растягивающих усилий за изломом структуры лапландских гранулитов; периодическим спадом давления при «проскальзывании» призмы отрыва, носившем, безусловно, пульсационный характер, по схеме накопление напряжений — скачкообразный срыв. Пик активности вулканических процессов — излияние базальтов свиты матерт — соответствует в этом случае заключительной стадии надвигообразования (абсолютные датировки подтверждают около 1950—2000 млн. лет для базальтов и других вулкаников свиты матерт, 1970±50 млн. лет для эндербитов-диоритов, соответствующих завершающей стадии гранулитового метаморфизма и соответственно надвигообразования [3, 5, 12, 13]).

Существовало несколько уровней плавления вещества: коровый, максимально проявившийся на заключительных этапах процесса в обстановке сжатия и служивший источником для формирования куполов диоритоидов типа Каскель — Шуонни в южном обрамлении Печенги, андезитодацитов массива Порьиташ и, вероятно, ряда кислых и средних вулкаников Южной зоны Печенги и свиты матерт; мантийный, с которым связано образование вулкаников, интрузивных основных и ультраосновных комплексов, а также медно-никелевых руд Печенгской структуры. Существование нескольких уровней плавления вещества и соответственно очагов магматизма обусловило антидромный характер вулканизма Печенги, особенно хорошо выраженный для свиты матерт — от пикритов до кислых туфосилицитов. Причем мантийный источник представлял собой, вероятно, долгоживущий резервуар. Достаточно высокая степень плавления мантийного вещества способствовала возникновению ряда дифференциатов — время эволюции по изотопному составу редкоземельных и некоторых других элементов 2200 млн. лет при условии отсутст-

вия обмена и фракционирования [13]. Однако в течение длительного процесса надвигообразования неизбежно происходило поступление нового материала в очаг, и тогда время существования последнего становится соизмеримым с возрастом нижних свит Печенги — 2300—2400 млн. лет, что и следует сопоставлять с возрастом заложения глубинного надвига лапландских гранулитов.

С дифференциацией в промежуточном очаге, очевидно, связаны сингенетичное медно-никелевое оруденение верлитов Печенгского рудного поля и эпигенетические руды, выведение которых из очага происходило уже после собственно процессов надвигообразования (абсолютный возраст руд, как правило, моложе 1900 млн. лет [2]).

Магмоподводящим каналом служили, по-видимому, разрывы нормального заложения по отношению к дугообразной поверхности «проскальзывания» призмы, примыкающие к зоне ее отрыва и предопределившие впоследствии Южную зону Печенгской структуры. Южная зона заполнялась специфичным комплексом пород, обогащенным субвулканическими телами различного состава и разностями кислого и среднего составов (основные вулканики в силу своей текучести могли растекаться на значительное расстояние), постоянно тектонизировавшимся при инверсиях тектонических движений. С завершением надвигообразования и консолидацией блоков сдавливающие усилия должны были переместиться непосредственно к границам Печенгской структуры, что и сопровождалось, по-видимому, взбрасыванием Аллареченского блока, интенсивным дроблением пород Южной зоны и межслоевыми срывами в Северной зоне Печенги.

Описанный структурный каркас имеет отчетливое рудоконтролирующее значение. На пересечении тектонических зон, ограничивающих излом лапландских гранулитов, расположено Аллареченское рудное поле. Все промышленные месторожде-



ния Печенгского рудного поля локализованы в секторе дуги между фланговыми разломами, продолжающими указанные тектонические зоны в Печенгской структуре, Ловнозерское месторождение приурочено к развороту структур в зоне лапландских гранулитов. Палеотектонические реконструкции в целях выявления открытых на период рудообразования нарушений позволят обнаружить новые перспективные участки рудолокализирующих структур. Модель может быть формализована в уравнениях физического состояния вещества с переменными реологическими свойствами для расчета и проверки машинными методами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев О.А.* Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (южное обрамление Печенгского синклиория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978. С. 19—25.
2. *Богачев А.И., Горелов В.А., Кочнев-Переухов В.И.* Основные черты строения и сульфидное оруденение междуручья Печенги — Лотгы // Геология и геохронология докембрия. М.-Л., 1964. С. 306—311.
3. *Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М.* Гранулитовый пояс Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1980.
4. *Вулканизм и седиментогенез северо-востока Балтийского щита /А.А. Предовский, В.А. Мележик, В.В. Болотов и др. — Л.: Наука, 1987.*
5. *Геохронологическая рубежи и геохронологическая эволюция Балтийского щита /С.В. Лобач-Жученко, К.О. Кратц и др. — Л.: Наука, 1972.*
6. *Гильрова М.А.* Стратиграфия и структура Печенги. — Л., 1967.
7. *Загородный В.Г., Радченко Л.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1983.
8. *Земная кора восточной части Балтийского щита /К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский и др. — Л.: Наука, 1978.*
9. *Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. — Л.: Наука, 1986.*
10. *Милиц М.В., Колпаков Н.И., Шенкман Е.Я.* Геодинамическая модель и некоторые особенности формирования и размещения медно-никелевого оруденения Кольского полуострова // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. М., 1987. С. 58—70.
11. *Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология лапландского глубинного разлома. — Л., 1979.
12. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1978.
13. *Смолякин В.Ф., Хански Е., Хухма Х. и др.* Возраст ферропикритов и габбро-верлитов Печенгского рудного поля // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 95—97.
14. *Суханов М.К., Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Новые данные о строении и радиологическом возрасте образований Лапландского гранулитового пояса (Кандалакшский берег Белого моря) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1437—1440.
15. *Суханов М.К., Терехов Е.Н. и др.* Апортозиты центральной части Лапландского гранулитового комплекса // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1988. № 9. С. 44—56.



УДК 549.731.15+553.81

© В.И. Ваганов, И.П. Илупин, А.И. Кочеров, 1999

## ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ИНДИКАТОР АЛМАЗОНОСНОСТИ

**В.И. Ваганов, И.П. Илупин (ЦНИГРИ МПР России), А.И. Кочеров (МПР РФ)**

*На основе компьютерного банка данных проанализированы материалы по составу хромшпинелидов из кимберлитов, лампроитов и некоторых других типов магматических пород. Установлено, что комплексное использование трех диаграмм в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)-Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ,  $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})-Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ,  $Cr_2O_3-MgO$  позволяет достаточно уверенно выделять хромшпинелиды кимберлитового и лампроитового генезиса, а среди них — те, которые связаны с потенциально алмазонасными разновидностями, что повышает достоверность интерпретации генетической природы хромшпинелидов из полигенных шлиховых ореолов.*

Хромшпинелид (далее обозначается как Хр-Шп) — характерный минерал-индикатор кимберлитов, однако при шлихо-минералогических поисках до недавнего времени ему отводилась второстепенная роль, поскольку в «классических» кимберлитах его содержание обычно намного ниже содержания пирропа и пикроильменита, причем последние легко диагностируются даже в полевых условиях. Кроме того, Хр-Шп — минерал полигенный и встречается во многих типах магматитов: альпинотипных ультрабазитах, платформенных базит-гипербазитовых интрузиях, меймечитах, пикритах, лампрофирах, коматиитах, базальтах, траппах и т. д. Значительная часть этих пород составляет (или в принципе может составлять) Хр-Шп в рыхлые платформенные отложения, где они смешиваются с Хр-Шп кимберлитового генезиса. Перечисленные Хр-Шп имеют широкие области перекрытия составов, что затрудняет использование этого минерала для типизации шлиховых ореолов и идентификации их первоисточников.

Открытие алмазонасных лампроитов, а затем и специфических кимберлитов Архангельской области, сочетающих черты типичных кимберлитов и лампроитов, существенно изменило ситуацию. В большинстве этих пород общая концентрация минералов-индикаторов понижена, а Хр-Шп резко преобладает над пирропом и ильменитом. В

результате для многих территорий, в частности для Восточно-Европейской платформы, Хр-Шп превратился в ведущий минерал-индикатор, что потребовало более глубокого его изучения.

Первая задача — выделение из набора Хр-Шп шлиховых ореолов тех, которые генетически связаны с кимберлитами и (или) лампроитами. Задача нетривиальна: несмотря на то, что в последнее время появился ряд обобщающих работ, опирающихся на большой статистический материал [11—13], она так и не решена. По нашему мнению, это объясняется тем, что авторы либо анализировали ограниченный набор пород — возможных источников Хр-Шп, либо использовали произвольно (по собственному предпочтению) выбранные методы сравнения составов минералов, либо изучали микропримесный состав Хр-Шп [13], что требует применения специального аналитического оборудования (протонный микронзонд) и не может быть рекомендовано для широкого использования в практике поисковых работ.

Вторая задача — выделение Хр-Шп, являющихся индикаторами не просто кимберлитов и лампроитов, а их потенциально алмазонасных разновидностей. До настоящего времени практически единственным «работающим» остается критерий, предложенный Н.В. Соболевым [8, 9], — Хр-Шп «алмазной ассоциации» содержат  $Cr_2O_3$



более 62% и  $Al_2O_3$  менее 8% (массовое содержание). Статистически этот критерий и сейчас корректен, хотя исследования последних лет показали, что составы Хр-Шп, включенных в алмазы, варьируют в существенно больших пределах. Важнее другое — для выделения Хр-Шп «алмазной ассоциации» и оценки их относительной роли даже в конкретных кимберлитовых телах необходимо микронзондовое определение состава не менее ста зерен; для полигенных шлиховых ореолов эта цифра должна быть значительно выше.

Таким образом, главные недостатки существующих методов интерпретации результатов изучения Хр-Шп из шлиховых ореолов, опирающихся на выделение полей составов, — необходимость большого объема аналитических данных и неоднозначность выводов (из-за широкого перекрытия указанных полей практически на всех видах диаграмм). Положение может улучшиться при переходе от анализа полей составов к анализу их трендов (если, конечно, такие тренды реально существуют). Форма и ориентировка трендов могут быть достаточно точно установлены уже по первым десяткам анализов состава Хр-Шп, а различия трендов обычно выражены более четко, чем различия полей составов.

Сказанным определяется цель настоящего исследования — выявить отличия трендов химического состава Хр-Шп, во-первых, в группах «кимберлиты, лампроиты — прочие магматические породы», во-вторых, в группах «алмазоносные кимберлиты, лампроиты — неалмазоносные кимберлиты, лампроиты».

В кимберлитах присутствуют четыре генетических группы Хр-Шп [11]: 1) акцессорный, редко породообразующий минерал ксенолитов глубинных пород; 2) рассеянные в кимберлитовом цементе дискретные зерна; 3) микрозерна (до первых десятых долей миллиметра) основной массы; 4) реакционные зерна, замещающие другие минералы. При шлихо-минералогическом методе поисков используются преимущественно зерна второй группы,

и именно данные по этим зернам послужили основой последующего анализа; составы микрозерен основной массы нами не учитывались. Забегая несколько вперед, подчеркнем, что большинство расхождений между нашими результатами и результатами других авторов и объясняются тем, что ими использовались смешанные «популяции» Хр-Шп различных групп.

Фактологической базой исследования явился компьютерный банк данных «Глубинные минералы алмазоносных пород мира», создаваемый в ЦНИГРИ в последние годы. Кроме того, для ряда некимберлитовых пород использовались опубликованные данные [1—3, 5—7, 10 и др.]. В конечном счете была сформирована выборка из 18 эталонных объектов.

Объект	Число анализов
Включения в алмазах	310
Алмазоносные кимберлиты и лампроиты:	
месторождение им. Ломоносова	562
трубка Мир	171
Далдыно-Алакатский район (трубки Удачная, Сытыканская, Юбилейная)	110
трубка Аргайл	27
Неалмазоносные кимберлиты и лампроиты:	
кимберлиты Зимнего Берега	275
Далдыно-Алакатский район	225
кимберлиты севера Якутии	61
убогоалмазоносные лампроиты Австралии	40
неалмазоносные лампроиты Австралии	47
Коматииты	66
Меймечиты Гулинского массива	44
Платформенные базит-гипербазитовые интрузивы (массив Кондер)	84
Базальты Норильского района	80
Базальты Воронежского кристаллического массива	38
Альпидотипные ультрабазиты Урала	69
Альпидотипные ультрабазиты Корякии	304
Офиолиты	123

Суммарный объем выборки составил 2636 микронзондовых анализов.

Нами выбран метод графической интерпретации материала по составу минералов как наиболее наглядный и доступный. Проведенный обзор литературных



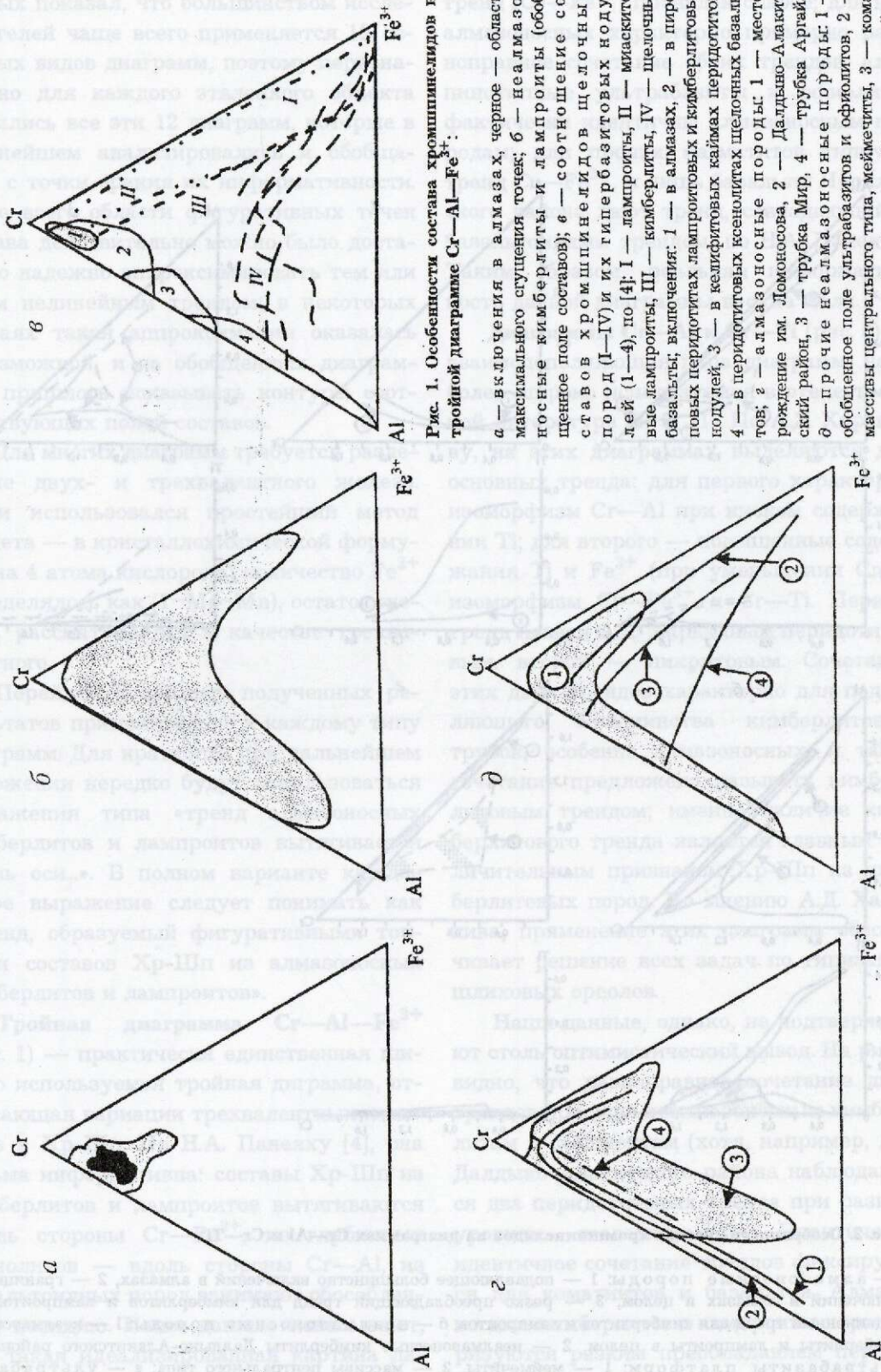


Рис. 1. Особенности состава хромшпинелидов на тройной диаграмме Cr—Al—Fe<sup>3+</sup>:

а — включения в алмазах, черное — область максимального сужения точек; б — неалмазные кимберлиты и лампроиты (обобщенное поле составов); в — соотношение составов хромшпинелидов щелочных пород (I—IV) и их гипербазитовых нодул (1—4), по [4]; I — лампроиты, II — мильские лампроиты, III — кимберлиты, IV — щелочные базальты; включения: 1 — в алмазах, 2 — в пирропых перидотитах лампроитовых и кимберлитовых нодул, 3 — в келифитовых каймах перидотитов, 4 — в перидотитовых ксенолитах щелочных базальтов; 2 — алмазоносные породы: 1 — месторождение им. Ломоносова, 2 — Дально-Алаитский район, 3 — трубка Мир, 4 — трубка Артайд; д — прочие неалмазоносные породы: 1 — обобщенное поле ультрабазитов и офиолитов, 2 — массивы центрального типа, меймечиты, 3 — коматиты, базальты, 4 — базальты Норильского района



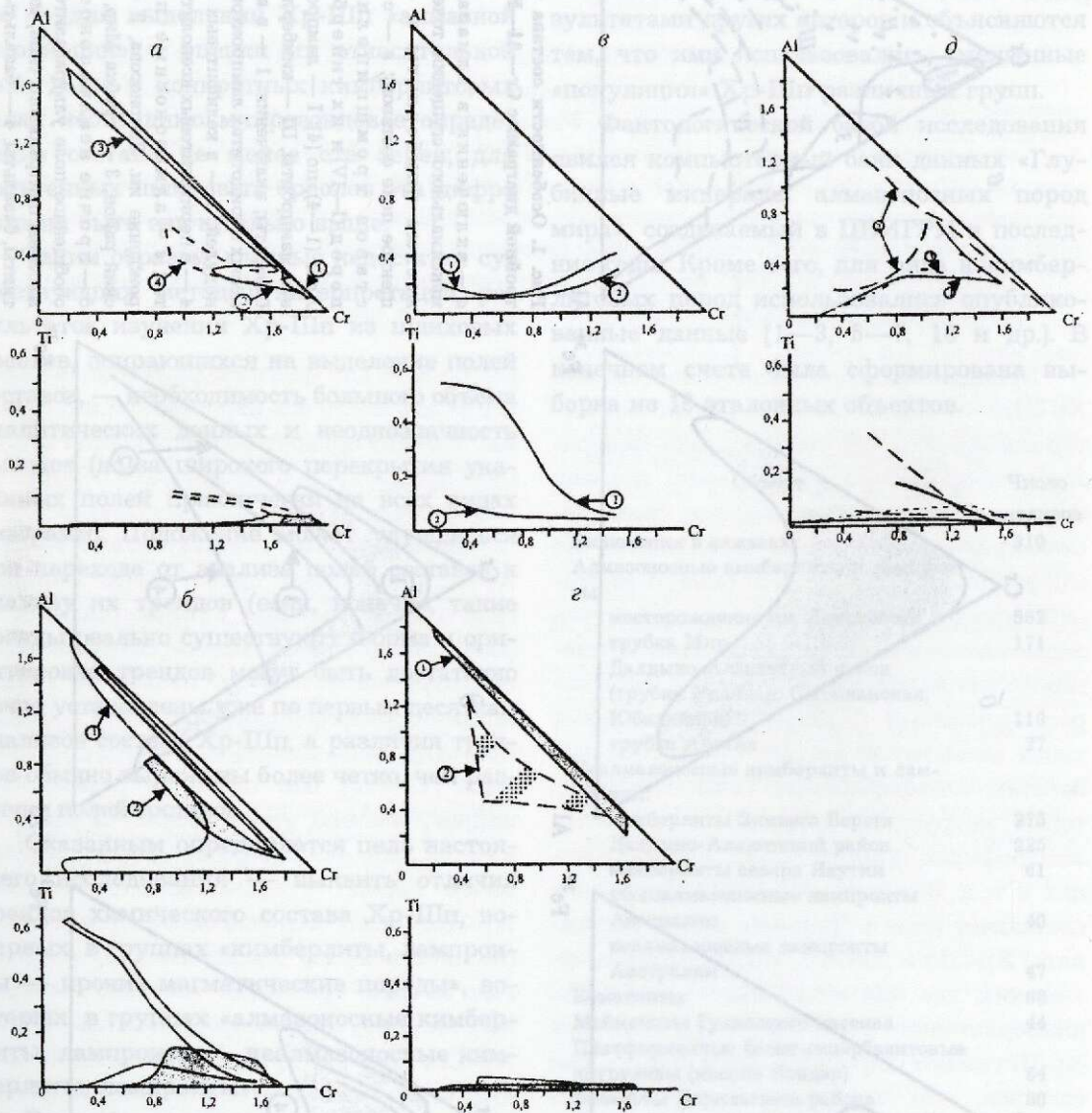


Рис. 2. Особенности состава хромшпинелидов на диаграммах Cr—Al и Cr—Ti:

а — алмазоносные породы: 1 — подавляющее большинство включений в алмазах, 2 — границы поля включений в алмазах в целом, 3 — резко преобладающий тренд для кимберлитов и лампроитов, 4 — подчиненный тренд для кимберлитов и лампроитов; б — неалмазоносные породы: 1 — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты в целом, 2 — неалмазоносные кимберлиты Далдыно-Алакитского района; в — ультрабазиты платформ: 1 — меймечиты, 2 — массивы центрального типа; г — ультрабазиты складчатых поясов: 1 — альпийские ультрабазиты и офиолиты в целом, 2 — породы дунит-верлит-кинозит-проксенитового (такситового) комплекса; д — пикриты и базальты: 1 — коматиты, 2 — базальты Норильского района, 3 — базальты Воронежского района



данных показал, что большинством исследователей чаще всего применяется 12 основных видов диаграмм, поэтому первоначально для каждого эталонного объекта строились все эти 12 диаграмм, которые в дальнейшем анализировались и обобщались с точки зрения их информативности. Чаще всего области фигуративных точек состава действительно можно было достаточно надежно аппроксимировать тем или иным нелинейным трендом; в некоторых случаях такая аппроксимация оказалась невозможной, и на обобщенных диаграммах пришлось показывать контуры соответствующих полей составов.

Для многих диаграмм требуется разделение двух- и трехвалентного железа. Нами использовался простейший метод расчета — в кристаллохимической формуле (на 4 атома кислорода) количество  $Fe^{2+}$  определялось как  $(1-Mg-Mn)$ , остаток железа рассматривался в качестве трехвалентного.

Перейдем к анализу полученных результатов применительно к каждому типу диаграмм. Для краткости при дальнейшем изложении нередко будут использоваться выражения типа «тренд алмазоносных кимберлитов и лампроитов вытягивается вдоль оси...». В полном варианте каждое такое выражение следует понимать как «тренд, образуемый фигуративными точками составов Хр-Шп из алмазоносных кимберлитов и лампроитов».

**Тройная диаграмма Cr—Al— $Fe^{3+}$**  (рис. 1) — практически единственная широко используемая тройная диаграмма, отражающая вариации трехвалентных катионов в Хр-Шп. По Н.А. Панеяху [4], она весьма информативна: составы Хр-Шп из кимберлитов и лампроитов вытягиваются вдоль стороны Cr— $Fe^{3+}$ , из глубинных ксенолитов — вдоль стороны Cr—Al, из базальтоидных пород занимают обособленную позицию. Наши данные показывают, что такая идеализированная картина далека от реальной. Алмазоносные кимберлиты и лампроиты преимущественно группируются вдоль стороны Cr—Al, а другой

тренд (Cr— $Fe^{3+}$ ) проявлен слабее; для неалмазоносных характерно примерно равноправное сочетание обоих трендов; альпинотипные ультрабазиты и офиолиты фактически идентичны алмазоносным породам; для прочих магматитов типичен тренд Cr— $Fe^{3+}$ , и лишь базальты Норильского района дают тренд, совпадающий с базальтоидным трендом, по Н.А. Панеяху. Таким образом, реальная информативность данной диаграммы весьма мала.

**Диаграммы Cr—Al и Cr—Ti** (рис. 2) — взаимодополняющая пара диаграмм, наиболее широко используемая в отечественной литературе [8, 9, 11]. По А.Д. Харькиву, на этих диаграммах выделяются два основных тренда: для первого характерен изоморфизм Cr—Al при низком содержании Ti; для второго — повышенные содержания Ti и  $Fe^{3+}$  (при уменьшении Cr) и изоморфизм Cr— $Fe^{3+}$  и Cr—Ti. Первый тренд назван А.Д. Харькивым перидотитовым, второй — пикритовым. Сочетание этих двух трендов характерно для подавляющего большинства кимберлитовых трубок, особенно алмазоносных, и такое сочетание предложено называть кимберлитовым трендом; именно наличие кимберлитового тренда является главным отличительным признаком Хр-Шп из кимберлитовых пород. По мнению А.Д. Харькива, применение этих диаграмм обеспечивает решение всех задач по типизации шлиховых ореолов.

Наши данные, однако, не подтверждают столь оптимистический вывод. На рис. 2 видно, что равноправное сочетание двух трендов присуще неалмазоносным кимберлитам и лампроитам (хотя, например, для Дально-Алакитского района наблюдаются два перидотитовых тренда при разных уровнях железистости). Практически идентичное сочетание трендов фиксируется для коматитов и базальтов. Алмазоносные кимберлиты и лампроиты характеризуются резким преобладанием перидотитового тренда над пикритовым; аналогичная картина наблюдается в случае альпинотипных ультрабазитов и офиолитов,



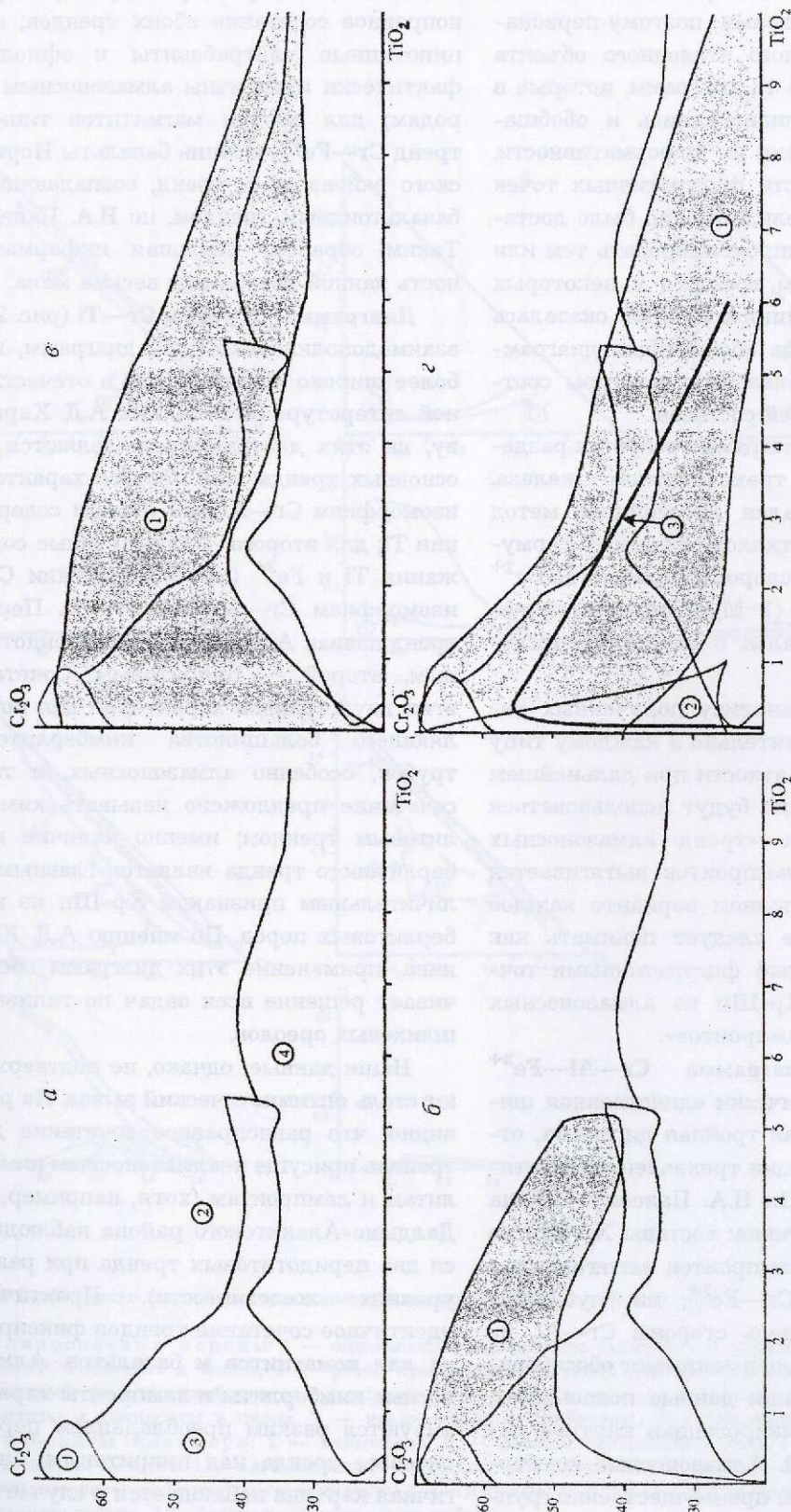


Рис. 3. Особенности состава хромшпинелидов в координатах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ , %:

а — сводная диаграмма Фипке: 1 — включения в алмазах, 2 — кимберлиты и лампропиты, 3 — область перекрытия составов, 4 — породы некимберлитовой и нелампропитовой природы; б — алмазные кимберлиты и лампропиты; 1 — обобщенное поле составов; в — неалмазные кимберлиты и лампропиты; 1 — обобщенное поле составов; г — прочие неалмазные породы: 1 — обобщенное поле составов, 2 — поле алытинских ультрабазитов и офиолитов, 3 — тренд комагитов



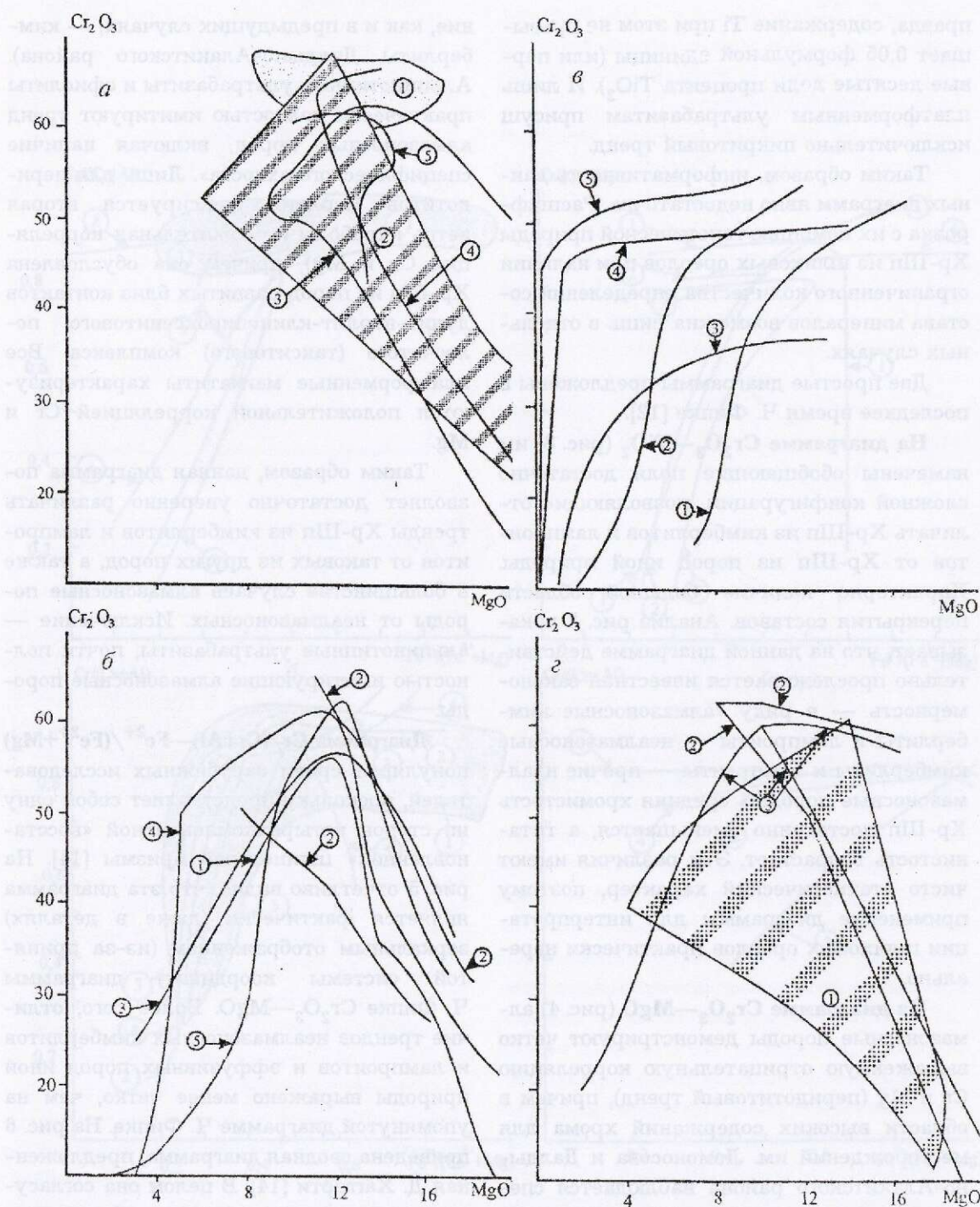


Рис. 4. Особенности состава хромшпинелидов в координатах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — MgO, % (диаграмма Фипке):

*a* — алмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — поле включений в алмазах, 2 — обобщенное поле составов трубки Мир, 3 — месторождение им. Ломоносова, 4 — кимберлиты Далдыно-Алакитского района, 5 — лампроиты трубки Аргайл; *б* — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — Зимний Берег, 2 — Далдыно-Алакитский район, 3 — кимберлиты севера Якутии, 4 — лампроиты убогоалмазоносные, 5 — лампроиты неалмазоносные; *в* — платформенные магматиты: 1 — меймечиты, 2 — массив Кондер, 3 — базальты Норильского района, 4 — коматиты, 5 — базальты Воронежского района; *г* — альпинотипные ультрабазиты и офиолиты: 1 — обобщенное поле ультрабазитов Урала, 2 — офиолиты, 3 — ультрабазиты Корякии



правда, содержание Ti при этом не превышает 0,05 формульной единицы (или первые десятые доли процента  $TiO_2$ ). И лишь платформенным ультрабаазитам присущ исключительно пикритовый тренд.

Таким образом, информативность данных диаграмм явно недостаточна. Расшифровка с их помощью генетической природы Хр-Шп из шлиховых ореолов при наличии ограниченного количества определений состава минералов возможна лишь в отдельных случаях.

Две простые диаграммы предложены в последнее время Ч. Фипке [12].

На диаграмме  $Cr_2O_3—TiO_2$  (рис. 3) им намечены обобщающие поля достаточно сложной конфигурации, позволяющие отличать Хр-Шп из кимберлитов и лампроитов от Хр-Шп из пород иной природы. Характерно наличие большой области перекрытия составов. Анализ рис. 3 показывает, что на данной диаграмме действительно прослеживается известная закономерность — в ряду «алмазоносные кимберлиты и лампроиты — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты — прочие неалмазоносные породы» средняя хромистость Хр-Шп постепенно уменьшается, а титанистость возрастает. Эти различия имеют чисто статистический характер, поэтому применение диаграммы для интерпретации шлиховых ореолов практически нерационально.

На диаграмме  $Cr_2O_3—MgO$  (рис. 4) алмазоносные породы демонстрируют четко выраженную отрицательную корреляцию Cr и Mg (перидотитовый тренд), причем в области высоких содержаний хрома для месторождений им. Ломоносова и Далдыно-Алакитского района наблюдается специфический «хвост» в сторону возрастания Mg, пересекающий поле включений в алмазах. В трубках Мир и Аргайл такой «хвост» отсутствует. Неалмазоносные кимберлиты и лампроиты дают четкий параболический тренд (сочетание перидотитового и пикритового трендов) с вершиной параболы, имеющей координаты «максимальный Cr — умеренный Mg» (исключе-

ние, как и в предыдущих случаях, — кимберлиты Далдыно-Алакитского района). Альпинотипные ультрабаазиты и офиолиты практически полностью имитируют тренд алмазоносных пород, включая наличие специфического «хвоста». Лишь для перидотитов Корякии фиксируется вторая ветвь параболы (положительная корреляция Cr и Mg), причем она обусловлена Хр-Шп из пород развитых близ контактов дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого (такситового) комплекса. Все платформенные магматиты характеризуются положительной корреляцией Cr и Mg.

Таким образом, данная диаграмма позволяет достаточно уверенно различать тренды Хр-Шп из кимберлитов и лампроитов от таковых из других пород, а также в большинстве случаев алмазоносные породы от неалмазоносных. Исключение — альпинотипные ультрабаазиты, почти полностью имитирующие алмазоносные породы.

Диаграмма  $Cr/(Cr+Al)—Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  популярна среди зарубежных исследователей, поскольку представляет собой одну из сторон четырехкомпонентной «восстановленной» шпинелевой призмы [14]. На рис. 5 отчетливо видно, что эта диаграмма является фактически (даже в деталях) зеркальным отображением (из-за принятой системы координат) диаграммы Ч. Фипке  $Cr_2O_3—MgO$ . Более того, отличие трендов неалмазоносных кимберлитов и лампроитов и эффузивных пород иной природы выражено менее четко, чем на упомянутой диаграмме Ч. Фипке. На рис. 6 приведена сводная диаграмма, предложенная Д. Хаггерти [14]. В целом она согласуется с нашими данными, отметим лишь, что поле кимберлитов обладает выраженным «хвостом» в области высокохромистых и высокомагнезиальных составов и, очевидно, оконтуривалось только по данным для алмазоносных кимберлитов.

Логичным развитием предыдущей диаграммы является учет роли хрома не только по отношению к Al, но и к  $Fe^{3+}$ , т.е. диаграм-



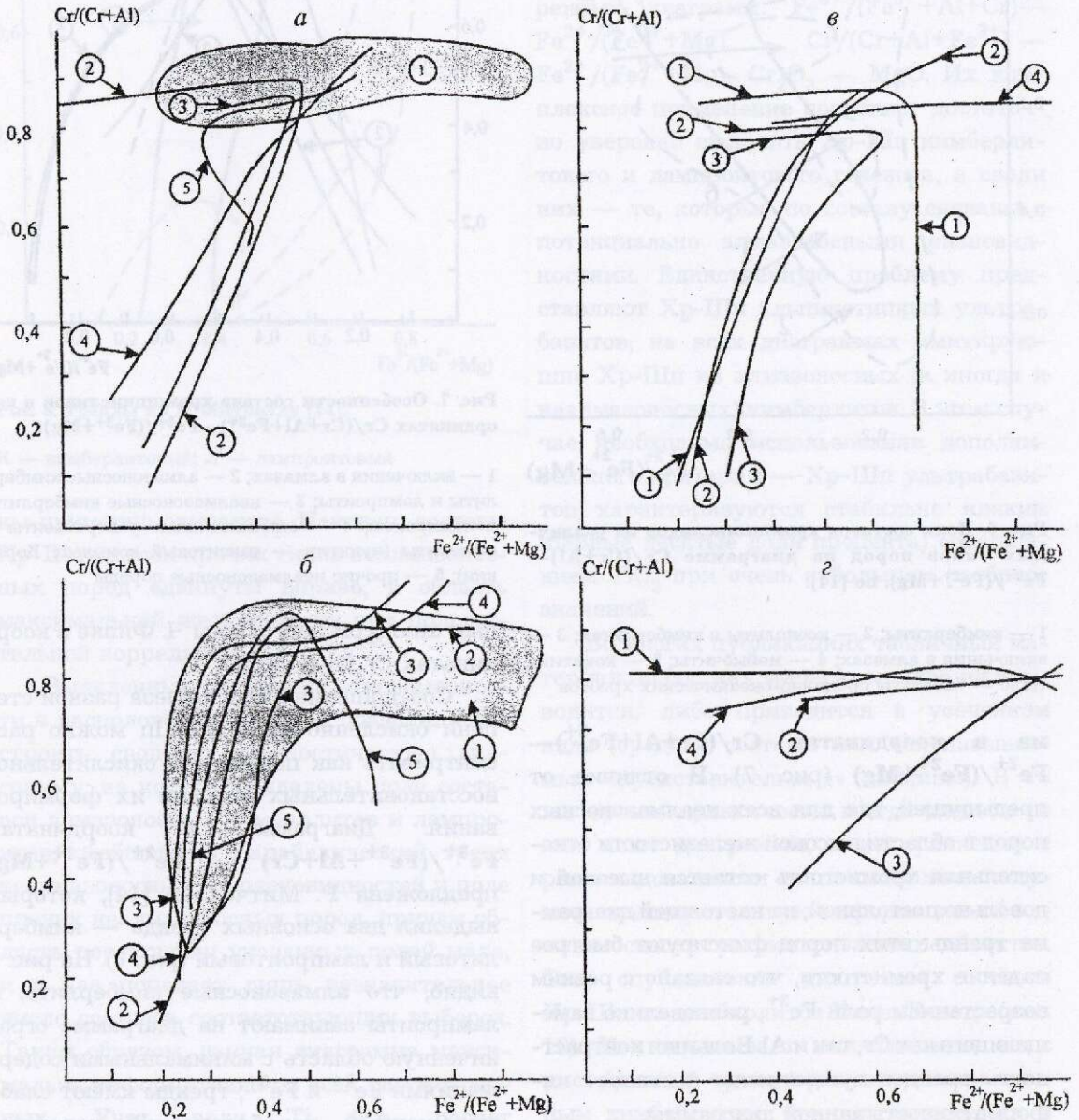


Рис. 5. Особенности состава хромшпинелидов в координатах Cr/(Cr+Al)—Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg):

а — алмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — поле включений в алмазах, 2 — месторождение им. Ломоносова, 3 — Далдыно-Алакитский район, 4 — трубка Мир, 5 — трубка Аргайл; б — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — поле кимберлитов Зимнего Берега, 2 — кимберлиты севера Якутии, 3 — Далдыно-Алакитский район, 4 — лампроиты убогалмазоносные, 5 — лампроиты неалмазоносные; в — интрузивные ультрабазиты: 1 — альпинотипные ультрабазиты Корякии, 2 — офиолиты, 3 — альпинотипные ультрабазиты Урала, 4 — массивы центрального типа; г — эффузивы: 1 — меймечиты, 2 — базальты Воронежского района, 3 — базальты Норильского района, 4 — коматиты



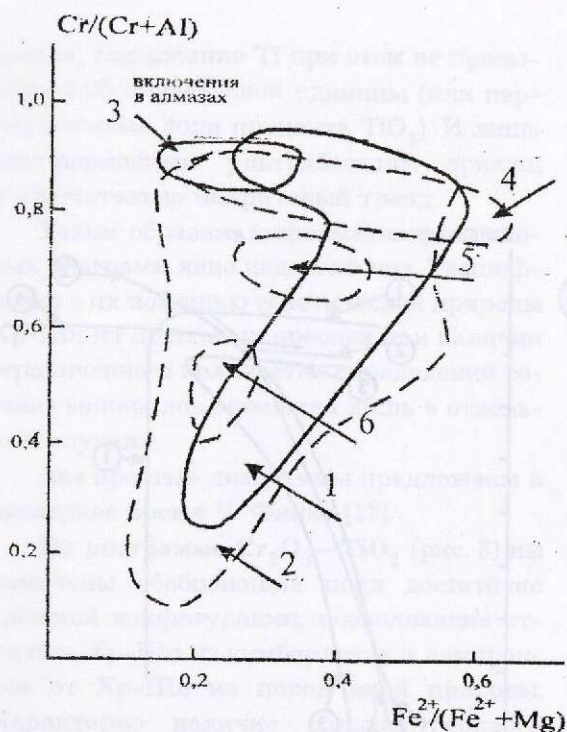


Рис. 6. Поля составов хромшпинелидов из различных типов пород на диаграмме  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ , по [14]:

1 — кимберлиты; 2 — ксенолиты в кимберлитах; 3 — включения в алмазах; 4 — меймечиты; 5 — коматиты; 6 — базальты срединно-океанических хребтов

ма в координатах  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  (рис. 7). В отличие от предыдущей, где для всех неалмазоносных пород в области высокой железистости относительная хромистость остается высокой и довольно постоянной, на настоящей диаграмме тренды этих пород фиксируют быстрое падение хромистости, что связано с резким возрастанием роли  $\text{Fe}^{3+}$ , равновелико замещающего как Cr, так и Al. Большая контрастность трендов существенно повышает информативность данной диаграммы.

Дополнительный учет Ti, т.е. переход к координатам  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ , не дает новой информации. Учитывая, что эти координаты отражают роль хрома и закисного железа относительно всех других изоморфных компонентов, неудивительно, что сводная диаграмма такого типа, предложенная Н.А. Панеяхом [4], оказалась практически пол-

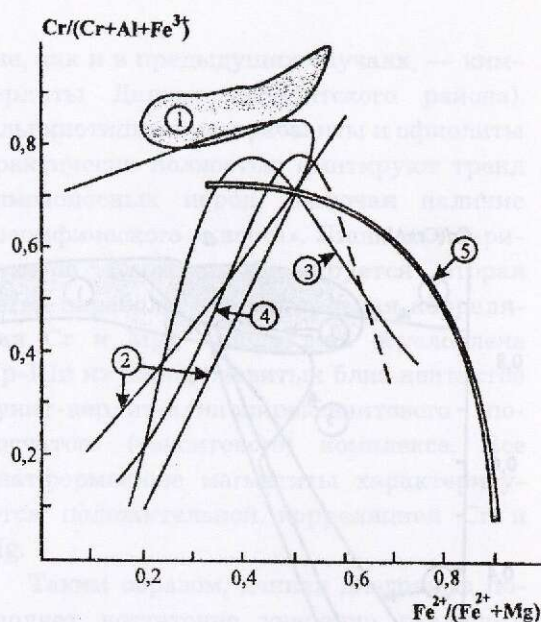


Рис. 7. Особенности состава хромшпинелидов в координатах  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ :

1 — включения в алмазах; 2 — алмазоносные кимберлиты и лампроиты; 3 — неалмазоносные кимберлиты и лампроиты; 4 — альпинотипные ультрабазиты и офиолиты (пунктир — такситовый комплекс Корьякии); 5 — прочие неалмазоносные породы

ным аналогом диаграммы Ч. Фипке в координатах  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ .

Соотношение форм железа разной степени окисленности в Xp-IIIп можно рассматривать как показатель окислительно-восстановительных условий их формирования. Диаграмма в координатах  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}+\text{Cr}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  предложена Р. Митчеллом [14], который выделил два основных тренда — кимберлитовый и лампроитовый (рис. 8). На рис. 9 видно, что алмазоносные кимберлиты и лампроиты занимают на диаграмме ограниченную область с минимальными содержаниями  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ; тренды имеют слабо выраженный параболический характер, причем большинство точек составов фиксируют правую ветвь параболы (положительная корреляция  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ), левая же ветвь намечается единичными точками. Неалмазоносные кимберлиты (особенно лампроиты) демонстрируют значительно большие вариации составов, очень четко выражен параболический характер трендов, при этом обе ветви параболы проявле-



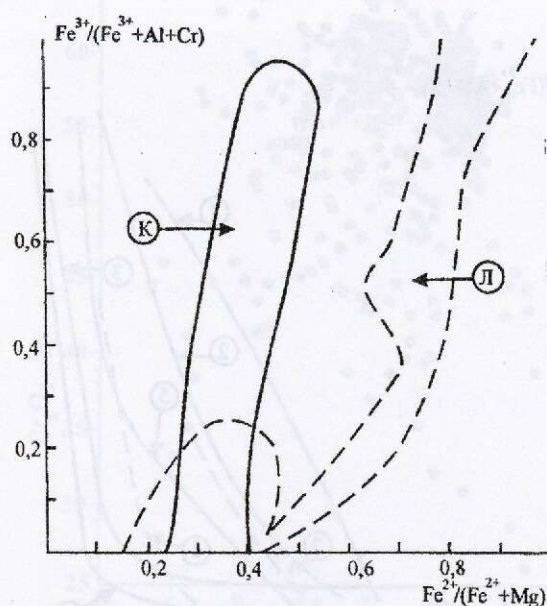


Рис. 8. Тренды по Р. Митчеллу [14]:

К — кимберлитовый; Л — лампроитовый

ны примерно одинаково. Наконец, составы Хр-Шп из всех прочих типов неалмазоносных пород «сдвинуты» вправо, в область максимальной железистости при положительной корреляции  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ .

Выявленные наглядные закономерности в расположении трендов позволили построить сводную диагностическую диаграмму, на которой выделены поле составов алмазоносных кимберлитов и лампроитов, обобщенный параболический тренд неалмазоносных их разновидностей и поле прочих неалмазоносных пород, причем область перекрытия указанных полей мала, и в нее попадает лишь незначительное число составов соответствующих выборок. Таким образом, данная диаграмма максимально информативна из всех рассмотренных. Учет роли Ti (т.е. расчет  $X_{Fe^{3+}} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr + Ti)$ ) не вносит в диаграмму каких-либо существенных изменений.

Некоторые авторы пытаются добиться максимальной объективности, применяя многокомпонентные диаграммы — либо усложняют тройные, либо используют четырехкомпонентные в виде «шпинелевых призм» [14]. Несмотря на внешне эф-

фектный вид, эти диаграммы с трудом воспринимаются визуально и носят, скорее, иллюстративный характер.

Итак, для решения поисковых задач наиболее информативны три из рассмотренных диаграмм:  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$  —  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ,  $Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$  —  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ,  $Cr_2O_3$  —  $MgO$ . Их комплексное применение позволяет достаточно уверенно выделять Хр-Шп кимберлитового и лампроитового генезиса, а среди них — те, которые по составу связаны с потенциально алмазоносными разновидностями. Единственную проблему представляют Хр-Шп альпинотипных ультрабазитов, на всех диаграммах имитирующие Хр-Шп из алмазоносных (а иногда и неалмазоносных) кимберлитов. В этом случае необходимо использование дополнительного критерия — Хр-Шп ультрабазитов характеризуются стабильно низким (первые десятые доли процента) содержанием  $TiO_2$  при очень небольшом разбросе значений.

Во многих публикациях табличный материал по составу минералов либо не приводится, либо приводится в усеченном виде (средние составы или так называемые «представительные» анализы). В то же время, практически всегда даются те или иные диаграммы, и их сравнение с рекомендованными выше позволяет получить предварительную информацию об алмазоносности рассматриваемых объектов. Так, опубликована диаграмма составов Хр-Шп из кимберлитов Клив, Канада (рис. 10). Как показывает сопоставление ее с рис. 4, такой тренд присущ неалмазоносным кимберлитам, что подтверждается и фактическими данными по алмазоносности.

Несомненно, что расшифровка природы минералов из полигенных ореолов в значительной мере остается творческой задачей вне зависимости от того, какие методы интерпретации при этом применяются. Тем не менее, мы полагаем, что использование данных диаграмм может су-



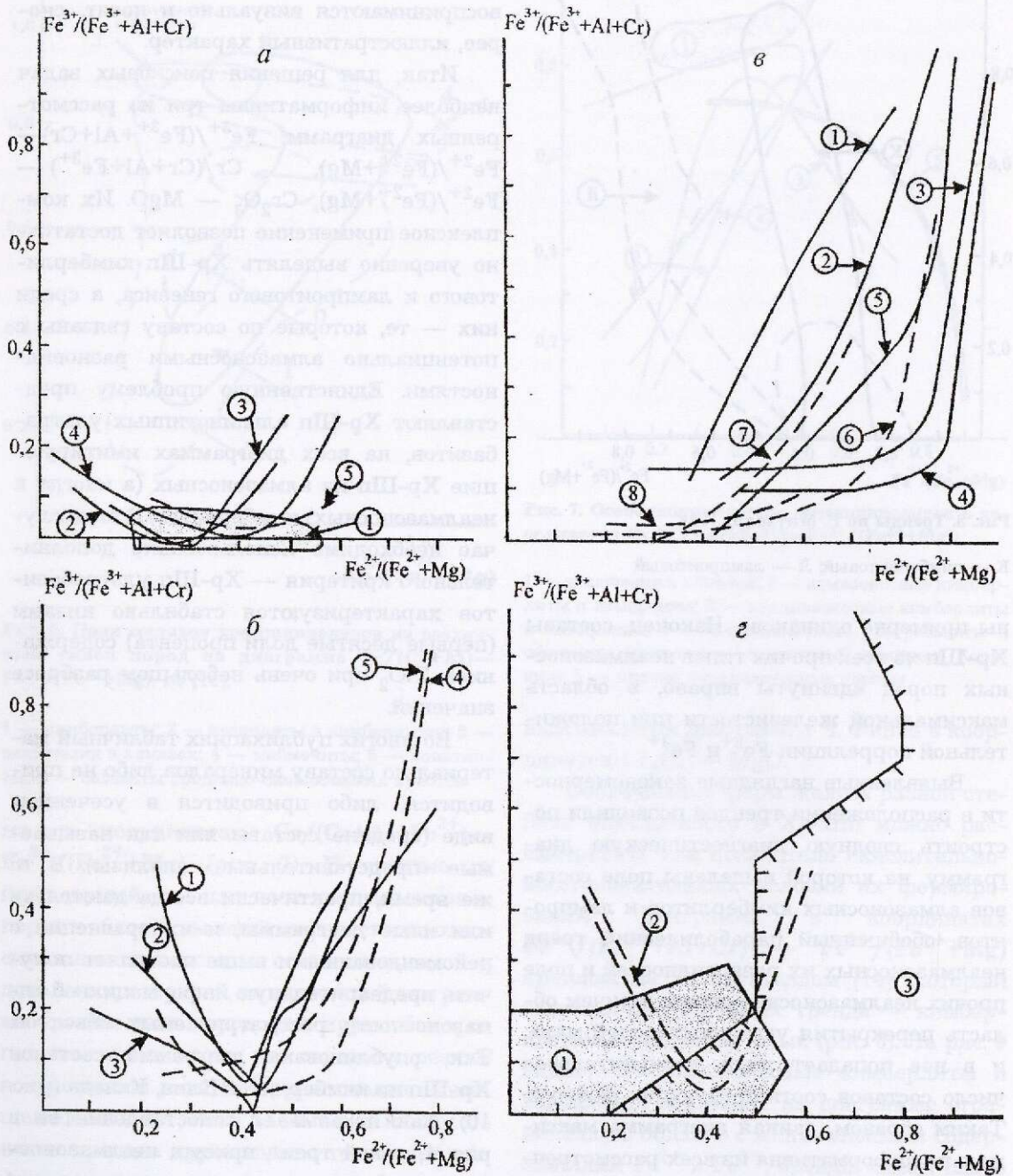


Рис. 9. Особенности состава хромшпинелидов в координатах  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ — $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ :

алмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — поле ключений в алмазах, 2 — месторождение им. Ломоносова, 3 — Дальне-Алакатский район, 4 — трубка Мир, 5 — трубка Аргайл; неалмазоносные кимберлиты и лампроиты: 1 — Зимний Берег, 2 — Дальне-Алакатский район, 3 — кимберлиты севера Якутии, 4 — лампроиты убогалмазоносные, 5 — лампроиты неалмазоносные; прочие неалмазоносные породы: 1 — меймечиты, 2 — массивы центрального типа, 3 — коматиты, 4 — базальты Воропежского района, 5 — базальты Норильского района, 6 — альпинотипные ультрабазиты Корякии, 7 — альпинотипные ультрабазиты Урала, 8 — офиолиты; сводная диагностическая диаграмма: 1 — поле алмазоносных кимберлитов и лампроитов, 2 — тренд неалмазоносных кимберлитов и лампроитов, 3 — поле неалмазоносных пород некимберлитовой природы



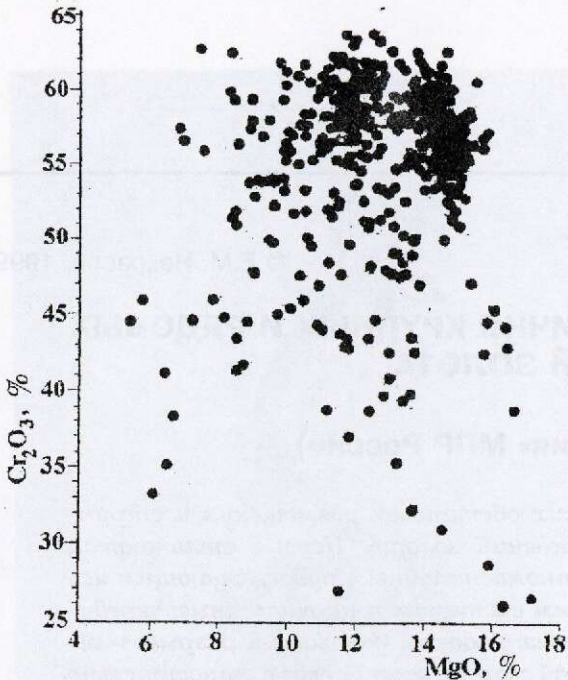


Рис. 10. Составы хромшпинелидов из концентрата кимберлитов Клив, Канада

щественно повысить объективность этой интерпретации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Ю.Р., Коненков В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1976. Вып. 305. С. 7—16.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпийских ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 1. Породообразующие минералы. Магадан, 1985. — (Препринт /ДВНЦ, Северо-Восточный комплексный НИИ).
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан, 1990. — (Препринт /ДВНЦ, Северо-Восточный комплексный НИИ).
4. Панеях Н.А. Минералогические критерии генезиса щелочных базальтов, лампроитов и кимберлитов // ДАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 802—806.
5. Плаксенко А.Н., Бочаров В.Л., Полежаева Л.И. Химический состав акцессорных хромшпинелидов коматитовых серий в связи с проблемой их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 52—69.
6. Плаксенко А.Н., Смолькин В.Ф. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов высокомагнезиальных вулканитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 49—66.
7. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195—217.
8. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
9. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7—24.
10. Шапкин В.М., Желдакова С.О. Стрoение дунитового ядра Кондерского массива и генезис платиноносных щелочно-ультраосновных комплексов // Руды и металлы. 1993. № 1—2. С. 77—86.
11. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шликко-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.
12. Fipke C.E. Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite // Diamonds: characterization, genesis and exploration. Fifth Int. Kimberlite Conf. Brasilia, CPRM. 1994. Vol. 2. P. 366—381.
13. Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., Sobolev N.V., Win T.T. Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites: geochemistry and origin // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Fifth Int. Kimberlite Conf. Brasilia, CPRM. 1994. Vol. 1. P. 366—377.
14. Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. — Plenum Press, New York, 1986.



# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411:551.243.8

© Е.М. Некрасов, 1999

## СХОДСТВО И КОРЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ КРУПНЫХ И РЯДОВЫХ ТРЕЩИННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Е.М. Некрасов (ГНПП «Аэрогеология» МПР России)

*Показана идентичность геологических обстановок размещения и структур крупных и рядовых месторождений золота. Первые отличаются приуроченностью оруденения к крупномасштабным рудовмещающим нарушениям — разломам, протяженным системам многочисленных чередующихся трещин и пучкам сближенных рядовых разрывов и разрывов-лидеров. Они сочетаются в неоднородной геологической среде с относительно хрупкими штоками и дайками магматических и слоями метасоматически замещенных пород, выступающих в роли концентраторов оруденения. Выделены семь структурных типов крупных месторождений золота, принадлежащих к двум классам рудоносных участков — линейно вытянутым и изометричным.*

В настоящее время крупные (с запасами золота более 100 т, считая извлеченное) и крупнейшие (с запасами более 300 т) золоторудные месторождения нередко рассматриваются как экзотические объекты, характеризующиеся уникальными чертами. Однако детальный сопоставительный анализ более 100 таких объектов, расположенных в различных геотектонических структурах и странах мира (включая территорию СНГ), показал, что геологическая позиция оруденения, внутренняя структура рудоносных участков, минеральный состав руд и многие другие их характеристики аналогичны таковым на рядовых объектах. Главное отличие крупных месторождений — это проявление скоплений руд золота в особо крупных масштабах и в какой-то мере более значительный вертикальный размах обычно непрерывно прослеживающегося оруденения.

Действительно, как и рядовым, крупным и крупнейшим месторождениям золота присуще размещение в обычных «стан-

дартных» геологических обстановках. Например, для месторождений, приуроченных к линейным трещинным структурам, характерна локализация: в зонах расщепления, наследующих кливаж сжатых складок антиклинального и синклинального типа (рис. 1, б, и, к); в изогнутых протяженных участках крупных рудовмещающих нарушений (см. рис 1, в, г, ж); в узлах пересечений ими сравнительно хрупких и «реакционных» пород, благоприятных для трещинообразования и замещения (см. рис. 1, а, е, н); в мощных рудовмещающих структурах — широких и протяженных системах сменяющих друг друга рудоносных трещин или в протяженных пучках и зонах сближенных субпараллельных разрывов (см. рис. 1, к, л, м, н, о).

Примеры обычных геологических обстановок размещения крупных и крупнейших месторождений золота, приуроченных к узлам сопряжений различных трещинных элементов структуры, показаны на рис. 2. Такие узлы могут располагаться как в однородной рудовмещающей среде,



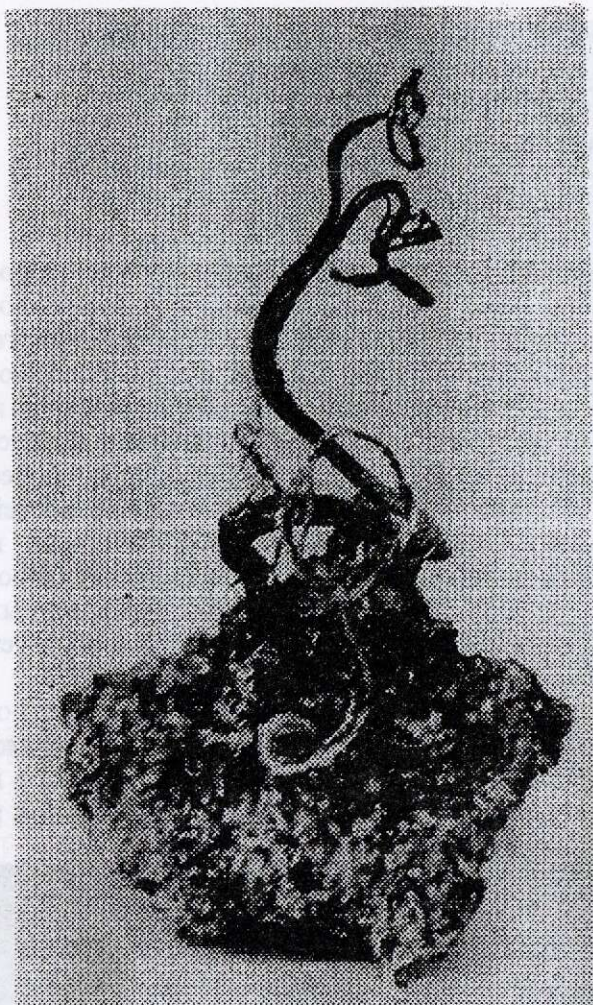
# Атлас ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Контактные телефоны*

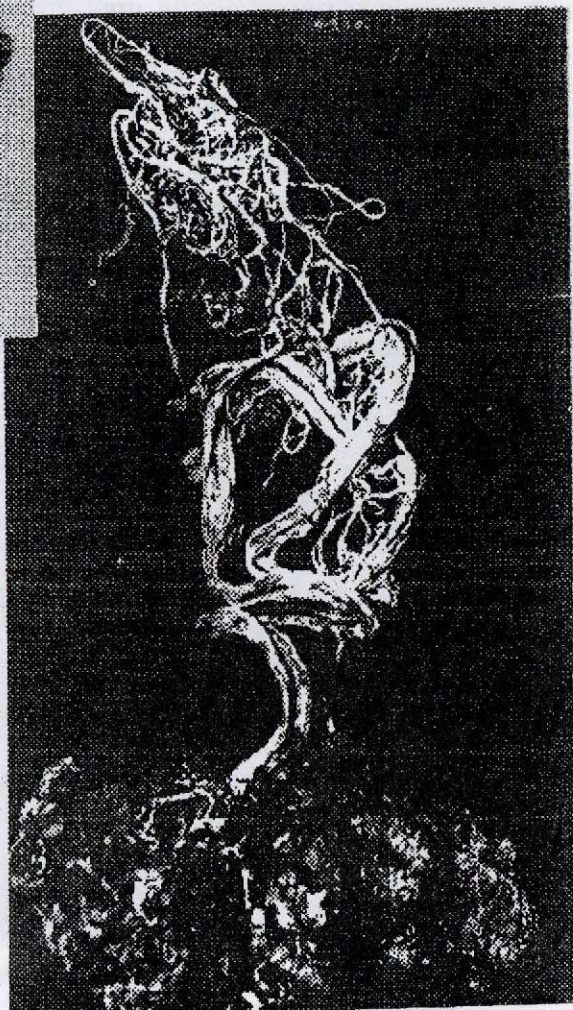
*313-1818*

*113-1900*

*С.С. Двуреченская*



Гипергенное проволоковидное  
самородное серебро  
Дукатского месторождения  
*Натуральная величина*



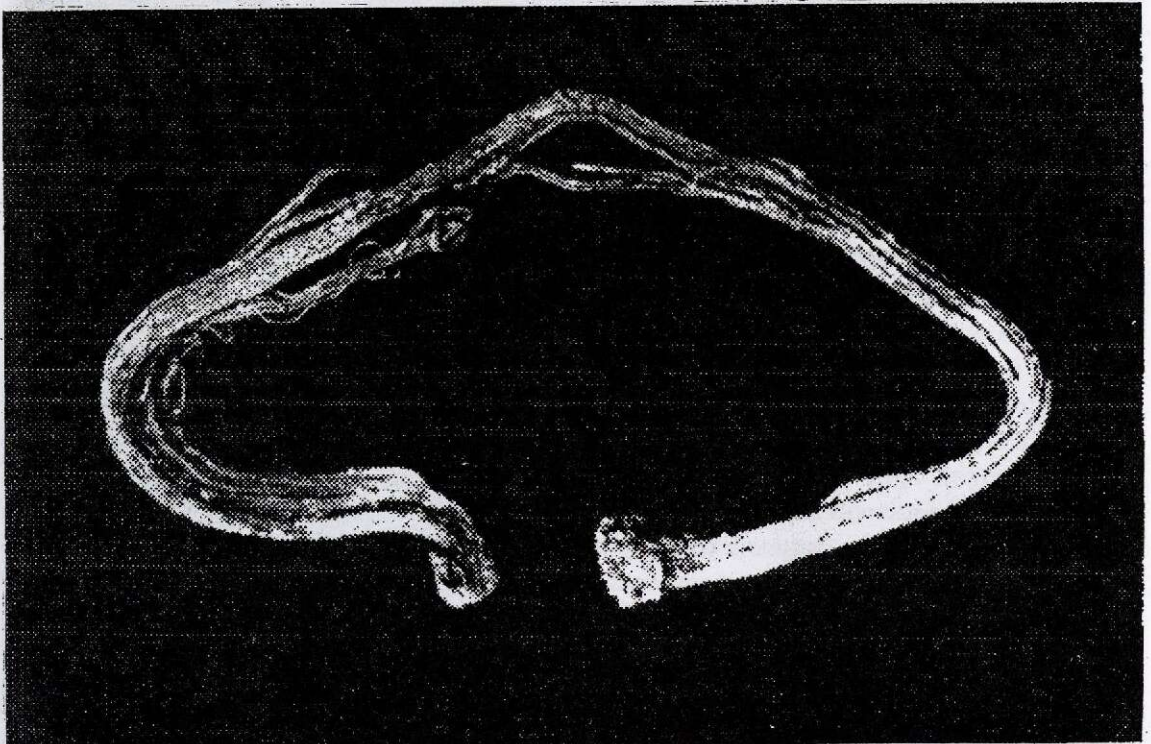
**ИГиГ**



**В атласе представлены уникальные образцы  
самородного серебра, акантита  
и других гипергенных минералов —  
известных и крайне редких**

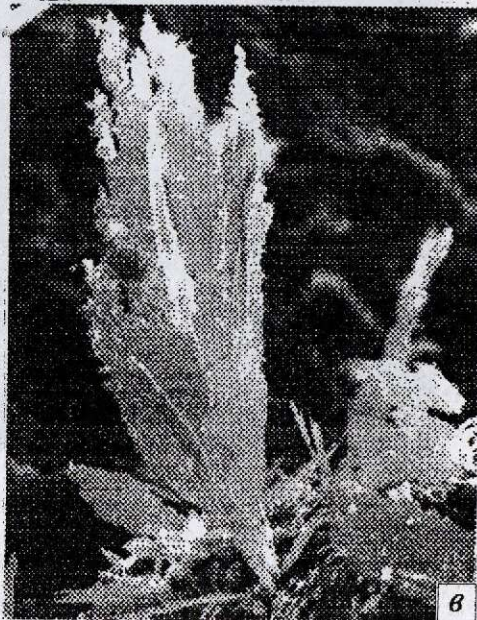
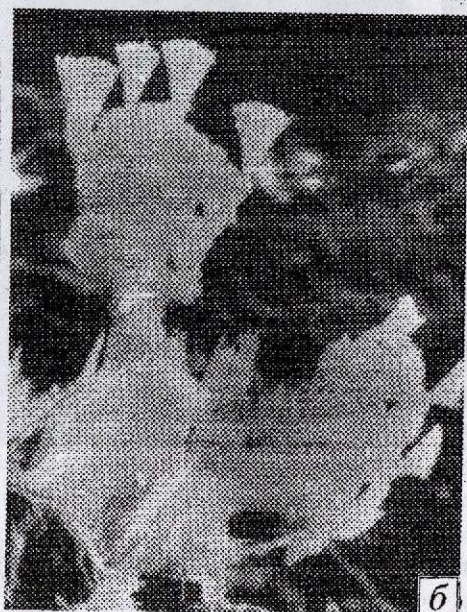
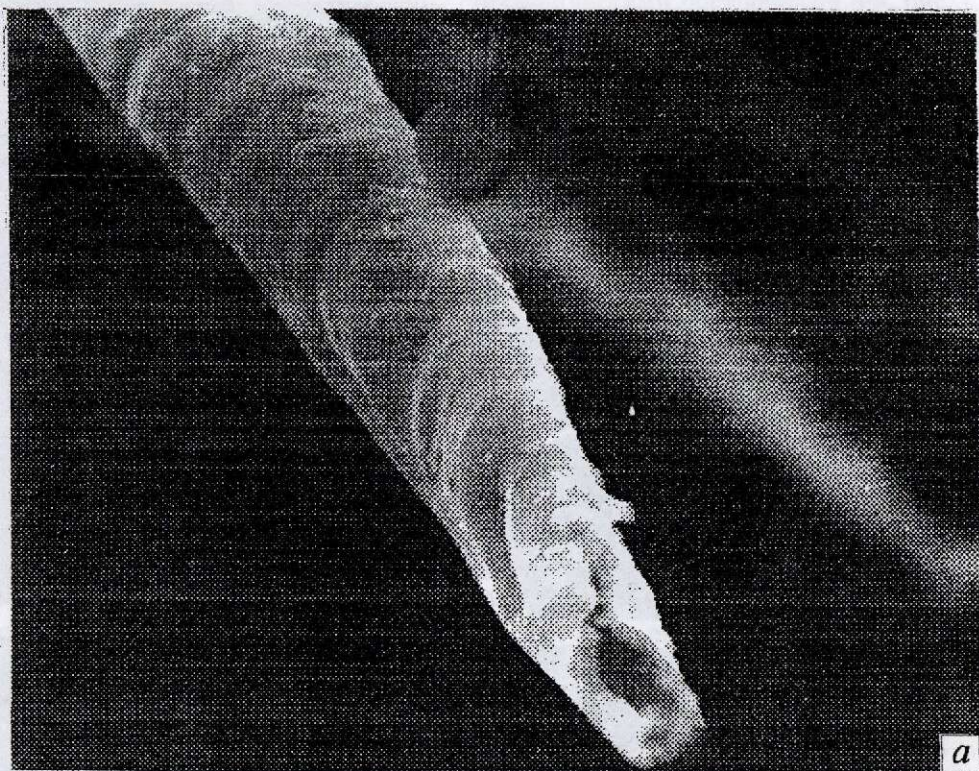
360 фотографий демонстрируют 60 гипергенных минералов серебряных месторождений разных минеральных типов : золото-серебряного, золото-серебро-оловянного с полиметаллами, серебро-полиметаллического, серебро-сурьмяного Северо-Востока России и Монголии. Приведены — основные факторы, определяющие облик криогенной зоны гипергенеза и ее специфические черты; стадийность и зональность гипергенного минералообразования; этапы формирования зоны окисления и типоморфные особенности гипергенных минералов, среди которых более детально освещены серебряные. Показаны снимки кристаллографических разностей гипергенных минералов, их генетических разновидностей, микроморфологии и внутреннего строения (электронномикроскопические изображения) систематизированных по классам соединений. Иллюстрируются взаимоотношения гипергенных минералов и распределение самородного серебра и акантита в них, что способствует решению многих генетических, прогнозных и технологических задач.

Атлас представляет интерес для широкого круга специалистов в области прогнозирования, поисков, разведки и технологии обогащения серебряных руд, а также может быть использован как учебное пособие для студентов геологических вузов и музейных работников. Аналогов атласа гипергенных минералов в отечественной и зарубежной литературе не имеется.



**Гипергенное самородное серебро Дукатского месторождения**  
*Натуральная величина*





**Гипергенный акантит Дукатского месторождения:**

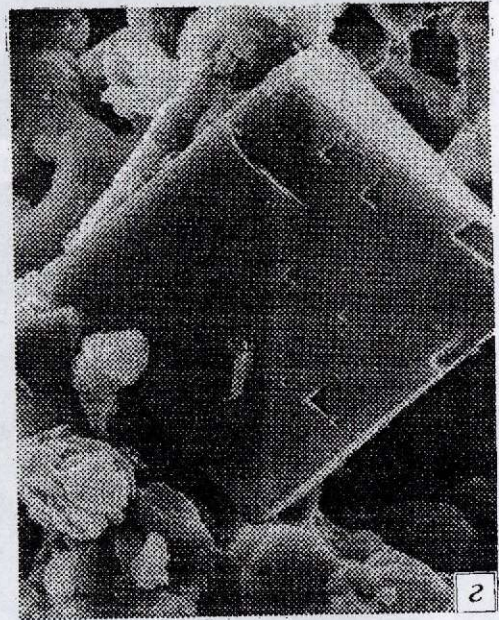
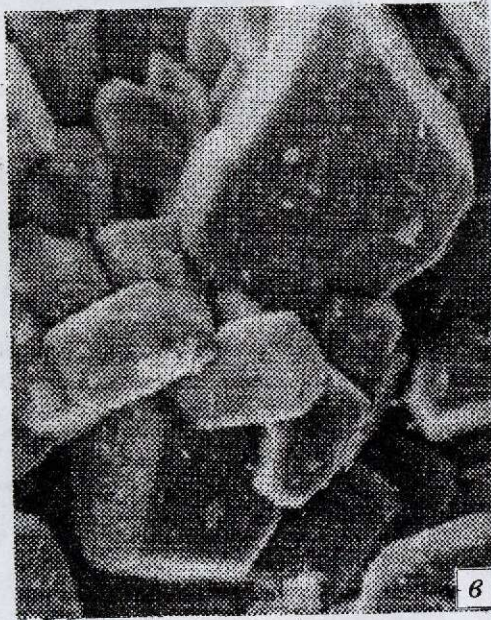
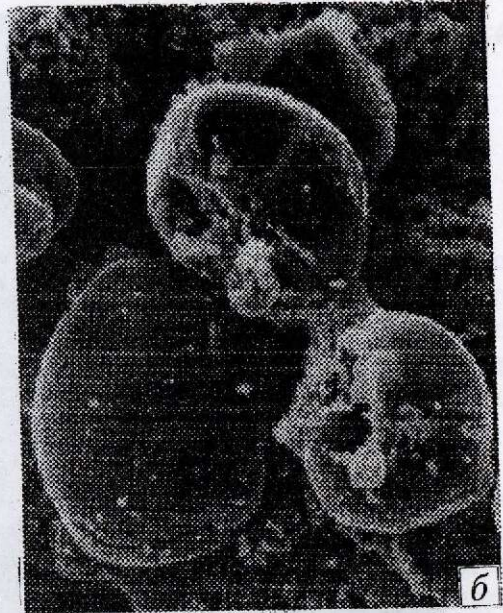
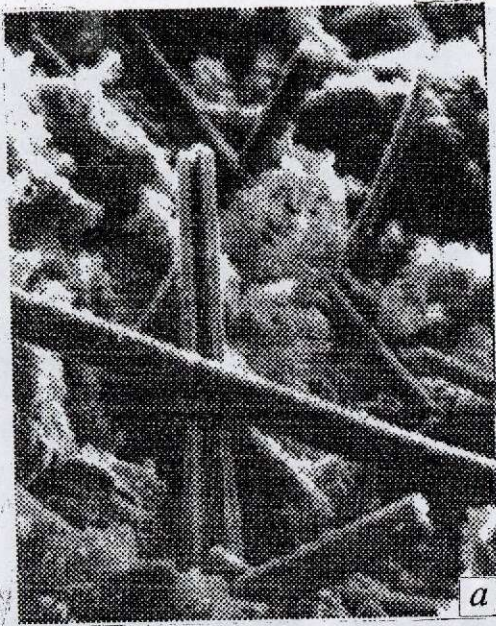
*a* — конической и шарообразной формы криогенный акантит;

*б* — сферокристаллы техногенного акантита;

*в* — метельчатые выделения техногенного акантита

*Растровый электронный микроскоп: а) 5000<sup>x</sup>, б) 2200<sup>x</sup>, в) 2000<sup>x</sup>*





**Форма выделений гипергенных минералов Асгатского, Лунного и Дукатского месторождений:**

*a* — дендритовидные срастания двойниковых кристаллов самородной меди;

*б* — гантелевидные выделения самородной серы;

*в* — друзы толстотаблитчатых кристаллов азурита;

*г* — габитус кристалла криогенного ярозита

*Растровый электронный микроскоп: a) 1500<sup>x</sup>, б) 600<sup>x</sup>, в) 1000<sup>x</sup>, г) 2500<sup>x</sup>*



так и среди различных слоистых пород, находящихся нередко в сочетании с магматическими образованиями (в том числе с элементами вулканотектонических построек). В частности, крупные месторождения аналогично рядовым золоторудным объектам локализуются в узлах пересечения и сопряжения мощных разломов с зонами расщепления и дробления, а также в узлах пересекающихся разрывов, наложенных на структуры вулканотектонических построек или выступающих в качестве их радиальных и кольцевых нарушений (рис. 2, а, б, г). Как и для рядовых месторождений золота, узлы рудоносных трещинных структур нередко сочетаются со складками или тектонически деформированными протяженными контактовыми зонами различных, в том числе магматических пород (см. рис. 1, а, е, о; рис. 2, е). Некоторые крупные месторождения локализуются в штоках и дайках сравнительно хрупких пород, выступающих в роли концентраторов трещин, к которым приурочены золоторудные тела (см. рис. 1, н; рис. 2, д, ж).

Структура крупных и значительно чаще встречающихся рядовых золоторудных месторождений, принадлежащих к тому же типу, также практически сходна, в частности, на участках крупных месторождений с линейно вытянутыми рудоносными разрывами и золоторудными телами. Иногда на таких участках оруденение располагается избирательно: в пересекаемых слоях реакционноспособных пород (см. рис. 1, а, и), в сравнительно хрупких породах интрузивных штоков (см. рис. 1, е) или даек (см. рис. 1, п).

Наряду с линейно вытянутыми рудоносными участками, известны как рядовые, так и крупные месторождения с узловым размещением оруденения. Последнее приурочивается к местам разветвления рудоносных разрывов (см. рис. 1, е, к, л, н; рис. 2, г), а также к пересечениям и сочленениям нарушений разного направления (см. рис. 1, к, л, м; рис. 2, а, б, в, з, к). Нередко такие узлы связаны с вулканотектоническими постройками (см. рис. 1, н;

рис. 2, а, б, г) или приурочены к сравнительно хрупким и благоприятным для трещино- и рудообразования протяженным контактовыми зонами слоистых и интрузивных пород (см. рис. 2, е). Оруденение на участках некоторых крупных месторождений локализуется исключительно в тектонически деформированных магматических штоках и дайках, выступающих концентраторами оруденения [3]. Такие тела включают жилы, непрерывно сменяющие друг друга в вертикальном интервале, превышающем 1—2 км (см. рис. 1, е, н; рис. 2, б, д, ж). Таким образом, не только геологическая позиция, но и структура рудоносных участков крупных и крупнейших золоторудных месторождений полностью сходны с участками, содержащими рядовые запасы золота, и отличаются от последних лишь более крупным масштабом рудовмещающих нарушений.

В настоящее время в отечественной и зарубежной литературе приводится чрезвычайно обширный материал, в котором проанализированы основные черты и параметры крупных и крупнейших золоторудных месторождений. Любое из крупных месторождений золота (за исключением «очень богатых» золотом жильных Хишикари в Японии, Эскей-Крик в Британской Колумбии, Канада и, может быть, Мейкл в Неваде, США и Аметистовое в России) представлено сравнительно компактным (сосредоточенным) скоплением руды, количество которой колеблется от нескольких десятков до первых сотен миллионов тонн. Как правило, подобные скопления руды заключены в зонах тектонических нарушений нескольких структурных типов, отвечающих, по крайней мере, двум условиям, а именно: они являются структурами крупного масштаба и пронизываемы в период поступления золотоносных растворов. Таким условиям отвечают трещинные нарушения трех типов: 1 — крупные и протяженные в плане и на глубину разломы и мощные зоны расщепления и дробления; 2 — протяженные и



широкие, проникающие на большую глубину трещинные системы, состоящие из кулисообразно сменяющих друг друга многочисленных рядовых разрывов, расположенных компактно, близко один от другого и иногда связанных на флангах;

3 — зоны и пучки рядовых и мощных разрывов-лидеров значительной протяженности.

Для оруденелых трещинных систем (например, на месторождениях Мурунтау в Узбекистане, Наталкинское в РФ, Хол-

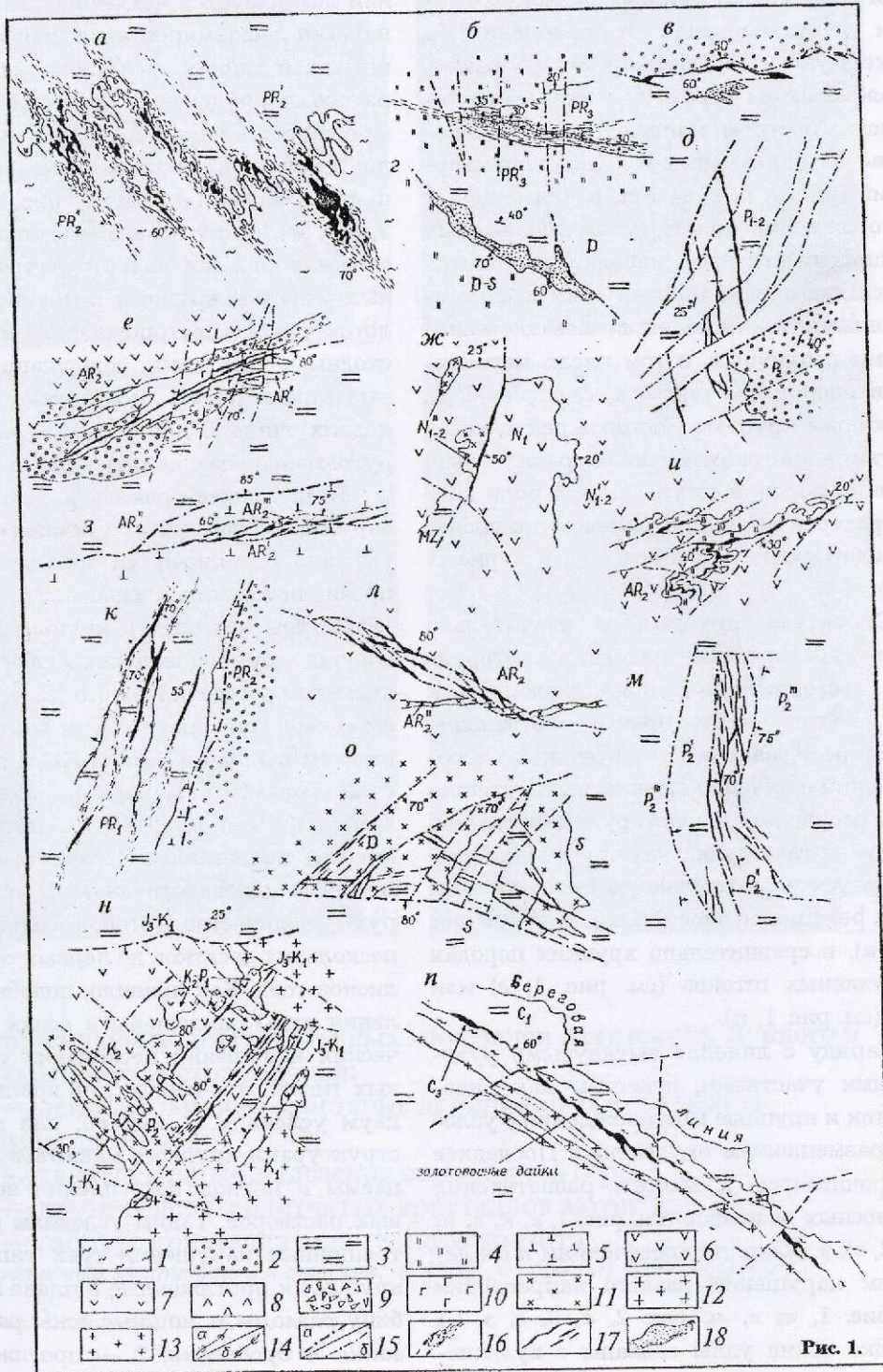


Рис. 1.



линджер — Мак-Интайр и Доум в Канаде, Калгурли в Австралии и др.) характерно непрерывное развитие системы рядовых золоторудных тел в плане на 3—6 км и более, в разрезе до глубины 2,5 км при ширине системы 200—1000 м. Рудные тела в них представлены чередованием рядовых жилообразных залежей и зон вкрапленного оруденения или протяженными и мощными штокообразными залежами вкрапленно-прожилковых руд [4, 6, 12, 14].

Образование руд в крупных и крупнейших месторождениях золота также происходит обычным путем, характерным и для рядовых объектов, — либо в результате раскристаллизации рудоносных растворов в оптимальном интервале глубин и наиболее благоприятных температурных условиях, либо путем метасоматического замещения одними компонентами раствора (в том числе рудными) компонентов вмещающей среды или одновременно тем и другим способами [6]. Как известно, метасоматические руды как бы «разрастаются» в стороны от трещинных каналов, проводящих золотоносные растворы, что и позволяет относить многие субпластовые, линзо- и штокообразные месторождения метасоматических руд золота также к трещинным образованиям. Например, объекты «карлинского» типа, локализованные в породах терригенно-карбонатных и карбонатных формаций, или некоторые трубо- и

штокообразные месторождения вкрапленных и прожилково-вкрапленных так называемых золото-серебро-порфировых руд, размещающиеся в вулканитах вулканотектонических построек [5], такие как Поргера и Лихир в Папуа — Новая Гвинея, Мак-Лафлин и Раунд-Маунтин в США (см. рис. 2, а, б, г), а также Майское в России, Пуэбло-Вьехо в Доминиканской Республике и др.

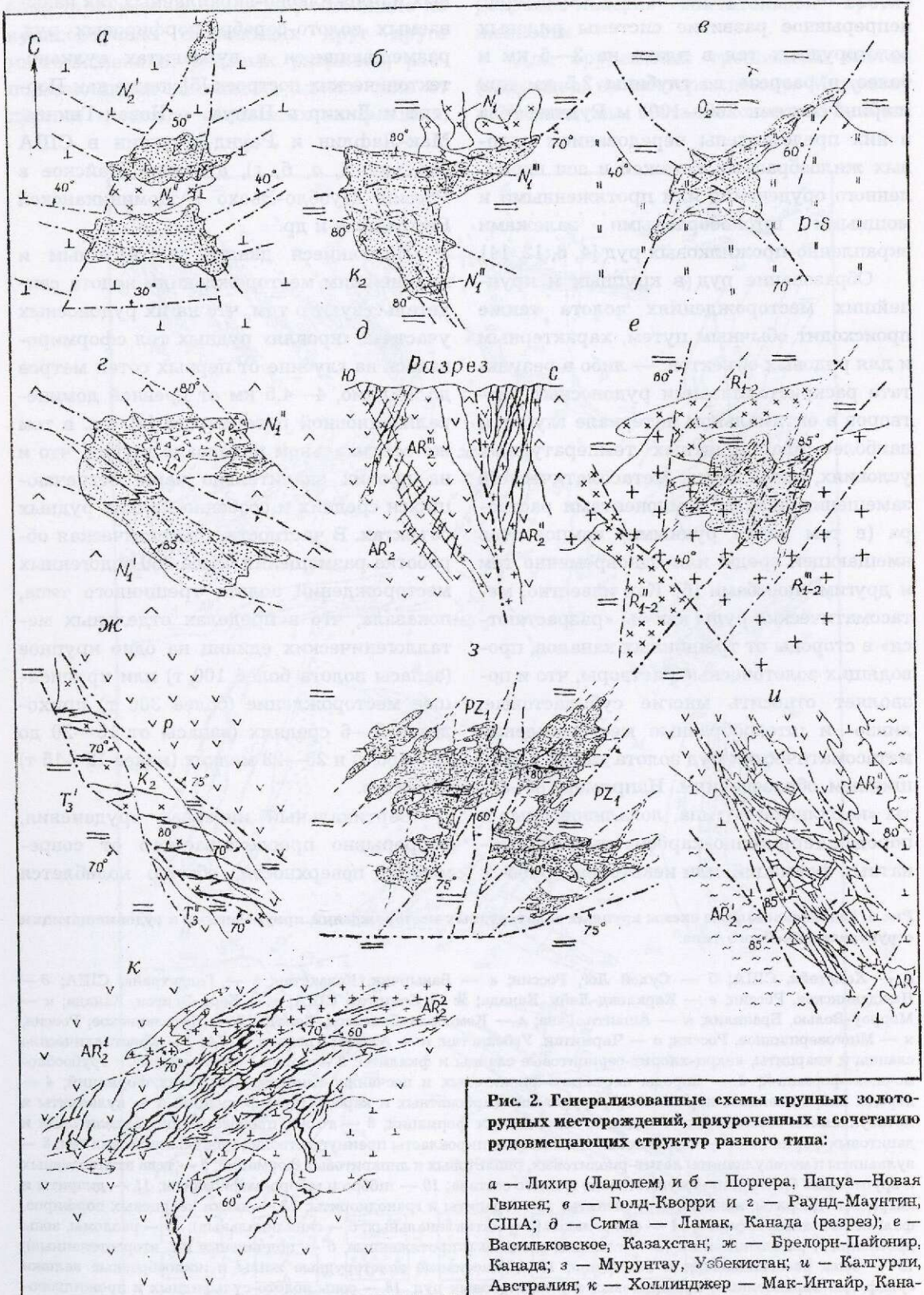
Имеющиеся данные по крупным и крупнейшим месторождениям золота свидетельствуют о том, что на их рудоносных участках «кровля» рудных тел сформировалась на глубине от первых сотен метров до, видимо, 4—4,5 км от древней доминантной поверхности [4], т.е. в том же вертикальном интервале глубин, что и на прочих значительно чаще встречающихся средних и особенно мелких рудных объектах. В частности, статистическая обработка размещения более 800 эндогенных месторождений золота трещинного типа, показала, что в пределах отдельных металлогенических единиц на одно крупное (запасы золота более 100 т) или крупнейшее месторождение (более 300 т) приходится 5—6 средних (запасы от 15—20 до 80—100 т) и 25—28 мелких (менее 12—15 т) объектов.

Вертикальный интервал оруденения, непрерывно прослеживаемого от современной поверхности, обычно колеблется

**Рис. 1.** Генерализованные схемы крупных золоторудных месторождений, приуроченных к рудовмещающим структурам линейного типа:

а — Хомстейк, США; б — Сухой Лог, Россия; в — Вакырчик, Казахстан; г — Голдстрайк, США; д — Неждановское, Россия; е — Керкленд-Лейк, Канада; ж — Комшток, США; з — Керр-Эддисон, Канада; и — Морроу-Велью, Бразилия; к — Алпанти, Гана; л — Кембелл-Дикенсон, Канада; м — Наталкинское, Россия; н — Многовершинное, Россия; о — Чармитан, Узбекистан; п — Аляска-Тредвел, США; 1 — кристаллические сланцы и кварциты, кварц-хлорит-серицитовые сланцы и филлиты; 2 — породы песчаниковых и грубообломочных формаций; 3 — породы песчанико-филлитовых и песчанико-глинисто-сланцевых формаций; 4 — породы кварц-сланцево-карбонатных, терригенно-карбонатных и карбонатных формаций; 5 — вулканиты и метавулканиты базальтовых и андезито-базальтовых формаций; 6 — то же, преобладающих андезитовых и дацитовых формаций; 7 — андезитовые и дацитовые пирокласты преимущественно субвулканических тел; 8 — вулканиты и метавулканиты латит-риолитовых, риолитовых и липаритовых формаций; 9 — тела эксплозивных и эруптивных брекчий преимущественно кислого состава; 10 — габбро и габбро-амфиболиты; 11 — диориты и кварцевые диориты, монзониты и сиениты; 12 — граниты и гранодиориты; 13 — дайки кварцевых порфиров, фельзитов и альбитофиров; 14 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных); 15 — разломы, зоны дробления и рассланцевания (а — главные, мощные и протяженные, б — подчиненные им, второстепенные); 16 — зоны рассланцевания и волочения; 17 — массивные золоторудные жилы и жилообразные залежи сульфидно-вкрапленных, прожилковых и штокверковых руд; 18 — зоны золото-сульфидных и прожилково-вкрапленных руд, зоны и штокообразные тела убогосульфидной вкрапленности







для крупных месторождений близповерхностного генезиса от 500—800 м до, видимо, 3,5—4 км для средне- и глубокосформированных рудоносных участков [3, 6, 8]. В частности, месторождения близповерхностных золото-серебряных и золото-теллуридных руд, связанные с вулканотектоническими постройками, имеют максимальный размах оруденения, достигающий или несколько превышающий 1 км. Такие параметры характеризуют крупные месторождения Сильвертон-Теллурид, Комштгок и Крипл-Крик в США, Гуанахуато в Мексике, а также средние — Шуйор и, возможно, Байя-Сприе в Румынии. Наименьшим вертикальным размахом оруденения отличаются близповерхностные месторождения так называемого карлинского типа, приуроченные к залежам джаспероидных метасоматитов, развившихся по породам терригенно-карбонатных и карбонатных формаций. В частности, на таких крупнейших объектах, как Голдстрайк, Голд-Кворри, Пайплайн, Карлин и Гетчелл — Таркьюз-Ридж в Неваде, США, оруденение непрерывно прослеживается в вертикальном интервале, не превышающем 500—700 м [15]. Особенно наглядно это подтверждается на примере протяженных фланговых участков месторождения Голдстрайк, где основное оруденение не достигает современной поверхности и было оконтурено в «кровле» и на глубину буровыми скважинами [13]. Для малых и средних эпitherмальных месторождений вертикальный диапазон оруденения чаще не превышает 300—500 м, а для средне- и глубокосформированных объектов — 1000—1500 м.

Наиболее поразительно сходство крупных и рядовых месторождений, рудовмещающие структуры и рудные тела которых блокированы поперечными дорудными разрывами. Так, на месторождениях Нежданнинское в России и Чармитан в Узбекистане рудоносные участки задолго до процесса оруденения были пересечены серией протяженных и мощных крутопадающих разрывов, расчленивших их на

ряд крупных тектонических блоков (см. рис.1, д, н). Каждый из них в дальнейшем развивался специфично [11]. На Нежданнинском месторождении расстояние между блокирующими разрывами достигает 600—1000 м и более. В одних блоках здесь возникли рудовмещающие трещинные структуры субмеридионального простирания, в других — северо-северо-западного с иным внутренним строением. Между редко расположенными поперечными разрывами заложились и затем в течение длительного этапа дорудной подготовки формировались мощные (от 5—8 до 70 м) оруденелые зоны разрывов, протягивающиеся непрерывно на 700—1000 м и более. Примечательно, что каждое мощное рудовмещающее нарушение оказалось как бы закономерно смещенным (правосторонне в плане) поперечным нарушением, но всегда имеющим продолжение в другом его боку. Именно таким образом подготовленная в дорудное время трещинная рудовмещающая структура этого месторождения подверглась оруденению [11], которое прослеживается с севера на юг на протяжении более 4 км. При этом почти каждый соседний тектонический блок характеризуется наличием различно ориентированных, не совпадающих по количеству рудных тел (и рудовмещающих нарушений) неодинакового строения.

На месторождении Чармитан (запасы 210 т с содержанием золота в руде 10 г/т) субширотные отрезки рудоносных зон сменяются в некоторых соседних тектонических блоках участками, имеющими западно-северо-западное направление, причем число и тех, и других в подобных блоках иногда также не совпадает. Вертикальный размах оруденения более 1800 м. Линейно вытянутые зоны штокверкового типа локализованы здесь в сланцевой экзоконтактной полосе, а линзовидные и жиллообразные залежи — в эндоконтакте гранитоидного массива [9]. Очевидно на месторождениях с крупноблоковой структурой возникают протяженные рудоносные нарушения, формируются мощные и



сравнительно сложнопостроенные зоны, проникающие на большие глубины.

Сходная и, вместе с тем, различная структурная «картина» характерна для многочисленных рядовых месторождений золота, участки которых также блокированы дорудными ограничителями. В качестве примеров можно привести хорошо известные в недавнем времени разрабатывавшиеся месторождения Центральное (Кузнецкий Алатау) и Любавинское (Забайкалье). На первом, детально изученном В.И. Баженовым и др. [1], субмеридиональные и сопряженные с ними нарушения северо-западного — северо-северо-западного направлений (поперечные к простиранию рудоносных разрывов и золоторудных жил) заложены в однородной среде (палеозойских гранитоидах) в этап формирования даек и были залечены спессартитами и микродиоритовыми порфиритами (мощность 0,5—3 м). Расстояние между этими нарушениями колеблется от первых десятков до 100 м. Протяженность поперечных нарушений невелика — маркирующие их дайки прослеживаются, как правило, всего на 200—500 м. При этом додайковые поперечные разрывы, видимо, из-за малой протяженности только на отдельных участках разделяют рудовмещающие гранитоидные породы на угловатые или выгнутые пластинчатые блоки (рис. 3). Такие додайковые разрывы проявились не только на месторождении, но и далеко за его пределами, причем примерно с той же частотой. Таким образом, на сравнительно обширной территории в дорудное время возникли участки с мелкоблоковым строением. Разрывы рудоносного направления накладывались на эту структуру, т.е. формировались в обстановке, присущей участкам крупных месторождений. Однако мелкоблоковость участков, скорее, пересеченность их часто расположенными непротяженными разрывами привела к заложению между каждой парой таких разрывов сравнительно коротких трещин. Между поперечными разрывами, характеризовавшимися интенсивными перемещениями

(т.е. в наиболее мобильном тектоническом блоке), появлялось несколько трещин рудоносного направления, а затем и золото-рудных жил, между слабо «оживляющимися» разрывами — одна—две. При этом субширотные рудоносные разрывы и жилы выклинивались, «упираясь» в поверхность поперечного нарушения. В результате количество жил, как правило, не совпадало с таковым в соседних блоках.

Сравнительно короткие рудоносные трещины месторождения Центральное имеют простейшее строение — это раскрывшиеся в период оруденения прямолинейные трещинные полости. Они залечены маломощными массивными сульфидно-кварцевыми жилами плитообразной формы, тупо заканчивающимися на ограничениях с додайковыми поперечными разрывами. Параметры жил небольшие. Вертикальный размах их определяется наиболее четко проявленными плоскостями поперечных ограничителей, наклонно погружающимися и смыкающимися на глубине. В связи с подавлением поперечными разрывами трещиноватости другого направления рудовмещающие разрывы заложены и формировались на нескольких участках месторождения разобщенно. Каждый из участков жильного оруденения имел небольшую протяженность — от одной до нескольких сотен метров и разрабатывался индивидуально. В результате за многолетнюю историю эксплуатации месторождения из его руд было извлечено всего 8,4 т золота с содержанием последнего в руде 13 г/т.

Аналогичная обстановка и внутреннее строение характеризуют Любавинское месторождение. Здесь сравнительно мощная толща рудовмещающих пермских песчаников и сланцев пересечена двумя системами «блокирующих» кругопадающих разрывов восточно-северо-восточного — северо-восточного и подчиненного субмеридионального — северо-северо-западного направлений. Сочленяясь, эти нарушения разделяют участок месторождения на многочисленные тектонические блоки кли-



новидной формы в плане [10]. Блоки преимущественно небольшие — по длинной стороне 50—150 м. Блокоразделяющие нарушения представлены маломощными (первые метры) зонами дробления или тектоническими швами, заполненными

«сухой» хлоритизированной и частью окварцованной дорудной глиной трения (мощностью 3—30 см). Последняя, как правило, содержит тонкую вкрапленность раннего арсенопирита и пирита.

На месторождении одни клиновидные тектонические блоки заключают серии золото-сульфидно-кварцевых жил западно-северо-западного простирания, другие, примыкающие к ним, — жилы северо-западного направления, а на Восточном участке — субширотного и даже северо-восточного. В последнем случае жилы как бы использовали при формировании полости поперечных блокирующих разрывов. Количество и мощность золоторудных жил в смежных тектонических блоках обычно не совпадают. Протяженность их ограничивается шириной блока в направлении с запада на восток и составляет несколько десятков — первые сотни метров. Мощность жил, определявшаяся, в первую очередь, раскрытием рудоносных трещин между парой блокоразделяющих ограничителей, преимущественно 1—3 м. Приведенные параметры рудных тел обусловили и небольшие запасы руд и золота. К концу 1993 г., после нескольких десятков лет эксплуатации месторождения, из руд его было извлечено 7,1 т металла, несмотря на сравнительно высокое содержание золота (21 г/т).

Резюмируя, следует подчеркнуть, что на крупных месторождениях трещинные рудовмещающие структуры формировались в пределах участков, нарушенных сравнительно редкими разрывами поперечного направления. Значительная протяженность рудовмещающих нарушений обуславливалась заложением их между каждой парой блокирующих разрывов, далеко отстоящих друг от друга. При этом в случае длительной дорудной подготовки участка месторождения рудовмещающие разрывы многократно подновлялись, увеличивалась мощность их зоны, которая приобретала сложное и главное различное строение на отдельных участках как по простиранию, так и в поперечном разрезе.

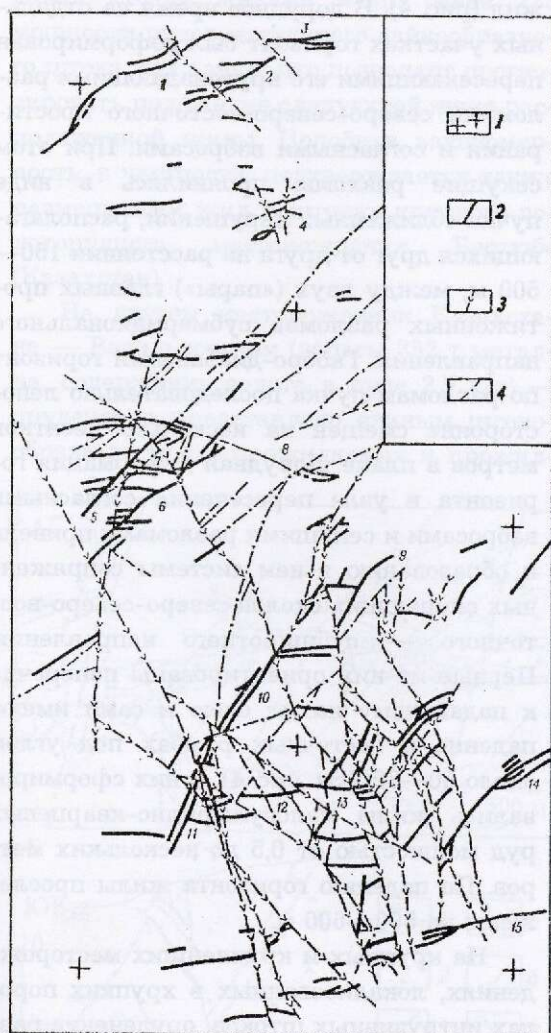


Рис. 3. Схема геологического строения мелкоблокового золоторудного месторождения «Центральное» в Кузнецком Алатау:

цифры на карте — жилы (и рудовмещающие нарушения), проникающие из одного тектонического блока в другой: 1 — Веселая, 2 — Тысячная, 3 — Вторая Сибзолотовская, 4 — Дорожная, 5 — Решающая, 6 — Центральная, 7 — Казанская, 8 — Успенская, 9 — Первая Сибзолотовская, 10 — Северная, 11 — Лотерейная, 12 — Кавказская, 13 — Алтайская, 14 — Дмитриевская, 15 — Хребтовая; 1 — гранодиориты; 2 — кварцевые жилы; 3 — дайки спессартитов, микродиоритов и диоритовых порфириров; 4 — разрывные нарушения



В результате месторождения, характеризующиеся крупными запасами руд и металла, имеют крупноблоковое строение рудоносных участков, а небольшие месторождения — мелкоблоковое. На последних оруденение прослеживается непрерывно всего на десятки — первые сотни метров в плане. На крупных месторождениях неминерализованные рудовмещающие нарушения смещались еще в дорудное время редкими блокирующими разрывами. Последующее оруденение расположенных между ними протяженных и мощных зон рудовмещающих нарушений приводило к локализации крупных скоплений руд.

Другим наглядным примером, иллюстрирующим различие внутреннего строения рядовых и крупных рудоносных участков, могут служить месторождения, локализующиеся в хрупких геологических средах (породах). В пределах рассмотренного выше Центрального рудного поля известны периферические участки, сложенные песчанико-сланцевыми породами, расчлененными лампрофировыми дайками. В тектонически нарушенных раздвухах некоторых даек установлены золотосодержащие штокверки мелких сульфидно-кварцевых прожилков, сочетающихся с вкрапленностью золотосодержащих сульфидов. Небольшая мощность раздвухов и мелкие масштабы штокверков обуславливают невысокие запасы золота в них при рядовых содержаниях благородного металла.

Однако при значительной мощности сравнительно хрупких пород, подвергающихся избирательному трещинообразованию, протяженность формирующихся в них золоторудных жил нередко возрастает до первых сотен метров, число их увеличивается на один—два порядка, а запасы золота, особенно при высоких содержаниях его в рудах, достигают десятков тонн. Так, на Каральвеевском месторождении (Чукотка) к концу 1993 г. запасы составили 38,7 т при среднем содержании золота в руде около 29,7 г/т. На этом месторождении рудовмещающие разрывы сформировались в сравнительно хрупком горизонте

габбро-диабазов, заключенном в мощной толще, видимо, более пластичных триасовых алевролитов, глинистых сланцев и песчаников, круто падающих на юг. Мощность горизонта габбро-диабазов 150—350 м, чем и определяется протяженность в плане пересекающих его золоторудных жил (рис. 4). В дорудное время на отдельных участках горизонт был деформирован пересекающими его крутопадающими разломами северо-северо-восточного простирания и согласными взбросами. При этом секущие разломы проявились в виде пучка сближенных нарушений, располагающихся друг от друга на расстоянии 150—500 м, между двух («пары») главных протяженных разломов субмеридионального направления. Габбро-диабазовый горизонт по разломам пучка последовательно левосторонне смещен на несколько десятков метров в плане. Дорудная деформация горизонта в узле пересечения согласными взбросами и секущими разломами привела к образованию в нем системы сопряженных оперяющих сколов северо-северо-восточного — субширотного направления. Первые из них ориентированы поперечно к падающему на юг слою и сами имеют падение в восточных румбах под углом около 60—70° (см. рис. 4). В них сформировались жилы малосульфидно-кварцевых руд мощностью от 0,5 до нескольких метров. По падению горизонта жилы прослежены на 500—600 м.

На крупных и крупнейших месторождениях, локализованных в хрупких породах интрузивных штоков, оруденение развивается в зонах более мощных разломов (до 30—50 м) на глубину 2,4—2,5 км от современной поверхности. При этом, например, на месторождении Керкленд-Лейк, Канада (извлечено 760 т золота, остаточные запасы около 70 т, см. рис. 1, е) оно прослеживается по простиранию на расстояние более 5 км. Иногда оруденение проявляется в виде непрерывной системы лестничных жил (протяженность каждой 150—250 м при мощности 2—3 м). На месторождении Сигма-Ламак, Канада (к 1997 г.



извлечено около 280 т золота, см. рис. 2, д) они сменяют друг друга вниз по разрезу в штоке кварц-полевошпатовых пород на протяжении более 1,1 км. Интересно, что на этом месторождении, а также на «классическом» месторождении лестничных жил Морнинг-Стар, Австралия и других «шаг» между жилами чаще равен  $2/3$  мощности рудовмещающего дайкообразного штока или дайки, что позволяет прогнозировать положение следующей ниже расположенной жилы. Подобная закономерность, в частности, подтверждается также размещением жил в штоках крупного золоторудного месторождения Вестюбе (Казахстан).

На другом месторождении Казахстана — Васильковском (запасы 382 т металла, содержание золота в руде 2,9 г/т) — оруденение представлено единым штокообразным телом прожилковых и прожил-

ково-вкрапленных руд (см. рис. 2, е). Оно приурочено к тектонически деформированному контакту ордовикских гранодиоритов и прорывающему их дайкообразному штоку габбро-диоритов. Форма рудного тела напоминает опрокинутый конус. Руды золото-порфирового типа имеют золото-пирит-арсенопирит-турмалин-кварцевый состав. В горизонтальном сечении вблизи поверхности рудный шток, оконтуриваемый только по данным опробования, имеет размеры 500×600 м. На глубину он прослежен примерно на 700 м, где выклинивается.

Таким образом, и на примере месторождений, локализованных в сравнительно хрупких геологических средах, также подтверждается характерная особенность крупных месторождений — все они приурочиваются к крупномасштабным рудовмещающим разрывам.

Именно различием только масштабов и соответственно параметров рудовмещающих трещинных полостей объясняют многие исследователи [5, 6, 8] поразительное сходство контуров распространения золотого оруденения и агрегатов разновозрастных минеральных ассоциаций, развитых в плоскости главных рудных тел, на участках как крупных, так и рядовых месторождений. Как правило, в обоих случаях контур оруденения генерализованно можно представить в виде треугольника, опрокинутого вершиной на глубину. В частности, именно такую форму имеет контур оруденения в пределах двух главных жильных зон — Чемпион и Ориенталь — на единственном в мире эндогенном месторождении золота Колар, Индия, вскрытом горными выработками и скважинами до глубины 3,5 км (рис. 5). На наибольшую глубину здесь распространяется рудный столб, склоняющийся вдоль поверхности поперечного дорудного сброса Северный Майсур [8].

На другом глубоко вскрытом месторождении Холлинджер — Мак-Интайр в Канаде оруденение в виде широкой системы многочисленных золоторудных залежей

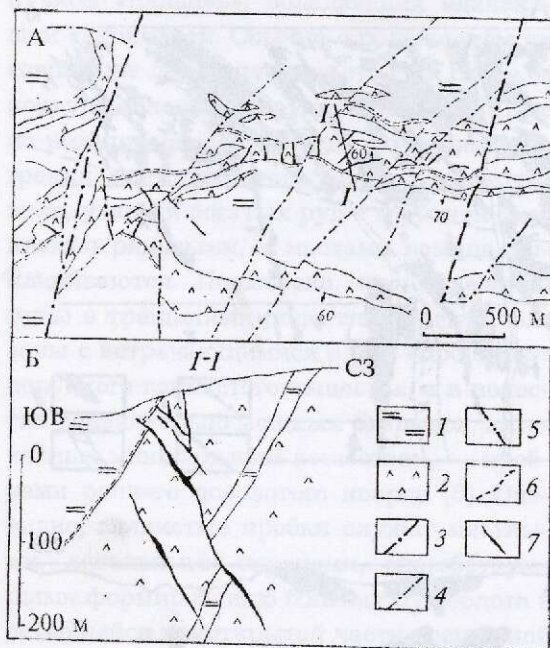


Рис. 4. Схема геологического строения Каральвеевского месторождения (А) и разрез рудоносного горизонта габбро-диабазов в его восточной части (Б):

триасовые породы: 1 — песчаники, алевролитовые и глинистые сланцы, 2 — горизонты габбро-диабазов; 3 — главные разломы; 4 — локальные рудоконтролирующие разломы; 5 — второстепенные разрывные нарушения; 6 — межформационные дорудные взбросы; 7 — золоторудные малосульфидно-кварцевые жилы



почти непрерывно прослеживается в плане более чем на 2,5 км, протягиваясь на глубину 2,4 км на юго-западном фланге участка Холлинджер [12]. В 500—700 м на юго-запад, в пределах участка Монета, оруденение проникает до глубины всего 350—400 м от современной поверхности. На другом, северо-восточном, фланге на участке Мак-Интайр, примерно в 1,7—2 км от наиболее глубокопроникающей части месторождения, золотое оруденение не выходит на поверхность и развито в вертикальном диапазоне 0,5—1,5 км. Таким образом, контур его также описывается треугольником, распространяющимся по падению на крайних флангах на 400 и 1500 м и обращенным вершиной вниз. Последняя достигает максимальной глубины 2,4 км ближе к юго-западному флангу оруденелой системы трещин. Почти так же рас-

пространяется оруденение на глубину на другом канадском месторождении золота Керкленд-Лейк в плоскости одноименного рудоносного разлома. Оруденение, развитое в зоне этого нарушения, достигает максимальных глубин (около 2300 м) в его центральной части, 1700 м — на юго-западном и около 850 м — на северо-восточном флангах разлома. Аналогичную форму в плоскости рудоносного разлома имеет также и контур эпипермальных руд золота на месторождении Комшток (США), где оруденение распространяется на меньшую глубину — до 1,1 км.

В странах СНГ золотое оруденение на большую глубину (более 2000 м) прослежено скважинами только на месторождении Мурунтау. Здесь до этого уровня протягивается крупный золоторудный штокерк, который можно представить в виде

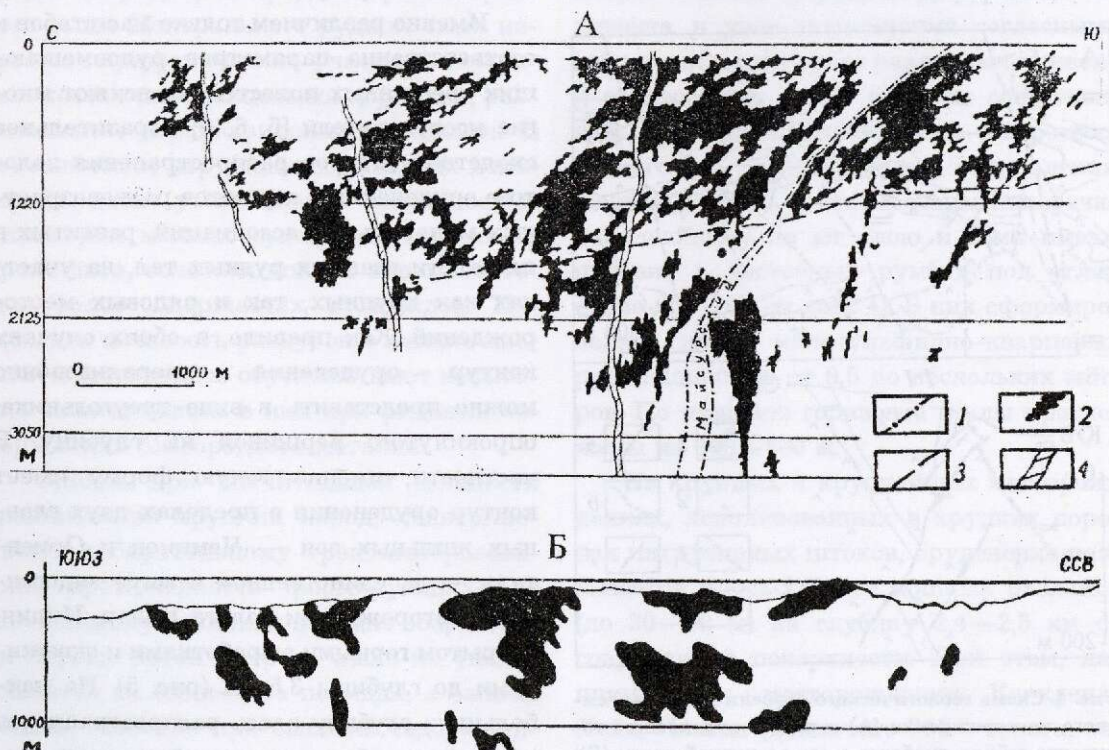


Рис. 5. Размещение богатых руд в продольных плоскостях:

А — главная жильная зона Чемпион на месторождении Колар, Индия; Б — рудоносный разлом близповерхностного месторождения золото-серебряных руд Комшток, США; 1 — дорудные разломы (в том числе главный рудоконтролирующий — Майсурский на месторождении Колар); 2 — контур золоторудных столбов; 3 — граница смены «верхних» пологосклоняющихся золоторудных столбов «нижними» крутосклоняющимися (на месторождении Колар); 4 — послерудные долеритовые дайки



уплощенного и вытянутого в широтном направлении конусообразного тела с вершиной, опрокинутой вниз. Как известно, он контролируется узлом сочленения серии оруденелых субширотных зон расщепления и трещиноватости с дорудным Северо-Восточным разломом (см. рис. 2, з), вблизи которого оруденение и проникает на максимальную глубину [2], что напоминает охарактеризованное выше месторождение Колар. Для некоторых рядовых месторождений (с вертикальным размахом оруденения обычно менее 1 км) контур его имеет не одну, а 2—3 (иногда более) вершины, и вниз по падению приобретает как бы пилообразное очертание.

На сравнительно слабо эродированных месторождениях, особенно эпitherмального класса, контур оруденения (в виде «полотна» треугольника) вверх по восстанию нередко как бы расщепляется и сменяется пучком «пальцев», обладающих одинаковым склонением. Обычно с положением их совпадают золоторудные столбы. Ниже, в контуре сплошного оруденения, некоторые из них прослеживаются до самых нижних границ месторождений. Однако, как правило, участки богатых руд с глубиной сменяются рядовыми, а местами вообще выклиниваются. Подмечено, что пережимы руды в трещинных полостях нередко связаны с встречающимися в них «пробками» дорудного глинистого вещества, а в полостях сравнительно мощных разрывов, залеченных минеральным веществом, — пробками раннего дозолотого кварца [6]. Очевидно, глинистые пробки служат местными, локальными экранами, способствующими формированию богатых руд золота в оставшейся приоткрытой части трещинной полости. Смена богатых руд рядовыми или даже бедными в сравнительно мощных отрезках жильных тел, видимо, обусловлена чрезвычайно слабой деформированностью мощных «пробок» раннего дозолотого кварца в этап внутрирудной тектоники. Золотоносные растворы, вероятно, как бы «огибали» слабопроницаемые участки рудовмещающих трещинных полостей, зале-

женные кварцем, что и препятствовало формированию в них золотого оруденения.

На рядовых месторождениях золоторудные столбы в продольной плоскости рудного тела прослеживаются по склонению, как правило, на десятки — первые сотни метров. На глубокозакрывающихся крупнейших месторождениях золота, таких как Колар, Холлинджер — Мак-Интайр, Доум, Керкленд-Лейк, Хомстейк, Морроувелью, Ашанти, месторождениях пояса Мазер-Лод и др. богатые руды в золоторудных столбах непрерывны до глубин 1200—1500 м. Это свидетельствует о необыкновенно длительной устойчивости трещинных полостей, заполненных рудоносным раствором, на таком большом интервале. При этом минеральный состав богатых руд в крупных золоторудных столбах, по данным зарубежных геологов, очень постепенно изменяется в сторону увеличения с глубиной объемов ранних дозолотых минеральных ассоциаций относительно более поздних продуктивных. Также постепенно снижается содержание золота в рудах. В частности, на месторождениях Ашанти и Колар оно без скачков, постепенно уменьшилось соответственно с 37,5 и 47,5 г/т до 10,6 г/т на глубине 1,8 км на первом и до 4 г/т на глубине 3,35 км — на втором. В отдельных вертикальных диапазонах средние содержания золота на месторождении Колар составляли: от верхних горизонтов до глубины 300 м — 42 г/т, в интервале 300—900 м ниже поверхности — 28 г/т, 900—2000 м — от 19,7 до 15,4 г/т, 2000—2500 м — от 12,4 до 10,2 г/т и в диапазоне 2500—3200 м — от 7,15 до 5,35 г/т. Все изложенное подтверждает представление о том, что на крупных и крупнейших трещинных месторождениях образование руд золота происходило в наиболее устойчивой термобарометрической обстановке, в зонах масштабных рудовмещающих нарушений, в пределах которых только и могут устанавливаться подобные условия [5, 6, 8].

Автором ранее были рассмотрены типы крупных и крупнейших трещинных



месторождений золота [7]. Дальнейшее изучение геологических обстановок размещения и структур таких месторождений показало, что выделенные золоторудные объекты семи структурных типов целесообразно сгруппировать в два различных морфологических класса: с линейно вытянутыми и изометричными рудоносными участками (таблица).

Для месторождений с линейно вытянутыми участками характерна, как правило, локализация на большом протяжении в узкой зоне, вдоль главного линейного рудоконтролирующего элемента структуры. Очевидно, оруденение, развитое в пределах подобных узких зон, формируется только в каком-то одном линейно прослеживаемом геологическом элементе трещинной структуры — разломе, мощной зоне расслаивания и дробления, трещинной системе, протяженном пучке или зоне субпараллельных рудоносных разрывов. В других условиях линейную вытянутость рудоносных участков определяет единая эндо- и экзоконтактовая, тектонически нарушенная зона интрузивного (в архейских зеленосланцевых поясах — гранито-гнейсового) массива или вулканогенного, плутоновулканогенного комплекса. Особенности такой зоны сохраняются на всем протяжении деформированного участка. Таким образом, к первому классу отнесены месторождения, различающиеся исключительно лишь структурным трещинным рисунком своих линейно вытянутых участков, возникших в однородной среде или вдоль контактовой зоны, в которой также всюду сохраняется одинаковый тип неоднородности.

Месторождения второго класса отличаются более сложной геологической позицией. В одних случаях они размещаются в достаточно однородных литологических комплексах, осложненных секущими магматическими телами, избирательно деформирующимися в процессе оруденения. В других случаях месторождения формируются как в однородных, так и неоднородных геологических средах, характери-

зующихся образованием трещин разного направления — в узлах пересечений, ограничений и сочленений разрывов, пронизываемых для поступающих золотоносных растворов.

Целесообразность разграничения месторождений с линейно вытянутыми и изометричными рудоносными участками подтверждается необходимостью использования различных направлений их поисков и разведки. На месторождениях первого класса протяженный отрезок рудоконтролирующего нарушения нередко сопровождается оруденением и сам выступает в роли главного рудовмещающего звена трещинной структуры. Значительные масштабы такой оруденелой структуры обуславливают локализацию в ней крупных запасов золота, сосредоточенных в сравнительно узкой и протяженной зоне, вдоль которой и располагаются разведочные выработки.

На крупных золоторудных месторождениях второго класса промышленные руды сосредоточены в едином крупномасштабном теле с рядовыми содержаниями золота или в ряде разобщенных рудных тел, объединяющихся в один узел (см. таблицу). За условными, обычно геологическими границами его, как правило, оруденение отсутствует или проявляется в виде незначительных скоплений руд. Разведочные выработки сосредоточиваются в пределах единого крупного изометричного тела или на площадях отдельно расположенных рудоносных участков. Предваряющие их поиски ведутся на сравнительно обширных площадях и, как правило, для обнаружения таких узлов разведочные выработки проходятся с большей плотностью.

Изложенный материал позволяет констатировать, что размещение и строение рудоносных участков крупных и подавляющей массы рядовых месторождений золота (с малыми и средними запасами), с одной стороны, однотипны и не отличаются особой спецификой. Главными чертами крупных месторождений, как бы повторя-



ющих черты рядовых золоторудных объектов, являются: сходство «рисунка» трещинной структуры на участках однотипных месторождений независимо от запасов золота; одинаковые или почти одинаковые геологическая обстановка размещения трещинных рудовмещающих нарушений и глубина формирования руд; аналогичный по форме контур оруденения в плоскости главных рудовмещающих нарушений.

Вместе с тем при всем сходстве геологической позиции и структуры золоторудных объектов, обладающих различными запасами золота, участки крупных и тем более крупнейших месторождений отличается масштабность рудовмещающих нарушений, нередко на порядок превосходящая таковую рядовых разрывов. При этом для крупных золоторудных объектов характерна сосредоточенность проявления ору-

денения, избирательно формирующегося в линейно вытянутых трещинных нарушениях или в узлах, в сочетании их с разрывами других направлений, тектонически деформированными контактовыми зонами, интрузивными штоками и дайками (в которых руды непрерывно распространяются на глубину более 1 км), а также с реакционноспособными породами, подвергающимися оруденению. Таким образом, коренные отличия крупных и крупнейших золоторудных месторождений заключаются в следующем:

1) избирательном формировании руд в крупномасштабных трещинных нарушениях трех типов: а — в протяженных и мощных участках рудоносных разломов и зон расщепления и дробления, узлах пересечений и сопряжений их; б — в протяженных и широких трещинных систе-

Структурные классы и типы крупных и крупнейших золоторудных месторождений

Классы	Типы	Максимальные запасы Au, т
Линейно вытянутые	Протяженные и широкие трещинные системы, сложенные многочисленными рудоносными разрывами-кулисами, непрерывно сменяющими друг друга в плане и на глубину с жильными, прожилковыми, изредка вкрапленными рудами (Мурунтау, Калгурли, Холлинджер — Мак-Интайр, Доум, Наталкинское и др.)	До 4000
	Единичные (или ограниченной серии) протяженные и мощные разломы, зоны расщепления и дробления с прожилково-вкрапленными и штокерковыми рудами (Голдстрайк, Бақырчик, Керр-Эдисон, Комштотк, Сухой Лог, Кумтор, Ашанти, Кембелл-Дикенсон, Морроу-Велью, Хомстейк, Нежданиское и др.)	До 1500
	Один или несколько субпараллельных протяженных пучков рудоносных разрывов с жильными и прожилково-вкрапленными рудами (Колар, Крипл-Крик, Багио, Пуэбло-Вьехо, Валей-Тасеевское, Многовершинное, Сильвертон-Теллурид, Раунд-Маунтин, Амантайтау, Даугыстау и др.)	До 900—1000
	Пучки рудоносных разрывов, расположенные вдоль протяженных тектонически деформированных контактов интрузивных (гранито-нейсовых) массивов с жильными рудами (Глоб-Феникс, Чартерс-Тауэрс, Чармитан и др.)	До 250
Изометричные	Пересекающиеся и сочленяющиеся зоны разломов и пучки рудоносных разрывов со штокообразными телами прожилково-вкрапленных руд (Лихир, Поргера, Голд-Кворри и др.)	До 1500
	Контактовые зоны интрузивных штоков и дайки, нарушенные ветвящимися разломами или пучками рудоносных разрывов со штокообразными залежами и жилами вкрапленно-прожилковых руд (Керкленд-Лейк, Васильковское, Аляска-Тредвел и др.)	До 900
	Разрывы, рассекающие дайки и малые штоки интрузивных пород с лестничными жилами (Сигма-Ламак, Морнинг-Стар, Бестюбе, Брелорн-Пайонир и др.)	До 250—300



мах, сложенных многочисленными рядовыми разрывами, на большом расстоянии кулисообразно сменяющимися друг друга по простиранию и на глубину; в — в протяженных пучках и зонах разрывов, в том числе осложняющих тектонически деформированные участки контактов, тела хрупких магматических и слои реакционноспособных пород, вытягивающиеся на большое расстояние и на глубину;

2) длительной дорудной подготовке трещинной структуры месторождений;

3) отсутствию дорудных ограничителей на рудоносных участках или крупноблоковом строении последних, обусловленном ранним заложением рудовмещающих нарушений, с преимущественным подновлением их в последующие этапы тектонического развития и «подавлением» поперечной трещиноватости;

4) сложном внутреннем строении золоторудных тел, в которых вкрапленность рудных минералов сочетается с полосами прожилкового или штокверкового оруденения, а также с мелкими желваками и гнездами сульфидно-кварцевых руд;

5) отсутствию вертикальной минеральной зональности или проявлении ее отдельных элементов, обусловленном постепенным и медленным изменением термобарометрической обстановки на большом вертикальном интервале в процессе минерализации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов В.И., Митюшин А.М. Основные черты структуры Центрального золоторудного поля // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1970. С. 79—87.
2. Бойцов В.Е., Иванов И.А., Минькин И.М. Уран и золото на месторождении Мурунтау // Уникальные месторождения полезных ископаемых России: закономерности формирования и размещения. СПб, 1996. С. 50—62.
3. Казанский В.И. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы, его определяющие // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М., 1986. С. 5—16.
4. Константинов М.М. Золоторудные гиганты // Отечественная геология. 1993. № 6. С. 75—83.
5. Константинов М.М. Новые и перспективные типы золоторудных месторождений // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 18—26.
6. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Рудообразующие процессы. — М.: ВИНТИ, 1984.
7. Некрасов Е.М. Главные геолого-структурные типы и особенности крупных эндогенных месторождений золота // Отечественная геология. 1996. № 2. С. 19—28.
8. Сафонов Ю.Г. Структурные критерии оценки распространения жильного гидротермального оруденения на глубину // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М., 1986. С. 25—39.
9. Тилляев Х. Некоторые геологические условия формирования и размещения золотого оруденения на Чармитапском рудном поле // Узбекский геологический журнал. 1973. № 5. С. 28—31.
10. Шубин Г.В., Чубаров С.А., Матюшевский А.А. и др. Структура рудного поля и генезис руд Любавинского месторождения (Забайкалье) // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1970. С. 48—64.
11. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналией — М.: Недра, 1990.
12. Burrous D.R., Spooner E.T.C., Wood P.C. and oth. Structural controls on formation of the Hollinger — McIntyre Au-quartz vein system in Hollinger shear zone, Timmins, Southern Abitibi greenstone belt, Ontario // Econ. Geology. 1993. Vol. 88. № 6. P. 1643—1663.
13. Goldstrike mine // Mining Magazine. 1989. Vol. 161. № 4. P. 269—272.
14. Phillips G.N. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie // Econ. Geology. 1986. Vol. 81. № 4. P. 779—808.
15. Rota J.C., Ecburg C.E. History and geology outlined for Newmont's Gold Quarry deposit in Nevada // Mining Eng. (USA). 1988. Vol. 40. № 4. P. 239—245.



УДК 551.07

© Ю.П. Юшманов, 1999

## СТРУКТУРА И ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕРЕБРЯНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЕННОЕ В ВОСТОЧНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ

Ю.П. Юшманов (ЗАО ГМК «ЭЛЕКТРУМ», г. Дальнегорск)

*Комплексное серебряно-полиметаллическое (с золотом, медью, молибденом и др.) месторождение порфирирового типа контролируется интрузивно-купольной структурой. В центральной части купола проявлена медно-молибденовая минерализация, а на периферии — серебряно-полиметаллическая с сурьмой и золотом. Для рудоотложения литологически благоприятны песчаники и вулканиты кислого состава. Особенности геологического строения и структуры рудного поля позволяют прогнозировать на глубоким горизонтах слепые рудные тела.*

Жильное серебряно-полиметаллическое месторождение Каменное входит в группу рудных полей Дальнегорского горно-промышленного района и расположено в восточной части Журавлевского террейна [2] в зоне влияния Прибрежного глубинного разлома — позднемелового сдвига большой амплитуды [4, 6]. Локально рудное поле приурочено к интрузивно-купольной структуре (ИКС), ограниченной с флангов дуговыми линейными разломами (рисунок). В ядре ИКС эродирована корневая часть вулканоструктуры, сложенная многофазной интрузией гранитов. Ее фундамент образуют интенсивно дислоцированные терригенные породы раннего мела, выступающие в тектоническом блоке на северо-западе ИКС. Осадочные породы простираются в северо-восточном направлении и моноклинально погружаются на юго-восток под углами 50—80°. Складчатый фундамент несогласно перекрыт покровом верхнемеловых вулканитов. В основании покрова залегают конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты в переслаивании с туффитами. Конгломератобрекчии содержат обломки и валуны песчаников, алевролитов, риолитов и андезитов. Выше по разрезу преобладают собственно вулканиты — брекчиевые лавы и туфы игнимбритов, риодацитов, андезиты и их туфы. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения от центра ИКС падают на северо-запад и юго-

восток под углами 20—40°. В юго-восточном и северо-западном эндоконтактах интрузии выявлены небольшие (50x50 м) тела осадочных, туфогенно-осадочных и эффузивных пород. Одни из них являются ксенолитами как боковых вмещающих пород, так и кровли интрузива, другие — трубками взрыва, которые сложены лавобрекчиями кислого и среднего составов, имеющими с гранит-порфирами крутые тектонические контакты. На глубину трубки взрыва не изучены.

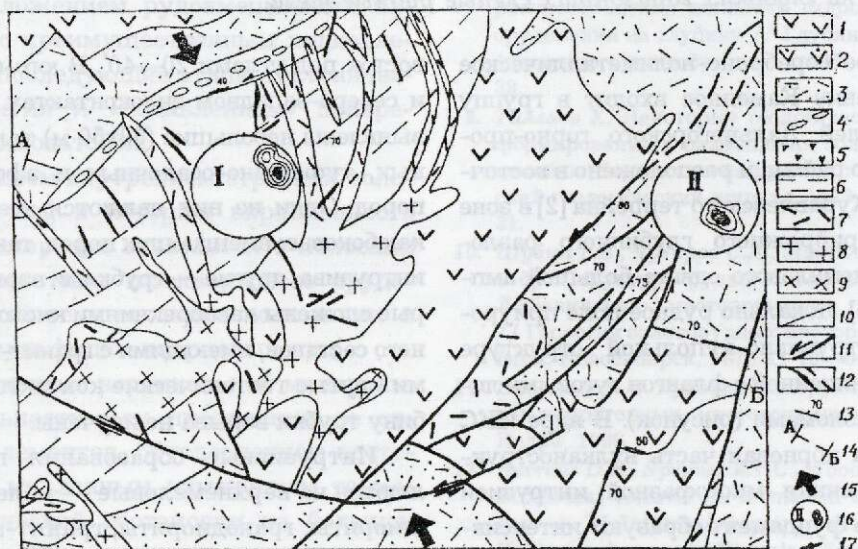
Интрузивные образования подразделяются на верхнемеловые — палеогеновые (диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, риолиты и андезиты) и палеогеновые (дайки андезитовых и диабазовых порфиритов). Породы, слагающие центральную часть ИКС, отличаются сложным составом. Юго-западная часть интрузии представлена роговообманковыми диоритами, которые к северо-западу постепенно сменяются гранодиоритами с порфирировой структурой. Гранодиориты имеют интрузивные контакты с гранит-порфирами. Риолиты, выполняющие дайки и апофизы интрузии, в свою очередь, постепенно переходят в гранит-порфиры. Палеогеновые дайки андезитовых порфиритов — наиболее молодые. Для всех интрузивных образований установлен дорудный возраст.

Гидротермальный и контактовый метаморфизм определяет зональное строение

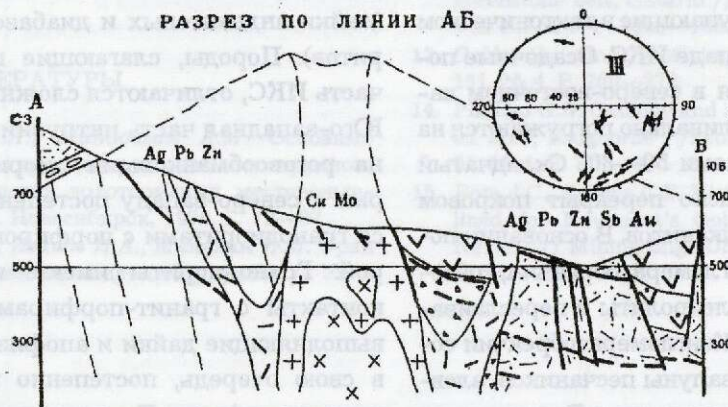


ИКС. В центре интрузии и на ее эндоконтактах проявлена грейзенизация, представленная кварц-мусковитовой и кварц-серицитовой фашиями. В грейзенах установлена медно-молибденовая минерализация с убогими содержаниями меди — 0,01—0,06% и молибдена — 0,001—0,1%. Андезиты и риодациты в эндоконтактах интрузии превращены в кварцитовидные породы, сложенные мелкоагрегатным кварцем и тонкочешуйчатым серицитом. Осадочные породы в полосе 200—400 м от контакта с интрузией биотитизированы и окварцованы. Биотитизация проявлена не-

равномерно в зависимости от состава пород и их трещиноватости. Участки сплошной биотитизации развиты по тонкозернистым песчаникам и алевролитам. На периферии ИКС биотититы сменяются пропилитами и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Среди эффузивных и интрузивных пород кислого состава пропилитизация выражена в основном в окварцевании и серицитизации. В диоритах, андезитах и в меньшей мере в других породах проявлены хлоритизация, эпидотизация и альбитизация. Осадочные породы обычно окварцованы, серицитизированы.



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АБ



Геолого-структурная схема и разрез месторождения Каменное с элементами рудной зональности:

1 — андезиты; 2 — туфы андезитов; 3 — туфы риолитов; 4 — конгломератобрекчии; 5 — брекчии эруптивные; 6 — терригенные породы; 7 — риолиты; 8 — гранит-порфиты; 9 — диориты и гранодиориты; 10 — геологические границы; 11 — разрывы (стрелками показано направление сдвига); 12 — установленные и предполагаемые рудные тела; 13 — направление главного сжатия; 14 — диаграммы ориентировки сульфидных жил и прожилков; 15 — ориентировка структур скольжения (для диаграммы III)



Пирит и карбонаты обнаружены во всех разностях пород.

Серебряно-полиметаллическое оруденение локализовано в двух структурных ярусах и развито на периферии ИКС. Рудные тела контролируются зонами северо-восточных левых сдвигов, вдоль которых проявлена слабая минерализация. В терригенных породах складчатого фундамента сдвиги выражены множеством послонных срывов, около которых широко развита крутая приразломная складчатость [1, 4]. Со сдвигами сопряжены близвертикальные северо-западные разломы сдвиго-раздвиги, вмещающие рудные тела (см. рисунок, диаграмма I) и дайки, которые образуют структуру лестничного типа. Другой тип рудных тел проявлен в слабодислоцированных вулканитах верхнего яруса, где оруденение локализовано в системе пологих северо-восточных сульфидных жил и прожилков (см. рисунок, диаграмма II), редко межпластовых, ограниченных с флангов крутопадающими трещинами сколового типа. На поверхности сколов фиксируются зеркала скольжения с субгоризонтальной тектонической штриховкой (см. рисунок, диаграмма III). В рудах по трещинам видны следы надвиговых смещений и поздних сдвигов. Протяженность рудных тел первые сотни метров, мощность 0,35—4 м и более. Вблизи блокирующих разрывов рудные тела расщепляются, образуя структуры типа «конского хвоста». К этим структурам приурочены обогащенные участки — рудные столбы с прожилковыми и вкрапленными рудами.

Широтные разломы развиты незначительно. Как правило, они близвертикальные и характеризуются сбросовыми и правосдвиговыми смещениями. Дуговой разлом ограничивает с юга многофазную интрузию гранитов и примыкает на востоке к зоне северо-восточных сдвигов. Он хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках, к нему приурочены водотоки. Крупные разрывы выполнены тектонической глиной и обломками вмещающих пород. Кроме того, разломы проявлены зонами мощностью

5—10 м гидротермально измененных пород с окварцеванием, омарганцеванием, серицитизацией и сульфидизацией. Наряду с перечисленными изменениями, наблюдаются серицит-кварцевые и хлорит-эпидотовые метасоматиты.

Вместе с тем, в рудном поле проявлен литологический контроль оруденения, связанный с различными физико-механическим составом и пористостью вмещающих пород. Так, в терригенных породах рудные тела залегают преимущественно в хрупких песчаниках, в вулканических — в риолитах и их туфах. При детальном полевом изучении среди туфов выделены разные по зернистости прослои, к которым приурочены рудные жилы и прожилки мощностью до 35 см. Все это позволяет считать, что пласты с повышенной пористостью благоприятны для осаждения гидротермальных руд. В покровах андезитов рудные тела не обнаружены. Однако по срывам вдоль контактов андезитов с вмещающими туфами риолитов отмечаются пологие зоны дробления с непромышленными содержаниями сульфидных руд.

На месторождении Каменное выделены три типа сульфидных руд: вкрапленные с молибденом и халькопиритом, кварц-карбонатно-полиметаллические и арсенопиритовые. Промышленный интерес представляют два последних типа. Руды обладают полосчатой, брекчиевой, массивной, прожилковой, вкрапленной и комбинированной текстурами. Структуры руд гипидиаморфнозернистые, аллотриаморфнозернистые, эмульсионные, интерстиционные, коррозионные и структуры «пересечения».

В рудах определено 30 минералов; преобладают галенит (70%) и сфалерит (35%). Вместе с ними встречаются арсенопирит — до 1%, халькопирит — 0,1%, пирит — до 0,5%, пирротин — до 0,5%, тетраэдрит — 0,1%, редко — пираргирит, самородное серебро, электрум, аргентит, станниа. Среди жильных минералов преобладают кварц и кальцит, менее развиты барит, хлорит, серицит и очень редок эпи-



дот. В зоне окисления и цементации рудных тел распространены гипогенные минералы — гидроксиды железа, ковеллин, марказит, халькозин, смитсонит, церрусит, скородит и стетефельдит.

Химический состав руд характеризуется высокими содержаниями Pb — до 47,5%, Zn — до 24,3% и Au — до 12 кг/т. В качестве попутных компонентов присутствуют Sb — до 9,2%, Au — до 7,2 г/т, Cu — 0,2%, Sn — 0,07%, Cd — 0,036%, Bi — 0,01%.

Анализ взаимоотношений различных типов оруденения, геохимических ореолов, гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород и магматических образований показывает, что строение ИКС месторождения Каменное соответствует типовой модели магматогенно-рудной системы порфирирового типа с зональным расположением руд. Общая горизонтальная зональность обусловлена сменой от центра к периферии медно-молибденовой минерализации промышленным серебряно-свинцово-цинковым оруденением с сурьмой и золотом. На выклинках рудных тел руды становятся существенно арсенопиритовыми с повышенным содержанием золота и элементов платиновой группы. Рудные тела вскрыты скважинами на небольшую глубину, поэтому вертикальный размах промышленного оруденения окончательно не установлен.

Итак, анализ структуры месторождения и состава руд позволяет сделать следующие выводы.

Структура месторождения Каменное является отражением региональных геодинамических процессов, где рудообразующий процесс, по-видимому, был тесно сопряжен с разрядкой регионального субмеридионального тангенциального сжатия. В пользу этого свидетельствуют широкое развитие на месторождении синхронных оруденению сдвиговых зон, надвигов, а также закономерная ориентировка рудных жил и даек, локализующихся в трещинах отрыва регионального поля сжатия. Причем локальная ИКС рудного поля форми-

ровалась в двух тектонических режимах — горизонтального сжатия и вертикальных блоковых перемещений. Проблемы растяжения и рифтогенез континентальной коры Сихотэ-Алиня убедительно объяснены [5] с позиции латеральных перемещений вдоль северо-восточных сдвигов, в том числе и по Прибрежному глубинному разлому. Эффузивный магматизм и внедрение интрузии в проницаемые зоны обеспечили формирование сводовых поднятий и кольцевых структур — характерного элемента ИКС.

Полиформационный характер оруденения месторождения ставит под сомнение концепцию металлогенической специализации многофазного интрузива, слагающего ядро ИКС. Магмоподводящий канал и оруденение контролируются близвертикальной системой сколовых северо-восточных трещин, которые проникали на большую глубину и, по-видимому, были связаны с общим корово-мантийным источником. Различная температура осаждения минералов обусловила рудную зональность магматогенно-рудной системы.

Эрозионный срез исходного вулканического аппарата по предварительным данным составляет 500—600 м. Судя по широкому распространению минералов сурьмы и серебра [3], можно предположить, что изученные руды располагаются на средне-верхнерудном уровне зональной рудной колонны.

Открытие слепых рудных тел прогнозируется на периферии ИКС, в том числе под покровом андезитов, которые служили экраном в момент рудоотложения. Предполагается, что скрытые рудные залежи находятся в зонах разломов несколько в стороне от известных рудных тел и геохимических ореолов в соответствии с падением рудоконтролирующих разрывных структур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения / В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, А.В. Пейве и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.



2. Геология и полезные ископаемые Приморского края / А.И. Ханчук, В.В. Раткин, М.Д. Рязанцева и др. — Владивосток: Дальнаука, 1995.
3. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Логвинцев П.И. Минералого-геохимическая зональность скарновых и жильных полиметаллических месторождений Дальнегорского района как основа локального прогноза распределения оруденения на глубину // Рудные месторождения Дальнего Востока — минералогические критерии прогноза, поисков и оценки. Владивосток, 1991. С. 38—41.
4. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. — М.: Наука, 1980.
5. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1989.
6. Юшманов Ю.П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому «Приморье» // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 117—120.

УДК 553.411:551.34 (235.223)

© В.Г. Немчинов, 1999

## МЕХАНИЗМ МИГРАЦИИ СВОБОДНОГО ЗОЛОТА В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ КРИОЛИТОЗОНЫ НА ПРИМЕРЕ ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

**В.Г. Немчинов (Геологический институт СО РАН)**

*В гольцовой зоне Восточного Саяна в пределах рудных полей и месторождений золото-кварцевой формации часть свободного золота, заключенная в деятельном слое многолетнемерзлых рыхлых пород, вовлекается в своеобразное конвективное движение обломочного материала, следствием которого являются широко известные медальоны, каменные многоугольники, полигональные грунты, каменные венки и др. Установлено, что в результате криогенной конвекции в толще сезонного промерзания—оттаивания осуществляется активная дезинтеграция обломочного материала, сопровождающаяся изменением морфометрических характеристик свободного золота. В результате восходящей и нисходящей миграции золота происходит его локальная концентрация на поверхностях медальонов, а также в межмедальонных пространствах вблизи подошвы деятельного слоя.*

Процесс перехода рудного золота в россыпное сопряжен с множеством факторов, в большей или меньшей степени влияющих на его способность освобождаться от вмещающих горных пород и минералов. Значительную роль в мобилизации свободного золота играют условия выветривания, транспортировки, а также физико-химические механизмы, обуславливающие динамику и эволюцию вещества земной коры в зоне гипергенеза. В настоящее время вопрос о поведении частиц золота в зоне криогенеза мало изучен, несмотря на то, что некоторые исследователи внесли определенный вклад в решение этой проблемы [2—5].

В гольцовой зоне Восточного Саяна широко распространены субгоризонталь-

ные пологонаклонные поверхности, сформированные совокупностью гляциальных и криогенных морфообразующих процессов. Это плоские водоразделы и седловины, нагорные террасы, кары и каровые долины с плоскими днищами.

В районе Пионерского золоторудного месторождения формирование каровой долины сопровождалось последовательным разрушением рудных тел, обнажающихся в стенке кара в современном денудационном срезе. За время развития каровой долины в разной степени минерализованный обломочный материал непрерывно поступал с денудлируемых склонов в днище, формируя рыхлый чехол, мощность которого по данным бурения достигает 20 м.



Синхронно осуществлялся вынос обломочного материала ледником и тальми водами за пределы кара, в связи с чем рассеивание рудных обломков было весьма значительным и изначально каких-либо упорядоченных концентраций свободного золота в толще гляциальных и флювиогляциальных образований не возникало.

Верхняя часть разреза этих отложений, вскрытых на глубину до 2,5 м, имеет двучленное строение: дресвяно-щебнистый горизонт с суглинисто-алевритовым заполнением мощностью 1,4—1,8 м переходит в существенно щебнисто-глыбовый с дресвой, нижняя граница которого не установлена.

Анализ вертикального распределения золота в верхней части разреза флювиогляциальных отложений показал наличие двух интервалов (0—0,4 и 1,4—1,6 м), характеризующихся относительным повышением его содержания, причем в каждом отдельном случае отмечалась тенденция к повышению концентрации металла в верхнем интервале с синхронным ее снижением в нижнем и — наоборот. Такая закономерность обнаружена в шурфах, заложенных в первом случае непосредственно по так называемым медальонам, во втором — в межмедальонных пространствах.

Опробование на глубину 0,4 м в центральных частях криогенных форм микро-рельефа показало повышенные концентрации золота в верхней половине интервала в 54% случаев и лишь в 15% — в

нижней. Максимальные содержания Au по отдельным пробам составляли до 220 мг/м<sup>3</sup>.

Для определения степени криогенного воздействия на частицы золота проведен сравнительный анализ его морфологии в условиях склонового осадкообразования и в толще отложений днища кара. В результате установлены вполне отчетливые закономерности (таблица).

Как видно из таблицы, в склоновых отложениях вблизи коренных источников находится практически рудное золото, а на удалении 100—150 м от подошвы склона в толще деятельного слоя сезонного оттаивания—промерзания оно уже заметно деформировано и окатано. Очевидно, в условиях интенсивной дезинтеграции и диспергации обломочного материала частицы золота подвергаются значительному механическому воздействию и вовлекаются в криогенные перемещения, возникающие в деятельном слое. В связи с этим с учетом полученных данных предлагается динамическая модель миграции свободного золота в пределах деятельного слоя криолизотозоны.

В широком спектре процессов криолизотогенеза одно из главных мест занимает пучение горных пород и грунтов. Многими исследователями наблюдались и описывались явления выпучивания на поверхность крупных твердых тел (столбов, валунов, галек и др.). В условиях горной пустыни и тундры подобные явления способствуют

Сравнительная характеристика морфологии золота в склоновых (I) и флювиогляциальных (II) отложениях

Золотины	I, % от числа проанализированных золотин	II, % от числа проанализированных золотин
В сростании с кварцем, по фракциям, мм:		
0,1—0,25	3,4 (117)	5,1 (39)
0,25—0,5	7,6 (119)	1,1 (87)
0,5—1	50 (6)	0 (3)
1-й класс окатанности	0 (242)	40 (129)

Примечание. В скобках — число проанализированных золотин.



образованию специфических микроформ рельефа, называемых разными исследователями по-разному: каменные многоугольники, пятнистая тундра, полигональные грунты, медальоны, котлы кипения, каменные венки и т.д.

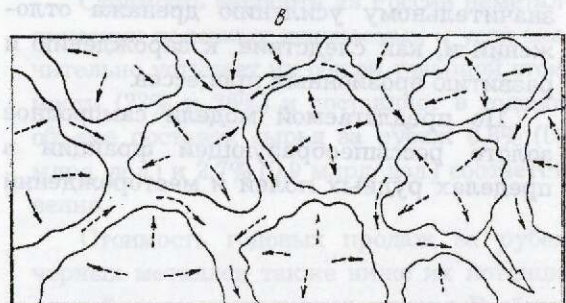
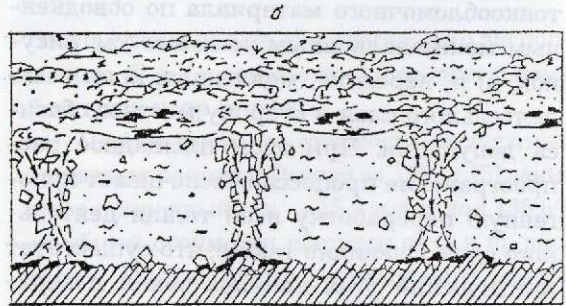
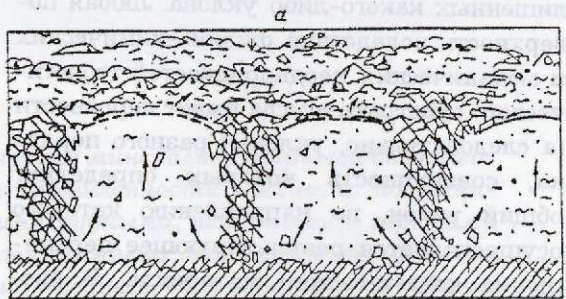
Один из главных результатов этого процесса — формирование типично слоистого разреза. Слоистость, выраженная в двучленном строении, где граница слоев представляет собой по-существу подошву деятельного слоя, — лишь частный случай, поскольку, подчиняясь общеклиматическим колебаниям и местным погодным условиям, мощность деятельного слоя может меняться.

Схема возникновения медальонов общеизвестна [1], но в связи с их ролью в механическом обогащении и мобилизации свободного золота остановимся подробнее на особенностях их развития.

Перед начальной стадией промерзания слой сезонного протаивания, как правило, разбит раскрытыми морозобойными трещинами на блоки, которые внутри остаются увлажненными. В условиях более быстрого промерзания породы по трещинам промерзший слой соединяется с многолетнемерзлой толщей, формируя таким образом замкнутые системы, давление в которых возрастает по мере промерзания. Затем образуются разрывы в верхних центральных частях блоков-отдельностей, через которые жидко-пластичный глинисто-алевритовый субстрат выжимается на поверхность, смещая грубый обломочный материал к периферии и образуя слабовыпуклую поверхность (рисунок, а). На этой стадии частицы золота восходящими потоками выносятся на дневную поверхность, где также смещаются к краям медальонов. Таким образом завершается зимний цикл развития медальонов, когда доминируют восходящие перемещения золотосодержащих рыхлых накоплений. Следует отметить, что зимние и летние циклы не имеют четкого разграничения. Длительность циклов и периода их взаимоперехода зависит

от многих как региональных, так и местных факторов.

Начало оттаивания сопровождается понижением давления внутри медальонного блока и ликвидацией выпуклости его поверхности. В ходе протайки в межмедальонных пространствах, где преобладает существенно глыбово-щебнисто-древяный



Миграция обломочного материала и золотин в деятельном слое криолитозоны:

а — «зимняя» фаза; б — «летняя» фаза; в — схема сноса обломочного материала; 1 — глыбы, щебень, дресва; 2 — супесь, суглинок, алеврит; 3 — многолетнемерзлые породы; 4 — сезонное промерзание; 5 — векторы движения обломочного материала и золотин; 6 — направление общего уклона поверхности; 7 — векторы сноса тонкообломочного материала; 8 — участки временной концентрации самородного золота



обломочный материал, под воздействием талых вод и атмосферных осадков происходит активное проседание ранее «поднятых» отложений и частиц золота. В итоге золотины пролипают вниз к подошве деятельного слоя по мере увеличения глубины оттаивания (см. рисунок, б).

В природе практически не существует абсолютно горизонтальных плоскостей, липенных какого-либо уклона. Любая поверхность вследствие физико-химических и механических неоднородностей геологического субстрата всегда имеет неровности (а следовательно, уклоны) разного порядка, совокупность которых определяет общий уклон, по направлению которого осуществляется результирующее перемещение кластического материала. В рассматриваемом случае происходят вынос тонкообломочного материала по обводненным межмедальонным желобам (см. рисунок, в) и, вероятно, медленный крип всего деятельного слоя в сторону местного базиса денудации. При этом площадное распространение процесса обеспечивает криогенную переработку всей толщи деятельного слоя. Очевидно также, что существует критический угол наклона таких поверхностей, увеличение которого приводит к значительному усилению дренажа отложений и, как следствие, к зарождению и развитию эрозионных процессов.

По предлагаемой модели самородное золото россыщеобразующей фракции в пределах рудных полей и месторождений

золото-кварцевого типа, расположенных в горно-гольцовых ландшафтах, в зоне сезонного промерзания—оттаивания активно высвобождается из сростков с вмещающими горными породами. Еще до попадания в подвижную водную среду «рудное» золото в процессе криолитогенеза приобретает первичную окатанность и деформированность. Постепенное высвобождение золота из сростков с материнской породой и приобретение элементов окатанности повышают его гравитационную крупность. При прочих равных условиях такое золото менее подвижно и в общем конвективном круговороте может отставать от других частиц и накапливаться вблизи подошвы деятельного слоя в виде относительно обогащенных прослоев и гнезд.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Достовалов В.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. — М.: Недра, 1966.
2. Мельников П.И., Мельников В.П., Царев В.П. Физико-химические процессы в криолитозоне // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 3—8.
3. Шило Н.А., Шумилов Ю.В. Механизм поведения золота в процессах формирования россыпей Северо-Востока СССР // Докл. сов. геологов на 25-й сессии Междунар. геол. конгресса «Минеральные месторождения». М., 1976. С. 156—168.
4. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литогенетические факторы россыщеобразования. — М.: Наука, 1981.
5. Шумилов Ю.В. Континентальный литогенез и россыщеобразование в криолитозоне. — Новосибирск: Наука, 1986.



# ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.04:553.4

© В.И. Воробьев, 1999

## ПРОГНОЗ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ТЯЖЕЛЫХ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ РОССИИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

**В.И. Воробьев (МНР России)**

*Охарактеризованы современное состояние минерально-сырьевой базы медной, свинцово-цинковой, оловянной промышленности России, ее потенциальная ценность в сравнении с другими рудными, нерудными и горючими полезными ископаемыми, а также доля тяжелых металлов в общей стоимости экспорта минерального сырья и продуктов его переработки. Сделан вывод о напряженном состоянии МСБ тяжелых металлов.*

Потенциальное богатство недр России общепризнано: по геолого-экономической оценке 1993 года (рис. 1) товарная стоимость минерально-сырьевых ресурсов (запасы промышленных категорий в сумме с прогнозными ресурсами) достигает 11,84 трлн. дол. США [6]. При этом наибольшую ценность представляют угли (4,5 трлн. дол. — 38%) и неметаллические полезные ископаемые, главным образом каменные соли (2,7 трлн. дол. — 23% от общей потенциальной товарной стоимости). Третье место по этой оценке занимают черные металлы (1,5 трлн. дол. — 13%). Угледородное сырье составляет в сумме также 13% от общей стоимости: природный газ — 0,95 трлн. дол. (8%), нефть с конденсатом — 0,59 трлн. дол. (около 5%). Аналогична оценка суммарной стоимости запасов и ресурсов благородных, цветных металлов и радиоактивного сырья (13%), в том числе валютного и радиоактивного — 0,8 трлн. дол. (7%), цветных металлов — 0,7 трлн. дол. (6%), что сопоставимо с потенциальной стоимостью угледородного сырья. Из рассматриваемых ресурсов тяжелые металлы (медь, цинк, свинец, олово) составляют около одной четверти потенциальной товарной стоимости группы цветных металлов.

В настоящее время реальная стоимость минерального сырья и продуктов его перера-

ботки, оцененная по объему годового экспорта (рис. 2), не соответствует потенциальному богатству недр страны.

Первое место по стоимости экспортных сырьевых поставок России за 1997 г. [5] занимает природный газ — 15,8 млрд. дол. (35,8% от общей стоимости поставок сырья на экспорт). Второе место принадлежит сырой нефти — 134,7 млрд. дол. (30,9%).

Стоимость экспорта из России неметаллических полезных ископаемых и угля значительно уступает их общей товарной стоимости (23% и 38%) и составляет в годовом объеме поставок сырья за рубеж 0,8% (0,3 млрд. дол.) и 2,7% (0,9 млрд. дол.) соответственно.

Стоимость годовых продаж за рубеж черных металлов также ниже их потенциальной ценности в недрах страны. В общем объеме экспорта сырья из России она составляет 2,8% (1,2 млрд. дол.) при 13% товарной стоимости в недрах. Валютное и радиоактивное сырье, а также цветные металлы по этим показателям характеризуются более высокими значениями. От продаж на мировом рынке благородных и радиоактивных металлов в казну ежегодно поступает 5,1 млрд. дол. (11,5% общей стоимости валютных доходов).

Годовой объем экспорта из России цветных металлов равен 7,1 млрд. дол., что со-



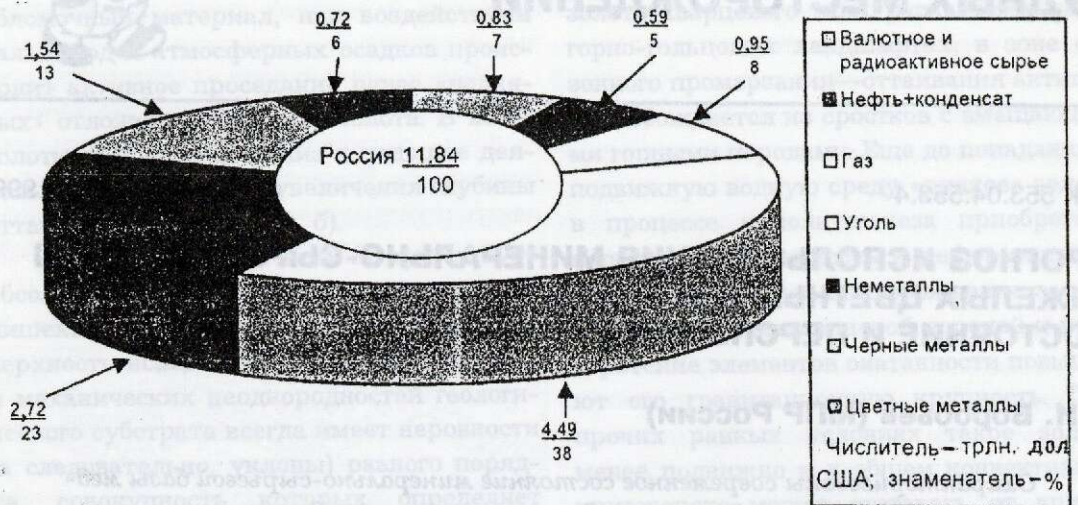


Рис. 1. Товарная стоимость недр России: запасы+ресурсы (оценка 1993 г.)

ставляет 16,1% общей стоимости поставляемых за рубеж минерального сырья и продуктов его переработки и выводит их на третье место после газа и нефти. При этом стоимость рассматриваемых металлов (Cu, Pb, Zn, Sn) в общем объеме российского экспорта цветных металлов близка к 20%.

Добыче тяжелых цветных металлов в капиталистических и развивающихся странах в последнюю четверть XX в. свойственны достаточно устойчивая тенденция роста или стабильная устойчивость на достигнутом уровне (рис. 3).

Производство меди в мире (за исключением России и стран СНГ), по данным А.И. Кривцова [3], с пролонгацией на пять лет за пределы 1995 г. прогнозируется в 2000 г. почти в 2 раза выше (9900 тыс. т), чем в 1970 г. (5171 тыс. т). Мировая добыча цинка в конце XX в. также отличается значительным ростом — до 5300 тыс. т к 2000 г. по сравнению с 4272 тыс. т в 1970 г. Объем добычи свинца с 1980 г. характеризуется тенденцией постепенного уменьшения и к 2000 г. может составить 1700 тыс. т. Мировое производство олова с 1980 г. существенно снижается, что при сохранении сложившейся обстановки может привести к объему добычи в 2000 г. в 110 тыс. т.

Объем прогнозируемого спроса (потребности) на указанные металлы в России, рассчитанный на основе модели межотраслевого баланса [1], в конце XX в. будет возрастать аналогично мировым тенденциям (рис. 4). В

2000 г. потребность России в меди составит 1715,9 тыс. т, цинке — 382,4 тыс. т, свинце — 100 тыс. т, олове — 7,5 тыс. т. При этом уровень ожидаемого производства меди составит около 20% от мирового, цинка, свинца и олова — 6—7%.

Фактические объемы производства горно-рудной продукции России [7] в 1996 г. составили, тыс. т (рис. 5): Cu 523 (5,2% мирового производства), Pb 16,5 (0,6%), Zn 126 (1,8%), Sn 8 (4%). Это в стоимостном выражении равно 1198, 13, 129 и 36 млрд. дол. соответственно (рис. 6).

Таким образом, вклад России в минерально-сырьевую базу тяжелых цветных

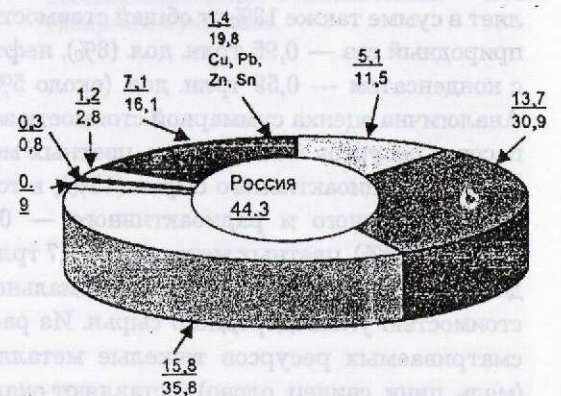


Рис. 2. Объем экспорта из России минерального сырья и продуктов его переработки за 1997 г., по данным Госкомстата России:

ул. обозн. см. рис. 1



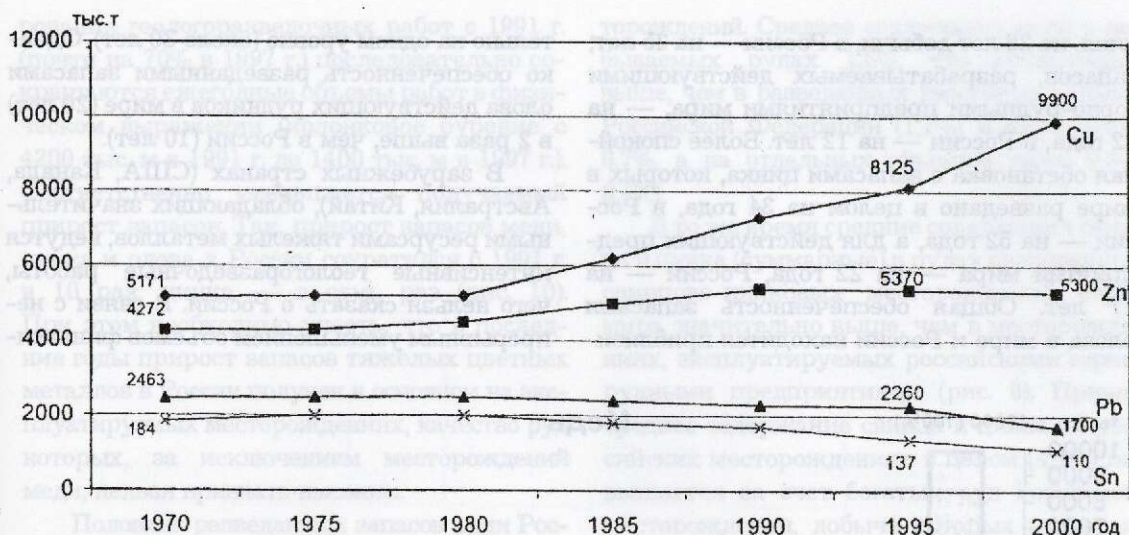


Рис. 3. Добыча меди, цинка, свинца, олова в капиталистических и развивающихся странах, по А.И. Кривошовой, 1998, с пролонгацией

металлов мира в последние годы не очень значителен, однако среди шести ведущих сырьевых держав она занимает второе — третье места по меди, шестое по свинцу, четвертое по цинку, третье по олову.

Общая обеспеченность России запасами рассматриваемых металлов по сравнению с мировой представляется относительно благополучной, однако состояние разведанных запасов для действующих предприятий как

в мире, так и в России следует признать недостаточным (рис. 7).

По медным рудам мировая обеспеченность запасами [4] при достигнутой добыче составляет 45 лет, разведанными запасами действующих предприятий — 25 лет, России — 80 и 16 лет соответственно. По свинцу ситуация с обеспеченностью запасами и в мире, и в России более напряженная. Общих разведанных запасов свинца в мире хватает

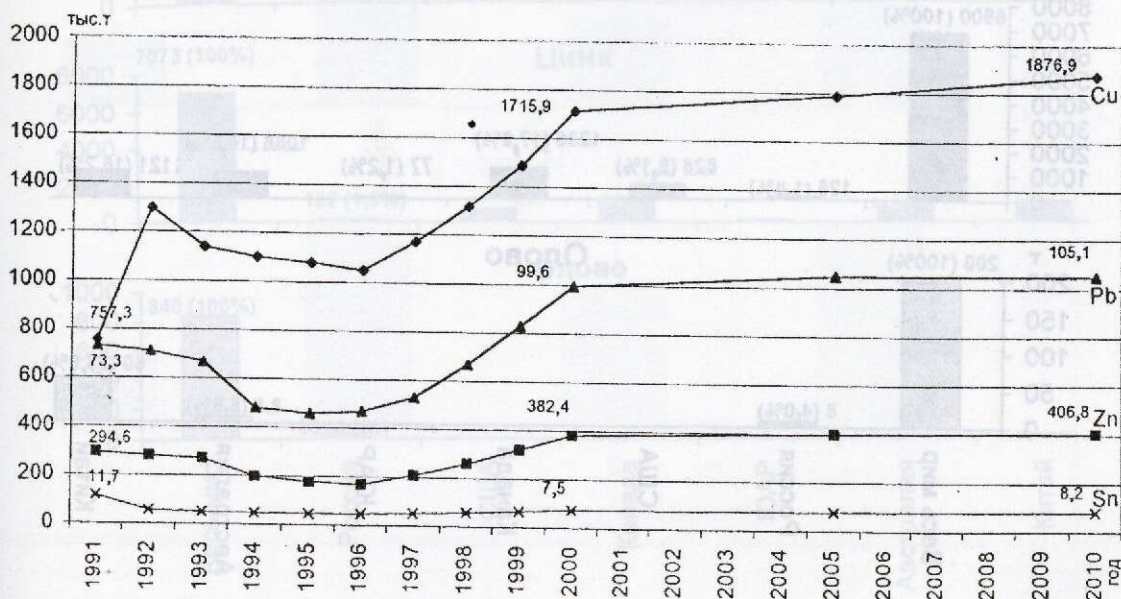


Рис. 4. Объем прогнозируемого спроса (потребности) на металлы в России в натуральном выражении, по Г.Х. Баеву, 1997)



лишь на 26 лет добычи, в России — на 25 лет; запасов, разрабатываемых действующими горно-рудными предприятиями мира, — на 22 года, в России — на 12 лет. Более спокойная обстановка с запасами цинка, которых в мире разведано в целом на 34 года, в России — на 52 года, а для действующих предприятий мира — на 22 года, России — на 17 лет. Общая обеспеченность запасами олова в мире и России находится прибли-

тельно на одном уровне (около 30 лет). Однако обеспеченность разведанными запасами олова действующих рудников в мире (20 лет) в 2 раза выше, чем в России (10 лет).

В зарубежных странах (США, Канада, Австралия, Китай), обладающих значительными ресурсами тяжелых металлов, ведутся интенсивные геологоразведочные работы, чего нельзя сказать о России. В связи с непрерывным уменьшением объемов финанси-

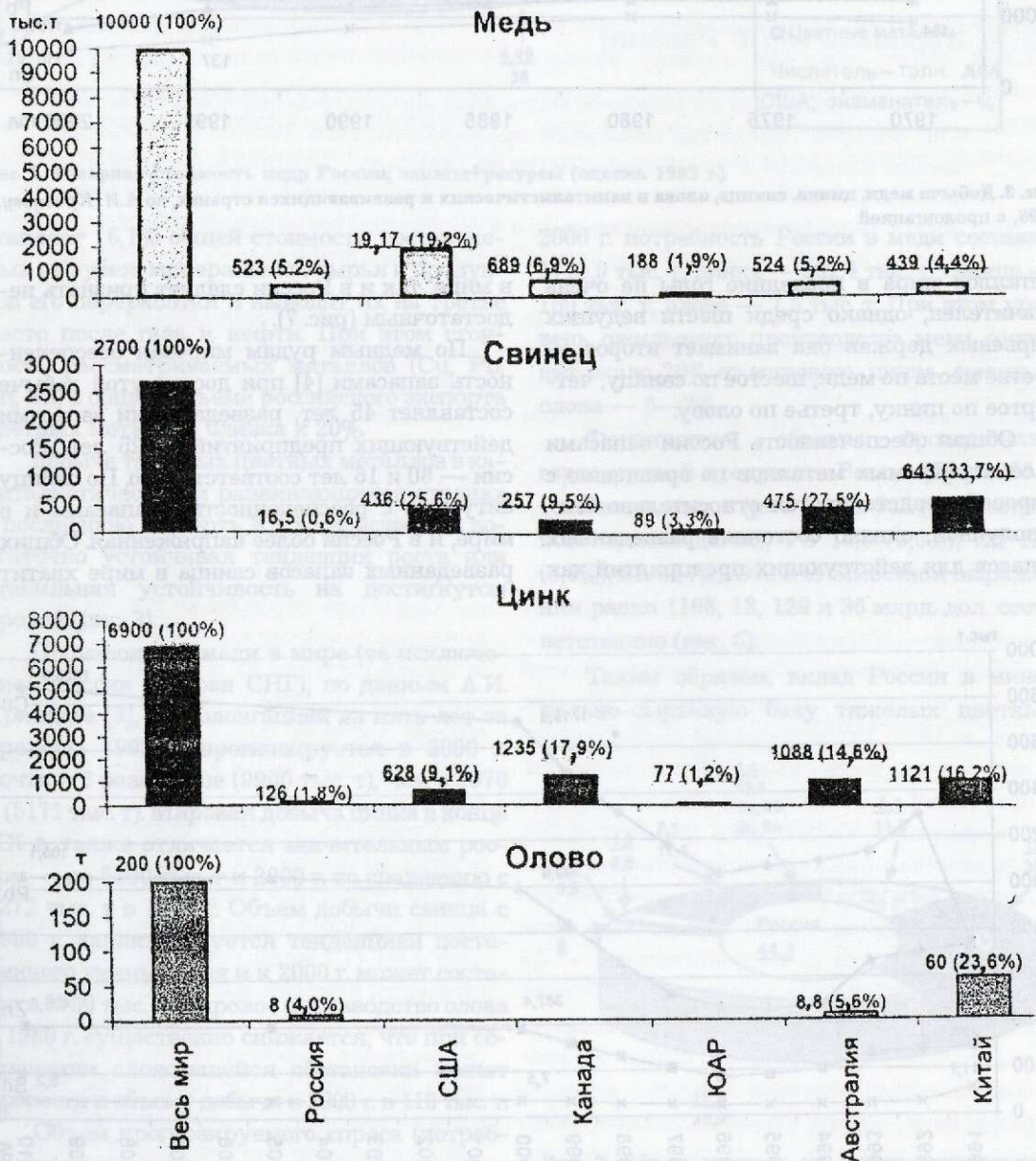


Рис. 5. Объемы производства горно-рудной продукции, произведенной ведущими сырьевыми державами в 1996 г.



рования геологоразведочных работ с 1991 г. (почти на 70% в 1997 г.) последовательно сокращаются ежегодные объемы работ в физическом выражении (колонковое бурение с 4200 тыс. м в 1991 г. до 1400 тыс. м в 1997 г.). Соответственно уменьшается получаемый прирост запасов. Так, прирост запасов меди, цинка и олова в России сократился с 1991 г. в 10 раз, цинка — в семь раз (рис. 10). При этом необходимо учесть, что в последние годы прирост запасов тяжелых цветных металлов в России получен в основном на эксплуатируемых месторождениях, качество руд которых, за исключением месторождений меди, нельзя признать высоким.

Половина разведанных запасов меди России заключена в рудах разрабатываемых мес-

торождений. Среднее содержание меди в добываемых рудах 1,6%, что существенно выше, чем в разведанных резервных запасах Российской Федерации (1,1%) и мира (0,6—0,7%, а на отдельных объектах даже 0,3—0,4%).

В то же время средние содержания свинца и цинка (суммарные) в рудах разведанных свинцово-цинковых месторождений стран мира значительно выше, чем в месторождениях, эксплуатируемых российскими горнорудными предприятиями (рис. 8). Причем среднее содержание свинца и цинка на российских месторождениях в целом (4,1%) повышается за счет богатых руд Горевского месторождения, добыча которых в настоящее время ведется в незначительных объ-

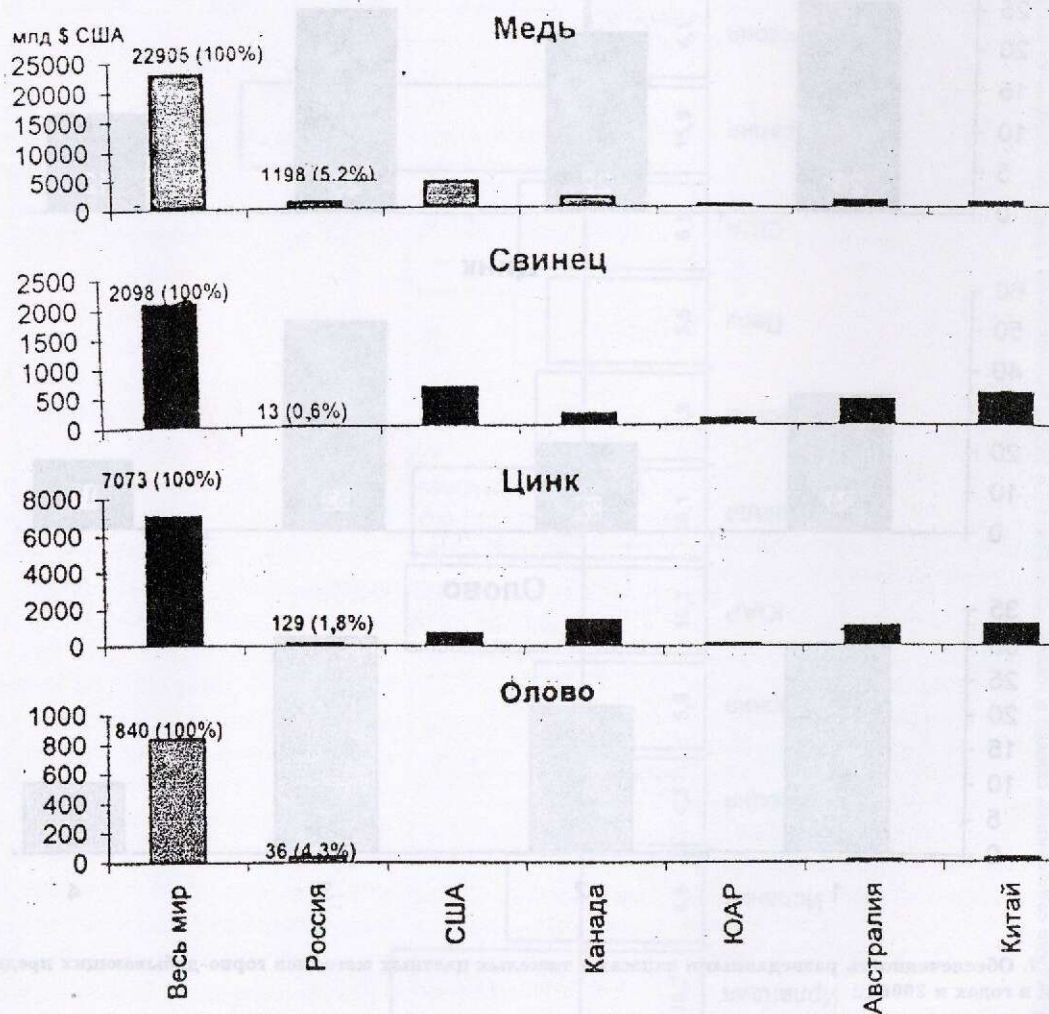


Рис. 6. Валовая стоимость горно-рудной продукции, произведенной ведущими сырьевыми державами в 1996 г.



емах. Остальные эксплуатируемые объекты характеризуются более низкими содержаниями свинца и цинка.

Содержание полезного компонента в рудах эксплуатируемых оловянных место-

рождений России также существенно ниже, чем в коренных месторождениях основных оловодобывающих стран мира, — 0,4%. Только руды Хинганского месторождения по содержанию олова (0,8%) приближаются к ми-

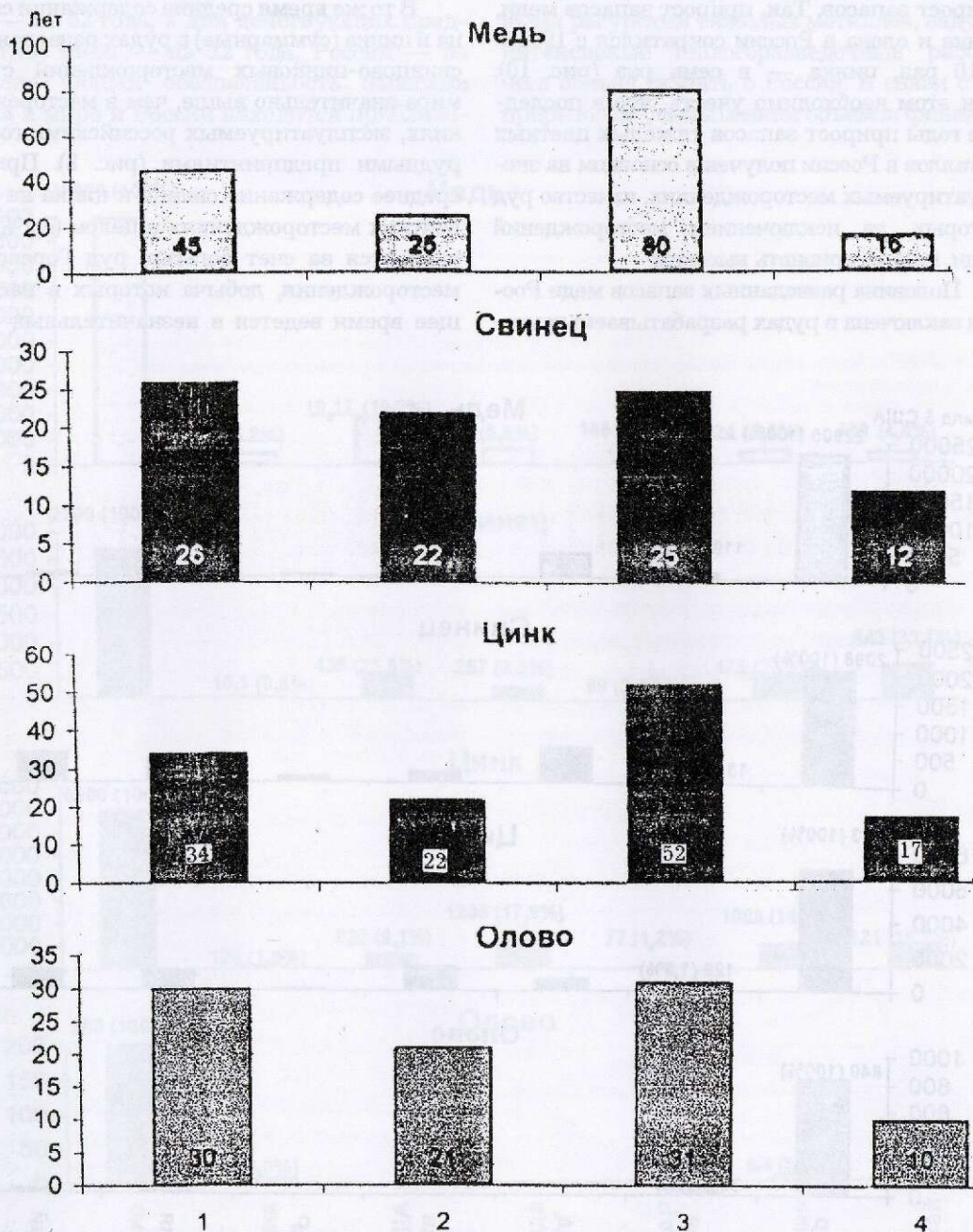


Рис. 7. Обеспеченность разведанными запасами тяжелых цветных металлов горно-добывающих предприятий в годах к 2006 г.:

1 — общая обеспеченность промышленности мира; 2 — обеспеченность разрабатываемыми запасами предприятий мира; 3 — общая обеспеченность разведанными запасами предприятий России; 4 — обеспеченность разрабатываемыми запасами действующих добывающих предприятий России



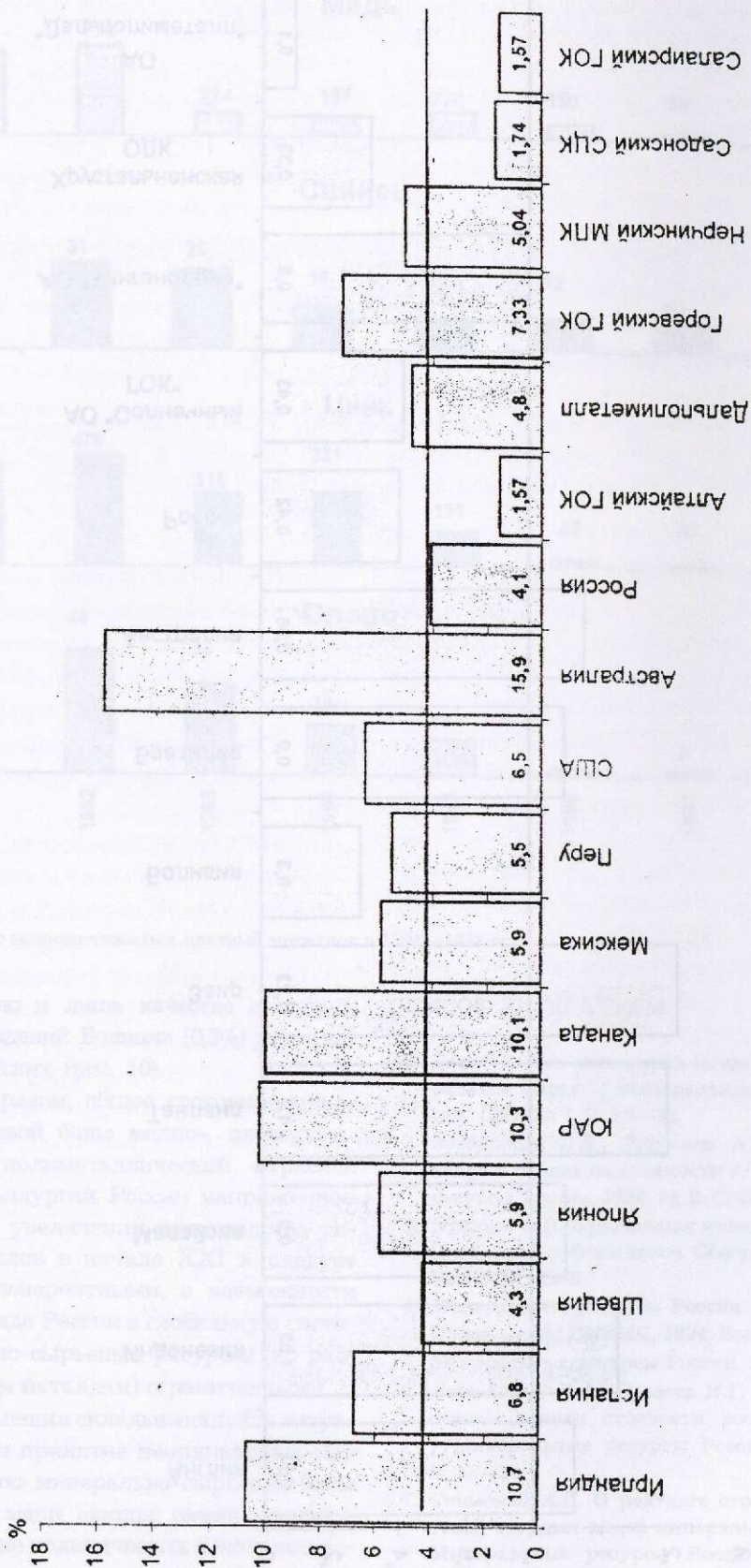


Рис. 8. Средние содержания свинца и цинка (суммарные) в рудах разведанных свинцово-цинковых месторождений стран мира и эксплуатируемых месторождений России



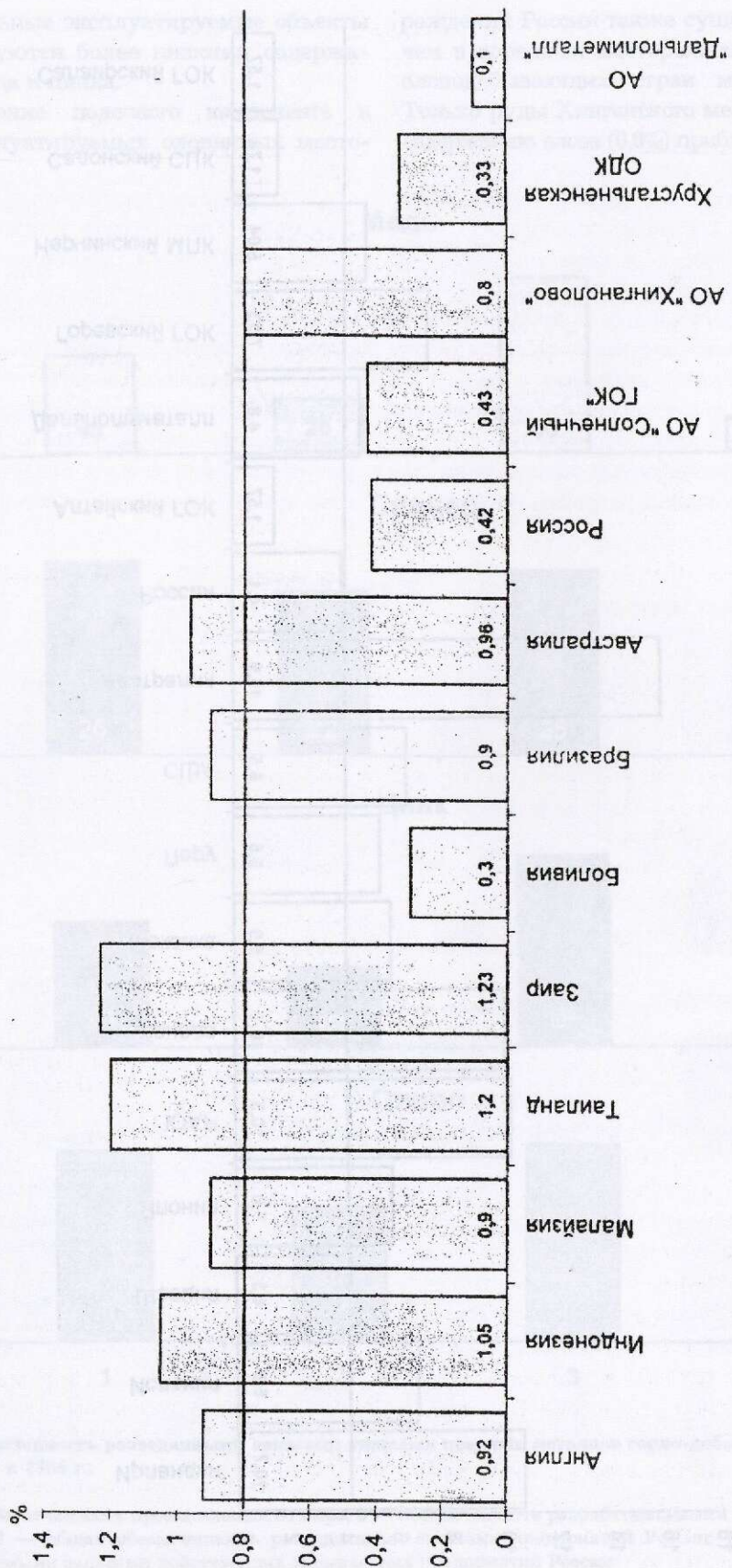


Рис. 9. Сравнительные содержания олова в рудах коренных месторождений стран мира и эксплуатируемых месторождений предприятий России



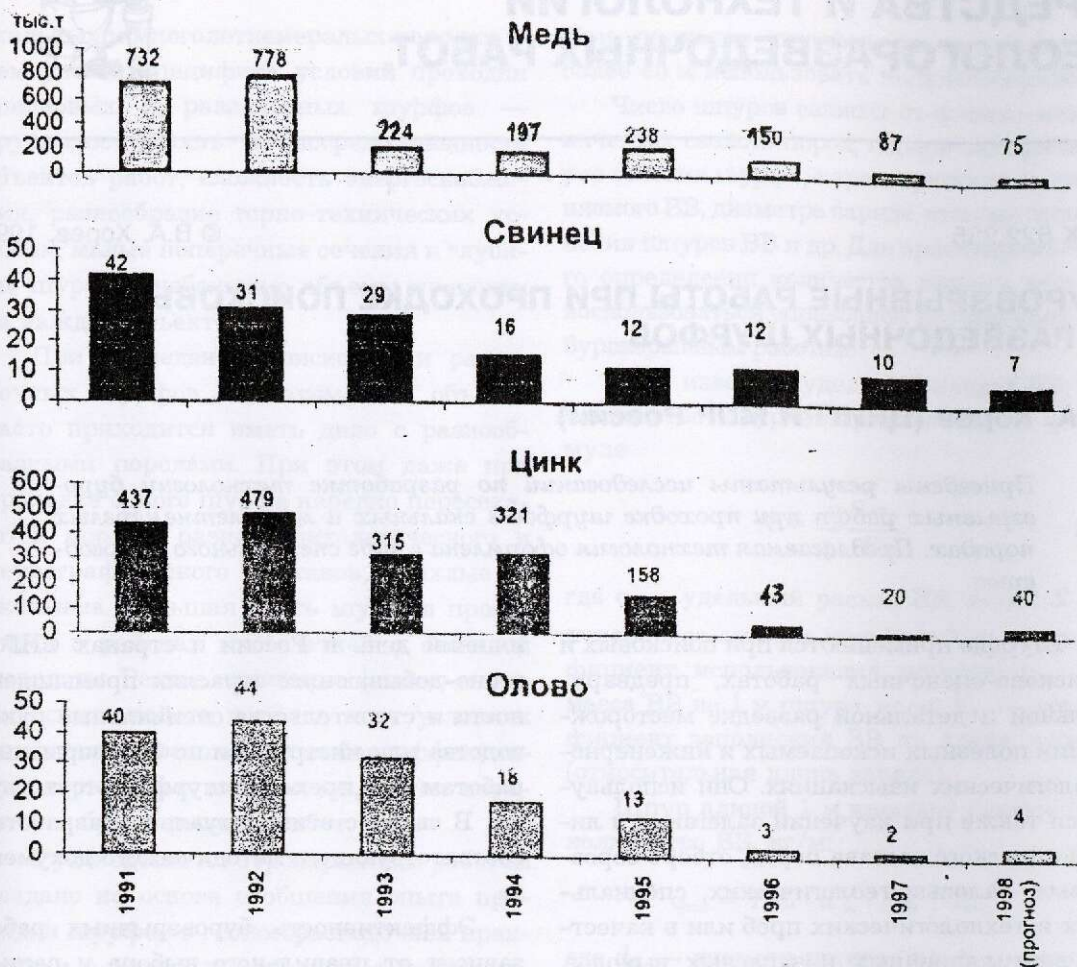


Рис. 10. Прирост запасов тяжелых цветных металлов в 1991—1998 гг.

ровому уровню и лишь качество оловорудных месторождений Боливии (0,3%) ниже качества российских (рис. 10).

Таким образом, общее состояние минерально-сырьевой базы медно-, оловодобывающей и полиметаллической отраслей цветной металлургии России напряженное. Перспективы увеличения производства тяжелых металлов в начале XXI в. следует признать маловероятными, а возможности большего вклада России в глобальную систему минерально-сырьевых ресурсов (по рассматриваемым металлам) ограниченными.

Для улучшения складывающейся ситуации требуется принятие неординарных мер по укреплению минерально-сырьевой базы производства меди, свинца, цинка и олова в России, а также политических и экономических решений на высоком уровне.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баев Г.Х. Как определять потребность в минеральном сырье // Минеральные ресурсы России. 1997. № 1. С. 18—22.
2. Заверткин В.Л., Харченко А.Г. Российские недра и оценка их стоимости // Минеральные ресурсы России. 1996. № 2. С. 39—41.
3. Кривцов А.И. Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков. Обзор-анализ. — М.: ЦНИГРИ, 1998.
4. Минеральные ресурсы России / Гл. ред. В.П. Орлов. — М.: ВИЭМС, 1994. Вып. 1.
5. Минеральные ресурсы России. 1998. № 4.
6. Нежинский И.А., Павлова И.Г. Методические основы оценки стоимости российских недр // Минеральные ресурсы России. 1995. № 4. С. 13—20.
7. Ставский А.П. О рейтинге стран-производителей твердых видов минерального сырья // Минеральные ресурсы России. 1998. № 2. С. 51—56.



# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.235

© В.А. Хорев, 1999

## БУРОВЗРЫВНЫЕ РАБОТЫ ПРИ ПРОХОДКЕ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ ШУРФОВ

**В.А. Хорев (ЦНИГРИ МПР России)**

*Приведены результаты исследований по разработке технологии буровзрывных работ при проходке шурфов в скальных и многолетнемерзлых породах. Предлагаемая технология оформлена в виде специального руководства.*

Шурфы применяются при поисковых и поисково-оценочных работах, предварительной и детальной разведке месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. Они используются также при изучении залегания и литологического состава пород, отборе бороздовых, валовых геологических, специальных и технологических проб или в качестве вентиляционных и запасных выходов. Глубина шурфов может достигать 30—40 м, но наиболее распространены шурфы глубиной до 10 м. Сечение их не превышает 4 м<sup>2</sup>. Проходка геологоразведочных шурфов — наименее механизированный и наиболее дорогостоящий вид работ. Самая низкая производительность труда и наиболее высокая стоимость отмечаются при проведении шурфов в скальных и многолетнемерзлых породах.

Основной способ проходки шурфов в скальных и многолетнемерзлых породах — буровзрывной, поэтому ЦНИГРИ постоянно уделяет внимание проблеме совершенствования технологии буровзрывных работ, разработке рациональных инженерных решений.

Изучение многочисленных источников информации показало, что, несмотря на широкое распространение шурфоходческих работ в геологоразведке, на сегодня

нишний день в России и странах СНГ в горно-добывающих отраслях промышленности и строительстве специальные руководства или инструкции по буровзрывным работам при проходке шурфов отсутствуют. В связи с этим актуальна разработка соответствующего методического документа.

Эффективность буровзрывных работ зависит от правильного выбора и рациональной увязки количества, глубины, диаметра и схемы расположения шпуров, марки взрывчатых материалов и величины зарядов. Немаловажную роль играет выбор бурового оборудования и породоразрушающего инструмента.

Рациональные параметры буровзрывных работ должны обеспечивать:

безопасные условия работы; выполнение всех операций проходческого цикла с наименьшими затратами труда и времени; максимальное использование глубины шпуров (высокий КИШ); кондиционное дробление породы, обеспечивающее наибольшую производительность при ее уборке; соответствие поперечных размеров и формы шурфа проектным, т.е. с минимальными «излишками» или недобором породы.

С учетом этих требований ЦНИГРИ разработано Руководство по буровзрывным работам при проходке шурфов в



скальных и многолетнемерзлых породах. В нем учтена специфика условий проходки поисковых и разведочных шурфов — труднодоступность и рассредоточенность объектов работ, сложность энергоснабжения, разнообразие горно-технических условий, малые поперечные сечения и глубины шурфов, небольшие объемы проходки на каждом объекте.

При проведении поисковых и разведочных шурфов на каком-либо объекте часто приходится иметь дело с разнообразными породами. При этом даже при проходке одного шурфа нередко пересекаются породы разного литологического и петрографического составов, рыхлые и скальные. Большая часть шурфов проводится в районах многолетней и сезонной мерзлоты. Резкое изменение физико-механических свойств пород в этих условиях значительно осложняет выбор эффективных взрывчатых материалов, расчет параметров буровзрывных работ.

Руководство по буровзрывным работам создано на основе обобщения опыта проходки шурфов в геологоразведочной практике и в смежных отраслях, а также результатов многолетних исследований ЦНИГРИ. Оно содержит рекомендации по выбору буровых средств и инструмента, диаметра шпуров, типов вруба, схем расположения шпуров, их количества и глубины. Приведены методы расчета величины зарядов, параметров электровзрывной сети. Рекомендованы эффективные взрывчатые вещества (ВВ) и средства инициирования зарядов. В частности, в зависимости от крепости пород рекомендованы наиболее эффективные марки долотчатых, крестовых и штыревых буровых коронок, съемных резцов, перфораторов, а также ручных электро- и пневмосверл.

Ряд рекомендаций по технологии буровзрывных работ заключается в следующем. Диаметр шпура находится в прямой зависимости от диаметра буровой коронки, поэтому выбранный диаметр последней однозначно определяет диаметр шпура.

При проходке шурфов диаметр шпура более 40 м использовать нецелесообразно.

Число шпуров зависит от физико-механических свойств пород, поперечных размеров сечения шурфа, характеристики применяемого ВВ, диаметра заряда, степени заполнения шпуров ВВ и др. Для ориентировочного определения количества шпуров можно воспользоваться справочной литературой по буровзрывным работам.

Если известен удельный расход ВВ, то количество шпуров определяется по формуле

$$N = \frac{q \cdot S \cdot \eta}{q_{\text{пор}} \cdot K_{\text{зд}}}, \quad (1)$$

где  $q$  — удельный расход ВВ, кг/м<sup>3</sup>;  $S$  — поперечное сечение шурфа, м<sup>2</sup>;  $\eta$  — коэффициент использования шпуров;  $q_{\text{пор}}$  — масса ВВ на 1 м шпура, кг/м;  $K_{\text{зд}}$  — коэффициент заполнения ВВ по длине шпура (относительная длина заряда).

Шпур длиной 1 м вмещает следующее количество ВВ, кг/м:

$$q_{\text{пор}} = 7,85 \cdot d_{\text{ш}}^2 \cdot \Delta_{\text{ВВ}} \cdot K_{\text{зс}}, \quad (2)$$

где  $d_{\text{ш}}$  — диаметр шпура, дм;  $\Delta_{\text{ВВ}}$  — плотность ВВ в патроне (заряде), кг/дм<sup>3</sup>;  $K_{\text{зс}}$  — коэффициент заполнения ВВ по сечению шпура, равный отношению площади патрона ВВ к площади шпура.

Количество шпуров можно установить, пользуясь нормами удельного расхода шпурометров (3). В этом случае

$$N = v_{\text{ш}} \cdot S \cdot \eta, \quad (3)$$

где  $v_{\text{ш}}$  — удельный расход шпурометров, м/м<sup>3</sup>.

Окончательное число шпуров устанавливается после опытной проверки для каждого конкретного шурфа.

Глубина шпуров при проходке шурфов на стадиях поисков и разведки россыпных месторождений определяется, как правило, методикой опробования. На россыпных месторождениях в основном применяется поинтервальное опробование на глубину 0,2 и 0,5 м. Исходя из этого требования, глубина шпуров будет составлять 0,25—0,3



и 0,55—0,6 м. В остальных случаях она должна выбираться с учетом оптимальной продолжительности проходческого цикла и коэффициента использования шпуров в конкретных горно-геологических и технических условиях работ. Так как в большинстве случаев шурфы проходят в одну смену или в течение светового дня, то глубина шпуров прежде всего должна быть такой, чтобы проходческий цикл заканчивался в целое число смен, желательно в одну или две (при работе в две смены).

При проходке шурфов наибольшее время затрачивается на уборку взорванной породы, поэтому при выборе глубины шпуров определяющим является фактор времени уборки породы. Глубину шпуров (м) рекомендуется рассчитывать по формуле

$$l_{ш} = \frac{t \cdot P}{S \cdot \eta}, \quad (4)$$

где  $t$  — время уборки породы из шурфа, ч;  $P$  — производительность уборки породы (в плотном теле), м<sup>3</sup>/ч.

Затраты времени на уборку породы и производительность уборки принимаются на основании практических данных или норм времени [1, 2].

Расположение шпуров по площади забоя шурфа должно обеспечивать наибольшее продвижение за цикл, равномерное дробление и отброс породы на небольшую высоту от забоя, точное оконтуривание сечения выработки. Поэтому правильное расположение шпуров — один из основных факторов, определяющих эффективность взрыва.

Характер расположения шпуров существенно зависит от типа применяемого вруба. Вследствие ограниченных поперечных размеров шурфов взрывы зарядов производятся в условиях значительного «зажима», что затрудняет дробление и отрыв массива пород. В этих условиях исключительно важна конструкция вруба. Для создания врубовой полости применяют клиновой, пирамидальный, целевой и боковой врубы. В шурфах с малой площадью сечения при проходке в некрепких породах, а также при «зарезке» шурфа

врубовые шпуровые, как правило, отсутствуют.

Клиновой и пирамидальный типы врубов рекомендуется применять при проходке в монолитных породах. Предпочтение следует отдавать пирамидальному врубу. Число шпуров при пирамидальном врубе обычно равно четырем. Иногда при работе в слабых породах оно снижается до трех, основанием пирамиды в этом случае служит равнобедренный треугольник. Щелевой и боковой врубы используются в забоях с выраженной слоистостью, ориентированной трещиноватостью, включением более слабых пород, тектонических нарушений и т.п.

Удельный расход ВВ обычно устанавливается опытным путем или по справочным и нормативным данным [3].

Если известно число шпуров на забой, то можно определить общую величину зарядов путем перемножения числа шпуров на величину шпурового заряда. Величина заряда на шпур (вместимость шпура) определяется по формуле (2).

Взрывание при проходке шурфов должно производиться только с поверхности электрическим или электроогневым способами, причем предпочтительнее электрический способ, а электроогневой может применяться лишь в сухих забоях.

Схема соединения электродетонаторов выбирается в зависимости от количества их в сети, степени обводненности и расположения зарядов. Основными критериями для выбора схемы соединения электродетонаторов является удобство монтажа и расчета, а также возможность проверки взрывной сети простыми приборами. Поскольку при проходке шурфов количество взрываемых зарядов сравнительно невелико, рекомендуется применять схему последовательного соединения электродетонаторов, наиболее простую как в исполнении, так и для расчета и проверки.

Выбирая схему при использовании электроогневого способа взрывания необходимо учитывать: степень обводненности забоя шурфа; размеры поперечного сече-



ния шурфа; конструкцию вруба, число и расположение зарядов в забое; глубину шпуров; порядок инициирования зарядов (прямой или обратный).

С учетом перечисленных условий разрабатывается схема взрывания. Она включает: схему монтажа взрывной сети, на которой указано, какие концы огнепроводных шнуров собираются в пучок (пучки) и помещаются в электрозажигательные патроны; сведения о количестве и номере (калибре) необходимых патронов, а также длине всех зажигательных трубок и величине подрезки огнепроводных шнуров.

Использование Руководства по буровзрывным работам при проходке шурфов

в скальных и многолетнемерзлых породах позволит обеспечить единообразие форм и содержания инженерных и проектных решений при ведении буровзрывных работ, сократить сроки и затраты на их разработку, повысить безопасность и эффективность шурфопроходческих работ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Единые нормы времени на проходку и крепление канав и шурфов.* — М.: ВИЭМС, 1980.
2. *Отраслевые нормативы времени на проходку и крепление разведочных канав и шурфов.* — М.: ВИЭМС, 1990.
3. *Сборник сметных норм на геологоразведочные работы. ССН. Вып. 4. Горпоразведочные работы.* — М.: ВИЭМС, 1992.

УДК 622.7

© Р.А. Кязимов, 1999

## СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ БЕДНЫХ, ЗАБАЛАНСОВЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

**Р.А. Кязимов (Госкомпания «Азергызыл», Республика Азербайджан)**

*Предложены разновидности технологий кучного выщелачивания горных отвалов. В зависимости от содержания цветных металлов и вещественного состава руд предлагается соответствующая технология их переработки. Приведены сравнительные данные по выщелачиванию золота в зависимости от растворителя металла.*

Проблема вовлечения в переработку забалансовых и потерянных руд в целях извлечения цветных и благородных металлов давно привлекает внимание ученых и производителей цветной металлургии. Накопленный теоретический и практический опыт показывает, что проблемы с сырьем не могут быть решены без комплексного использования бедных руд, руд сложного состава, рудных отвалов и отходов производства. Известно, что при разработке месторождений в среднем до 5% добываемых руд составляют богатые руды, которые перерабатываются непосредственно, до 35% — обогатимые и 60% руд остается на месторождении [1].

Большие потери сырья происходят на стадиях добычи, обогащения и металлур-

гического передела, причем суммарные потери при добыче и обогащении по отношению к потерям в металлургическом переделе выше в несколько раз.

Такие факторы, как рост цен на сырье, снижение содержания полезных компонентов в руде, экологические аспекты и т.д. способствовали повышению интереса к переработке старых отвалов и хвостов обогащения. За рубежом это привело к разработке технологий для извлечения различных металлов из нетрадиционного сырья, при этом особое внимание уделялось отвалам и хвостам в зависимости от их состояния, содержания полезных компонентов, а также экономической эффективности извлечения металлов.

Возрастающая потребность в цветных



металлах приводит к необходимости вовлечения в переработку накопленных на месторождениях значительных запасов вскрышных пород и забалансовых руд. Как любое бросовое сырье, складированное на неподготовленном основании, они служат источником загрязнения окружающей среды. Поэтому вовлечение в переработку указанных руд могло бы не только существенно повысить общее извлечение металлов, но и улучшить экологическую обстановку в районах размещения отвалов.

Становится очевидным, что лишь совершенствование и коренное изменение методов добычи и переработки минерального сырья, т. е. создание безотходных и малоотходных эффективных технологий, позволит обеспечить необходимыми металлами промышленность конца XX и начала XXI вв. Один из подходов к решению этой задачи — применение геотехнологии. Она применяется в промышленных масштабах для извлечения металлов из бедных забалансовых и потерянных руд в США, Канаде, Болгарии и ряде других

стран. При этом себестоимость меди в 1,5—2 раза ниже себестоимости меди, получаемой традиционными способами [1]. Кучное выщелачивание — наиболее простой и дешевый способ извлечения металлов из бедных руд и отвалов: капитальные и эксплуатационные затраты составляют соответственно 20% и 40% от затрат при извлечении металлов традиционными методами [4].

В качестве объекта исследований выбраны отвалы Кедабекского месторождения (Азербайджан). Руды здесь сосредоточены в ряде плоских, несколько вытянутых в северном направлении линзообразных тел с крайне извилистыми и нередко незаметными линиями контакта на площади 22 га. Рудные тела имеют форму штоков, размер которых различен. По характеру оруденения штоки представлены главным образом медными, серноколчеданными и цинковыми рудами.

Среди руд месторождения выделяются следующие типы: массивные или сплошные, крустификационные, прожилковые

#### 1. Химический состав рудного материала из отвалов Кедабекского месторождения, %

Элементы, соединения	Средний	Северный Карл	Эйзель	Южный Карл	Вильям	Вернер	Горелая	Вальтер
Медь	1,02	0,88	0,10	0,11	0,07	0,57	0,31	0,13
Цинк	0,05	0,23	0,10	0,07	0,02	0,60	0,13	0,23
Сера	2,10	5,20	4,70	7,40	6,95	5,00	9,50	2,10
Железо общее	7,37	8,56	13,22	13,22	12,36	12,35	11,36	7,37
Двуоксид кремния	63,5	62,50	63,00	63,30	65,50	50,00	60,50	63,50
Двуоксид титана	0,37	0,33	0,35	0,17	0,29	0,42	0,32	0,37
Триоксид алюминия	12,20	9,40	6,00	5,00	5,70	9,40	9,60	12,20
Оксид кальция	1,66	1,11	1,66	1,11	1,80	1,94	2,66	1,66
Оксид магния	1,70	1,50	1,60	4,20	1,90	3,30	1,00	1,70
Пентаксид фосфора	0,07	0,07	0,14	0,07	0,05	0,06	0,08	0,07
Оксид марганца	0,04	0,08	0,08	0,08	0,04	0,04	0,06	0,04
Оксид натрия	0,53	1,04	0,18	0,48	0,16	0,38	0,68	0,53
Оксид калия	2,40	1,88	0,76	1,16	1,14	1,20	2,12	2,40
Вода конституционная	2,54	1,57	1,63	1,66	1,96	2,59	1,55	2,54
П.п.п.	4,32	5,30	6,90	3,80	2,49	10,96	1,36	5,94
Сумма	99,87	99,65	100,42	101,83	100,44	98,81	101,23	100,78
Золото, г/т	2,6	2,0	2,5	2,0	2,0	2,8	1,5	1,5
Серебро, г/т	27,6	27,0	21,0	44,0	20,0	18,0	8,0	12,0



медно-цинковые и реже пиритовые, плотные или мелкозернистые пиритовые, рыхлые пиритовые (сыпучка), слабо сцементированные гипсом или кальцитом, прожилково-вкрапленные (штокверковые).

Главными рудными минералами являются преимущественно халькопирит, пирит, сфалерит, причем с глубиной сфалерит замещается халькопиритом, а последний — пиритом. Из второстепенных минералов в небольшом количестве встречаются галенит, арсенопирит, тетраэдрит, пирротин, марказит, магнетит, гематит. В зоне окисления развиты лимонит, сера, мелакоцит, оксиды марганца, малахит, азурит, хризоколла, гипс, госларит, мелантерит, эпсомит и др. Зона цементации на месторождении выражена довольно отчетливо и представлена ковеллином, реже халькозином и самородной медью, местами отмечаются самородное золото и куприт. Из нерудных минералов постоянно присутствуют кварц и барит.

На Кедабекском месторождении было

образовано восемь рудных отвалов, каждый из которых имеет свое название. Химический анализ проб из отвалов приведен в табл. 1, рациональный — в табл. 2.

Согласно результатам анализов, отвалы месторождения различаются, во-первых, по содержанию основных, представляющих промышленный интерес, металлов — меди, золота и серебра; во-вторых, по степени окисленности. Так, содержание меди в породах отвалов варьирует от 0,9 до 0,1%, золота — от 3 до 1,5 г/т, серебра — от 44 до 8 г/т. Процессам окисления в наибольшей степени подвергнуты отвалы Вальтер (47,7%), Вильям (14,3%) и Вернер (13,8%). Кроме того, обнаружено заметное количество вторичных минералов меди в пробах из отвалов Южный Карл (10,9%), Вильям (10,7%), Эйзель (9,4%), Горелая (9,4%). Однако следует отметить, что в целом вещественный состав пород из всех отвалов близкий в силу того, что содержания меди в них весьма низкое, а показате-

## 2. Фазовый состав меди и цинка из рудного материала отвалов Кедабекского месторождения

Металл	Форма нахождения	Средний	Северный Карл	Эйзель	Южный Карл	Вильям	Вернер	Горелая	Вальтер
Медь	Сульфатная	$\frac{0,087}{8,79}$	$\frac{0,07}{7,82}$	—	—	$\frac{0,01}{3,57}$	$\frac{0,014}{2,45}$	$\frac{0,009}{2,90}$	—
	Окисленная	$\frac{0,030}{3,03}$	$\frac{0,03}{3,35}$	$\frac{0,009}{8,41}$	$\frac{0,01}{9,09}$	$\frac{0,04}{14,29}$	$\frac{0,079}{13,84}$	$\frac{0,012}{3,87}$	$\frac{0,063}{47,72}$
	Вторичные сульфиды	$\frac{0,164}{16,36}$	$\frac{0,03}{3,35}$	$\frac{0,01}{9,35}$	$\frac{0,012}{10,91}$	$\frac{0,03}{10,71}$	$\frac{0,024}{4,20}$	$\frac{0,029}{9,36}$	$\frac{0,01}{7,58}$
	Первичные сульфиды	$\frac{0,719}{71,82}$	$\frac{0,765}{85,48}$	$\frac{0,088}{82,24}$	$\frac{0,088}{80,00}$	$\frac{0,20}{71,43}$	$\frac{0,454}{79,51}$	$\frac{0,26}{83,87}$	$\frac{0,059}{44,70}$
	Руда	$\frac{1,0}{100}$	$\frac{0,895}{100}$	$\frac{0,107}{100}$	$\frac{0,11}{100}$	$\frac{0,28}{100}$	$\frac{0,571}{100}$	$\frac{0,31}{100}$	$\frac{0,132}{100}$
Цинк	Сульфатная	$\frac{0,002}{3,70}$	$\frac{0,008}{3,43}$	$\frac{0,001}{1,0}$	—	$\frac{0,002}{1,68}$	$\frac{0,025}{4,17}$	$\frac{0,005}{3,84}$	$\frac{0,001}{0,44}$
	Окисленная	$\frac{0,010}{18,52}$	$\frac{0,017}{7,30}$	$\frac{0,006}{6,0}$	$\frac{0,01}{14,29}$	$\frac{0,01}{8,40}$	$\frac{0,107}{17,83}$	$\frac{0,009}{6,92}$	$\frac{0,028}{12,33}$
	Сфалерит	$\frac{0,03}{55,56}$	$\frac{0,068}{29,18}$	$\frac{0,041}{41,0}$	$\frac{0,04}{57,14}$	$\frac{0,035}{29,41}$	$\frac{0,210}{35,00}$	$\frac{0,045}{34,62}$	$\frac{0,069}{30,40}$
	Нерастворимый остаток	$\frac{0,012}{22,22}$	$\frac{0,14}{60,09}$	$\frac{0,052}{52,0}$	$\frac{0,02}{28,57}$	$\frac{0,072}{60,51}$	$\frac{0,258}{43,00}$	$\frac{0,071}{54,62}$	$\frac{0,129}{56,83}$
	Руда	$\frac{0,054}{100}$	$\frac{0,233}{100}$	$\frac{0,1}{100}$	$\frac{0,07}{100}$	$\frac{0,119}{100}$	$\frac{0,60}{100}$	$\frac{0,13}{100}$	$\frac{0,227}{100}$

Примечание. В числителе — абсолютное содержание, г/т; в знаменателе — распределение, %.



ли окисленности и наличие вторичных минералов зависят от содержаний меди.

Экспериментальные технологические работы проводились на пробах двух отвалов — Средний и Вильям. Данный выбор обусловлен тем, что в пробе из отвала Средний содержание меди максимальное (1,02%), а в пробе из отвала Вильям минимальное (0,08%). Это предопределило апробацию следующих технологий: прямого цианистого и тиомочевинного выщелачивания (для проб с низким содержанием меди); кислотной обработки — цианистого выщелачивания или кислотной обработки — тиомочевинного выщелачивания (для проб с высоким содержанием меди). Исследования проводились как в режиме активного выщелачивания, так и в режиме перколяционного затопления.

В ходе экспериментальных работ изучены фазовый состав проб по золоту, зависимости извлечения золота и серебра от крупности исходного рудного материала, концентрация цианида в исходных растворах, продолжительность выщелачивания.

Результаты фазового анализа исходных проб отвалов на золото и серебро приведены в табл. 3.

Данные таблицы свидетельствуют об идентичном распределении золота по фазам, однако иная картина наблюдается в распределении серебра. В пробе отвала Средний цианируемого серебра лишь 20%, а в пробе отвала Вильям — 40%. Значительное количество серебра в обеих пробах сосредоточено в неизвлекаемой массе, ассоциированной с гидроксидами, сульфидами и кварцем.

В первых же сериях опытов по схеме прямого цианирования проб (80% класса -0,074 мм) подтвердились данные фазового анализа: извлечение золота из пробы отвала Средний составило 96%, а из пробы отвала Вильям — 94%; при увеличении крупности руд до -10...+0 мм извлечение золота снизилось до 85%. Однако расход цианида при выщелачивании пробы из отвала Средний (при высоком содержании меди) составил 3,5 кг/т. Кроме того, наличие меди в продуктивных золотосодержащих растворах приводит к снижению емкости смолы по золоту и последующему загрязнению катодного золота медью, что недопустимо по техническим условиям. Как отмечалось выше, при этом происходит дополнительный расход дорогостоящих реагентов — цианида и тиомочевины,

3. Результаты упрощенного фазового анализа золота и серебра из рудного материала отвалов Средний (I) и Вильям (II)

Форма нахождения Au и Ag	Абсолютное содержание, г/т				Распределение, %			
	I		II		I		II	
	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
Au, Ag в виде свободных зерен с чистой поверхностью	2,0	2,6	1,2	0,8	76,92	9,42	75,0	4,76
Au, Ag в виде металлических сростков с рудными компонентами	0,45	2,4	0,3	5,8	17,31	8,7	18,75	34,76
Au, Ag ассоциированные с гидроксидами, сульфидами и тонковкрапленные в кварце	0,15	22,6	0,1	10,2	5,77	81,88	6,25	60,48
Итого исходная руда	2,6	27,6	1,6	16,8	100	100	100	100



поэтому исследования были направлены на изыскание путей предварительного выделения меди перед цианированием золота.

При условиях кучного выщелачивания наиболее целесообразным, на наш взгляд, является выделение меди в слабые серно-кислотные растворы (откуда ее можно выделить цементацией в виде металлической меди или выпаркой в виде медного купороса) с последующим выщелачиванием золота.

Предварительному сернокислотному выщелачиванию была подвергнута лишь проба отвала Средний, в которой содержание меди составляет порядка 1% (в пробе отвала Вильям она практически отсутствует — 0,07%). Результаты и условия про-

ведения опытов по предварительному сернокислотному выщелачиванию тонкоизмельченных проб в селективном режиме с последующим выделением золота из остатка цианидом или тиомочевинной представлены в табл. 4. Из нее видно, что в кислотные растворы извлекается до 89% меди, и содержание последней в кеке, направляемом для последующего цианирования, резко снижается до 0,075%. При цианировании этого кека извлечение золота составило 96,2% из пробы отвала Средний. Наряду с золотом прослежено выделение серебра и меди в продукты обогащения. Так, серебро, даже из тонкоизмельченных проб, неудовлетворительно извлекалось

#### 4. Показатели активного выщелачивания при комплексном извлечении металлов

Выщелачивающий реагент	Продукт переработки	Проба отвала Средний						Проба отвала Вильям			
		Содержание, %			Извлечение, %			Содержание, %		Извлечение, %	
		Cu	Au	Ag	Cu	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
KCN	Раствор кислотный	0,450	—	—	89,00	—	—	—	—	—	—
	Раствор цианистый	0,019	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$3,53 \cdot 10^{-4}$	3,9	96,21	27,04	$0,750 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	93,75	34,67
	Кек	0,071	$0,099 \cdot 10^{-4}$	$19,05 \cdot 10^{-4}$	7,1	3,79	72,96	$0,010 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	6,25	65,33
	Руда	1,0	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$26,1 \cdot 10^{-4}$	100	100	100	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$15 \cdot 10^{-4}$	100	100
Тиомочевина	Раствор кислотный	0,450	—	—	89,22	—	—	—	—	—	—
	Раствор тиомочевинный	0,0038	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,47 \cdot 10^{-4}$	0,76	92,95	18,94	$0,725 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	90,62	17,33
	Кек	0,1	$0,091 \cdot 10^{-4}$	$21,14 \cdot 10^{-4}$	10,22	7,05	81,06	$0,015 \cdot 10^{-4}$	$12,4 \cdot 10^{-4}$	9,38	82,67
	Руда	1,0	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$26,1 \cdot 10^{-4}$	100	100	100	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$15 \cdot 10^{-4}$	100	100

Примечание. Условия проведения опытов: масса навески 100 гБ, крупность пробы 80—82% класса -0,074 мм. Условия кислотной обработки: концентрация  $H_2SO_4$  1%; продолжительность выщелачивания 2 ч.; отношение Ж:Т=2:1; Т 20°C. Условия цианирования: концентрация KCN 0,1%; продолжительность выщелачивания 24 ч.; отношение Ж:Т=2:1. Условия тиомочевинного выщелачивания: концентрации  $H_2SO_4$  0,5%,  $Fe_2(SO_4)_3$  0,5%, Thio 0,5%; продолжительность выщелачивания 24 ч.; отношение Ж:Т=2:1. Расходы реагентов, кг/т: по пробе отвала Средний —  $H_2SO_4$  2,1, KCN 1,3, Thio 1,4; по пробе отвала Вильям — KCN 1,1, Thio 1,5.



цианистые растворы: 34,6% из пробы отвала Вильям и 27% из пробы отвала Средний. Медь также слабо переходила в цианистые растворы: 1—4% из пробы отвала Средний и 7—9% из пробы отвала Вильям. Содержание меди в продуктивных кислотных растворах, полученных из пробы отвала Средний, составило 4,5 г/л.

В настоящее время чрезвычайно актуален вопрос замены высокотоксичных цианистых солей менее токсичными и в то же время эффективными растворителями, одними из которых являются кислые растворы тиомочевины. Применение этого растворителя должно быть особенно благоприятным для рассматриваемых проб, так как они обладают кислой реакцией. Результаты опытов по тиомочевинному выщелачиванию проб, осуществленные в выбранных стандартных для золотосодержащих руд условиях, свидетельствуют о том, что для проб из обоих отвалов оно протекает достаточно эффективно, но несколько хуже, чем цианирование. Так, извлечение золота и серебра из проб отвала Средний составило 93 и 19% соответственно, из пробы отвала Вильям — 91 и 17,3%. Проверка данной технологии в режиме перколяционного выщелачивания была проведена по методикам В.Я. Мостовича [3] и В.И. Зеленова [2].

По данным перколяционного выщелачивания, имитирующего технологию кучного выщелачивания, по схеме прямого цианирования проб крупностью -2,5...+0 мм извлечение золота из пробы отвала Сред-

ний составило 96%, а из пробы отвала Вильям 94%.

Следует остановиться на вопросе о расходе основного выщелачивающего реагента — цианистых соединений. При выщелачивании пробы отвала Средний с содержанием меди 1,02% без кислотной обработки расход цианида составил 3,5 кг/т, при кислотной — 1,3 кг/т. Для пробы отвала Вильям, где доля меди 0,07%, расход цианида установлен в пределах 1,1 кг/т.

Целесообразность применения к подобным рудам комплексной технологии должна быть экономически обоснована в каждом конкретном случае. Однако, по нашему мнению, при кучной технологии переработки руд, характеризующихся относительно высоким содержанием окисленных форм меди, а также наличием благородных металлов, данная технология наиболее эффективна.

Для промышленного освоения медно-золотых руд и отвалов Кедабекского месторождения рекомендована экономически обоснованная технология комплексного извлечения металлов кучным методом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байнхауэр Х., Шмакк Э. Мир в 2000 году. — М.: Прогресс, 1983.
2. Зеленов В.И. Методика исследования золото-содержащих руд. — М.: Недра, 1978.
3. Мостович В.Я. Методика исследования золото-содержащих руд. — Свердловск, 1955.
4. Beard R.C. Heap-leaching. A low cost recovery method for small gold deposits in north-western Ontario // CIM Bul. 1983. Vol. 76. N 850. P. 102—108.



## РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.078:553.43/.44 (234.85)

© Д.И. Горжевский, Г.В. Ручкин, 1999

### О КНИГЕ «МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА НА УРАЛЕ»\*

**Д.И. Горжевский, Г.В. Ручкин (ЦНИГРИ МПР России)**

«Металлогения меди, цинка и свинца на Урале» — под таким названием вышла в свет монография Е.С.Контаря и Л.Е.Либаровой, обобщивших богатейший фактический материал о закономерностях размещения в пространстве и времени месторождений различных рудно-формационных типов указанных металлов в Уральском регионе. Монография может рассматриваться как своеобразная объяснительная записка к прогнозно-металлогенической карте Урала м-ба 1:500 000 по этим полезным ископаемым, составленной в 1989 г.

В основу работы положен формационный метод металлогенических исследований, при котором геологические и связанные с ними рудные формации считаются производными определенных палеотектонических режимов, приводящих к формированию месторождений тех или иных рудно-формационных типов и семейств. Широкое использование формационного метода позволило авторам, несмотря на существующие, нередко исключаящие друг друга концепции по геологической истории Урала, предложить непротиворечивую модель металлогенического районирования Урала применительно к месторождениям цветных металлов и, что особенно важно, подтвердить установленные и выявить новые закономерности их размещения, а также провести разбраковку рудоносных площадей по их металлогеническому потенциалу и степени перспективности.

Большая часть монографии посвящена рудно-формационной типизации уральских месторождений меди, цинка и свинца и характеристике выделенных типов месторождений. По широте охвата фактического материала (по единой схеме сжато описано около ста месторождений и рудопроявлений) монография может служить кратким справочником по геологии уральских месторождений меди, цинка и свинца. Наиболее полно изучено ведущее для Урала колчеданное семейство, для месторождений которого рассмотрены параметры, включающие показатели запасов руды, запасов и содержаний основных (медь, цинк и свинец) и попутных (золото и серебро) полезных компонентов. Проведена типизация колчеданосных районов Урала, показано значение каждого типа месторождений в суммарных запасах и прогнозных ресурсах меди, цинка и свинца, определена продуктивность различных эпох колчеданообразования на Урале.

Другие рудно-формационные семейства и типы месторождений (медно-порфировое, свинцово-цинковое в терригенно-карбонатных отложениях, медистых песчаников, ванадий-железо-медных и медно-скарновых руд), которые относятся авторами к резервным, описаны более кратко. Вместе с тем необходимо отметить, что даже в таком виде перечисленные рудно-формационные семейства и типы месторождений в литературе охарактеризованы впервые.

Особого внимания заслуживает глава,

\* Е.С. Контарь, Л.Е. Либарова. Месторождения меди, цинка и свинца на Урале. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.



которая посвящена металлогенической периодизации наиболее продуктивного рудообразования (медь, цинк, свинец) в геологической истории Уральского региона. Авторами показано, что существуют разновозрастные латеральные ряды определенных рудно-формационных семейств месторождений меди, цинка и свинца. В каждом ряду преобладает какое-либо одно рудно-формационное семейство, тогда как другие на данном уровне являются подчиненными. Установлено, что хронологическое распределение рудно-формационных семейств на Урале коррелируется с глобальными особенностями их размещения. Выявленные закономерности необходимо учитывать при планировании и проведении региональных геолого-геофизических работ, особенно на их ранних стадиях.

В работе проведено удачное сопоставление позиций проявления медистых песчаников Предуралья с Центрально-Европейской меденосной провинцией и высказаны оригинальные соображения о более высокой продуктивности подсолонных и флангово-солонных отложений перми Приуралья.

Впервые на Урале определены возможные взаимосвязи палеозойского стратиформного свинцово-цинкового оруденения и медистых песчаников с нефтегазовыми залежами, нефтематеринскими и солеродными формациями, предопределяющие принципиально новые подходы к оценке степени продуктивности и методов прогноза этих типов месторождений.

По рецензируемой работе можно сделать несколько замечаний.

1. Геолого-промышленные типы рудных месторождений авторы книги относят к семействам рудных формаций и включают их в состав рудно-формационных категорий. Такая трактовка существует в некоторых опубликованных работах. Однако нам представляется более правильным мнение Р.М. Константинова о том, что понятие о рудных формациях шире понятия о геолого-промышленных типах, и не все рудные формации могут быть отнесены к

геолого-промышленным типам в понимании В.М. Крейтера.

2. Вертикальные ряды рудных формаций авторы изучают на примере вертикального ряда колчеданных месторождений меди — медно-серноколчеданные → медно-цинковоколчеданные → свинцово-цинковоколчеданные, а также медно-порфировой, медно-скарновой и молибден-медно-порфировой формаций и формации медистых песчаников. Однако эти формации едва ли можно рассматривать в вертикальном формационном ряду. Все они возникают в разной геологической обстановке и с одинаковым успехом могут рассматриваться в составе латеральных рядов рудных формаций.

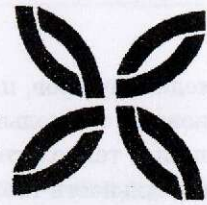
3. Непонятно, почему одни колчеданные месторождения именуется цинково-медноколчеданными (свинецсодержащими), а другие — полиметаллически-колчеданными, и где граница между этими группами, если среднее содержание свинца в первых 0,65 г/т, а во вторых 0,85 г/т, соотношение свинца и меди в первых 0,4, а во вторых 0,8 (см. табл. 1).

4. Геологические формации вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений именуется вулканогенно-терригенно-карбонатными без указания состава вулканитов (см. табл. 1), что нельзя признать достаточным.

Сделанные замечания в какой-то мере дискуссионны и не умаляют значения рецензируемого труда. В целом монография содержит важные и оригинальные выводы о закономерностях размещения месторождений меди, свинца и цинка на Урале, хорошо подтвержденные фактическим материалом и, несомненно, имеет большое значение для расшифровки металлогении цветных металлов Уральской металлогенической провинции — одной из важнейших провинций земного шара. К сожалению, тираж книги (300 экземпляров) не соответствует тому интересу, который она вызывает у специалистов в области рудных месторождений.



## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



### К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ ЕВГЕНИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА КОЗЛОВСКОГО

7 мая 1999 г. — 70 лет доктору технических наук, профессору, академику РАЕН, крупному организатору геологоразведочного производства, государственному деятелю, бывшему министру геологии СССР, депутату Верховного Совета СССР, лауреату Ленинской и Государственной премий, заведующему кафедрой Оптимизации геологоразведочных процессов МГРИ-МГГА Евгению Александровичу Козловскому.

В период Великой Отечественной войны Е.А. Козловский участвовал в партизанском движении в Белоруссии. После окончания в 1948 г. Минского артиллерийского училища и в 1953 г. Московского геологоразведочного института он начал трудовую деятельность в геологических организациях Дальнего Востока. При его непосредственном участии в Комсомольском районе Хабаровского края был открыт и подготовлен к промышленному освоению оловорудный район, что послужило началом создания отечественной оловорудной промышленности. За большой вклад в решение этой проблемы в числе других специалистов Евгению Александровичу было присвоено звание лауреата Ленинской премии. Активную производственную деятельность Е.А. Козловский сочетал с научными изысканиями в области технико-технологического обеспечения геологических исследований. Без отрыва от производства подготовил и защитил кандидатскую диссертацию.

В 1965 г. Е.А. Козловский стал начальником Технического управления Министерства геологии РСФСР, а в 1970 г. был утвержден членом коллегии этого Министерства. С его приходом программа научно-технического прогресса геологоразведочных работ осуществлялась при тесной связи науки с производством.



В 1973 г. он был назначен директором Всесоюзного института экономики минерального сырья и геологоразведочных работ, в 1974 г. — заместителем министра геологии СССР, а в декабре 1975 г. — министром геологии СССР. Будучи на ответственных постах Е.А. Козловский особое внимание уделял анализу минерально-сырьевой базы и перспективам ее развития, геологической науке, научно-техническому прогрессу, техническому перевооружению геологоразведочного производства, социальным вопросам жизни трудовых коллективов. В эти годы в несколько раз увеличались объемы и производительность геологоразведочных работ, началось широкомасштабное строительство жилья и объектов социально-культурного назначения для геологов и членов их семей. Применялись новые формы организации труда, заключались контракты на геологические изыскания за рубежом. Основные виды геологоразведочных работ (бурение,



проходка шурфов, шахт и т.д.) выполнялись в основном с использованием отечественных техники и технологии. Геология как отрасль и специальность геолога в стране стали высокопрестижными. Неслучайно в этот период состоялись крупнейшие геологические открытия нефти и газа в Западной и Восточной Сибири, алмазов в Архангельской области, цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых на территории бывшего Советского Союза. Эти открытия позволили укрепить и расширить минерально-сырьевую базу, которая сегодня является одним из главных источников валютных поступлений, определяющих социально-экономическую обстановку в стране.

Научная деятельность Е.А. Козловского характеризуется широким диапазоном исследований, в которых можно выделить три главных направления: проблемы минерально-сырьевых ресурсов СССР и мира; методика и техника разведки полезных ископаемых; геологические проблемы окружающей среды. К кардинальным геологическим проблемам он относит изучение строения, состава и эволюции Земли, комплексное изучение глубинного строения земной коры. Проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины оказалась возможной благодаря применению принципиально новой технологии, научных методов управления и организации работ, чему способствовал и личный вклад Е.А. Козловского. Им создана научная школа, положившая начало новым подходам к системе управления, в том числе технологическими процессами и разведкой месторождений, на основе геолого-экономического моделирования. Этим вопросам посвящены работы «Кибернетические системы в разведочном бурении» (1985 г.), «Управление геологоразведочным производством», «Кибернетический аспект» (1990 г.), «Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ» (1989 г.) и др.

Е.А. Козловский был научным руководителем международного проекта ЮНЕП/ЮНЕСКО/СССР «Охрана литосферы как компонента окружающей среды». Под его руководством подготовлена двухтомная

монография «Гидрогеологические основы охраны подземных вод». В составлении последней участвовали ученые СССР, Франции, США, ЧССР, ВНР, Греции и Нидерландов. Он был главным редактором многотомного издания «Геология СССР», Горной энциклопедии, удостоенной Государственной премии РФ (1998 г.), монографии «Кольская сверхглубокая», десяти томной монографии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», двухтомного Справочника инженера по разведочному бурению, трехтомной монографии «Геология зоны БАМа».

Значительное внимание Е.А. Козловский уделяет подготовке научных кадров. Под его научным руководством 30 аспирантов и соискателей защитили кандидатские диссертации, пять — докторские. Он — первооткрыватель ряда месторождений, автор 40 изобретений и более 400 научных работ. За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы Е.А. Козловский награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», многими советскими и зарубежными медалями, ему присвоено звание «Заслуженный деятель науки и техники России» (1996 г.).

В настоящее время Е.А. Козловский заведует кафедрой Оптимизации геологоразведочных процессов Московской государственной геологоразведочной академии, он — Президент Международной акционерной геологической компании («МАГКО»), член Президиума Российской академии естественных наук.

Евгений Александрович полон творческих сил, как всегда устремлен на защиту минерально-сырьевых ресурсов, сохраняя глубокое уважение к труду разведчика недр. Его жизненная позиция является ярким примером служения Делу и Родине.

*Министерство природных ресурсов  
Российской Федерации  
Российская академия естественных наук  
Российское геологическое общество*



## 60 ЛЕТ Р.А. АМОСОВУ

8 апреля исполнилось 60 лет Роману Африкановичу Амосову — выдающемуся специалисту в области минералогии золоторудных месторождений.

Научную деятельность в ЦНИГРИ Р.А. Амосов начал в 1962 г. на золоторудном месторождении Дарасун, которое на многие годы стало его творческой лабораторией. С первых лет работы и до настоящего времени самородное золото, его свойства и происхождение являются главным предметом научных интересов Романа Африкановича.

Незаурядная кандидатская диссертация «Зарождение, рост и форма индивидов самородного золота» определила направления его научных исследований; изданная спустя 20 лет яркая монография «Онтогенезис самородного золота России» подвела определенный итог многолетних работ по изучению зарождения, роста и преобразований минеральных индивидов и агрегатов золота.

Исследовательский талант Р.А. Амосова позволяет находить много нового и интересного в казалось бы решенных проблемах. Р.А. Амосовым много сделано в области изучения поверхности золота методами оже-электронной и фотоэлектронной спектроскопии, открытии и описании биогенных (бактериальных) форм золота, исследованиях по золотоносности солей и эвапоритов.

Р.А. Амосовым внесен большой вклад в прикладную минералогия. По его инициативе и при активном участии выполнены работы по изучению вещественного состава, тех-

нологической оценке, геотехнологическому картированию ряда месторождений серебра и золота, подготовлены «Требования к минералогической изученности золоторудных месторождений» и методические руководства по изучению вещественного состава золотых руд, россыпей и кор выветривания с тонкодисперсным золотом, по минералогическому картированию отвальных хвостов золотодобывающих предприятий. Наиболее эффективно научно-методические разработки Р.А. Амосова были реализованы на серебряном месторождении Большой Канимансур, за участие в разведке и подсчете запасов которого он был удостоен Государственной премии СССР.

В течение ряда лет он преподавал на кафедре полезных ископаемых МГГА, передавая свои знания новым поколениям геологов. Научные труды Р.А. Амосова отличаются актуальностью; он — автор более 80 печатных работ, в его активе — подготовка и опубликование крупного научно-художественного сборника «Золото России».

Роман Африканович — увлеченный и увлекающийся человек: он — лыжник, стрелок, заядлый автомобилист, автор стихов и рассказов, переводчик статей и книг по геологии.

Поздравляем Романа Африкановича с юбилеем и желаем ему новых успехов, здоровья и счастья.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

---

## ПОЗДРАВЛЯЕМ ВЛАДИМИРА ВЕНИАМИНОВИЧА КУЗНЕЦОВА С ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЕМ И ПРИСВОЕМ ЗВАНИЯ «ПОЧЕТНЫЙ РАЗВЕДЧИК НЕДР»

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



## Памяти Александра Николаевича Еремеева

18 мая 1999 г. на 80-м году жизни после тяжелой болезни скончался Александр Николаевич Еремеев, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, лауреат премии Совета Министров СССР и премии Мингео СССР, Почетный разведчик недр, Почетный академик РАЕН и МАМР.

Ушел из жизни крупный организатор геологической науки, известный ученый в области геологии рудных месторождений.

Александр Николаевич внес большой вклад в развитие теории и практики глубинных методов поисков месторождений урановых руд. Им обоснованы способы и масштабы работ по их выявлению. На этой основе сделаны открытия ряда промышленных месторождений.

Под руководством и при непосредственном участии А.Н. Еремеева выполнен комплекс исследований по применению математических методов и ЭВМ для прогнозно-поисковых и оценочных целей, завершившихся разработкой автоматизированной информационно-логической системы оценки рудоносности районов.

А.Н. Еремеев — основной автор теоретического обоснования и проведения геолометрических исследований на территории страны, широко используемых при решении инженерных задач и проблемы охраны окружающей среды. Александр Николаевич — один из авторов научного открытия «Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре».

Перу А.Н. Еремеева принадлежит более 100 научных работ. Им подготовлено 16 кандидатов наук, многие из которых стали докторами наук. Его ученики успешно трудятся в различных регионах страны, развивая и внедряя идеи и методы, разработанные их учителем.

В течение 25 лет А.Н. Еремеев — бесменный директор ВИМСа, высокий авторитет которого подтвержден большим до-



верием коллектива института. За этот период ВИМС значительно укрепил свои позиции головного института в качестве научного центра отрасли, комплексно решающего сложные минерально-сырьевые проблемы страны.

А.Н. Еремеев награжден орденами Ленина, Дружбы народов, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», медалями, орденом ГДР Знамя труда.

Светлая память о прекрасном человеке, мудром руководителе, принципиальном и глубоком исследователе Александре Николаевиче Еремееве навсегда сохранится в сердцах его друзей, коллег, учеников, сотрудников и всех, кто его знал и искренне любил.

Прощайте, глубокоуважаемый Александр Николаевич!

Коллегия МПР РФ  
Дирекция и Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала



## 3-Я МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «БЛАГОРОДНЫЕ И РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ» БРМ-2000

Современное состояние и стратегия развития в XXI веке  
Донецк, 19—22 сентября 2000 г.

3-я международная конференция «Благородные и редкие металлы» (БРМ-2000) нацелена на подведение итогов развития одной из важнейших областей технической цивилизации и на выявление стратегических мировых и региональных концепций ее развития в XXI веке. В решении этой задачи БРМ-2000 будет опираться на результаты работы предыдущих конференций: БРМ-94 и БРМ-97. В каждой из них участвовало более 200 ученых, производственников, финансистов, работников государственных органов, представителей крупнейших фирм из России, Украины, Белоруссии, Молдовы, Узбекистана, Казахстана, Таджикистана, Великобритании, США, Испании, Франции, Германии, Польши, Южной Кореи, Японии и других стран. Опубликованные сборники конференций (всего более 880 страниц) и библиографические указатели (всего более 2800 работ) уже содержат ценнейшую информацию, которую предстоит дополнить и обобщить по состоянию на последний год XX столетия. На этой информационной базе и в результате общения участников могут решаться общие задачи, выдвинутые на конференции, задачи финансовых структур, фирм-производителей и потребителей благородных и редких металлов, а также задачи, стоящие перед учеными и инженерами.

*Направленность конференции:*

1. Поиск, разведка и обустройство месторождений.
2. Сырьевая база, добыча, извлечение и переработка (аффинаж).
3. Вторичные благородные и редкие металлы, научные основы технологий и их специфика.
4. Извлечение из нетрадиционного сырья (угли, отходы обогатительных комбинатов и т.д.).
5. Химия и электрохимия благородных и редких металлов.
6. Физические и аналитико-химические методы анализа, сертификация.
7. Научные и технологические основы производства изделий из благородных и редких металлов:
  - промышленные изделия;
  - ювелирные изделия;
  - изделия широкого потребления.
8. Сплавы благородных и редких металлов: физические и технологические свойства:
  - металлические сплавы с особыми физическими свойствами (электрическими, магнитными и т.д.);
  - интерметаллические соединения редких земель и 3d-переходных металлов (для постоянных магнитов и т.д.);
  - сплавы с высокой коррозионной стойкостью;
  - жаропрочные и жаростойкие сплавы;
  - специальные сплавы для медицины и медицинской техники (стоматологические сплавы и изделия; электроды; сплавы для хирургии, в том числе с эффектом памяти формы; лекарственные препараты, содержащие платиновые металлы и т.д.);
  - сплавы-катализаторы;
  - сплавы для ювелирной промышленности;
  - окрашивающие вещества на основе благородных металлов;
  - палладиевые мембранные сплавы;
  - сплавы-заменители благородных металлов.
9. Сферы применения и опыт эксплуатации:
  - химия, химическая и нефтехимическая промышленность, производство минеральных удобрений;



— вычислительная и электронная техника; приборостроение; авиакосмическая техника; автомобилестроение; транспорт; медицина; пищевая и фармацевтическая промышленность; экология;

— ювелирная промышленность;

— стекольная и керамическая промышленность;

— применение редких металлов как легирующих элементов в специальных сталях и сплавах.

#### 10. Пробирный надзор:

— аккредитация материалов на содержание в них драгметаллов; экспертиза готовой продукции; апробирование, анализ и клеймение ювелирных изделий;

— пробирный надзор за обращением драгметаллов, проведением банковских операций и т.д.;

— особенности организации пробирного надзора в странах СНГ.

#### 11. Рынок благородных и редких металлов, ювелирных изделий:

— мировой рынок, объемы производства и потребления, динамика цен;

— формирование рынка благородных и редких металлов и соответствующих финансовых структур в странах СНГ;

— металлические деньги; сертифицированные мерные слитки золота, платины и серебра;

— банковские операции с драгоценными металлами, залоговые операции, биржевые сделки со слитками золота и серебра и т.д.;

— специфика рынка ювелирных изделий и «ювелирное образование» населения;

— таможенный контроль;

— законодательное и нормативное регулирование рынка благородных и редких металлов в странах СНГ.

*Формы работы конференции:* пленарные, секционные и стендовые доклады, «круглый стол»; выездное заседание; специальные сессии и рабочие встречи по интересам; презентация фирм, продукции и инновационных предложений; посреднические услуги в установлении деловых контактов; информационные услуги; переводческие услуги.

#### Оргкомитет:

Украина, 340000, Донецк, ул. Артема, 58, ДонГТУ.

Председатель Оргкомитета — академик МИА и МАИ Гольцов Виктор Алексеевич;

Главный ученый секретарь — Котельва Раиса Васильевна;

телефон: (0622) 93-61-41, факс: (0622) 92-12-78,

E-mail: [goltsov@physics.dgtu.donetsk.ua](mailto:goltsov@physics.dgtu.donetsk.ua)

<http://www.fizmet.dgtu.donetsk.ua/russian/fizika/cafedra.html>

#### Представительство БРМ-2000 в Москве:

Зам. председателя Оргкомитета — Чертов Владилен Маркович,

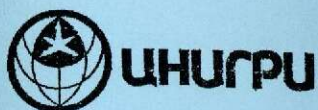
телефон: (095) 280-58-57.

*Вы будете получать всю дальнейшую информацию о БРМ-2000.*

Для этого сообщите, пожалуйста, в Оргкомитет Ваши данные: ФИО (полностью), должность, организацию, почтовый адрес (индекс обязателен!), телефон, факс, E-mail.

ОРГКОМИТЕТ





ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

## МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ ПЕСКОВ, СОДЕРЖАЩИХ МЕЛКОЕ И ТОНКОЕ ЗОЛОТО

**М**етодические рекомендации предназначены для использования при изучении и подготовке к эксплуатации экзогенных и техногенных месторождений, содержащих мелкое и тонкое золото (МТЗ).

При вовлечении в эксплуатацию природных и техногенных образований с МТЗ важное значение имеет правильное определение запасов золота в месторождении и показателей его извлечения гравитационными обогатительными аппаратами.

В "Рекомендациях" приведены основные методы технологических исследований песков, позволяющие количественно определить содержание и оценить технологические свойства золота, выбрать эффективное оборудование для его извлечения:

- методы отбора и подготовки проб песков к технологическим исследованиям;

- оборудование, применяемое при обогащении песков с МТЗ;
- методы количественного определения содержания золота в исходных песках и продуктах обогащения;
- технологические схемы обогащения песков с применением различных гравитационных аппаратов;
- методы выделения золота из продуктов обогащения и изучения минерального состава исходных песков и гравитационных концентратов;
- правила подготовки продуктов обогащения к пробирным и химическим анализам, рекомендации по методам анализа продуктов с различным содержанием золота;
- правила обработки и представления результатов исследований;
- конкретные примеры технологических исследований песков с МТЗ.

Вид реализации: продажа "Методических рекомендаций", консалтинг.

9.17

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-59-54  
Факс: (095) 313-18-18

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1999





**ЦНИГРИ**

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

## АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР

### **А**нализируемое сырье:

- руды
- пески
- концентраты
- золотые головки
- сплавы
- цинковые осадки
- смолы
- уголь
- катодные осадки
- электронный лом
- и прочее

### **В**иды анализов:

- рядовой

- контрольный
- арбитражный
- сертификационный с выдачей сертификата качества экспортируемого сырья (руды, концентраты цветных, черных и легких металлов)

### **Т**ехнические средства:

- плавильные печи современной конструкции с тиристорным регулированием температуры 15°C
- высокочувствительные микроаналитические весы фирм «Сарториус» и «Перкин-Эльмер» с чувствительностью 0,001—0,0001 мг
- стандартные образцы для контроля

## ПРОБИРНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

### **П**реимущества:

- аттестована, аккредитована Госстандартом РФ. Аттестат № РОСС RU.0001.510247
- является арбитражной лабораторией с 1967 г.
- имеет огромный методический и производственный опыт работы по анализу разнообразного минераль-

ного сырья, содержащего благородные металлы

- производительность 2000—2500 проб в месяц
- гарантирует высокое качество, короткие сроки выполнения заказов, доступные цены
- проводит обучение и стажировку специалистов

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ  
Тел./факс: (095) 313-18-18, 113-68-22