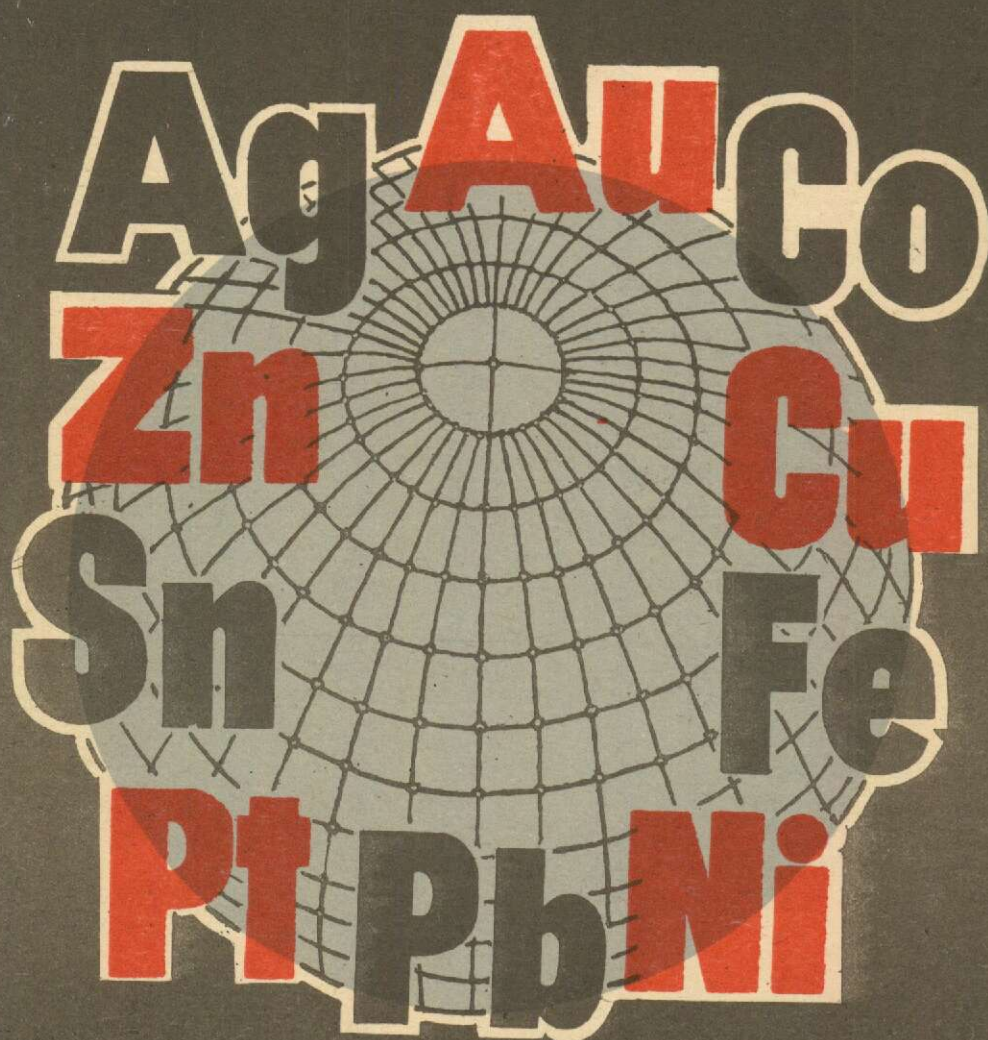


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/1995



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ТЕХНОЛОГИЯ ОБОГАЩЕНИЯ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ РУД НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Если у Вас возникли проблемы с извлечением мелких и тонких алмазов из алмазосодержащего сырья некимберлитового происхождения, обращайтесь в ЦНИГРИ! Мы владеем проверенной на практике технологией обогащения алмазосодержащих руд метаморфогенных месторождений с крупностью алмазов менее 0,1 мм. Получаемые алмазы по абразивной способности превосходят кимберлитовые, незаменимы при производстве алмазного инструмента.

Комбинированная технология и наше «ноу-хау» дадут Вам возможность:

- вести поиск и разведку новых источников алмазов в породах некимберлитового состава;
- получать алмазы любой крупности, до десятых долей микрона включительно;
- извлекать в товарный алмазный концентрат до 80–85 % мелкокристаллических алмазов.

Преимущества нашей технологии:

- способность извлекать алмазы крупностью менее 0,1 мм с высокой эффективностью;
- вовлечение в переработку руд некимберлитового происхождения, из которых не удается извлечение алмазов традиционными методами;
- применимость для извлечения искусственных мелких алмазов из продуктов их синтеза.

Технология обеспечена достоверным контролем на всех стадиях от поиска месторождения до его эксплуатации и выделения алмазного концентрата. Для анализа руд и продуктов обогащения разработаны новые методы определения содержания мелких алмазов в пробах небольшого объема.

Мы готовы выполнить для Вас: оценку алмазоносности проб руды некимберлитового состава, провести лабораторные и полупромышленные испытания с технико-экономической оценкой, разработать проект и совместно с Вами внедрить технологию на Вашем предприятии.

Адрес: 113545, г.Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/1995

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
И. В. КРЕЙТЕР (отв. секретарь)
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Г. В. ОСТРОУМОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Учредитель

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

Издается при участии

Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В. И. Смирнова



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Атлас

МНОГОФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРАТИФОРМНОГО ТИПА

Атлас содержит многофакторные модели 10 свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа (16 рудных тел). Каждая модель (рудное тело) включает геологоструктурный блок, в котором приводится краткое описание объекта, дополняемое схематизированными планами, разрезами, проекциями; разведочный блок, где приведены результаты многовариантного разрежения разведочной сети, показывающие влияние сложности внутреннего строения рудных тел на уровень подсчетных параметров; концентрационный блок, где в виде проекций и планов с изолиниями содержаний мощности и метропроцента охарактеризовано пространственное распределение сортов руд, размеры однородных участков и др. Приведены статистические параметры, описывающие изменчивость и структуру оруденения, морфологию рудных тел и концентрационных неоднородностей разных уровней.

Атлас предназначен для широкого круга специалистов в области рудных месторождений и прежде всего для геологов, связанных с поисками, разведкой и подсчетами запасов свинцово-цинковых месторождений.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Телефон: (095) 313-18-18
Факс: (095) 315-27-01

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, И. В. Крейтер, А.Э.Седельникова, Г. С. Королева

Сдано в набор
01.08.95
Подписано в печать
18.09.95
Тираж 300 экз.

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

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

Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Прикладная металлогения

Ревякин П. С., Александрова Л. С.,
Ревякин Д. П.

Геодинамические позиции и связь
оруденения золото-углеродистой
формации с глубинными структура-
ми

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Николаева Л. А., Некрасова А. Н.,
Чижова И. А., Яблокова С. В.

Количественная оценка типоморф-
ных признаков самородного золота
различных золоторудных формаций

Чекваидзе В. Б., Исакович И. З., Ми-
ляев С. А., Литвиненко Ю. С., Поля-
кова Т. П., Зеликсон Б. С.

Минералого-геохимические крите-
рии поисков золотоносных кор вы-
ветривания на Северном Урале

Столяренко В. В.

Отраженная зональность коренных
источников в иридиисто-платиновых
россыпях

Вакин М. Е., Наумова О. А.

Состав и геолого-структурная пози-
ция измененных пород вулкана Мут-
новский (Камчатка)

Строение рудных месторождений

Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М.

Типизация золоторудных месторож-
дений складчатых областей миогео-
синклинального типа

Вихтер Б. Я.

Сравнительный анализ золото-суль-
фидных прожилково-вкрапленных
месторождений различных типов

Геолого-экономическая оценка рудных месторождений

Беневольский Б. И., Наточинский
В. И.

Экспрессная геолого-экономическая
переоценка сырьевой базы россып-
ного золота России

Applied Metallogeny

Revyakin P. S., Aleksandrova L. S.,
Revyakin D. P.

Geodynamical Positions and Associa-
tion of Gold-Carbonaceous Formation
Ores with Deep-Seated Structures

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

Nikolayeva L. A., Nekrasova A. N.,
Chizhova I. A., Yablokova S. V.

Quantitative Estimation of Typomor-
phic Characters of Native Gold Innate
to Different Gold Ore Formations

Chekvaizde V. B., Isakovitch I. Z., Mily-
ayev S. A., Litvinenko Yu. S., Poly-
akova T. P., Zelikson B. S.

Mineralogical-Geochemical Criteria of
Prospecting for Gold-Bearing Crusts of
Weathering in North Urals

Stolyarenko V. V.

Reflected Zonality of Primary Sources
in Iridium-Platinum-Bearing Placers

Vakin M. Ye., Naumova O. A.

Composition and Geological-Structural
Position of Altered Rocks of the Mut-
novsky Volcano (Kamchatka)

Structure of Ore Deposits

Novozhilov Yu. I., Gavrilov A. M.

Typification of Gold Deposits in Folded
Areas of Miogeosynclinal Type

Vikhter B. Ya.

Comparative Analysis of Gold-Sulfide
Streaky-Disseminated Deposits of
Different Types

Economic Evaluation of Ore Deposits

Benevolsky B. I., Natotsinsky V. I.

Rapid Re-evaluation of Russian Placer
Gold Mineral Base

Гарбуз А. А., Лобач В. И.
Распределение золота на месторождении Зун-Холба

85

Емельянов С. А., Тарасов А. С.
Оптимизация оценки и разведки колчеданно-полиметаллических месторождений на основе многофакторных моделей

93

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Углов Б. Д., Чернов А. А.
Автоматизированная система трансформаций для районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна акваторий

102

Бондаренко А. Т., Пыстин А. Б.
Электрические свойства кимберлитов Малоботуобинского района Западной Якутии

112

Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И.
О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей

118

Новости. Информация

Пятницкий В. И.
Обзор состояния электромагнитных технологий прикладной геофизики

122

Поздравляем

Шестидесятилетие В. И. Пятницкого

130

Garbuz A. A., Lobach V. I.
Gold Distribution in the Zun-Kholba Deposit

Yemelyanov S. A., Tarasov A. S.
Optimization of Base Metals Massive Sulfide Deposits Evaluation and Exploration on the Basis of Multifactor Models

Equipment and Technology for Geological Prospecting

Uglov B. D., Chernov A. A.
An Automated System of Transformations for Demarkation of Geophysical Potential Fields and Water Areas Bottom Topography

Bondarenko A. T., Pystin A. B.
Electric Properties of Kimberlites of Malobotuobinsky Region (Western Yakutia)

Smetannikov A. F., Kudryashov A. I.
On the Possibility of Gold and Silver Extraction from Ores of the Verkhne-kamskoye Potash Salt Deposit

News. Information

Pyatnitsky V. I.
State-of-the-art in Electromagnetic Techniques of Applied Geophysics

Congratulation

Sixtieth anniversary V. I. Pyatnitsky



ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ И СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ ЗОЛОТО-УГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ С ГЛУБИННЫМИ СТРУКТУРАМИ

П. С. РЕВЯКИН, Л. С. АЛЕКСАНДРОВА, Д. П. РЕВЯКИН (ЦНИГРИ
Роскомнедра)

Проведено геофизическое и тектоническое (геодинамическое) районирование Кызылкумо-Нуратинской золотоносной провинции; выделены типы коры, геодинамические обстановки и режимы региональных структур провинции; показано, что промышленная золотоносность связана с квазиостроводужным геодинамическим режимом кембрийско-ордовикским и девон-среднекарибонным; концентрации металла в средних, крупных и особо крупных размерах сосредоточены в пределах структур, образующих долгоживущие пространственные системы. Причинность процесса концентрации оруденения предлагается связывать с процессом рециклинга.

Размещение золотого оруденения в терригенных толщах определяется пространственным сочетанием металлогенических формаций, зависящим от строения земной коры и геодинамических режимов ее развития [2, 3, 6, 11 и др.]. Рассмотрим в связи с этим типоморфные глубинные обстановки нахождения золотого оруденения Кызылкумо-Нуратинской золотоносной провинции на основе геофизического, тектонического (геодинамического) и металлогенического (золотоносность) районирования.

В западной части Южного Тянь-Шаня выделяются следующие структурно-формационные и металлогенические зоны: Туркестано-Алайская с Северобукантауской, Южнобукантауской и Тамдытау-Северонуратинской подзонами; Зарафшано-Туркестанская с Ауминза-Нуратинской и Зарафшано-Туркестанской подзонами; Зарафшано-Алайская. На севере они ограничены Сырдарьинским, а на юге Каракумо-Байсунским срединными массивами [1, 2, 9, 14, 15, 17, 18 и др.].

Особенности районирования гравитационного и магнитного полей Кызылкумо-Нуратинской золотоносной провинции определяются ее положением в пределах Урало-

Тяньшаньского рифтогенного пояса, который разделяет геофизические поля указанных срединных массивов, слабо или интенсивно переработанных последующими процессами [6, 16, 17 и др.]. Гравитационное и магнитное поля региона образуют четковидную мегаструктуру, вытянутую в запад-северо-западном направлении (рис. 1). В ее составе различаются интразона и охватывающая ее инфразона, которые характеризуются различными по строению и интенсивности геофизическими полями. Рассмотрение структуры поля силы тяжести позволяет выделить два основных гравитационных элемента интразоны: 1 — центральную область с пониженными значениями, охватывающую структуры Южнобукантауской, Тамдытау-Северонуратинской, Ауминза-Нуратинской и, частично, Зарафшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зон; 2 — периферическую зону с повышенными значениями. В структуре среднечастотной компоненты гравитационного поля зональность, обусловленная симметричным расположением относительно центральной области интразоны периферических полосовых элементов, проявляется еще более четко. В поле этой компоненты выявляется несколько до-

статочны простых по структуре аномалий. К ним относятся: Северобукантауский линейный гравитационный максимум, охватывающий центральную область пониженных значений (Центрально-Кызылкумский минимум) с северо-востока; слабopоложительные полосовые гравитационные максимумы в пределах центральной части интразоны — Мурунтауский и Тамдытау-Северонуратинский и другие линейные гравитационные максимумы. Рассматриваемые полосовые положительные элементы гравитационного поля полностью или частично совмещены с положительными элементами аномального магнитного поля, подчеркивая тем самым их моногеническую природу. В западном направлении аномальные линейные элементы гравитационного и магнитного полей сближаются и далее, в соответствии с простираанием Урало-Тяньшаньского пояса, меняют направление на субмеридиональное, продолжаясь в аналогичных полях Урало-Тобольского поднятия Южного Урала [6, 16, 17 и др.]. В восточном направлении линейные полосовые элементы полей также сближаются, образуя Туркестано-Алайскую аномальную область мегаструктуры. Помимо линейных элементов полей, для интразоны характерны интенсивные высокоградиентные отрицательные аномалии более сложной формы. Располагаясь преимущественно в области Центрально-Кызылкумского минимума, они нарушают структуру поля и группируются в три субширотных пояса: Южнобукантауский, Джаманкумский и Южнокызылкумский. В магнитном поле гравитационным минимумам отвечают слабоотрицательные значения поля, а их периферии — положительные аномалии кольцевой формы.

Геолого-геофизическая интерпретация геофизических полей позволила с новых позиций осуществить тектоническое (геодинамическое) и металлогеническое районирование рассматриваемого участка земной коры (рис. 2). И использованные при районировании данные по петрохимии вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов, а также по содержанию в них рудогенных элементов приводятся по материалам Э.А.Ревакиной (1986, 1988, 1991 гг.).

В результате геодинамические обстановки, геодинамические режимы и золоторуд-

ность соответствующих им формационных (ФК) и структурно-формационных (СФК) комплексов Кызылкумо-Нуратинской мегазоны (интразоны в геофизических полях) получили следующую характеристику (см. рис. 1 и 2):

1. Внутрикратонная предрифтовая рифейская. С ней вероятно связаны формирование сводового поднятия и тектоно-магматическая активизация, являющаяся отражением значительно более мощных ранних процессов мантийного диапиризма и эпикратонного рифтогенеза в пределах Урала.

2. Мезогеосинклинальная (область расчлененного спрединга, окраинного моря и примитивных островодужных сооружений) верхнерифейско-нижнесилурийская с геодинамическими режимами:

а — рифтовым, верхнерифейско-нижнекембрийским. В центральной области мегазоны (Южнокызылкумский и Нуратинский блоки) с этим геодинамическим режимом связано образование на утоненной рифейской коре рифтогенных впадин с кремнисто-карбонатно-вулканогенным (базальтовая толеитовая натриевая формация) заполнением. В породах комплекса золото и серебро содержатся в вышесларковых количествах. В базальтах 5,5—6,3 мг/т золота и 0,2—0,5 г/т серебра при 5,8 мг/т и 0,38 г/т фоновых содержаниях: в кремнистых сланцах 0,8—2,4 г/т серебра;

б — окраинного моря (склон и подножье), верхнерифейско-нижнекембрийским. На склонах и в межрифтовых пространствах центральной области накапливается карбонатно-кремнисто-терригенный ФК. В центральной области фоновые содержания золота и серебра в породах углеродисто-кремнистых и кремнисто-терригенных ФК значительно превышают кларковые значения, составляя 9,1—15,1 мг/т и 0,8—1,3 г/т соответственно;

в — квазиостроводужным и окраинного моря (шельф), кембрийско-нижнесилурийским (силурийским). С первым из них в кембрии — нижнем ордовике(?) связано образование вдоль бортов рифтогенных впадин небольших островных гряд и вулканокупольных сооружений, а со вторым в верхнем кембрии — нижнем силуре накопление терригенно-флишеидных отложений с примесью вулканогенного кремнистого и

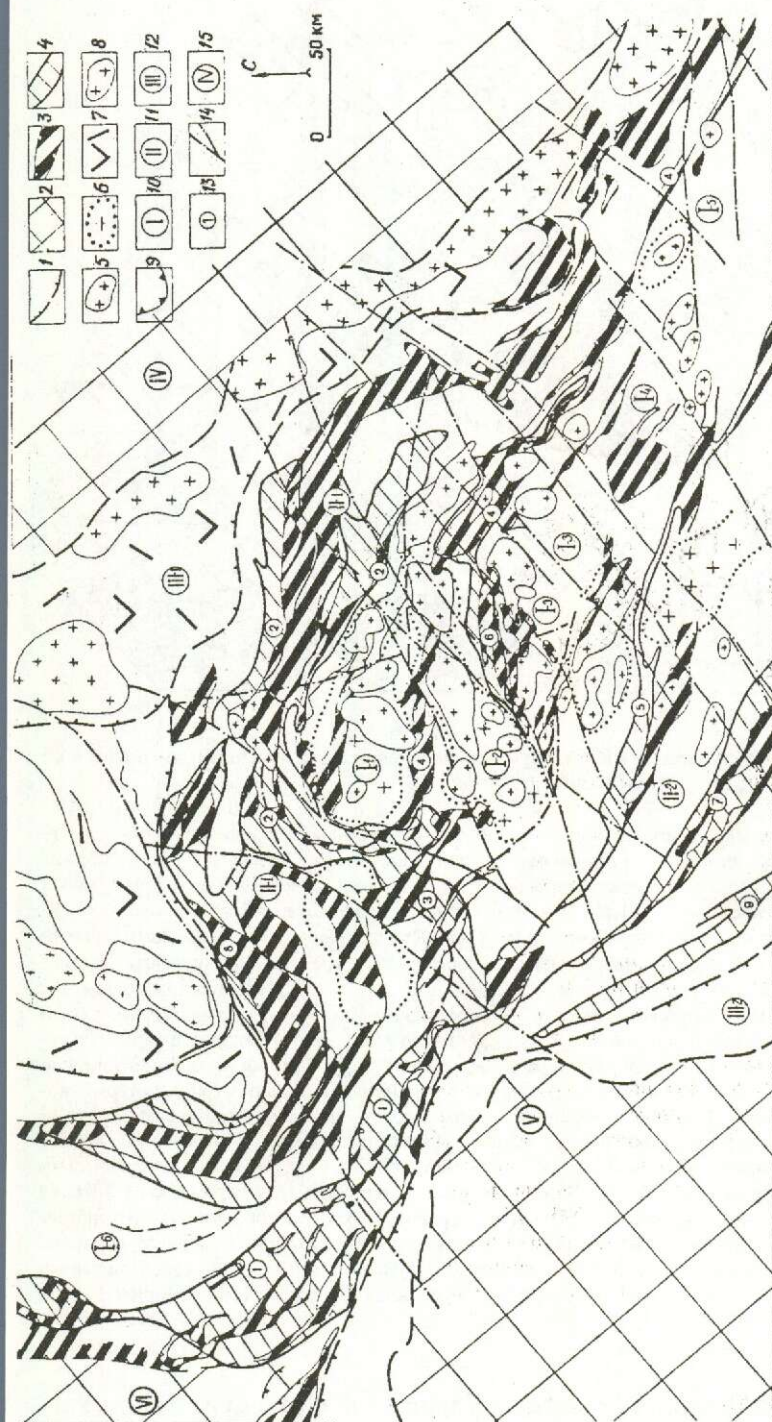


Рис. 1. Схема районирования геофизических полей Кызылкум-Нуратинской провинции Южного Тянь-Шаня.

Интразона мегаструктуры. Полосовые дугообразные и линейные геофизические поля периферической и центральной зон: 1 — магнитные положительные, 2 — гравитационные слаболожительные; гравитационные минимумы центральной зоны: 3 — локальные высокоотрицательные, 4 — региональные отрицательные; гравитационные и магнитные поля и аномалии, соответствующие региональным геологическим структурам: 5 — Кызылкум-Нуратинскому «срединному» массиву I и его блокам — Южнокумантаускому I-1, Джаманкумскому I-2, Южнокумантаускому I-3, Нуратинскому I-4 и Южнонуратинскому I-5; 6 — активизированной и рифтогенной коры Северобукантауской метазоны II-1 и Северобукантауского блока II-2; 7 — рифтогенным и островодужным (квазиостроводужным) — Северонуратинской I, Северобукантауской 2, Мынбулакской 3, Северотамдытау-Северонуратинской 4, Зирабулак-Каратыбинской 5, Южнотамыдауской 6, Южногиссарской 7. Инфразона мегаструктуры: 8 — граница, разделяющая геофизические поля интра- и инфразон; структурные элементы магнитного и гравитационного полей краевых зон: 9 — магнитные преимущественно высокоположительные, 10 — гравитационные высокоотрицательные локальные; 11 — гравитационные и магнитные поля внутренних (ядерных) зон; 12 — граница области интерференции геофизических полей; геофизические поля и аномалии, соответствующие региональным геологическим структурам: 13 — активным окраинным срединным массивам — Бельтау-Кураминской III-1, Амударьинской III-2, 14 — срединным массивам — Сырдарьинскому IV, Каракум-Байсунскому V, Устюртскому VI; 15 — линейные градиентные зоны и зоны смещения полей, отождествляемые с разрывами глубокого заложения

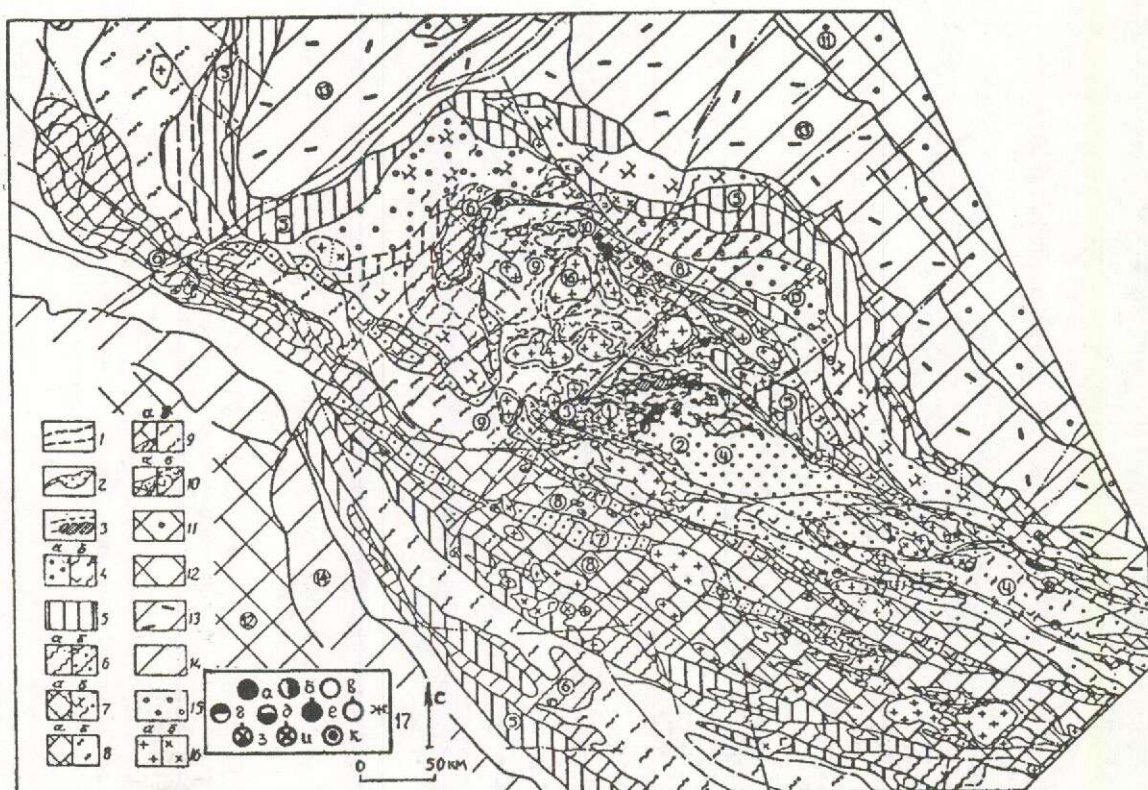


Рис. 2. Схема районирования складчатого фундамента Кызылкум-Нуратинской золотоносной провинции и ее обрамления по типам коры, геодинамическим обстановкам и режимам.

Мезогеосинклиналь (область рассеянного спрединга, и окраинного моря) с геодинамическими режимами внутренней части центральной области интразоны: 1 — рифтовым верхнерифейско-нижнекембрийским (кембрийским) I, 2 — окраинного моря верхнерифейско-нижнекембрийским II, 3 — квазиостроводужным (примитивных островных гряд) кембрийско-нижнеордовикским (?) III, 4 — окраинного моря верхнекембрийско-нижнесилурийским (силурийским) IV; эвгеосинклиналь (островодужная или квазиостроводужная) с геодинамическими режимами внешней части периферической области интразоны: 5 — островодужным верхнесилурийско-среднекарбонным VIII, 6 — квазиостроводужным (примитивных островных гряд) девон (?)—среднекарбонным IX; эвгеосинклиналь (квазиостроводужная и междугового, задугового или окраинного моря) с геодинамическими режимами внешней части центральной области интразоны: 7 — окраинного (затугового) моря (шельф) верхнесилурийско-карбонным V, 8 — окраинного (междугового) моря (шельф и континентальный склон) верхнесилурийско-карбонным VI, 9 — квазиостроводужным (примитивных островных гряд) силурийско-среднекарбонным VII; континентальных срединных массивов (ядер): 10 — докембрийской стабилизации (Каракум-Байсунский) X, 11 — докембрийско-нижнепалеозойской стабилизации (Сырдарьинский) XI; континентальным окраинных вулканоплутонических поясов: 12 — активной окраины средне-верхнепалеозойским (Бельтау-Кураминский) XII, 13 — активной окраины (?) нижне-среднепалеозойским (Амударьинский) XIII; 14 — наложенных верхнепалеозойских межгорных впадин XIV; 15 — средне-верхнепалеозойские гранитоидные интрузии XV; 16 — месторождения: а — золото-сульфидные, б — золото-серебро-сульфидные, в — серебряные, г — золото-кварцевые в терригенных толщах, д — золото-кварцевые в вулканогенно-кремнисто-терригенных кембрийско-силурийских толщах, е — золото-сульфидные и ж — серебряные в вулканогенно-терригенных и верхнесилурийско-карбонных толщах

карбонатного материала, распространенных в центральной области мегазоны (Южно-кызылкумский и Нуратинский блоки). Среди вулканитов появляются породы андезитобазальтовой, калиево-натриевой и базальт-

андезито-дацитово-формаций. Средние содержания золота и серебра в породах этих комплексов составляют соответственно: в базальтах — 7—11 мг/т и 0,4—0,6 г/т, в вулканитах среднего и умеренно кислого

составов содержание золота достигает 27 мг/т, в углеродисто-терригенных породах — 11—14 мг/т и 0,3—0,8 г/т. На участках поднятий, унаследованных от вулканопольных структур квазиостроводужного режима, в породах углеродисто-терригенного комплекса содержание золота составляет от 16—20 мг/т до 32 мг/т и более. В целом для таких структур характерна золото-сульфидная и золото-кварцевая минерализация с содержанием золота $p \cdot 0,1$ мг/т и серебра $p \cdot 1$ г/т. Флишоидные толщи вмещают мало-, средне- и крупнообъемные концентрации серебро-золото-сульфидного, золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого и золото-кварцевого подтипов.

3. Эвгеосинклинальная (островодужная и междугового, задугового или окраинного моря) силурийско (ордовикско?)—карбоната-внешней части центральной и периферической областей мегазоны с режимами:

а — рифтовым, ордовикско(?)—силурийско-нижнедевонским(?), во время которого осуществилось заложение и развитие рифтогенных впадин на утоненной и проницаемой рифейско-нижнепалеозойской коре периферической области мегазоны, определивших внешние границы ее центральной области. В пределах впадин формируется СФК, состоящий из базальтовой и андезит-базальтовой толеитовых натриевой (калиево-натриевой) формаций и вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного ФК. С базальтами и кремнисто-терригенными толщами связана рассеянная золотая минерализация и, вероятно, малообъемные концентрации золото-колчеданного подтипа. Золото в базальтах содержится в количестве 7—14 мг/т, серебро — 0,4 г/т;

б — островодужным и квазиостроводужным, верхнесилурийско-среднекарбонатым. Образование крупных (300х50 км) зонально построенных островодужных сооружений происходило во внутренних частях рифтогенных прогибов периферической области мегазоны, обращенных к ее центральной части (срединному массиву). К ним относятся Карамурунская, Султануиздагская и, возможно, Северобукантауская дуги. Они сложены СФК, в состав которого входят: базальтовая толеитовая натриевая и калиево-натриевая, базальтовая субщелочная калиево-натриевая, контрастная и (непрерыв-

ная) известково-щелочные калиево-натриевые формации; карбонатный, карбонатно-кремнисто-терригенный и кремнисто-терригенный ФК. Характерны ультрамафический (протрузии, меланж) и интрузивные мафический и мафическо-салический (габбро-диорит-гранодиоритовый) ФК. Квазиостроводужные сооружения располагаются по простиранию островных дуг — Зирабулак-Каратюбинская гряда или параллельно им (островные гряды описываемого ниже квазиостроводужного режима).

Вулканиды дуг содержат рассеянную золотую (8—14 мг/т) и серебряную (0,2—1,4 г/т) минерализацию. В вулканитах квазиостроводужных сооружений эти значения существенно больше — до 36—40 мг/т золота и до 3,6—4,1 г/т серебра.

В породах с золото-сульфидным и золото-кварцевым типами минерализации золото содержится до $p \cdot 0,1$ г/т, серебро — до $p \cdot 1$ г/т. Малообъемные концентрации наблюдаются в вулканогенно-терригенных и терригенных толщах в локальных депрессиях на склонах вулканических сооружений и других обстановках;

в — квазиостроводужным (примитивных островных гряд), верхнесилурийско-девонско-среднекарбонатым. Вулканические гряды такого типа размещены: 1 — по периферии и в пределах внешней части центральной области мегазоны параллельно островодужным сооружениям, описанным выше, образуя с ними, в ряде случаев, единые системы. К ним относятся Тубаберген-Ирлирская, Кульджуктауская островные гряды и другие; 2 — на выклинивании и в прибортовых частях рифтогенных трогов — Кокпата-Северотамдытауская гряда. В сложении гряд принимают участие флишоидные (флишевые) терригенные, карбонатно-кремнисто-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные ФК, обычно с олистоостровом. Вулканиды представлены базальтовой толеитовой калиево-натриевой, базальтовой субщелочной, контрастной и непрерывной известково-щелочными формациями, а также ультрамафическим (в составе меланжа) и интрузивным мафическо-салическим (габбро-диорит-гранодиоритовый) ФК.

Для близких по составу пород квазиостроводужных сооружений отмечается существенный разброс значений средних содер-

жаний рассеянного золота. Базальтоиды в зависимости от положения в структуре островной дуги могут иметь до трех фоновых уровней концентрации: 4,6—14 и 8—21 мг/т при неменяющейся концентрации серебра 0,2—0,4 г/т. С вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными ФК квазиостроводужных сооружений связаны: рассеянная золото-кварцевая и золото-сульфидная минерализация с содержаниями золота $p \cdot 0,1$ г/т и серебра $p \cdot 1$ г/т, а также мало- и среднесобъемные концентрации золото-сульфидного, серебро-золото-сульфидного (серебряного) и золото-кварцевого подтипов;

г — окраинного моря силурийско-средне-верхне-карбовым. С этим режимом в пределах внешней части центральной области интразоны связано образование: 1 — на севере и западе (Южнобукантауский блок и др.) вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенно-сланцевого, аспидно-сланцевого ФК (континентальный склон) и флишеидных (флишевых) карбонатно-терригенного и терригенного с повышенной углеродистостью ФК (шельф); 2 — на юге и востоке (южная часть Туркестано-Алайской, Зарафшано-Туркестанская, Зарафшано-Алайская или Зарафшано-Гиссарская зоны и подзоны) — флишевых карбонатного, карбонатно-углеродисто-терригенного, грауваккового ФК (шельф) и флишеидного вулканогенно- (кремнисто)-карбонатно-терригенно-сланцевого ФК (шельф и континентальный склон). Осадочные и вулканогенные формации, принимающие участие в сложении островодужных сооружений и их окраинных бассейнов, являлись в определенных условиях источником металла. Они вмещают малообъемные концентрации золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого, золото-кварцевого и серебряного (золото-серебро-сульфидного) подтипов.

4. Орогенная (колизийная) средне-верхнекарбово-пермская всей мезазоны с геодинамическими режимами:

а — ранним средне-верхнекарбовым ранних дифференциально-глыбовых движений и ранних складчато-надвиговых дислокаций, неглубоких шарьяжей;

б — поздним верхнекарбово-пермским повсеместных складчато-надвиговых дислокаций, неглубоких шарьяжей и поз-

дних дифференциально-глыбовых движений.

По периферии центральной зоны в прогибах разной амплитуды формируется СФК, состоящий из раннего молассоидного (карбонатно-терригенно-углеродистого) и поздних молассовых грубо- и мелкообломочных (вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного, карбонатно-терригенного и терригенного) ФК. В зонах тектонического меланжа образуются глаукофан-сланцевые комплексы. Генеральное направление горизонтальных тектонических движений от периферии центральной зоны к ее центру.

В результате центральная область мезазоны окончательно оформляется как геоблок типа срединного массива, отдельные части которого испытали значительные вертикальные и горизонтальные перемещения друг относительно друга (Южнокызылкумский блок поднят). Осуществляется лейкокрайзация и гранитизация среднекоровых уровней срединного массива (глубины 18—24 км) с образованием обширных очагов генерирования гранитоидных магм. Формируются плутонические ФК: 1 — габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый, габбро-монцит-сиенит (граносиенит)-гранодиоритовый (ранняя стадия); 2 — комплекс даек и малых интрузий основного, среднего и кислого состава умеренной и повышенной щелочности и гранодиорит-гранитовый калиево-натриевый и калиевый ФК, сопровождаемый явлениями метасоматической гранитизации и реоморфизма пород рифей-палеозойских ФК. Интрузии первого и второго ФК принимают участие в сложении СФК квазиостроводужных сооружений коры эвгеосинклинального типа, располагаясь по периферии центральной области. Интрузии третьего ФК широко распространены внутри центральной области и особенно широко в пределах Южнобукантауского, Джаманкумского и восточной части Нуратинского блоков. В определенных структурных условиях интрузии всех трех ФК могут быть совмещены (Мурунтауское рудное поле).

С внедрением интрузий связаны интенсивная регенерация, мобилизация и переотложение золота и серебра с образованием мало-, средне-, крупнообъемных и особо крупнообъемных концентраций золото-

кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого и серебро-золото-сульфидного и серебряного подтипов, как в вулканогенно-осадочных и углеродисто-терригенно-флишеидных толщах нижнего (верхнерифей-нижнесилурийского), так и в вулканогенно-карбонатно-флишеидных (флишевых) толщах верхнего (силурийско-среднекарбонového) ярусов.

Конкретизируем полученную информацию на примере типоморфных обстановок золотого оруденения для месторождений: Даугызтауского золото-сульфидного и Высоковольного золото-серебро-сульфидного Даугызтауского рудного поля, Амантайтауского золото-сульфидно-кварцевого Амантайтауского рудного поля, Кокпатасского рудного поля с золото-сульфидным оруденением, Марджанбулакского золото-сульфидно-кварцевого и Мурунтауского золото-кварцевого. Обстановки иллюстрируют особенности пространственного взаимоотношения продуктивных формаций и их основных элементов, а также соответствующие им типоморфные геофизические эффекты в гравитационном, магнитном, вызванной поляризации и естественном электрическом полях.

Достаточным условием выделения обстановок формирования структурно-вещественных комплексов (СВК) рудогенерирующих (РГФ), рудоносных (РНФ), рудовмещающих (РВФ), рудообразующих (РОФ) и рудозкранирующих (РЭФ) формаций являлись: контрастность физических параметров продуктивных и других формаций и их элементов, влияющих на локализацию оруденения и, как следствие, значимые эффекты геофизических полей — магнитные, гравитационные, сейсмические, электрические (ВП, ЕП, СП, ЗТ, ЧЭЗ) и другие. К таким СВК относятся вулканические и кремнистые фациальные разновидности РГФ(?), углеродо- и сульфидонасыщенные субформации (пачки и горизонты) РНФ, рудолокализирующие разрывные и структурные элементы в терригенно-флишеидных, вулканогенно-флишевых и флишеидных толщах РВФ (РНФ) и карбонатные толщи РЭФ; участки проявления рудно-метасоматических процессов в терригенно-сланцевых комплексах РВФ (РНФ); интрузии габбро-диорит-гранодиоритовых, габбро-монзонит-сиенит(граносиенит)-гранодиоритовых и гранодиорит-гранитовых ФК РОФ.

Геологическая основа строилась с учетом имеющихся фактических данных, полученных в результате геологоразведочных работ, в том числе и геофизических, экстраполяционных представлений о строении фланговых и корневых частей месторождений, а также теоретических работ по рудогенезу [3, 4, 5, 7, 9, 10, 12—15 и др.].

Даугызтауское рудное поле расположено в пределах конседиментационной депрессии на склоне погребенной Даугызтауской палеовулканокупольной структуры, входящей в состав субширотной палеовулканической гряды. Сооружения гряды развивались в кембрии—нижнем ордовике вдоль северной периферии Шокетау-Бельтауского позднерифейско-нижнесилурийского палеопротгиба, заложенного на утоненном и пронизанном докембрийском основании типа срединного массива. Участок рудного поля сложен отложениями (снизу вверх): донорной метавулканогенно-карбонатно-кремнисто-сланцевой, $R_3—E_1$, рудоносной и рудовмещающей углеродистой терригенно-флишеидной, $E_2—O$, и рудозкранирующей карбонатной, $D_1—2$, формаций. Метавулканиды основания разреза принадлежат базальтовой и андезито-базальтовой толетитовой и субщелочной калиево-натриевым петрохимическим сериям. Оруденение контролируется областью пересечения ранних субширотных рудоконтролирующих дислокаций и позднеинверсионной зоны наложенных близмеридиональных рудолокализирующих структур [3, 7, 8, 14 и др.].

Типоморфная позиция Даугызтауского золото-сульфидного месторождения с элементами глубинной обстановки показана на рис. 3, а. Морфометрический тип рудных тел — протяженные крутопадающие ветвящиеся лентовидные и линзовидные уплощенно-конусовидные в поперечном сечении формы. Характерны:

приуроченность рудовмещающей структуры месторождения к локальной депрессии, расположенной над умеренно удаленной зоной Даугызтауской унаследованной вулканокупольной структуры;

трехчленный разрез: нижний — вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенный донорной РГФ(?), средний терригенный флишеидный РВФ (РНФ), представленный карбонатно-алевролитовой и песчаниковой

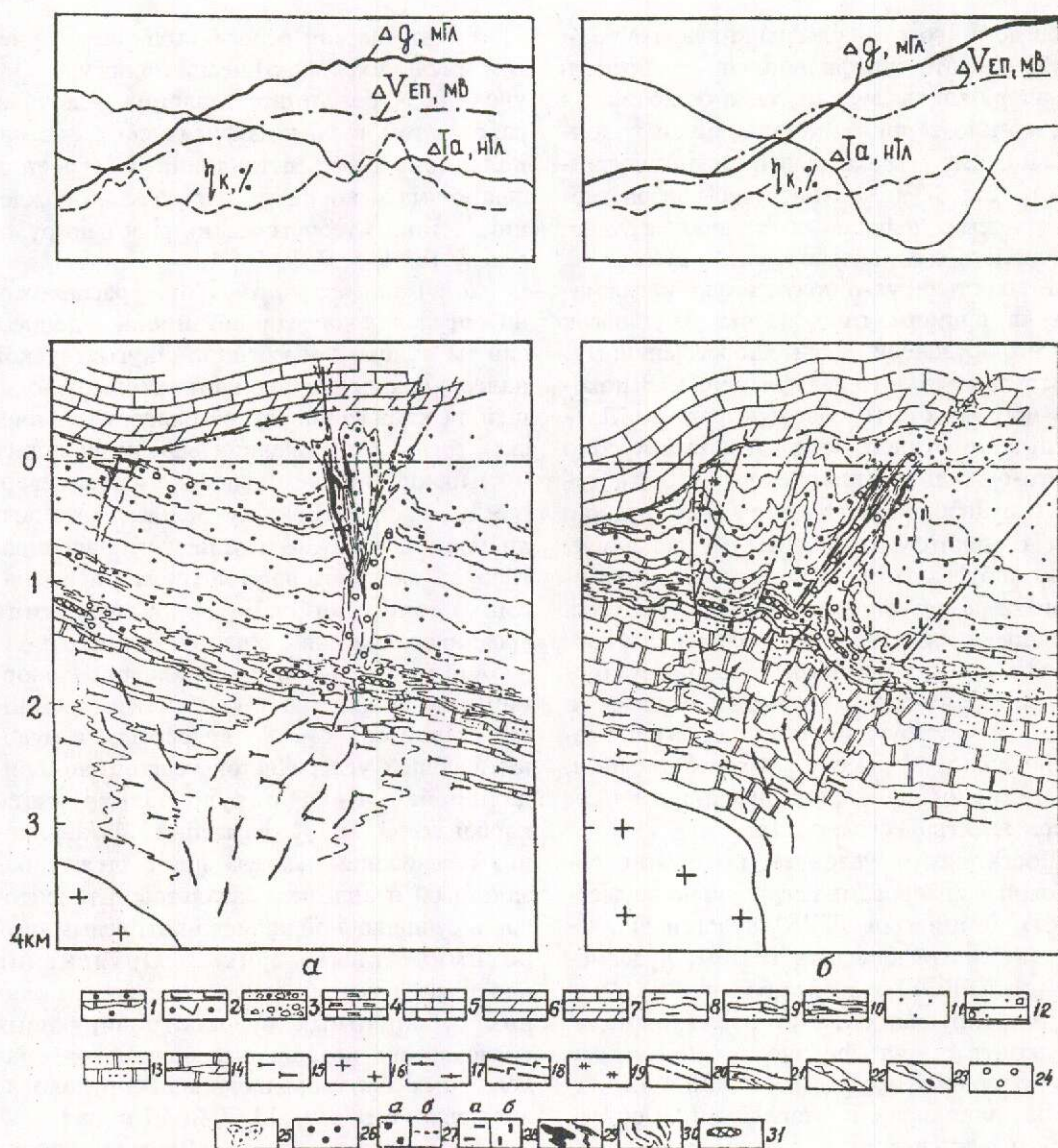


Рис. 3. Геолого-геофизические модели типоморфных обстановок золотого оруденения в терригенно-флюидной толще: а — золото-сульфидный подтип, б — серебро-золото-сульфидный подтип.

Средне-верхнекарбоновые отложения: 1 — вулканогенно-кремнистые флюидоидные; 2 — вулканогенно-флишевые; 3 — дикий флиш (олистостром); девонско-среднекарбоновые отложения: 4 — известковистые сланцы; 5 — известняки, 6 — доломиты; силурийские отложения: 7 — карбонатно-кремнисто-терригенные, 8 — алевролитопелитовые, 9 — вулканогенно-терригенные, 10 — вулканогенно-кремнисто-терригенные; нижнесилурийско-верхнерифейские отложения: 11 — песчаниково-алевролитовые, в том числе с вулканогенным материалом, 12 — алевролитопелитовые; нижнекембрийско-верхнерифейские отложения: 13 — кремнисто-терригенные, 14 — карбонатно-кремнистые, 15 — существенно вулканогенные; интрузивные породы: 16 — гранитоиды верхнепалеозойские, 17 — гранитоиды анатектические, 18 — дайки преимущественно основного состава; разрывные нарушения: 20 — разломы, 21 — надвиги и вязкие разрывы, 22 — зоны расланцевания, 23 — зоны углеродистых катаклазитов; метасоматиты: 24 — кварцевые прерудные, 25 — кварц-серицитовые и серицит-карбонат-пиритовые до- и синрудные, 26 — флогопит-полевошпат-кварцевые, 27 — пиритовая минерализация, в том числе сингенетическая, 28 — пирротиновая минерализация с намагничиванием: а — прямым, б — обратным; 29 — оруденение: а — рудные тела, б — послойная пиритовая минерализация; 30 — направление флюидопотока; 31 — рудные тела в зонах вязких разрывов. Графики геофизических полей (генерализованные): магнитного ΔT_a , гравитационного Δg , электрического вызванной поляризации η_k и естественного электрического поля $\Delta V_{еп}$. Линия 0 км — современный уровень эрозионного среза

толщами, и верхний — карбонатный экранирующий;

постепенный переход пород базитового комплекса (эффузивные и субинтрузивные фации) РГФ(?) центральной зоны поднятия в карбонат-кремнисто-терригенный внешней зоны;

мощная пологая сульфидизированная зона типа вязкого разрыва, разделяющая рудоподстилающий вулканогенно-кремнистый комплекс и терригенно-флишиоидный рудовмещающий;

размещение известняково-доломитового комплекса РЭФ на расстоянии до 0,5 км от вскрытой головной части месторождения;

удаление от скрытой поверхности гранитоидных интрузий РОФ не менее, чем на 4—5 км;

значительная до 2 км мощность РВФ (РНФ) и наличие в составе флишиоидного комплекса над и по периферии поднятия горизонтов, отличающихся повышенной дислоцированностью, интенсивной сульфидизацией и развитием ранних хлорит-кварцевых и предрудных (альбит)-серицит-кварцевых изменений с содержанием золота $p \cdot 0,1$ г/т;

положение РМС месторождения в средней и верхних частях разреза РВФ (РНФ) в пределах ССВ крутопадающей зоны дробления и трещиноватости;

локализация оруденения в ССВ зонах дробления, ВСВ зонах смятия и узлах их пересечения (рудные столбы), а также других направлений;

вероятная протяженность рудно-метасоматической системы (РМС) по падению рудных столбов, по данным оценки изменчивости ТЭДС с глубиной, до 1,5 и более км.

Глубинная обстановка Высоковольного месторождения (рис. 3, б) близка к вышеописанной. К отличиям относятся:

положение месторождения в терригенной рудовмещающей (рудонесной) толще над удаленной зоной погребенной Даугызтауской палеовулканокупольной структуры;

вероятное отсутствие в составе метавулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного рудоподстилающего донорного комплекса РГФ(?) намагнитченных пород — метабазитов;

приуроченность месторождения к узлу пересечения ранних субширотных (ЗСЗ)

дислокаций и близмеридиональных наложенных структур в надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива.

Морфологический тип Высоковольного золото-серебро-сульфидного месторождения — линейные крутопадающие жильно-прожилковые зоны в ореоле прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации. Характерны:

приуроченность месторождения к локальной депрессии над удаленной зоной погребенной палеовулканокупольной структуры;

существенно кремнистый состав РГФ(?) и ее повышенная дислоцированность;

высокие углеродистость и сульфидонасыщенность песчаниково-алевролитовой толщи РВФ (РНФ), ее осложненность складчатыми структурами высоких порядков и разрывами (зоны дробления, расщепления и милонитизации с повышенной углеродистостью);

широкое развитие пологих зон складчатостно-сколовых дислокаций и вязких разрывов конформных межформационной поверхности рудогенерирующего и рудовмещающего комплексов, их высокая сульфидность и углеродистость;

положение РМС месторождения в средней части разреза РВФ (РНФ) в надинтрузивной позиции к скрытому гранитоидному массиву (удаление около 3 км) и в подэкранной позиции по отношению к доломито-известняковому комплексу РЭФ (отстояние 100—300 м);

развитие ранних доломит-кварцевых, хлорит-кварцевых и предрудных альбит-серицит-кварцевых метасоматических изменений;

наличие на средних и глубоких уровнях РМС обширной зоны пирит-(халькопирит)-пирротиновой минерализации, идентифицирующейся с областью обратной намагнитченности (локальная отрицательная магнитная аномалия);

контроль оруденения ранними субширотными разрывами и узлами их сопряжения с ССЗ и ССВ дислокациями;

размах РМС на участках рудных столбов, по оценке изменчивости ТЭДС с глубиной, до 1,2—1,5 км.

Глубинная обстановка Амантайтауского рудного поля во многом аналогична обстановке Даугызтауского рудного поля. Ее отличием является:

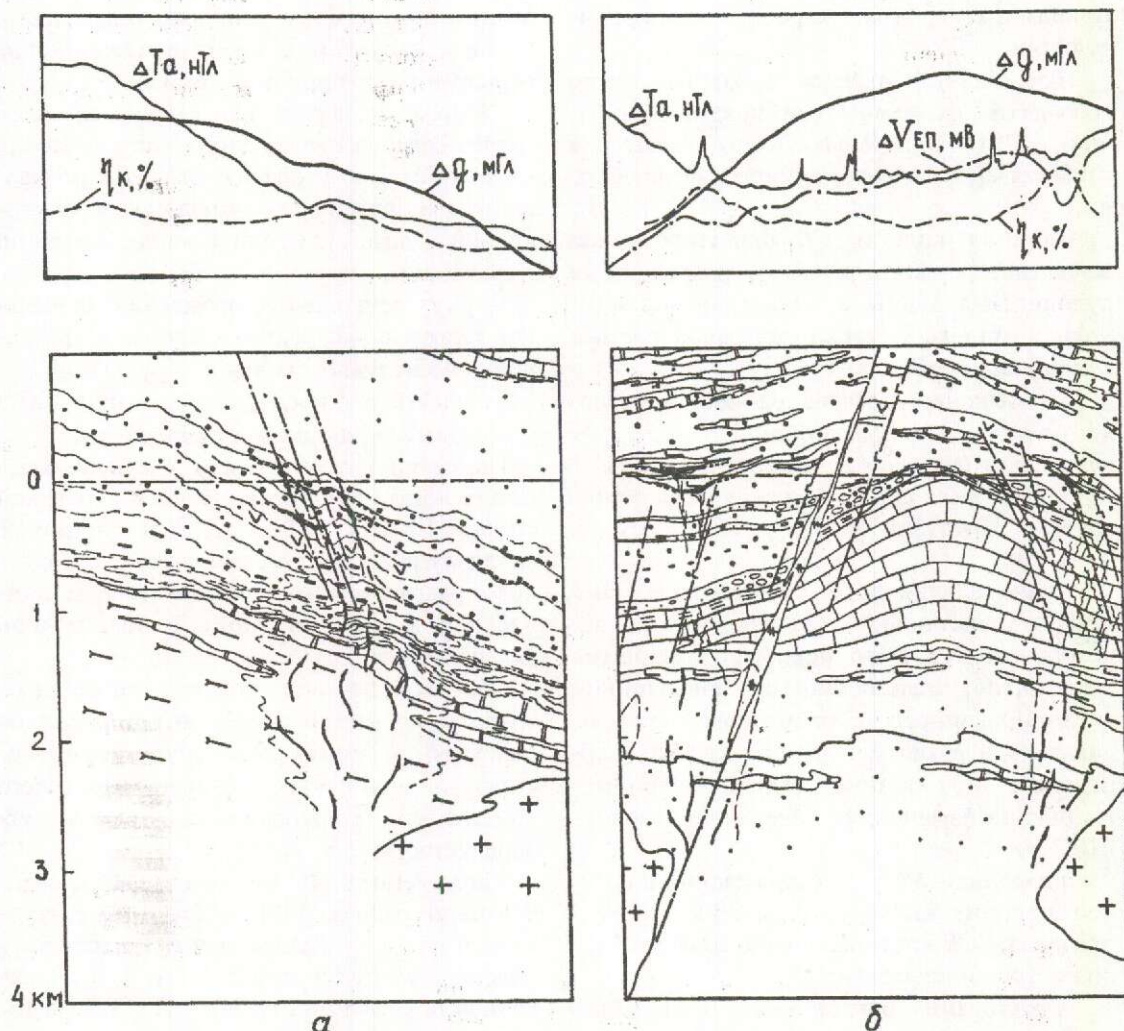


Рис. 4. Геолого-геофизические модели типоморфных обстановок золотого оруденения в терригенно-флишовой толще: а — золото-сульфидно-кварцевый подтип, б — золото-сульфидный подтип в вулканогенно-флишовой (флишевой) толще:

усл. обозн. см. на рис. 3

положение в терригенной рудовмещающей (рудоносной) толще над погребенным Восточным купольным осложнением Даугызтауской палеовулканокупольной структуры и повышенная вулканогенность метавулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного комплекса РГФ(?);

тяготение к пересечению ранних субширотных продольных дислокаций с позднеинверсионными субмеридиональными;

наличие на глубине 2—3 км широтно ориентированного выступа скрытого гранитоидного интрузива;

высокие сульфидность и углеродистость рудовмещающей части разреза РВФ (РНФ) [14 и др.].

Типоморфная позиция Амантайтауского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (рис. 4, а) отражает комбинированный морфологический тип, сочетающий крутопадающие жильно-прожилковые зоны и дислоцированные горизонты с послойной пиритовой вкрапленностью и массивными пиритами. Для позиции месторождения характерны:

приподнятое положение поверхности до-

норного метабазитового комплекса РГФ(?) и его существенно вулканогенный состав;

признаки вулканогенности рудовмещающей части песчаниково-алевролитового комплекса РВФ (РНФ), в составе которой выделяются слои метавулканогенных пород и пачек углеродистых алевролитов и алевропелитов, содержащие эксгальационно-осадочные золотоносные пириты;

отсутствие рудозакраивающего карбонатного комплекса на современном уровне эрозионного среза, экстраполированное вероятное его отстояние от головной части РМС 0,5—1,0 км;

близость (до 2,5 км) к скрытой поверхности гранитоидной интрузии и наличие единичных даек умеренно кислого состава;

складчатые формы высокого порядка и разрывы СЗ простирания, осложняющие в целом моноклинальное залегание пород;

развитие поздних крутопадающих зон углеродистых катаклазитов субмеридионального простирания, пологих надвигов и маломощных вязких разломов;

проявление березитоидных изменений и золотой минерализации позднего этапа;

локализация оруденения в ССЗ и ЗСЗ зонах смятия и мелкой трещиноватости, положение РМС в нижней трети разреза РНФ (РВФ) при вероятной протяженности по падению, по оценке изменчивости ТЭДС с глубиной, 0,8—1,0 км.

Кокпатасское рудное поле расположено в пределах Кокпатасского брахиформного выступа линейной раннеинверсионной антиклинали, осложняющей внутреннюю краевую зону Кокпатас-Северотамдытауской палеовулканической гряды ССЗ простирания. Палеовулканическое сооружение сформировалось в прибортовой области рифтогенного силурийско-нижнекарбонового палеопротектионизма, расположенного на периферии относительно опущенного геоблока, имеющего в основании докембрийский фундамент типа среднего массива. Участок рудного поля сложен отложениями (снизу вверх): вулканогенно-кремнисто-терригенной (S_2), карбонатной ($D_1—C_1$), вулканогенно-олистостромово-флишеидной ($C_1—C_2$) формаций.

Кокпатасское золото-сульфидное месторождение в вулканогенно-флишеидной толще (рис. 4, б) по морфологическому типу представляет собой рассредоточенные не-

большие залежи и линзы прожилково-вкрапленных руд, сочетающиеся с крутопадающими прожилково-жилными зонами [3, 12, 13, 14, 15 и др.]. Его типоморфные особенности состоят в следующем:

приуроченности оруденения к асимметричной субмеридионально ориентированной брахиантиклинальной структуре;

существенно вулканогенном составе рудонесущей и рудовмещающей РНФ (РВФ), слагающей крылья структуры и представленной базальтовыми субщелочными и кремнекислыми дифференциатами контрастной калиево-натриевой формации (средние и верхние части вулканогенно-флишеидного (флишевого) разреза РНФ);

вулканогенно-кремнисто-терригенном и карбонатном составе СВК, слагающих ядерную часть брахиформного выступа;

наличию экранирующего вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного надрудного комплекса РЭФ;

тяготении оруденения к узлам пересечения поздних продольных (субмеридиональных) и ранних поперечных (широтных) разрывных и складчатых дислокаций — элементов разломов глубокого заложения;

рассредоточенном положении рудных концентраций в пределах рудонесущей вулканогенно-флишеидной (флишевой) части разреза РНФ;

размещении оруденения по периферии купольной структуры на удалении 2—5 км от выходящих на поверхность складчатого фундамента и скрытых гранитоидных интрузий, охватывающих рудное поле с запада, юга и востока.

Марджанбулакское рудное поле расположено в краевой области линейного силурийского прогиба, выполненного верхнесилурийскими песчаниково-алевролитопелитовыми отложениями. Оно приурочено к периферии субширотного нижнепалеозойского блока, имеющего в основании докембрийский фундамент. Типоморфной структурой рудного поля является Марджанбулакская зона сближенно-ветвящихся разрывов, контролирующая пояс даек основного и среднего состава. Рудное поле по простиранию ограничено и осложнено разрывами субширотного и ССВ простираний.

По морфологическому типу Марджанбулакское золото-сульфидно-кварцевое

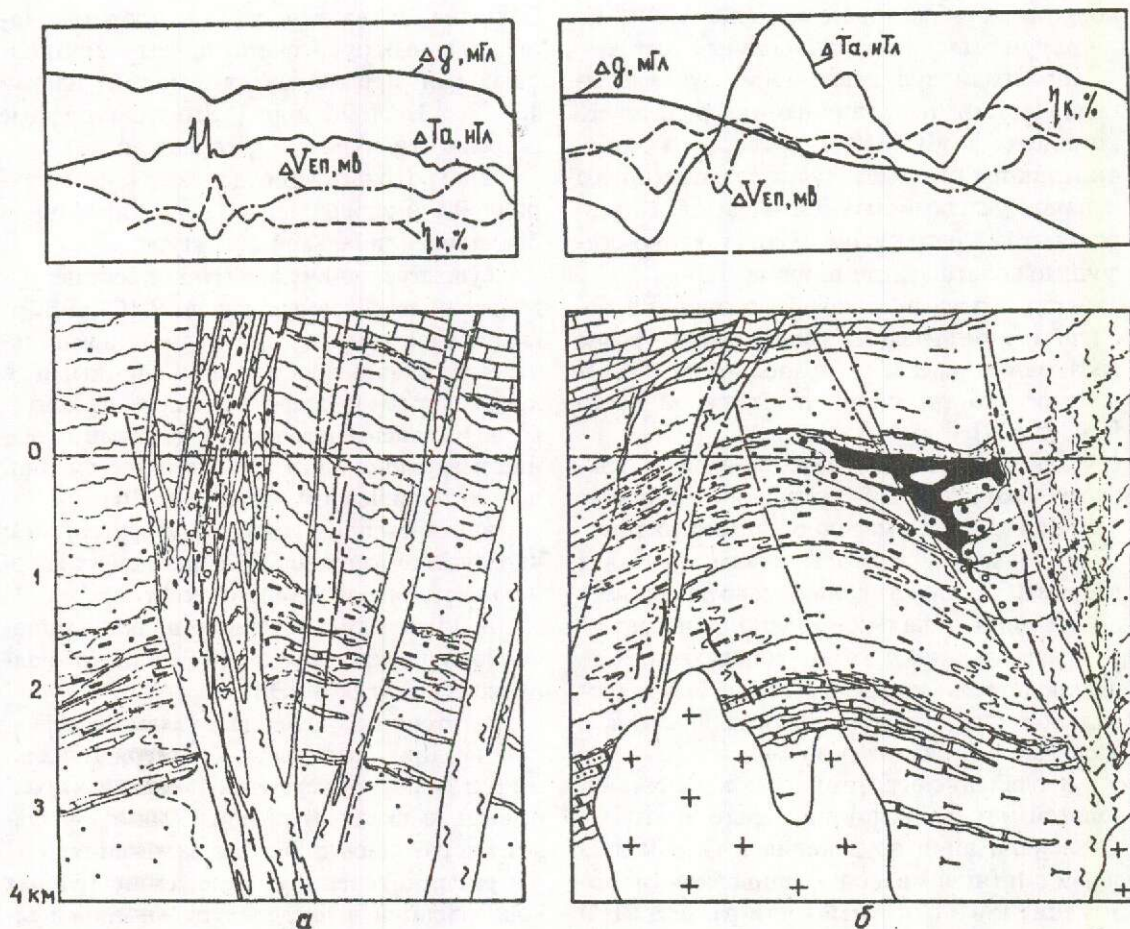


Рис. 5. Геолого-геофизические модели типоморфных обстановок золотого оруденения в терригенно-флишеидной толще — золото-сульфидно-кварцевый подтип в зонах долгоживущих разрывов (а), золото-кварцевый подтип (б):

усл. обозн. см. на рис. 3

месторождение (рис. 5, а) относится к прожилково-кварцевым зонам в мощной крутопадающей зоне расщепления и катаклаза [10 и др.]. Для него характерны:

гребневидное погребенное приразломное поднятие, сформировавшееся на месте раннесилурийской трогово-рифтовой структуры;

наличие мощной линейной зоны сближенно-ветвящихся разрывов, зон расщепления, углеродистых катаклазитов, бластомилонитов и филлонитов с роями синкинематических даек основного и среднего состава;

участие в сложении поднятия (снизу-вверх): вулканогенно(базальтовый)-карбонатно-кремнисто-терригенного подрудного, песчаниково-алевролитового рудовмещаю-

щего, отличающегося на уровне локализации рудных тел повышенной углеродистостью и сульфидностью, и карбонатного экранирующего (на площади рудного поля эродированного) комплексов;

удаленное до 0,5—0,8 км положение экранирующего карбонатного комплекса;

отсутствие на глубине гранитоидных интрузий, хотя не исключено существование локальных очагов анатектического плавления кристаллических пород основания, подтверждаемое локальными ореолами флогопит-полевошпатовых изменений;

приуроченность РМС к одной из ветвей Марджанбулакской зоны разрывов, отличающейся насыщенностью дайками габбро-ди-

абаз-порфировитового состава, развитием углеродистых катаклазитов и филлонитов с додайковым жильно-прожилковым окварцеванием, интенсивной сульфидизацией (пирит-пирротиновая ассоциация), и последующими безрезитоидными изменениями с вкрапленной пирит-арсенипиритовой минерализацией;

ожидаемый размах РМС, по данным изменчивости ТЭДС с глубиной, до 0,5—0,6 км.

Мурунтауское рудное поле приурочено к конседиментационной палеодепрессии, охватывающей с востока и севера погребенное вулканическое сооружение, входящее в состав внутренней зоны Таскара-Тасказганского позднерифейско-кембрийско-нижнеордовикской палеовулканической гряды широтно-го простирания. Вулканические сооружения гряды осложняют периферию Южнотамдытаского позднерифейско-нижнекембрийского рифтогенного палеопргиба заложенного на утоненном рифейском основании. Участок рудного поля сложен отложениями (снизу вверх): метавулканогенно-карбонатно-кремнисто-сланцевым донорным ($R_3—E_1$), метатерригенным флишоидным рудоносным ($E_2—S_1$) и карбонатным ($D_1—C_2$) формационными комплексами. Метавулканиды основания разреза представлены: базальтовой толеитовой натриевой, базальтовой субщелочной калиево-натриевой и базальт-андезито-дацитовый известково-щелочной калиево-натриевой ФК. Отличительной особенностью является представительное присутствие вулканитов известково-щелочной калиево-натриевой серии и наличие шлейфа кремнекислых дифференциатов до риодацита включительно.

Для типоморфной позиции месторождения Мурунтау (рис. 5, б), имеющего морфологический тип комбинированного мегаштокверка, характерны [3, 14, 15 и др.]:

положение в пределах S-образного осложнения северного крыла периклинального замыкания крупной антиклинальной структуры, осложненной разновозрастной и разнонаправленной линейной складчатостью более высоких порядков;

трехчленное строение разреза, состоящего (снизу-вверх) из вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного комплекса РГФ(?), терригенного РНФ (сланцево-кварцево-сланцевого подрудного; метаалевролит-пелитового с горизонтами и линзами вулканогенных и кремнистых пород рудовме-

щающего; песчаникового надрудного) и карбонатного РЭФ(?);

высокая нарушенность рудовмещающей части РНФ, представляющей собой «линзу» тектонизированных пород (пологие зоны расланцевания и «вязких» разрывов, крупнообъемные участки дробления и трещиноватости, крутопадающие зоны углеродистых филлонитов и расланцевания);

приуроченность РМС к зонально построенной области флогопит-полевошпат-кварцевых (внешняя зона) и калишпат-кварцевых (ядерная зона) метасоматитов, вмещающих кварцевый мегаштокверк комбинированной формы, в клиновидном блоке, раскрывающемся к северо-востоку;

размещение основной части мегаштокверка в пределах сульфидизированной (халькопирит-пирит-пирротиновая ассоциация) и тектонизированной части флишоидной РНФ; вертикальная протяженность РМС, по данным изменчивости ТЭДС с глубиной, до 2,0 км;

пояса даек плагиопорфирового и диорит-порфировитового составов;

расположение гранитоидных интрузий РОФ в виде небольшого скрытого штока на глубине 3—6 км (область метасоматической гранитизации и реоморфизма?) в пределах рудного поля и крупного скрытого массива на расстоянии 2,5 км к югу от него.

Сопоставление результатов районирования земной коры по типам и геодинамическим обстановкам, фоновой и аномальной золотоносности вулканических и осадочных ФК с размещением золотого и серебряного оруденения в промышленных концентрациях позволяет сделать следующие выводы:

1. Промышленная золотоносность (сереброносность) пространственно совмещена с островными грядами мезогеосинклинальной (зон рассеянного спрединга и окраинного моря) нижнепалеозойской и эвгеосинклинальной (квазиостроводужной) средне-верхнепалеозойской геодинамической обстановок.

2. При общей высокой фоновой и аномальной золотоносности, характерной для таких гряд, рудные концентрации в средних, крупных и особо крупных размерах наблюдаются в структурах, образующих долгоживущие пространственные системы — ДПС.

3. Для ДПС характерны: длительно и унаследованно развивавшиеся палеовулка-

нические сооружения; вмещающие их существенно терригенные ($E-O$) флишеидные и вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенные (S_2-C_2) флишеидные (флишевые) ФК; литолого-структурные (складчатые и разрывные) элементы РНФ (РВФ), благоприятные для локализации оруденения; зоны метаморфизма, характеризующиеся концентрически-зональной сменой метаморфических фаций (термокупольных систем); высокие углеродистость, сульфидизированность и повышенная сингенетическая золотоносность рудоносных (рудовмещающих) и рудогенерирующих формаций; интрузии субщелочного (щелочного) диоритового (C_{2-3}) или гранитового (C_3-P) ФК.

4. В пределах ДПС наблюдается оруденение различных формационных типов — от золото-кварцевого до серебро-золото-сульфидного (серебро-сульфосолевого) при преобладающем значении золото-кварцевого или золото-сульфидного прожилково-вкрапленного подтипов. В зависимости от строения ДПС распределение оруденения по отношению к центру (изометричные ДПС) или директивному направлению (асимметричные и линейные ДПС) может быть зональным. Для внутренних зон обычно отмечается золотое оруденение (золото-кварцевый или золото-сульфидный подтипы), для внешних зон — серебро-золотое или серебряное (серебро-золото-сульфидный или сульфосолевой подтипы).

5. Причинность процесса концентрации оруденения может быть объяснена моделью рециклинга. Источником теплового потока, необходимого для осуществления этого процесса, являются: вулканические аппараты $E-O(?)$ или $S_2(?) - D_1 - C_2$ периодов вулканической деятельности, вулканические аппараты и интрузии субщелочного (щелочного) диоритового (C_{2-3}) или гранитового (C_3-P) ФК. При концентрации оруденения в крупном и особо крупном размерах эти факторы совмещены в одной ДПС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмеджанов М.А., Цой Р.В., Корсаков В.П. Схема стратиграфического расчленения домезозойских образований Центральных Кызылкумов и прилегающих территорий // Узб. геологический журнал. 1979. № 3. С. 73—14.
2. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: ФАН, 1985.
3. Вихтер Б.Я. Главные факторы локализации основных геолого-промышленных типов месторождений благородных металлов в западной части Южного Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 236. С. 44—48.
4. Вихтер Б.Я., Ревякин П.С. Повышение эффективности поисков золото-серебряных месторождений в Южном Тянь-Шане на основе анализа условий их локализации // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 54—61.
5. Гарьковец В.Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 1. С. 408—414.
6. Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П. Основные черты металлогении Узбекистана. — Ташкент: Фан, 1979.
7. Гурейкин Н.Я., Арифудов Т.Х. Зональность золото-сульфидного оруденения, локализуемого в терригенной толще, и выбор наиболее эффективного направления геологоразведочных работ // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 92—98.
8. Гурейкин Н.Я., Дзялошинский В.Г., Вельдяев Е.Ф. Особенности строения и критерии детального прогноза нового типа золото-серебряного месторождения // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 40—46.
9. Иванкин П.Ф., Ажигрей Д.Г., Назарова Н.И., Цой Р.В. Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылкумов и Нуратинского хребта // Сов. геология. 1984. № 3. С. 34—46.
10. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
11. Кривцов А.И. Металлогения и прогноз рудоносности. — М.: МГРИ, 1985.
12. Кучеровский П.Г. Условия локализации и формирования золото-сульфидного и золото-колчеданного оруденения в вулканогенно-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 101—106.
13. Кучеровский П.Г. Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах // Сов. геология. 1987. № 8. С. 36—42.
14. Прогнозирование и поиски месторождений золота / Под ред. В.А.Нарсеева, Н.К.Курбанова // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1989. С. 26—125.
15. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана / Под ред. И.Х.Хамрабаева. — Ташкент: ФАН, 1969.
16. Ревякин П.С. Рифтогенный характер эволюции земной коры Центральных Кызылкумов в палеозое в связи с проблемой золотоносности углеродистотерригенных комплексов // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 210. С. 3—15.
17. Галь-Вирский В.Б. Геофизические поля Средней Азии. — М.: Недра, 1982.
18. Шульц С.С. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. — М., 1974. С. 166—176.

Revyakin P. S., Aleksandrova L. S., Revyakin D. P.

GEODYNAMICAL POSITIONS AND ASSOCIATION OF GOLD-CARBONACEOUS FORMATION ORES WITH DEEP-SEATED STRUCTURES

Geophysical and tectonic (geodynamical) regionalization of the Kizilkum-Nuratinskaya gold-bearing province has been performed. Essential crust types, geodynamical situations and regimes characterizing regional structures of the province are marked out. It is shown that commercial gold-bearing potential is associated with quasi-island-arc geodynamical regime of Cambrian-Ordovician and Devonian — Middle-Carboniferous. Moderate, high and very high metal concentrations are confined within the boundaries of structures forming long-lived spatial systems. The causality of the mineralization concentration is supposed to be associated with the recycling process.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КАРТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЦНИГРИ изготовит по заказам в минимально короткие сроки карты масштаба 1:5000000 размещения на территории России и сопредельных стран месторождений:

благородных металлов (золото, серебро, платиноиды) и алмазов;
цветных металлов (медь, свинец, цинк, никель, кобальт);
алмазов, благородных и цветных металлов (совмещенные) на геологической основе либо на основе карты полезных ископаемых (ВСЕГЕИ, 1992 г.), с показом границ субъектов Российской Федерации.

Карты сопровождаются разрезами важнейших месторождений, а также брошюрами с классификацией месторождений и краткими описаниями (текст и графика) основных их типов, представляемыми на русском либо английском языках. На картах показано расположение основных месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, а также основных россыпных районов благородных металлов и алмазов. Названия месторождений даются в русской и английской транскрипциях.

Условные знаки месторождений отражают:
основные металлы,
попутные металлы,
минералого-геохимические типы руд и месторождений,
морфологию рудных тел, рудноформационные типы месторождений,
рудовмещающие комплексы пород,
геотектоническую и палеотектоническую обстановки нахождения месторождений,
состояние геологической изученности месторождений,
промышленную освоенность месторождений,
масштабы месторождений.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095) 315-27-01

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 549:283

© Коллектив авторов, 1995

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ТИПОМОРФНЫХ ПРИЗНАКОВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА РАЗЛИЧНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Л. А. НИКОЛАЕВА, А. Н. НЕКРАСОВА, И. А. ЧИЖОВА, С. В. ЯБЛОКОВА
(ЦНИГРИ Роскомнедра)

Показано, что наиболее информативными признаками самородного золота в различных формациях являются морфология и гранулометрия, иногда — проба и элементы-примеси. Устойчиво информативными признаками для всех формаций являются парагенезисы самородного золота и состав золотоносных ассоциаций.

Формационная принадлежность оруденения — один из первоочередных вопросов, встающих на ранних стадиях геологоразведочных работ. От его решения зависят выбор их направления, локализация перспективных площадей и оценка возможных перспектив рудных объектов.

Применение типоморфных особенностей самородного золота для определения типов золотого оруденения до последнего времени базировалось на анализе комплекса признаков, характеризующих самородное золото, без количественной оценки значимости каждого признака. Представление об относительном информационном весе признака при геологической интерпретации минералогических данных целиком зависело от эрудиции исследователя.

Возможность объективной оценки информативности признаков связана с формированием в ЦНИГРИ базы данных по минералогии золоторудных месторождений. В нее были заложены сведения о размерах, пробе, элементах-примесях, морфологии и внутреннем строении выделений самородного золота, парагенезисах золота и составе золотоносных ассоциаций в месторождениях различных формационных типов. Каждый признак детализирован по ряду характеристик (классам крупности, морфогенетическим типам и разновидностям, интервалам пробы и т.п.) с количественной оценкой

частоты их встречаемости. Это послужило основой для определения информационной значимости отдельных признаков самородного золота в месторождениях различных формаций и различных золотоносных провинций. Выборки по каждому формационному типу содержат от 16 до 10 месторождений.

Материал проанализирован на ЭВМ методом логико-информационного анализа с помощью прогнозирующей системы «АСТ-РА» [1]. Метод основан на изучении вариационных рядов объектов и принципе общности свойств. В основе метода лежит выделение интервалов-индикаторов из диапазона изменения значений признаков, описывающих объекты исследования, оценка значимости этих признаков и проведение на основе вычисленных разделяющих весов этих интервалов идентификации объектов. Максимальный информационный вес присуждался признакам, входящим в наибольшее число сочетаний.

Каждый формационный тип месторождений характеризуется определенной совокупностью наиболее значимых признаков. При пороге информативности 0,200 выбрано от 9 до 38 признаков, на основе которых составлены признаковые модели самородного золота различных формационных типов месторождений (табл. 1).

Модели отражают наиболее характер-

1. Признаковые модели самородного золота месторождений различных формационных типов с оценкой информационного веса признаков, %

Типоморфные признаки золота	Формационный тип месторождений				
	Золото-серебряный	Золото-кварцевый	Золото-сульфидный, вкрапленный	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-скарно-вый
Размеры, мм:					
<0,0005	2,6	—	9,9	—	—
0,0005—0,01	—	-15,1	—	—	5,7
0,01—0,1	—	-6,0	5,3	—	—
0,1—0,25	—	—	8,9	—	—
0,25—0,5	—	6,9	5,4	-11,2	—
0,5—1,0	—	10,2	—	—	—
1,0—2,0	1,8	7,5	—	—	—
2,0—4,0	—	—	—	—	—
Σ	4,4	45,1	29,5	11,2	5,7
Морфология:					
ячеистое, губчатое	2,6	—	—	—	6,4
комковидное	—	—	3,9	-9,5	—
жилковидно-пластинчатое	4,1	—	—	—	5,9
каркасно-пластинчатое	3,2	—	—	—	5,2
искаженные кристаллы	2,1	—	—	—	6,0
провоолоковидное	1,7	—	—	9,6	—
дендриты и дендритоиды	1,9	—	—	—	6,4
смешанные формы	3,5	—	—	—	—
пластинчатые кристаллы	—	—	—	11,9	—
Σ	19,1	—	3,9	31,0	29,9
Внутренняя структура выделений:					
зернистый агрегат	2,3	—	-3,2	—	—
гетерофазный агрегат	2,5	—	—	—	—
двойники	1,7	—	—	—	—
рекристаллизационная	—	5,5	—	—	—
Σ	6,5	5,5	3,2	—	—
Внутренняя структура индивидов:					
однородная	1,8	—	—	—	—
концентрически зональная	3,6	—	—	—	—
неяснозональная	3,0	—	—	—	—
фрагменты зональности	3,1	—	—	10,7	—
диффузионные каймы	—	—	—	—	—
Σ	11,5	—	—	10,7	—
Проба:					
850—950	-1,8	—	—	—	—
750—850	—	-5,5	—	—	—
600—750	2,0	—	3,5	—	—
500—600	3,6	—	—	—	—
400—500	2,6	—	—	—	—
<400	3,7	—	—	—	—
Σ	13,7	5,5	3,5	—	—
Элементы-примеси:					
Fe	2,3	6,2	—	—	—
As	2,9	8,6	—	—	—

Типоморфные признаки золота	Формационный тип месторождений				
	Золото-серебряный	Золото-кварцевый	Золото-сульфидный, вкрапленный	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-скарновый
Cu	—	—	-4,5	—	—
Pb	1,8	—	—	—	—
Zn	2,8	—	—	—	—
Hg	1,8	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	6,2
Sb	1,9	—	—	—	—
Se	3,8	—	—	—	—
Te	2,4	—	—	—	—
Sn	—	—	3,1	—	—
Mn	3,6	—	—	—	—
Σ	23,3	14,8	7,6	—	6,2
Парагенезисы золота:					
халькопиритовый	—	—	3,5	—	9,1
борнитовый	—	—	—	—	7,4
тетрадимитовый	—	—	—	—	6,9
гесситовый	2,6	—	—	—	—
акантитовый	3,2	—	—	—	—
кварцевый	—	—	—	—	5,0
пирагиритовый	2,1	—	—	—	—
тетраэдритовый	—	—	4,4	—	—
висмутин-тетрадимитовый	—	—	—	11,4	—
антимонитовый	—	—	5,8	—	—
пиритовый	—	—	6,9	—	—
арсенопиритовый	—	—	7,1	—	—
хедлейит-верлитовый	—	—	—	9,5	—
галенитовый	—	14,3	—	—	—
сфалеритовый	—	—	4,2	—	—
карбонатный	—	—	—	—	5,8
Σ	7,8	14,3	31,9	20,9	34,8
Золотоносные ассоциации:					
пирит-арсенопиритовая с тонко-дисперсным Au	—	—	11,0	16,7	5,5
полиметаллически-сульфидная	—	—	6,1	—	—
медно-сульфидная	1,7	—	—	—	12,4
теллуридная	2,6	—	—	—	—
висмут-сульфидно-теллуридная	—	—	—	—	6,1
серебро-сульфидная	2,5	—	—	—	—
серебро-сульфосолевая	2,8	—	—	—	—
серебро-свинец-сульфосолевая	—	—	3,1	—	—
кварцевая	—	8,1	—	—	—
адуляр-кварцевая	4,6	—	—	—	—
антимонитовая	—	—	6,3	—	—
гематитовая	—	—	—	9,5	—
Σ	14,2	8,1	26,5	26,2	24,0
Всего признаков	38	12	18	9	15
Общий информационный вес	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Качество шкалы признаков	0,066	0,20	0,034	0,011	0,022

Примечание: "—" — значение признака ниже порога информативности (0,200); знак минуса возле числа — отсутствие признака в рассматриваемом интервале; Σ — суммарный информационный вес признака.

ные черты самородного золота месторождений различных формаций с оценкой информационных весов каждого признака. Наибольший информационный вес имеют признаки, характеризующие типичные условия минералообразования соответствующих типов месторождений.

Так, морфология выделений самородного золота является высокоинформативным признаком для золото-сульфидно-кварцевых и золото-скарновых месторождений, при формировании которых отложение золота происходит в участках брекчирования, многочисленных пустотах выщелачивания. Тонкая трещиноватость, распространенность легко замещаемых, с совершенной спайностью, минералов, выделение золота с колломорфным кварцем обусловили разнообразие форм самородного золота и высокую информативность этого признака для золото-серебряных месторождений. В то же время для золото-кварцевых месторождений, формирующихся в относительно простых рудовмещающих трещинах, морфология золота оказалась неинформативным признаком.

Гранулометрия выделений золота высокоинформативна для золото-сульфидной (вкрапленной) формации, где распространено тонкодисперсное и мелкое золото; для золото-кварцевых месторождений с преобладанием золота средней крупности и крупного и, напротив, слабым развитием мелких и тонких выделений.

Проба золота является высокоинформативным признаком для золото-серебряных месторождений, формирующихся в резко неравновесных условиях, что приводит к широким вариациям пробы даже в пределах одного объекта. Для золото-кварцевых и золото-сульфидных объектов, образование которых протекает в более стабильной обстановке, информативность этого признака невелика, а для золото-сульфидно-кварцевых и золото-скарновых месторождений проба золота не относится к числу информативных признаков. Для последних неинформативным признаком является также внутренняя структура выделений золота.

Незначительные информационные веса встречаемости элементов-примесей (за исключением золото-серебряной формации) в значительной степени обусловлены недоста-

точным количеством анализов. Однако даже в этом случае отмечается повышенная информативность примеси висмута в золото-скарновых месторождениях, а также железа и мышьяка в золото-кварцевых.

Устойчиво информативными признаками для всех формаций являются парагенезисы самородного золота и состав золотоносных ассоциаций.

Признаковые модели самородного золота различных золоторудных формаций в пределах конкретных провинций, построенные на основе региональных банков данных, часто имеют более высокие информационные веса признаков. Это связано с расширением числа признаков, таких как верхняя и нижняя границы модальных значений пробы, вариации содержаний элементов-примесей, метаморфические преобразования внутреннего строения, и с увеличением числа наблюдений.

В результате проведенного анализа для каждого объекта в выборках рассчитаны коэффициенты, характеризующие степень принадлежности объектов к соответствующим формациям (табл. 2).

Для золото-серебряных месторождений коэффициент соответствия классу (формации) колеблется в довольно широких пределах — от 0,286 до 0,713. Максимальные коэффициенты соответствия имеют такие камчатские объекты, как Аметистовое и Родниковое, самородное золото в рудах которых наиболее полно отвечает признаковой модели золота этой формации.

В классе золото-кварцевых месторождений большая часть включенных в выборку объектов имеют высокий ($> 0,500$) коэффициент соответствия классу. Наиболее типичными объектами этой формации являются колымские месторождения Ветренское, Игуменовское, Наталкинское и забайкальское месторождение Любавинское, коэффициенты соответствия которых больше 0,700.

В классе золото-сульфидных (вкрапленных) месторождений максимальный коэффициент соответствия имеет месторождение Олимпиадинское (0,735).

Для месторождений золото-сульфидно-кварцевых и золото-скарновых коэффициенты соответствия не превышают 0,600. В классе золото-сульфидно-кварцевых месторождений наиболее соответствует признако-

2. Оценка принадлежности золоторудных месторождений к различным формациям (классам) по типоморфным признакам самородного золота (результаты логико-информационного анализа)

Формационный тип (класс)	Месторождение	Коэффициенты соответствия классу					Преобладающий класс
		1	2	3	4	5	
Золото-серебряный (1-й класс)	Сергеевское	0,670	0,069	0,000	0,000	0,241	1
	Родниковое	0,701	0,069	0,000	0,096	0,107	1
	Агинское	0,565	0,000	0,069	0,096	0,000	1
	Бараньевское	0,417	0,150	0,078	0,106	0,116	1
	Оганчинское	0,355	0,203	0,044	0,000	0,057	1
	Озерновское	0,407	0,000	0,000	0,000	0,000	1
	Амгистовое	0,713	0,259	0,000	0,000	0,000	1
	Прасоловское	0,286	0,141	0,039	0,106	0,059	1
	Сухариковское	0,533	0,000	0,035	0,096	0,000	1
	Балейское	0,442	0,055	0,069	0,000	0,052	1
	Многовершинное	0,628	0,116	0,044	0,106	0,151	1
	Покровское	0,309	0,055	0,089	0,208	0,000	1
	Агатовское	0,413	0,259	0,196	0,000	0,058	1
	Карамкенское	0,479	0,000	0,199	0,000	0,209	1
	Хаканджинское	0,398	0,117	0,086	0,000	0,000	1
Золото-кварцевый (2-й класс)	Коммунарское	0,018	0,429	0,105	0,119	0,124	2
	Крылатовское	0,035	0,266	0,077	0,207	0,061	2
	Светлинское	0,130	0,206	0,081	0,000	0,064	2
	Любавинское	0,000	0,795	0,000	0,112	0,064	2
	Токур	0,179	0,671	0,074	0,000	0,000	2
	Ветренское	0,036	0,823	0,092	0,000	0,000	2
	Игуменовское	0,108	0,729	0,032	0,000	0,185	2
	Каральвеем	0,055	0,650	0,077	0,000	0,052	2
	Наталкинское	0,098	0,729	0,103	0,167	0,000	2
	Утинское	0,045	0,541	0,000	0,000	0,000	2
	Штурмовское	0,089	0,647	0,032	0,000	0,000	2
Золото-сульфидный, вкрапленный (3-й класс)	Воронцовское	0,078	0,220	0,270	0,000	0,000	3
	Кумак	0,026	0,213	0,000	0,207	0,172	2
	Миндяк	0,017	0,055	0,489	0,112	0,124	3
	Ключюс	0,059	0,000	0,668	0,000	0,057	3
	Нежданинское	0,091	0,289	0,474	0,000	0,000	3
Золото-сульфидно-кварцевый (4-й класс)	Олимпиадинское	0,017	0,000	0,735	0,000	0,064	3
	Берикульское	0,057	0,204	0,148	0,311	0,055	4
	Березовское	0,139	0,000	0,078	0,218	0,107	4
	Кочкарь	0,053	0,000	0,124	0,499	0,061	4
	Дарасун	0,135	0,147	0,039	0,465	0,000	4
	Итакинское	0,026	0,061	0,074	0,191	0,064	4
	Ключевское	0,000	0,000	0,069	0,280	0,277	4
	Кировское	0,042	0,367	0,000	0,167	0,061	2
	Лебединое	0,034	0,122	0,099	0,321	0,265	4
Золото-скарновый (5-й класс)	Калиостровское	0,032	0,080	0,000	0,218	0,371	5
	Лебедское	0,018	0,124	0,053	0,000	0,576	5
	Натальевское	0,023	0,055	0,088	0,095	0,395	5
	Синюхинское	0,035	0,069	0,045	0,095	0,400	5
	Тардан	0,000	0,000	0,032	0,000	0,460	5
	Андрюшкинское	0,057	0,000	0,045	0,096	0,246	5

вой модели месторождение Кочкарь (0,499), а среди золото-скарновых наиболее типичным является Лебедское (0,576).

Для отдельных объектов в выборках, составленных по принятым формационным классификациям, при количественном анализе признаков золота не подтверждается их принадлежность к тем формациям, к которым их относили. Это позволяет ставить вопрос о правомерности отнесения их к определенным формациям.

Таким образом, количественная оценка

объективных данных по типоморфным особенностям самородного золота может быть привлечена для проверки правильности разработанной систематики золоторудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чижова И.А. Оценка роли признаков в комбинаторно-логических задачах распределения: Автореф. канд. дисс. — М.: ВЦ АН СССР. 1988.

Nikolayeva L. A., Nekrasova A. N., Chizhova I. A., Yablokova S. V.

QUANTITATIVE ESTIMATION OF TYPOMORPHIC CHARACTERS OF NATIVE GOLD INNATE TO DIFFERENT GOLD ORE FORMATIONS

It is shown that most informative characters of native gold inherent in different formations are its morphology and grain sizing, in cases — purity and admixture elements. Native gold parageneses and composition of gold-bearing associations are found to be steadily informative characters for all formations.

УДК 553.411:551.311.231(470.5)

© Коллектив авторов, 1995

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

В.Б. ЧЕКВАИДЗЕ, И.З. ИСАКОВИЧ, С.А. МИЛЯЕВ, Ю.С. ЛИТВИНЕНКО, Т.П. ПОЛЯКОВА, Б.С. ЗЕЛИКСОН (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рекомендуемый комплекс критериев основан на выведении околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов из эндогенной зоны в кору выветривания с выявлением устойчивых индикаторов золотосодержания элювия и наличия первичных руд на глубине.

Разработанный комплекс минералого-геохимических критериев основывается на выведении индикаторов эндогенного оруденения в зону гипергенеза и на выявлении новых показателей, свойственных обстановке кор выветривания. В состав комплекса входят околорудные метасоматические, минералогические и геохимические ореолы. В рыхлой толще первые два вида ореолов выявляются путем отсеивания оболочечной фракции, ее запрессовки, изготовления брикетов-шлифов и брикетов-аншлифов с последующими исследованиями:

оптическими и, при необходимости, лазерными, рентгено-дифрактометрическими и другими анализами. Тонкие фракции, помимо высокочувствительных спектральных определений, направляются на ионопотенциометрический анализ (с помощью ионо-селективных электродов). Последний позволяет обнаруживать наложенные ореолы легкоподвижных ионов (NH_4^+ , K^+ , Na^+ , NO_3^- , Cl^- , Br^- , I^- и др.).

В качестве эталонного объекта было выбрано Воронцовское рудное поле и одноименное месторождение с хорошо вскрыты-

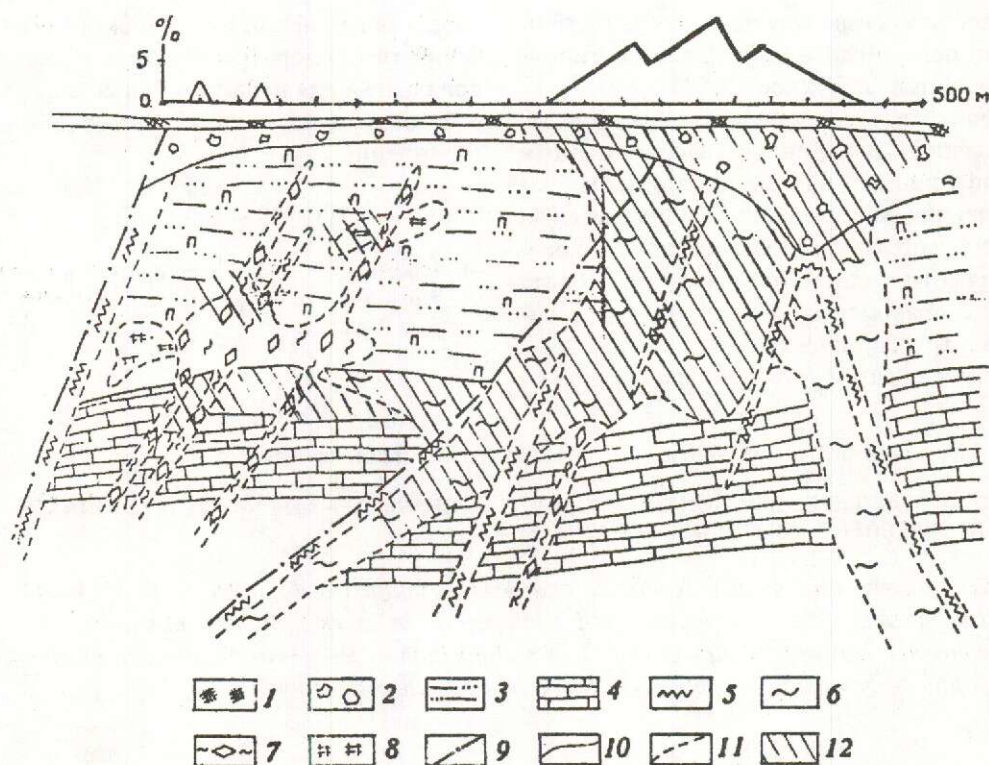


Рис. 1. Околорудные метасоматические ореолы в коренном залегании и в корах выветривания:

1 — почвы и суглинки; 2 — кора выветривания; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — известняки; метасоматиты: 5 — аргиллизиты, 6 — кварц-серицитовые метасоматиты, 7 — листовнисто-березиты, 8 — скарноиды; 9 — разломы; 10 — контакты пород; 11 — границы зон изменения; 12 — рудные зоны. Над схемой — график распределения обломков серицитовых кварцитов и микрокварцитов в обломочной фракции почв

ми первичными рудами и золотоносной корой выветривания.

Рудное поле приурочено к западному контакту Ауэрбаховского массива габбро-диорит-гранодиоритовой формации (D_2). В рудомещающем разрезе выделяются две толщи пород раннедевонского возраста: нижняя — существенно известняковая и верхняя вулканогенно-осадочная, сложенная тонкопереслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами андезитов и андезито-базальтов [4]. Зона контакта двух указанных толщ осложнена надвигом, играющим важную рудоконтролирующую роль (рис. 1). Рудные тела представлены зонами сульфидных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в карбонатных и вулканогенно-осадочных породах («скальные руды») и продуктами их окисления (золотоносные коры выветривания) и переотложения (золотоносный делювий и карст).

Коры выветривания в пределах Ворон-

цовского рудного поля пользуются широким развитием. По морфогенетическим особенностям (по классификации В.П.Петрова [1]) их можно отнести к несмещенным линейно-трещинного типа и в разной степени перемещенным и переотложенным в карстовой депрессии [3]. Между ними существуют последовательные переходы. Несмещенные коры выветривания — неполного профиля, гидрослюдисто-каолинитового, каолинит-сметит-гидрослюдистого составов (зона гидратации и выщелачивания) с отдельными фрагментами в виде карманов более зрелой коры выветривания охристо-каолинитового и каолинитового составов (зона выщелачивания и начального гидролиза).

Околорудные метасоматические ореолы в эндогенной зоне представлены разновременными и разнообразными по составу продуктами. Наиболее распространенные из них можно представить в виде следующего

ряда (от ранних к более поздним): скарны (скарноиды) — пропилиты — березиты — кварц-серицитовые метасоматиты — аргиллизиты. Все указанные метасоматические формации сопровождают в той или иной мере проявленное золотое оруденение и формируют ряд последовательно образующихся рудно-метасоматических ассоциаций. Среди них можно отличить ассоциации пирит-халькопирит-сфалерит-магнетитовых руд и скарнов, серноколчеданной вкрапленности и пропилитов, прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализации в лиственито-березитах. Однако наиболее значимой в промышленном отношении является ассоциация кварц-серицитовых метасоматитов с крупнообъемными и нередко богатыми скоплениями прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд.

Формация кварц-серицитовых метасоматитов на Воронцовском месторождении была выделена В.Н.Сазоновым в 1988 г. и подтверждена впоследствии нашими работами 1992—1993 гг. Основные особенности названной формации вытекают из приведенной ниже поперечно-зональной метасоматической колонки, образованной по вулканогенно-осадочным породам:

Зона 0. (пропилитизированный туф-алевролит). Альбитизированный плагиоклаз, эпидот, хлорит, карбонат, сфен, пирит.

Зона 1. Кварц, серицит, эпидот, хлорит, карбонат, лейкоксен, пирит.

Зона 2. Кварц, серицит, хлорит, карбонат, лейкоксен, пирит.

Зона 3. Кварц, серицит, хлорит, лейкоксен, пирит.

Зона 4. Кварц, серицит, лейкоксен, пирит.

Зона 5. Кварц, лейкоксен, пирит.

Главной особенностью приведенной колонки, отличающей ее от колонки родственной формации лиственито-березитов, является большая устойчивость хлорита по отношению к карбонату, который разлагается уже с переходом от зоны 2 к зоне 3 и тем более отсутствует в последующих тыловых зонах. Соответственно в ореоле изменений совершенно не характерны карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты (типичные для березитов), а господствуют бескарбонатные разновидности пород.

Следует обратить внимание еще на одну особенность приведенной колонки. Метасо-

матиты тыловых зон (4, 5) нередко представлены существенно кварцевыми породами с серицитом или без него, формирующими тонкие штокверки кварцитов и микрокварцитов в массе измененных пород. Именно эти образования оказываются в зоне гипергенеза.

На месторождении метасоматиты рассматриваемой формации вместе с сопутствующими золото-сульфидными рудами образуют мощное плитообразное тело, выходящее на эрозионный срез и подвергшееся интенсивным процессам корообразования (см. рис. 1). Этим процессам благоприятствует и присутствие здесь струй гипогенных аргиллизитов, выступающих, по нашим наблюдениям, как более поздние гидротермальные продукты по отношению к кварц-серицитовым метасоматитам и, вероятно, к золото-сульфидным рудам.

Мощность коры выветривания нередко превышает 80—100 м. На верхних ее уровнях отмечается полное разложение большинства породообразующих минералов метасоматитов. В ожелезненных глинистых массах сохраняются лишь обломки уже упоминавшихся серицитовых кварцитов и микрокварцитов. Они же обнаруживаются в почвенном слое, развитом по коре выветривания, причем количество обломков указанных пород непосредственно над месторождением (см. рис. 1) достигает 10—15 % от состава обломочной фракции почв (остальная часть обломков принадлежит аллохтонным продуктам). Таким образом, обломки серицитовых кварцитов и микрокварцитов в составе почв выступают как важные индикаторы наличия на глубине потенциально рудовмещающих кварц-серицитовых метасоматитов, а в зоне гипергенеза — золотоносных кор выветривания.

Минералогические ореолы на месторождении сложены разновременными и нередко телескопированными образованиями. Основными визуально картируемыми минералами ореолов являются хлорит, эпидот, гранат, кальцит, Fe-карбонат, а из рудных минералов — пирит, арсенопирит, магнетит, аурипигмент и реальгар. Прожилково-вкрапленная минерализация перечисленного состава обнаруживает тесную парагенетическую связь с различными формационными типами метасоматитов, а также

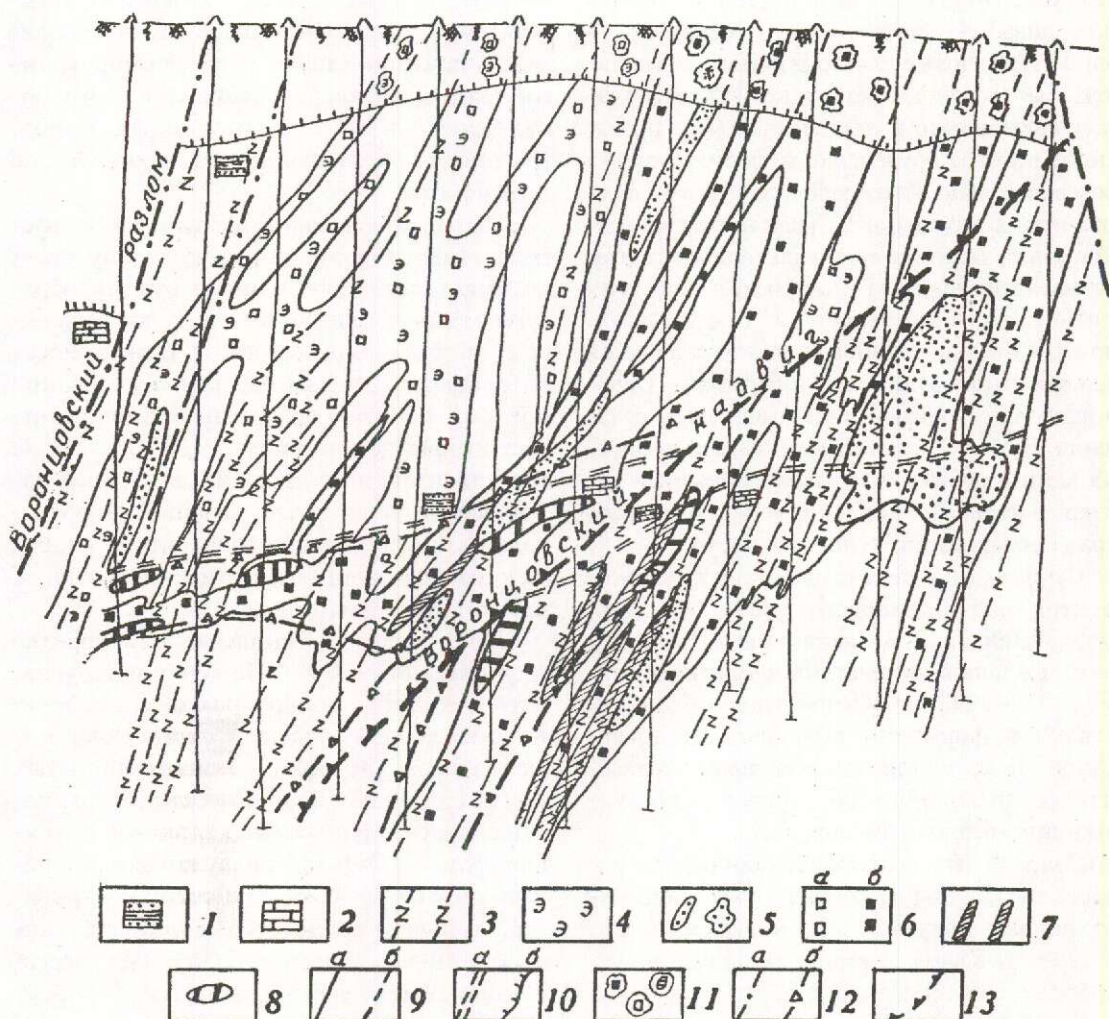


Рис. 2. Минералогические ореолы в эндогенной зоне и коре выветривания Воронцовского месторождения:

1 — туфогенно-осадочная толща; 2 — известняки; 3 — дайки диоритовых порфиров; минералогические ореолы: 4 — малоинтенсивная эпидотизация, 5 — «скарноидная» минерализация, 6 — пиритизация рассеянно-вкрапленная, 7 — жильобразные пиритовые тела, 8 — аурипигмент-реальгаровая минерализация; 9 — границы ореолов: а — прослеженные, б — предполагаемые; 10 — контакты: а — известковой и туфогенно-осадочной толщ, б — нижняя граница коры выветривания; 11 — обломки эндогенной минерализации в коре выветривания; 12 — разрывные нарушения: а — разломы, б — зоны трещиноватости; 13 — надвиг

имеет четкий структурный контроль, влияющий на морфологию ореолов (рис. 2).

Условно на месторождении можно выделить ряд минералогических ореолов (от ранних к поздним):

1. Эпидот, гранат, магнетит — густая вкрапленность, прожилки и жилы (поля развития скарноидов и скарнов).

2. Эпидот, хлорит, кальцит, пирит — рассеянная вкрапленность, нитевидные прожилки в пропилитах.

3. Пирит, являющийся типоморфным минералом березитов и кварц-серпичитовых метасоматитов — густая сеть прожилков и вкрапленность.

4. Железистые карбонаты (Fe-кальцит, анкерит), получающие широкое развитие в зонах березитов.

5. Аурипигмент, реальгар, пирит, арсенипирит — типоморфные минералы кварц-серпичитовых метасоматитов.

Ранняя «скарноидная» минерализация ча-

сто обнаруживается в виде реликтов среди более поздних минералогических ореолов. В самостоятельном виде она представлена, в основном, в восточной и западной частях участка месторождения. Относительная роль «скарноидных» ореолов составляет не более 10 % от общей массы минеральных новообразований.

Ореолы интенсивной прожилково-вкрапленной пиритизации развиты широко. Мощность ореолов варьирует от 5 до 30 м. Преобладают линейные крутопадающие ореолы, трассирующие систему даек диорит-порфириров; ореолы пластообразной формы играют подчиненную роль. В тесной ассоциации с ореолами пиритизации наблюдаются прожилки железистых карбонатов — анкерита и железистого кальцита.

Аурипигмент-реальгаровая минерализация отмечается только среди известняков. Она локализуется в пологих и крутопадающих зонах трещиноватости, связанных с надвиговой структурой. Ореолы данного вида минерализации малопротяженны и тяготеют к центральной и западной части месторождения.

Изучение характера соотношения вышеописанной минерализации с первичными геохимическими ореолами позволяет говорить об определенной тенденции в геохимической специализации минералогических ореолов. Так, для самых ранних ореолов «скарноидной» минерализации типоморфными являются аномальные поля серебра, меди и кобальта, а для самой поздней реальгар-аурипигментной минерализации — сурьмы, серебра, бария. В то же время, такие элементы, как мышьяк и золото, являющиеся сквозными для всех типов минералогических ореолов, наибольшие концентрации обнаруживают в ореоле пиритизации.

Анализ соотношений между составом минералогических ореолов и степенью их золотоносности выявил ряд закономерностей.

Все минералогические ореолы в той или иной степени золотоносны, однако промышленные содержания золота тяготеют к ореолам, развивающимся в крутопадающих и пологих структурах, оперяющих надвиг и приуроченных как к известнякам, так и к вулканогенно-осадочным породам. При этом в западной части месторождения экраном для промышленных содержаний золота в минералогических ореолах является струк-

турно проработанный контакт между известняками и вулканогенно-осадочными породами. В восточной части месторождения характер распределения золота в минералогических ореолах резко меняется ввиду широкого развития крутопадающих структур, оперяющих надвиг и пересекающих контакт известняков и вулканогенных пород (см. рис. 2). Вдоль крутопадающих разрывов ореолы пиритизации прослеживаются в вулканогенной части разреза и продолжают в корях выветривания (рис. 3). Здесь они фиксируются по появлению вторичных минералогических ореолов, главными рудными минералами которых являются оксиды и гидроксиды железа (минералы групп гематита, гетита, лепидокрокита, часто с взаимопереходами) с широким проявлением коллоидно-дисперсных и зернистых скоплений, в различной степени обогащенных марганцем. Характерны также и оксиды марганца, среди которых преимущественным развитием пользуется пиролюзит и эпизодически отмечается псиломелан (по данным дифрактометрического метода). В составе гипергенной минерализации локально могут присутствовать реликтовые минералы гипогенных ореолов, представленные, чаще всего, пиритом, магнетитом и остаточным самородным золотом. Интенсивность развития гидроксидов железа и марганца в зоне гипергенеза является отражением в корях выветривания первичных минералогических ореолов, представленных в коренных породах, чаще всего, рассеянной «пропилитовой» вкрапленностью пирита и прожилками этого минерала в зонах березитизации, или же проявлением скарноидной магнетитовой минерализации. В зависимости от интенсивности процессов окисления варьирует и морфология гипергенной минерализации — от псевдоморфных образований по пириту или магнетиту до новообразований в виде неправильных прожилковидных и пятнистых обособлений.

В условиях слабой проработки процессами окисления кор выветривания вторичные минералогические ореолы постоянно содержат реликтовую вкрапленность пирита, а основными гипергенными минералами являются гетит, гидрогетит при резко подчиненной роли гидроксидов марганца. Широко проявлены псевдоморфозы замещения гид-

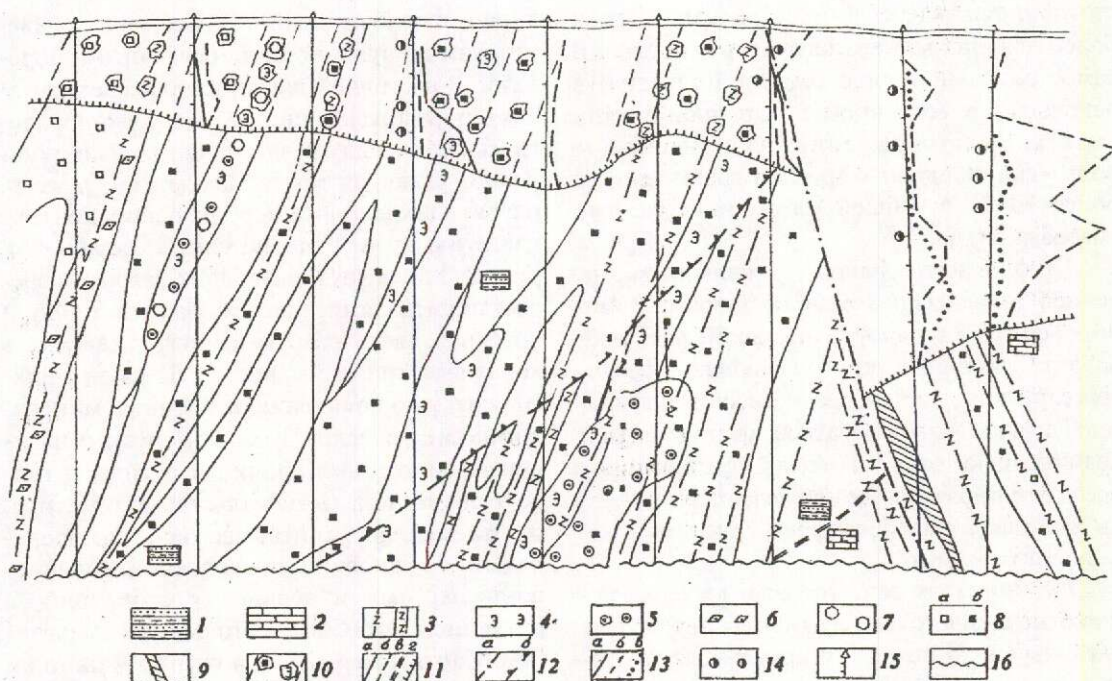


Рис. 3. Надрудные минералогические ореолы в эндогенной зоне и коре выветривания Воронцовского месторождения (фрагмент разреза):

1 — туфопесчаники, туфоалеволиты; 2 — известняки; 3 — дайки диорит-порфиров; эндогенные минералогические ореолы: 4 — эпидот, 5 — гранат, 6 — кальцит, 7 — магнетит, 8 — пирит (а — рассеянная вкрапленность, б — прожилки); 9 — массивные серноколчеданные руды; 10 — обломки гипогенной минерализации в корях выветривания; 11 — границы минералогических ореолов: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — контакт между известняками и вулканогенно-осадочными породами, з — граница коры выветривания; 12 — тектонические нарушения: а — разломы, б — надвиг; 13 — графики содержаний гипогенной и гипергенной минерализации в коре выветривания; по оси абсцисс — содержание обломков, до 30 %; по оси ординат — места отбора проб: а — пирита, б — гидроксидов железа, в — гидроксидов марганца; 14 — самородное золото в коре выветривания; 15 — места отбора проб по скважинам в коре выветривания; 16 — граница фрагмента разреза

роксидами железа пирита. В участках развития таких «незрелых» кор выветривания зональность вторичных минералогических ореолов слабо контрастна и выражается в развитии в верхних частях кор псевдоморфных выделений гидроксидов железа по пириту, а в нижних частях — проявлений значительного количества этого минерала (см. рис. 3).

Рудная зона Воронцовского месторождения фиксируется в корях выветривания по интенсивным ореолам гетита и гидроксидов железа и марганца (рис. 4, а) с широким проявлением коллоидных структур агрегатов. В то же время крупные зоны разломов за пределами промышленного оруденения характеризуются в корях тем же набором гипергенных минералов, хотя и меньшей

интенсивности развития. Однако отличие безрудных участков состоит в отсутствии среди гипергенных минералов пиролюзита, а в гидроксидах железа и марганца повышенных содержаний таких рудогенных элементов как свинец, барий и серебро. Появление последних в гидроксидах железа и марганца отражает выход на поверхность рудной зоны (рис. 4, б). В последнем случае для гипергенных минералогических ореолов типично проявление контрастной зональности (сверху вниз): ореолы гетита, гидрогетита (мощность около 15 м) последовательно сменяются ореолами гематита, гидроксидов железа и марганца с постоянным присутствием пиролюзита (мощность около 25 м) и переходят далее в зону развития гидроксидов железа, псевдоморфно замещающих магнетит с сохра-

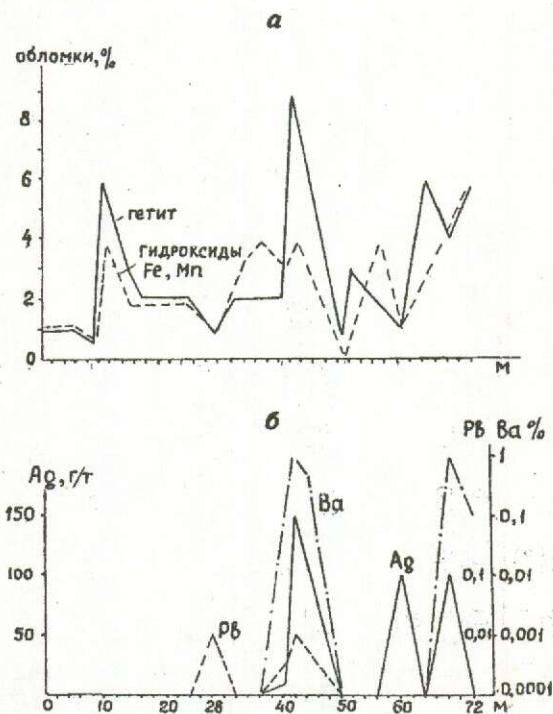


Рис. 4. Графики распределения в почвенном горизонте коры выветривания обломков гидроксидов железа и марганца (а) и содержание в них Pb, Ag, Ba по данным лазерного анализа — (б):

геологический разрез см. на рис. 6.

нением реликтов последнего. Используя данные минералогического состава кор на различных участках Воронцовского месторождения, можно выработать критерии поисков золотоносных кор выветривания и нижележащих первичных рудных залежей золото-сульфидного вкрапленного типа.

Геохимические ореолы Воронцовского месторождения исследовались с учетом полиформационного характера оруденения. Наиболее полно был изучен элементный состав золото-пирит-арсенопиритовых руд в кварцсерицитовых метасоматитах, менее подробно — золотосодержащих пиритовых скоплений в пропилитах, золотосодержащих магнетит-халькопирит-сфалеритовых руд в скарноидах и золото-аурипигмент-реальгаровых руд в известняках.

Ряды типоморфных элементов в рудах и коре выветривания Воронцовского место-

рождения, ранжированные по величинам коэффициентов концентраций приведены в табл. 1 [1]. Их значения указаны в знаменателе под символом химического элемента. Данные таблицы подтверждают близость геохимического состава руд и золотоносных кор выветривания, развивающихся по ним. Коэффициент парной корреляции, рассчитанный для рядов гипергенного и гипогенного оруденения, характеризуется положительным значением. Имеющие место различия в составе двух указанных типов оруденения могут быть устранены с помощью коэффициентов остаточной продуктивности k [5]. Этот показатель характеризует пропорциональную зависимость между количеством металла во вторичном ореоле рассеяния в корах выветривания (M) и коренном оруденении ($M_{кор.}$). В зависимости от ландшафтных, геологических, палеоклиматических условий и физико-химических свойств минералов коэффициент (k) может принимать различные значения, указывая тем самым на преобладание процессов выщелачивания ($k < 10$) или аккумуляции ($k > 10$) рудного элемента в коре выветривания. В первом случае образуются ослабленные ореолы рассеяния, во втором — обогащенные. Графики значений коэффициента k для различных горизонтов коры выветривания приведены на рис. 5: верхнего почвен-

$$\text{ного} - \frac{M_{0,1-0,2}}{M_{кор.}} \text{ и горизонтов в интервалах } 0,5-5,0 \text{ м} \left(\frac{M_{0,5-5,0}}{M_{кор.}} \right) \text{ и } 5,0-10,0 \text{ м} \left(\frac{M_{5,0-10,0}}{M_{кор.}} \right).$$

Самое сильное ослабление ореолов в 10 и более раз отмечается в почвенном горизонте (глубина 0,1—0,2 м). В верхних горизонтах коры выветривания сильного выщелачивания рудных элементов не отмечается (см. рис. 5). Ослабление в 3—5 раз характерно для ореолов Zn, Cu, Mo, Pb, Hg; в 1,5—2 раза для Au, As, Sb. В основании коры выветривания может наблюдаться частичное накопление ряда рудогенных элементов Au, Cu, Zn, Ag, Pb, Sb, As за счет их сорбции на железо-марганцевых образованиях.

Над выходами золотоносных кор выветривания на дневную поверхность в гумусо-

Геохимическая характеристика руд Воронцовского месторождения

Гидротермальные и гипергенные образования	Коэффициенты концентрации Кк				
	>1000	1000—100	100—10	10—1	1—0,1
1. Золотоносные коры выветривания	$\frac{\text{Au}}{1050}$		$\frac{\text{As}}{38}, \frac{\text{Ag}}{10}$	$\frac{\text{Hg}}{4,5}, \frac{\text{Zn}}{3,7}, \frac{\text{Cu}}{2,9}, \frac{\text{Ba}}{2,6}, \frac{\text{Mo}}{2,0}, \frac{\text{Pb}}{1,5}, \frac{\text{Sb}}{1,1}$	$\frac{\text{Ni}}{0,9}, \frac{\text{Mn}}{0,7}, \frac{\text{Co}}{0,7}$
2. Золото-пирит-арсенопиритовые руды в кварц-серпичитовых метасоматитах	$\frac{\text{Au}}{1450}$		$\frac{\text{As}}{39}$	$\frac{\text{Hg}}{7,3}, \frac{\text{Ag}}{7,0}, \frac{\text{Zn}}{6,6}, \frac{\text{Pb}}{2,1}, \frac{\text{Sb}}{2,0}, \frac{\text{Co}}{2,0}, \frac{\text{Mo}}{\text{Cu}}, \frac{\text{Ni}}{\text{Ba}}, \frac{\text{Ba}}{1,6}, \frac{\text{Zn}}{1,2}, \frac{\text{Pb}}{1,2}, \frac{\text{Sb}}{1,0}$	$\frac{\text{Mn}}{0,6}$
3. Золотосодержащие пиритовые скопления в пропилитах		$\frac{\text{Au}}{825}$	$\frac{\text{As}}{33}$	$\frac{\text{Ag}}{9,8}, \frac{\text{Ba}}{3,7}, \frac{\text{Zn}}{3,4}, \frac{\text{Mo}}{2,6}, \frac{\text{Ni}}{2,4}, \frac{\text{Co}}{2,1}, \frac{\text{Cu}}{2,0}, \frac{\text{Hg}}{\text{Sb}}, \frac{\text{Sb}}{1,9}, \frac{\text{Pb}}{1,8}$	$\frac{\text{Mn}}{0,8}, \frac{\text{Pb}}{0,8}$
4. Золотоносные магнетит-халькопирит-сфалеритовые руды в скалах		$\frac{\text{Au}}{775}$	$\frac{\text{Ag}}{50}, \frac{\text{Zn}}{36}, \frac{\text{As}}{15}, \frac{\text{Ni}}{11}$	$\frac{\text{Mn}}{8,7}, \frac{\text{Hg}}{7,3}, \frac{\text{Pb}}{5,0}, \frac{\text{Cu}}{3,7}, \frac{\text{Co}}{3,3}, \frac{\text{Sb}}{3,3}, \frac{\text{Mo}}{1,4}, \frac{\text{Ba}}{1,1}$	
5. Золото-аурипигмент-реальгаровые руды в известняках	$\frac{\text{Au}}{1525}$	$\frac{\text{Ag}}{635}$	$\frac{\text{Hg}}{59}, \frac{\text{As}}{24}, \frac{\text{Pb}}{16}, \frac{\text{Cu}}{15}, \frac{\text{Ba}}{15}$	$\frac{\text{Mn}}{6,1}, \frac{\text{Zn}}{6,0}, \frac{\text{Ni}}{6,0}, \frac{\text{Co}}{4,2}, \frac{\text{Mo}}{3,5}, \frac{\text{Sb}}{3,5}$	

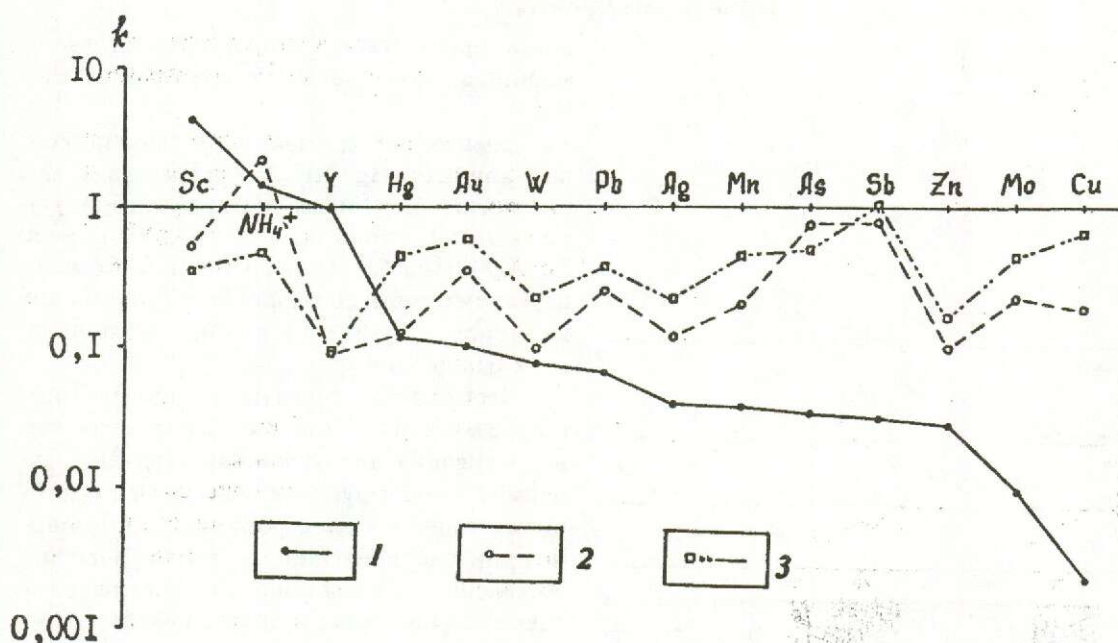


Рис. 5. Графики распределения элементов-индикаторов и иона NH_4^+ на различных уровнях коры выветривания:

1 — $\frac{M_{0,1-0,2}}{M_{\text{кор.}}}$; 2 — $\frac{M_{0,5-5,0}}{M_{\text{кор.}}}$; 3 — $\frac{M_{5,0-10,0}}{M_{\text{кор.}}}$; пояснения в тексте

вом горизонте почв устанавливаются аномалии Sc и Y (рис. 6). Формирование аномалий этих элементов возможно обязано разрушению растворимых карбонатных комплексов Sc и Y при падении pH в коре выветривания сульфидсодержащих пород. Следует отметить, что аномалии этих элементов могут также образовываться при резкой смене условий гипергенной миграции (слабощелочной на кислую). Примером таких участков могут служить крошки заболоченных территорий на карбонатсодержащих породах.

Важными новыми элементами индикаторами золотоносных кор выветривания являются аномалии ионов ряда элементов (NH_4^+ , Cl^- , Br^- , J^- и др.), определяемых с помощью ионо-потенциометрического метода. Самым информативным ионом для выделения золотоносных кор выветривания Воронцовского типа является ион аммония (NH_4^+). Его аномалии приурочены к зонам развития кварц-серицитовых метасоматитов. Максимальные концентрации иона аммония отмечаются в верхних горизонтах кор выветривания ($C_{\text{max}} = 44 \cdot 10^{-6}$ моль/л при фоне $1 \cdot 10^{-6}$ моль/л), что связано с его

сорбцией глинистыми частицами и органическими остатками почв (см. рис. 6).

Над золотоносными корами выветривания формируются также отчетливые ореолы галогенов (Cl^- , Br^- , J^-) и щелочных элементов (K^+ , Na^+).

Аномалии Cl^- , Br^- , J^- , помимо золотоносных кор выветривания, отмечаются над зонами глубинных разломов, где их концентрации также могут достигать высоких значений (см. рис. 6).

Над золотоносными корами устанавливаются также пониженные значения отношения pH/Eh, но этот показатель из-за своей нестабильности нуждается в дополнительном изучении.

Рудные элементы, вследствие их выщелачивания из почвенного горизонта, образуют слабые аномалии, сопоставимые с уровнем фона. Для выделения таких аномалий могут быть применимы специальные математические приемы (мультипликация и сглаживание), позволяющие значительно усилить их полезные сигналы и фиксировать на поверхности рыхлого чехла (см. рис. 6).

Минералого-геохимические критерии по-

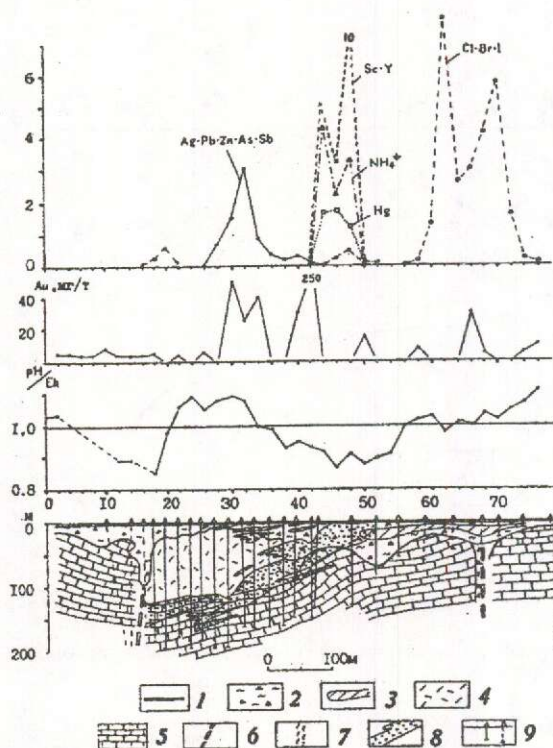


Рис. 6. Графики содержаний элементов и ионов-индикаторов в почвенном горизонте коры выветривания:

1 — почвенный горизонт; 2 — кора выветривания; 3 — горизонт скопления железо-марганцевых образований; 4 — туфогенно-осадочная толща; 5 — известняки; 6 — тектонические нарушения; 7 — зона интенсивного дробления и расланцевания; 8 — золоторудные тела в коренном залегании и коре выветривания; 9 — поисковые скважины; по оси ординат на верхнем графике: Ag-Pb-Zn-As-Sb, 10^4 усл. ед., Sc-Y, 10^1 усл. ед., Cl-Br-J, 10^2 усл. ед.; NH_4 , Hg, 10^{-5} %

исков золотоносных кор выветривания (и нижележащих первичных руд) применительно к вкрапленному золото-сульфидному типу эндогенного оруденения могут быть сведены в следующие группы:

околорудные метасоматические, для которых характерно наличие более 5—10 % обломков серицитовых кварцитов и микрокварцитов в обломочной фракции почв или верхних горизонтов коры;

минералогические, проявленные в широком развитии коллоидно-коллоидных структур в обломках гидроксидов железа и марганца (5—10 %) со значительной ролью пиролюзита, отсутствии реликтовой вкрапленности гипогенной минерализации и пост-

янным присутствию в гидроксидах железа и марганца повышенных концентраций Ba, Pb, Ag;

геохимические, выраженные сочетанием аномалий Au, Hg, NH_4^+ над выходами золотоносных кор, аномалиями мультипликативных показателей $\text{Pb} \times \text{Ag} \times \text{Zn}$ или $\text{Pb} \times \text{Ag} \times \text{Zn} \times \text{As} \times \text{Sb}$ в их обрамлении. Косвенные индикаторы: аномалии Sc и Y; аномалии галогенов (Cl, Br, J) в зонах тектонических нарушений.

Необходимо отметить, что при работах с поверхности, в условиях перекрытия кор выветривания аллохтонными осадками, на первом этапе ведущими поисковыми критериями являются электрохимические (ионо-потенциометрические) и геохимические. Выявленные с их помощью наложенные солевые, сорбционные и другие подобного типа ореолы рекомендуются к вскрытию работками и скважинами до уровня кор выветривания, после чего в силу вступает весь арсенал минералого-геохимических поисковых методов.

Рассматриваемая методика апробировалась в пределах Ивдельско-Краснотурьинской рудоносной зоны на Северном Урале. Подтверждена перспективность площадей, выявленных ранее по геологическим критериям Н.М.Риндзюнской (Лангурско-Екатерининская, Чапинская и др.), и локализованы участки, заслуживающие постановки детальных поисковых работ.

Таким образом, на эталонном объекте — Воронцовском месторождении, представляющем наиболее интересный для золотоносного корообразования на Северном Урале золото-сульфидный вкрапленный тип оруденения, — разработан комплекс поисковых критериев, основанный на исследовании околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов. Указанные виды ореолов прослежены от эндогенного уровня к зоне гипергенеза и выведены на различные уровни коры выветривания.

При поисковых работах с поверхности наиболее ценными околорудными метасоматическими индикаторами скрытых золотоносных кор и нижележащих первичных руд являются обломки серицитовых кварцитов и микрокварцитов, представляющие собой сохранившиеся в условиях гипергенеза реликты центральной зоны колонки кварц-серицито-

вых метасоматитов. Рудосопровождающие минералогические ореолы обнаруживаются по обломкам гидроксидов железа и марганца. Геохимические ореолы проявляются в аномалиях золота, ртути, а также мультипликативных показателях основных рудогенных элементов. Косвенное поисковое значение имеют аномалии скандия и иттрия.

На данном типе оруденения впервые применен ионо-потенциометрический метод, выявивший важные индикаторы — NH_4^+ , а также Cl^- , Br^- , J^- , фиксирующие разрывные нарушения, в том числе и рудоконтролирующие.

Разработанный комплекс критериев может быть использован как в условиях открытых районов, так и в обстановке развития чехла аллохтонных осадков.

Авторы выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследо-

ваний (РФФИ) за финансовую помощь при проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов рудных провинций. — М.: Наука, 1982.
2. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. — М.: Недра, 1967.
3. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Берзон Р.О. Месторождения золота в корях выветривания // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 62—69.
4. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев В.А., Гладковский Б.А. Золотооруденение «карлинского» типа на Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. — Свердловск, 1990. С. 26—49.
5. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.

Chekvaizde V. B., Isakovich I. Z., Milyayev S. A., Litvinenko Yu. S., Polyakova T. P., Zelikson B. S.

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL CRITERIA OF PROSPECTING FOR GOLD-BEARING CRUSTS OF WEATHERING IN NORTH URALS

The set of criteria recommended here is based on tracing by-ore metasomatic, mineralogical and geochemical aureoles from the endogenous zone into the crust of weathering, with stable indicators of eluvium gold-bearing potential marked out and presence of primary ores beneath the surface examined.

УДК 553.491.7/8.068.5:553.26

© В. В. Столяренко, 1995

ОТРАЖЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ В ИРИДИСТО-ПЛАТИНОВЫХ РОССЫПЯХ

В. В. СТОЛЯРЕНКО (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Показано, что морфологические типы шлиховой платины связаны с различными фациями ультраосновных пород, вскрываемых на разных денудационных уровнях источника россыпей. Наиболее богатые россыпи платины генетически и пространственно связаны с пегматоидными и крупнозернистыми дунитами.

Зональность россыпных месторождений складывается под влиянием двух основных причин: особенностей строения коренных источников, обуславливающих отраженную зональность; литодинамических и гео-

морфологических процессов, определяющих миграционную зональность, являющуюся неотъемлемой частью россыпеобразующего процесса [7].

Отраженная зональность россыпных ме-

сторождений, обусловленная характером распределения металла в коренном источнике, является важнейшим фактором, зависящим от особенностей строения и генезиса источника и позволяющим на этой основе решать прямую и обратную поисковые задачи.

Выявление отраженной зональности и ее влияния на формирование россыпи на примере золотоносных россыпей затруднено из-за небольших размеров коренных источников и, как следствие, автохтонных участков россыпей. В аллохтонной части отраженная зональность в большой мере затухает собственно геоморфологической зональностью. Именно поэтому платиноносные россыпи, связанные с крупными дунитовыми массивами площадью в первые десятки км², являются весьма привлекательными объектами для изучения отраженной зональности.

Коренными источниками платинометалльных россыпей являются преимущественно хромитоносные форстеритовые дуниты. По минералого-геохимической классификации Мочалова А.Г. (1986 г.), россыпи относятся к иридисто-платиновому типу и связаны с концентрически-зональными габбро-клинопироксенит-дунитовыми и щелочно-ультраосновными комплексами. В последнем случае платинометалльная минерализация связана именно с габбро-клинопироксенит-дунитовой ассоциацией пород, входящей в эти комплексы. Основным и часто единственным минералом платины, образующим самостоятельные зерна в этих россыпях, является изоферроплатина, постоянно содержащая примесь иридия (1—7 %). Остальные минералы наблюдаются в виде включений в изоферроплатиновой матрице или значительно реже образуют самостоятельные зерна [5].

В настоящее время в литературе описано четыре типа геотектонических обстановок, в пределах которых встречаются коренные источники питания иридисто-платиновых россыпей:

зоны краевых или межглыбовых глубинных разломов складчатых областей с габбро-клинопироксенит-дунитовыми комплексами (Уральский тип) [1];

приразломные выступы фундамента складчатых областей с щелочно-ультраосновными комплексами (Сихотэ-Алиньский тип) [12];

зоны краевых или межблоковых глубин-

ных разломов кристаллического фундамента древних платформ с габбро-клинопироксенит-дунитовыми комплексами (Эфиопский тип) [15];

зоны активизации древних платформ с щелочно-ультраосновными комплексами (Алданский тип) [9].

При этом только в пределах геотектонической обстановки Сихотэ-Алиньского типа, описанного в последние годы, промышленные иридисто-платиновые россыпи не обнаружены.

Определение формационной принадлежности коренных источников питания иридисто-платиновых россыпей является сложной задачей. Среди исследователей в этом вопросе до сих пор не существует единого мнения, особенно это касается Алданского типа. Наиболее приемлемой, на наш взгляд, точкой зрения на природу форстеритовых хромитоносных дунитов, входящих в состав различных комплексов, является предложение А.А.Ельянова о выделении «формации дунитовых штоков». Этим хорошо объясняется близость состава ультрабазитов и металлогенической специализации различных типов источников [3].

При анализе химического состава изоферроплатины из различных массивов заметно, что формационная принадлежность коренного источника питания россыпи отражается в характерном наборе элементов платиновой группы (ЭПГ), входящих в состав изоферроплатины. Наблюдается практически полное совпадение полей составов изоферроплатины из дунитов щелочно-ультраосновной и габбро-клинопироксенит-дунитовой формаций [14], что подтверждает точку зрения о единой природе дунитовых ядер в концентрически-зональных, полиформационных магматических комплексах, встречающихся в различных геологических обстановках. Последнее обстоятельство позволяет проводить аналогию между иридисто-платиновыми россыпями различного типа как имеющими одинаковые коренные источники с характерным распределением платиновой минерализации.

Отраженная зональность коренного источника питания рассматривалась на примере месторождения Кондер, расположенного на Алданском щите.

В щелочно-ультраосновном массиве Кондер количественно преобладают породы

ультраосновного состава, объем которых с учетом геофизических данных составляет более 90 % суммарного объема интрузивов. Массив неоднороден по своему строению. Выделяются дунитовое ядро массива и пироксенитовая оторочка вокруг него. Ядро массива, представленное хромитоносными форстеритовыми дунитами, на долю которых приходится порядка 80 % объема ультраосновных пород, в свою очередь характеризуется значительной неоднородностью и концентрически-зональным строением. Выделяется три элемента неоднородности ядра: центральная часть, кольцевая зона вокруг центральной части и внешняя часть [10].

Центральная часть ядра сложена пегматитовыми и крупнозернистыми фациями дунитов с содержанием хромшпинелидов до 5 %. Здесь же широко развита серпентин-слюдистая и хромдиопсидовая минерализация, ее расположение в пространстве контролируется кольцевой разрывной структурой.

Кольцевая зона центральной части ядра сложена крупнозернистыми дунитами с повышенным содержанием хромшпинелидовой минерализации (более 5 %). В пределах этой зоны наблюдается наибольшее количество известных в настоящее время шпировых выделений хромшпинелидов.

Внешняя часть ядра представлена мелко-среднезернистыми фациями дунитов с содержанием хромшпинелидов 1—2 %.

Пироксенитовая оторочка вокруг дунитового ядра состоит из оливинит-верлит-клинопироксенитовых пород, ширина кольца от десятков до первых сотен метров, внешние части кольца сложены полосчатыми габбро-пироксенитами, габбро.

Платинометальная минерализация размещается в основном в хромитоносных форстеритовых дунитах [5, 9, 10]. Хромшпинелиды образуют идиоморфные зерна величиной 0,1—0,2 мм, к центру массива крупность зерен возрастает, достигая 3—5 мм. Средний размер зерен в коренном источнике не превышает 0,1—1 мм.

Изучение большого объема шлиховой платины и сравнение ее с платиной, полученной непосредственно из коренных пород различных зон дунитового ядра, позволило установить характер связи россыпи с коренным источником.

Крупные выделения шлиховой платины относятся, как правило, к слабоокатанным и имеют тесную пространственную связь с коренным источником питания, что позволяет по данным гранулометрического анализа говорить о характере распределения платины в коренном источнике. Приуроченность крупных фракций к определенным фациям ультрамафитов интрузива позволяет решать прямую и обратную поисковые задачи.

По составу сростков платины с другими минералами, прежде всего с оливином и хромшпинелидами, по ее морфологическим особенностям и крупности на Кондерском месторождении автором выделено пять морфологических типов шлиховой платины, характерных для петрографических разновидностей ультрамафитовых пород массива: «хромитовый», «дунитовый», «промежуточный», «пироксенитовый» и «магнетитовый». Понятие «морфологический тип платины» включает в себя форму платины, обусловленную ее структурными взаимоотношениями с рудными и породообразующими минералами и отражающую ее первичный (рудный) облик, часто сохраняющийся в россыпях [10].

Характер отраженной зональности отчетливо проявляется при изучении распределения морфологических типов платины относительно описанных выше элементов неоднородности массива и подтвержден при изучении облика платины, полученной из коренных пород различных зон дунитового ядра.

На долю «хромитового» (рис. 1) и «дунитового» (рис. 2) типов приходится до 90—95 % запасов металла в россыпях. Количественные соотношения этих двух типов изменчивы, но в целом наблюдается преобладание по массе «хромитового» типа над «дунитовым». Количество «дунитового» типа возрастает при удалении от массива и изменяется от 5—10 % в пределах дунитового ядра до 25—30 % при удалении на несколько километров. Такое же соотношение отмечено и для россыпей Уральского типа [4].

«Хромитовый» морфологический тип (см. рис. 1) распространен вдоль всей россыпи, но только крупные его фракции отражают строение массива. Ареал распространения крупных фракций (+ 3 мм) «хромито-

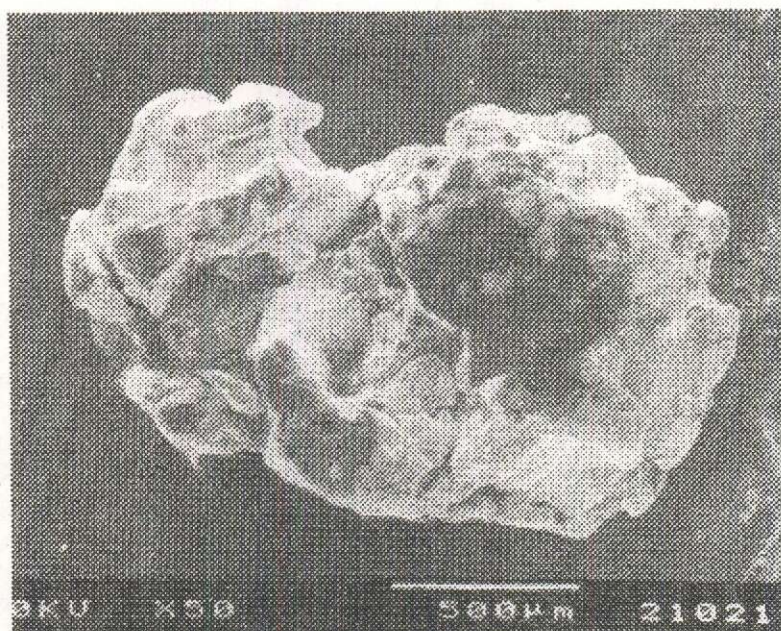


Рис. 1. «Хромитовый» морфологический тип шлиховой платины.

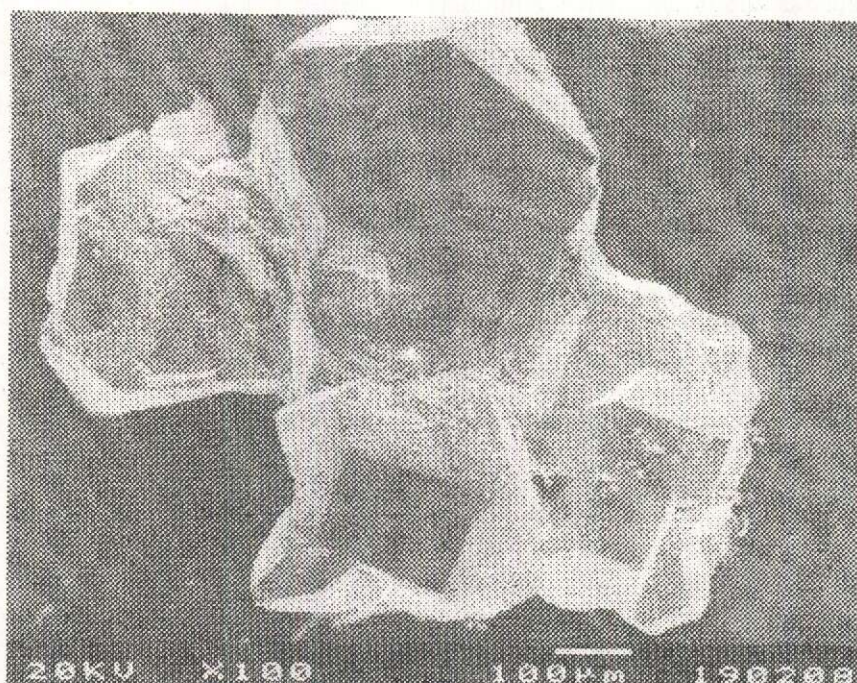


Рис. 2. «Дунитовый» морфологический тип шлиховой платины.

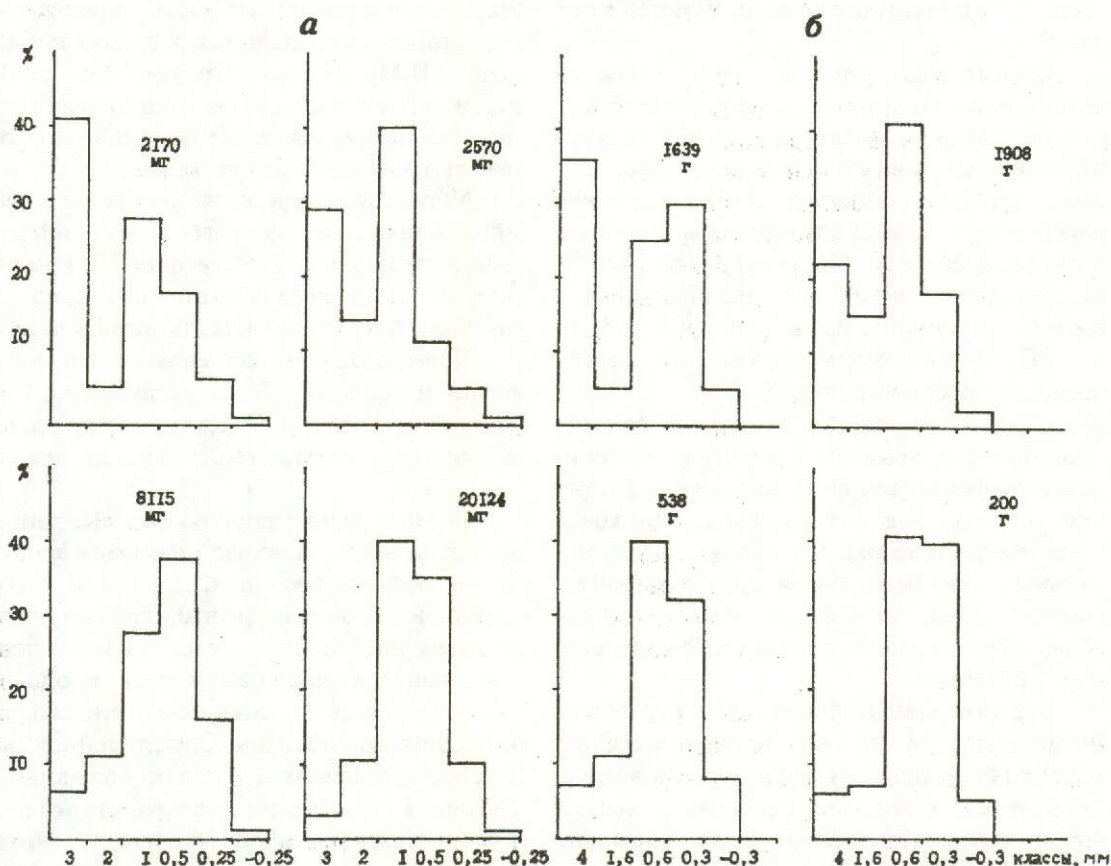


Рис. 3. Гранулометрический состав шлиховой платины месторождения Кондер:

a — из центральной части дунитового ядра, сложенной пегматоидными и крупнозернистыми фациями дунитов с вкрапленностью хромшпинелидов более 5 %; *б* — из внешней части дунитового ядра, сложенной средне- и мелкозернистыми фациями дунитов с содержанием хромшпинелидов порядка 1—2 %. Цифрами указан вес расситованных проб в граммах и миллиграммах

вого» типа и самородков, представленных в большинстве этим типом (до 90—95 %), четко вписывается в центральную часть дунитового ядра массива, не выходя за его пределы. Так, только на уникальные самородки весом более 100 г приходится 4,5 %, а на самородки весом в первые граммы — 20—25 % всей массы металла, добытого за промывочный сезон в процессе экспериментальной старательской отработки автохтонной части Кондерской россыпи. Невысокая степень окатанности (3 балла), свидетельствует о незначительном их переносе. Средние фракции «хромитового» типа (+ 1—2 мм) также приурочены к этой зоне, но их максимум приходится на соседние зоны, отражая тем самым некоторое смеще-

ние их водным потоком относительно коренного источника. Мелкие фракции (+ 0,25—1 мм) находятся на значительном удалении от источника, равномерно размещаясь вдоль всей россыпи. Повышенная крупность шлиховой платины всей россыпи определяется металлом, главным образом, из центральной зоны ядра. Для платины из центральной части дунитового ядра характерно бимодальное распределение крупности, с пиками в области 1,5 мм и 3 мм, причем пик 3 мм, достигает 35—40 % (рис. 3, *a*).

Этот тип изучен также в пробе, отобранной из коренных пород кольцевой зоны центральной части ядра, где ксеноморфные платиновые выделения приурочены к интерстиционным промежуткам между

зернами хромшпинелидов и цементируют их.

«Дунитовый» тип (см. рис. 2) значительно реже встречается в центральной части ядра. Максимум его накопления приурочен к внешней части дунитового ядра. Для этого участка характерно одномодальное распределение гранулометрического состава с пиком в области $+0,6$ — $-1,6$ мм (рис. 3, б). Данный тип отмечен в коренных пробах, взятых из внешней части дунитового ядра.

«Промежуточный» тип не имеет широкого распространения.

«Пироксенитовый» и «магнетитовый» типы четко вписываются в зону пироксенитовой оторочки вокруг дунитового ядра, редко встречаясь в его пределах. Шлиховой металл отсюда также характеризуется бимодальным распределением гранулометрического состава, за счет «пироксенитового» морфологического типа, дающего повышенную крупность.

Все эти данные показывают отражение неоднородности строения массива в особенностях распределения разных морфологических типов шлиховой платины и являют собой отраженную зональность коренного источника в россыпи.

Продуктивность иридисто-платиновых россыпей определяется, главным образом, объемами металла, поступившего из эродированных ядер щелочно-ультраосновных массивов. Каждому уровню денудационного среза соответствует определенное распределение металла в россыпи и ее промышленная значимость, поэтому критерии величины денудационного среза могут являться и критериями оценки вероятных масштабов россыпепроявлений, связанных с щелочно-ультраосновными массивами.

Одной из черт типоморфизма шлиховой платины иридиево-платиновых россыпей является ее магнитность, которая сильно варьирует в зависимости от особенностей геологического строения коренных источников. На основе этого свойства появляется возможность разработки дополнительных прогнозных и поисковых критериев.

Детальное исследование магнитных свойств шлиховой платины проведено на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве.

Намагничивание изначально немагнит-

ных железо-платиновых зерен в процессе их миграции в аллювиальных россыпях наблюдалось И.Мухиным на Среднем Урале. Известно также, что немагнитная платина становится магнитной после механической обработки (давления и проковки).

Магнитность природной платины объяснялась также повышенным содержанием в ней железа. Однако достаточно часто отмечаются совершенно немагнитные зерна, относящиеся по составу к железистой платине.

Более поздними исследованиями, в том числе и нашими, было установлено, что прямой корреляции между магнитностью платины и содержанием железа не отмечается.

Все имеющиеся опубликованные данные по магнитности шлиховой платины иридиево-платиновых россыпей, связанных с концентрически-зональными массивами приведены на рис. 4. Отмечается наличие положительной корреляции между площадью дунитовых ядер и выходом магнитных фракций шлиховой платины. С увеличением масштабов дунитовых ядер для большинства массивов установлено возрастание доли крупнозернистых и пегматоидных дунитов. Это позволяет предположить, что увеличение магнитности шлиховой платины наблюдается параллельно с ростом зернистости пород. Так, например, на Уральских месторождениях наиболее магнитная платина характерна для россыпей Нижне-Тагильского массива, по особенностям строения и вещественного состава пород дунитового ядра очень близкого с Кондерским, и наоборот, наименее магнитная платина — для массивов Вересово-Соколинный, Омутнинский, Конжаковский и Кытлымский, сложенных средне-мелкозернистыми дунитами [1]. Подобная зависимость наблюдается и на Алданском щите (массивы Чад, Инагли, Кондер).

Параллельно с уменьшением площадей дунитовых ядер, сопровождающимся ростом доли верлитов и клинопироксенитов в строении массивов, наблюдается отчетливая тенденция в росте содержаний в шлиховой платине иридия и осмия (см. рис. 4). С учетом имеющихся данных по геологическому строению изученных массивов можно достаточно уверенно предположить, что обе эти тенденции связаны с уменьшением глу-

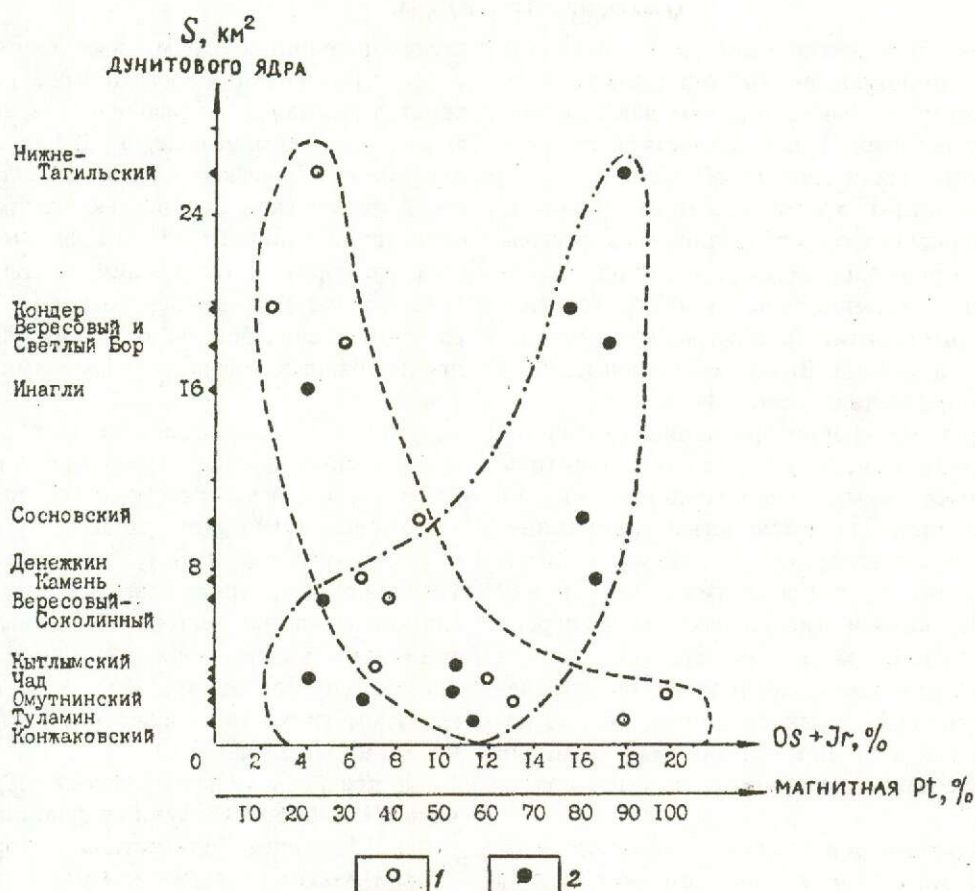


Рис. 4. Изменение процентного содержания Os + Ir в изоферроплатине и магнитной фракции изоферроплатины в зависимости от площади дунитового ядра коренного источника:

1 — процентное содержание Os + Ir в изоферроплатине различных месторождений; 2 — процентное содержание магнитной изоферроплатины в различных месторождениях

бины эрозионного среза дунитовых ядер сложно построенных габбро-клинопироксенит-дунитовых и щелочно-ультраосновных комплексов [13].

Таким образом, наличие отмеченных взаимосвязей между размерами площадей дунитовых массивов и магнитными свойствами шлиховой платины, элементами зональности в распределении магнитных фракций шлиховой платины по площади массивов и наличие магнитной шлиховой платины в элювиальных отложениях позволяют заключить, что магнитные свойства шлиховая платина приобретает еще в коренном источнике, на заключительных этапах становления ультраосновных массивов.

Разница в магнитных свойствах шлиховой платины, по нашему мнению, объясняется различием геологических условий фор-

мирования платиноносных дунитов в массивах, сложенных различными фаціальными разновидностями дунитов. При этом подобная разница может наблюдаться в пределах одного массива. Так, на массиве Кондер в распределении магнитной фракции замечено, что наименее магнитная платина тяготеет к границам кольцевой зоны, сложенной крупнозернистыми и пегматоидными фациями дунитов [13].

Учитывая выявленные закономерности, можно предложить следующие критерии оценки глубины эрозионного среза дунитовых штоков:

слабоэродированные массивы сложены мелкозернистыми дунитами с редкой вкрапленностью хромшпинелидов размером до 1 мм при полном отсутствии шлировых выделений. Иногда дуниты могут быть не

вскрыты, и в эрозионном срезе обнажены лишь клинопироксениты, содержащие мелкую платину. Такие массивы дают только мелкие россыпи. Выход магнитной изоферроплатины составляет до 60 %;

умеренно эродированные массивы характеризуются преобладанием на поверхности среднезернистых дунитов, с содержанием хромшпинелидов до 3 %. Россыпи, связанные с этими массивами, как правило, средние и мелкие. Выход магнитной изоферроплатины составляет до 90—95 %;

глубокие уровни эрозионного среза характеризуются, как правило, развитием крупнозернистых и пегматоидных дунитов с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и их шлирами с высоким выходом магнитной изоферроплатины (до 70—90 %). Им же свойственна высокая дисперсия в содержаниях магнитной фракции, когда в полях магнитной изоферроплатины встречаются участки с практически полностью немагнитной платиной. С такими массивами связаны наиболее крупные россыпи платины.

Подобная вертикальная зональность отражающаяся в изменении магнитных свойств изоферроплатины хорошо согласуется с вертикальным изменением содержания минералов группы Os—Ig (см. рис. 4) в подобных массивах, что позволяет использовать магнитность платины как дополнительный критерий оценки глубины эрозионного среза.

Решение вопросов повышения эффективности поисково-оценочных и геологоразведочных работ на платиноносных россыпях в значительной степени определяется полнотой наших представлений о закономерностях перераспределения платины в рыхлых отложениях.

Изучение вещественного и гранулометрического составов минералов платиновой группы россыпи Кондер позволило установить неоднородность ее строения по простиранию, обусловленную различной миграционной способностью различных морфологических типов платины.

Выделенные пять морфологических типов платины, связанных с различными ультраосновными породами, отличаются своими миграционными свойствами.

Следуя первичную форму выделения ее в массиве (цементация хромитовых зерен или кристаллизация до образования зерен оливина), дает комковатые, кубические или близкие к кубическим формы. Обладая высокой физической прочностью, платина не образует, в отличие от золота, сильно уплощенных форм, поэтому величина гидравлической крупности, а, следовательно, и миграционная способность, определяется, при прочих равных условиях, размерами выделений.

Анализ распределения металла по простиранию показал, что для россыпей платины, как и для россыпей золота [2, 6] характерно наличие обогащенных участков соответствующих максимуму концентрации металла определенных классов крупности. В данном случае на месторождении выделено три таких участка. Их размещение, как показал ситовой анализ, прямо зависит от гранулометрической характеристики слагающего их металла.

В пределах первого участка сосредотачиваются наиболее крупные фракции платины с большим количеством самородков. Второй максимум характеризуется наличием платины средних классов крупности, а третий — резким преобладанием мелкого металла.

Первый участок расположен непосредственно у рудного источника (центральная часть массива, обогащенная хромшпинелидами, — «самородковая» зона, где преобладает «хромитовый» тип платины). В гранулометрическом составе этого участка крупные фракции резко преобладают над мелкими. Средняя крупность металла составляет здесь 3,7 мм (рис. 5, а).

Второй участок максимальной концентрации, удаленный от зоны развития хромитовой платины на 2500—3000 м, располагается в районе выхода реки из массива и характеризуется повышенным содержанием платины «дунитового» типа. Образование обогащенного участка в средней части россыпи объясняется постепенным высвобождением платины в долине, за счет чего происходит некоторое смещение максимума концентраций относительно среднезернистых фаций дунитов. Кроме этого здесь происходит смена геоморфологических условий, обуславливаемая расположением

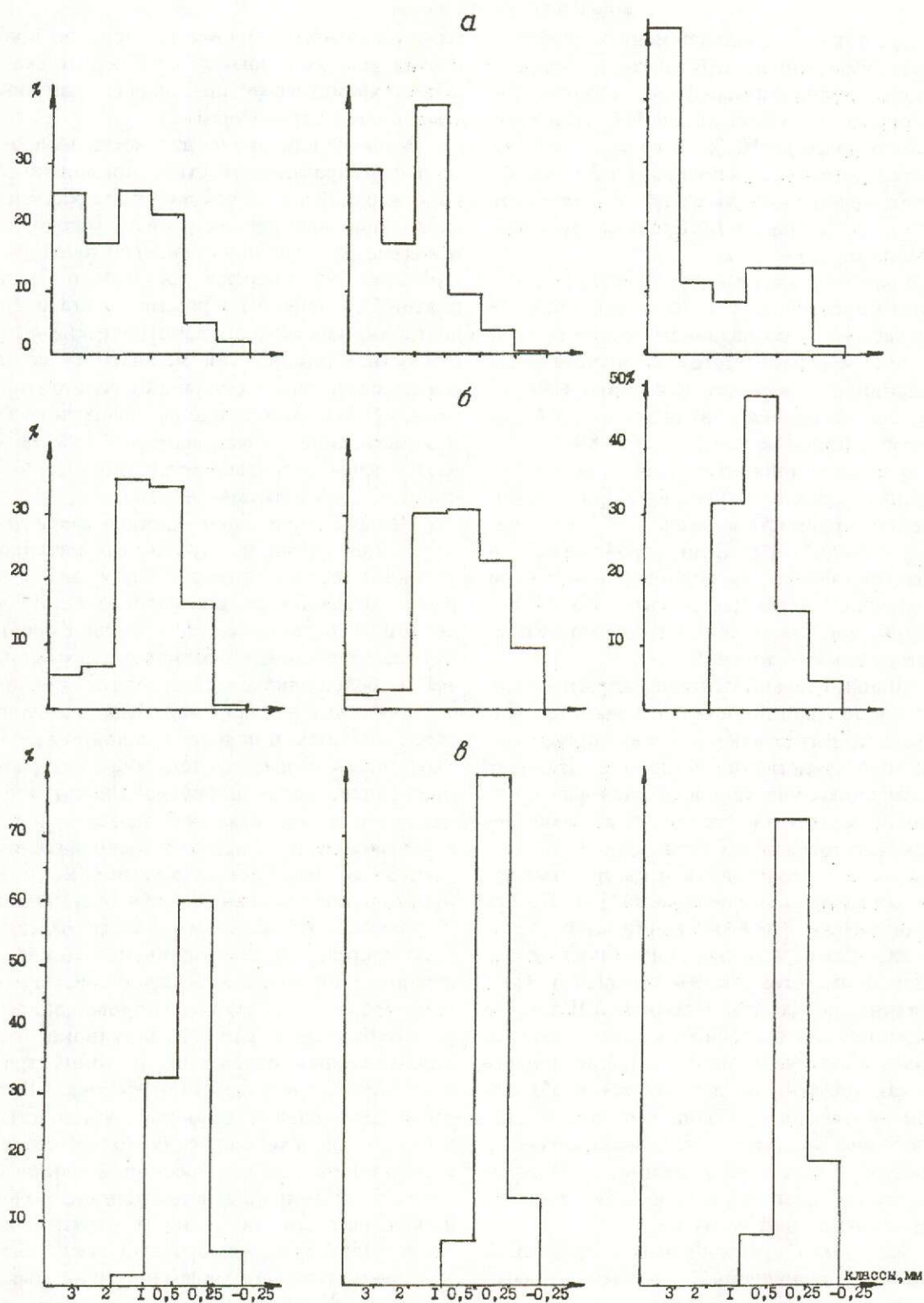


Рис. 5. Изменение гранулометрического состава платины по протяжению россыпи Кондер:

a — центральная часть массива — «самородковая» зона; *б* — эндоконтактная часть массива; *в* — участки, располагающиеся на удалении 10—15 км от массива

участка в районе сочленения двух морфоструктур: умеренных поднятий самого массива и слабых поднятий периферии массива. Доля крупной и весьма крупной платины составляет здесь до 10 %, в то время как на долю средних классов приходится 30—35 %, а доля мелкой и весьма мелкой составляет от 40 до 50 % (рис. 5, б). Средняя крупность металла от 1,0—1,5 мм.

Третий участок максимальной концентрации определенных классов характеризуется резким преобладанием весьма мелкой платины и располагается на значительном удалении от коренного источника (10—15 км). Весьма мелкая платина резко преобладает над прочими классами (до 80 %), на долю средней приходятся первые проценты, крупные классы отсутствуют (рис. 5, в). Средняя крупность металла для этого участка 0,2—0,5 мм. Если такой металл и образует максимумы концентрации, то при дальнейшем перемысле россыпи эти пики в силу активности мелких классов могут сместиться вниз по течению.

Дополнительное влияние на распределение концентраций металла в россыпи оказывает вскрытие зерен платины, происходящее непосредственно в долине. Наличие обогащенных участков в средней части россыпи объясняется постепенным высвобождением компонента в самой долине, за счет чего может происходить некоторое смещение максимума концентраций [8]. Не последнюю роль в формировании таких участков играет миграционная способность минералов и их устойчивость к переносу [11]. Платина, по классификации Н.А.Шило, по миграционной способности близка к самородному золоту. Причем для такого минерала как платина представляется необходимым учитывать еще один показатель, оказывающий влияние на дальность переноса, особенно в классах 0,5 мм и выше. Очевидно, что на дальность переноса будет влиять форма выделений платины.

Как было показано выше, происходит изменение отношения «дунитового» морфологического типа к «хромитовому». При достаточно выдержанном соотношении этих типов в пределах массива (1:10) оно начинает меняться по протяжению россыпи в сторону увеличения, т.е. форма «дунитового» типа достаточно изометрична и не ока-

зывает сильного влияния на перенос при прочих равных условиях, чего нельзя сказать о «хромитовом» типе, дающем занозистые, крючковатые формы.

Основное влияние на дальность переноса и формирование участков повышенных концентраций в каждой конкретной россыпи оказывают, при прочих равных условиях, исходные размеры и форма зерен платины. При этом «пассивность» хромитового типа платины сохраняется в россыпи достаточно долго, так как на гранулометрические особенности платины, и в меньшей степени морфологические, в отличие от золота, менее заметно влияют процессы диспергирования (истирание, распад сростков), и изменению в основном подвергается лишь форма, становясь более окатанной [10].

Между размещением участков максимума концентраций и крупностью металла устанавливается определенная зависимость, отражающая его распределение в коренном источнике. Чем больше роль крупных фракций в обогащении россыпи, тем на более близком расстоянии к рудному источнику накапливаются наибольшие запасы металла и наоборот. В данном случае в россыпи имеется платина двух разных типов, которые обуславливают степень ее активности, за счет чего получается незакономерная картина распределения запасов по протяжению россыпи, когда в направлении ее нижней части происходит не уменьшение общего количества металла, а постепенное его увеличение на определенных интервалах. Каждое последующее врезание водотока сопровождалось размывом более ранних платиноносных аллювиальных отложений и концентрацией металла в продуктах переважа. При этом перемещение основного количества платины происходило, судя по взаимоотношению террасовых россыпей, вниз к плотике, обуславливая постоянное положение россыпи, особенно в верхней ее части. Подтверждением этому служит низкая продуктивность современного аллювия в случае сохранности древнего аллювия. Именно такая ситуация сложилась в устьевой части р. Кондер, где сохранился переуглубленный тальвег днища древней долины, выполненный плиоцен-нижнеплейстоценовыми осадками, которые являются

первичным коллектором россыпей. Основной металл, подвергшийся переносу, в этом случае относится к мелкому и весьма мелкому. Если такой металл и даст участок максимума концентрации, то при дальнейшем перемыве пик этот может затухать в силу активности платины этих классов.

Выявленные определенные закономерности распределения концентрации платины по протяжению россыпи и связь между характером распределения, морфологическим и гранулометрическим составом платины в россыпи месторождения Кондер позволяют сформулировать следующие выводы.

Платина высоких классов крупности (+ 3 мм), как правило, «хромитового» типа, пространственно и генетически связана с крупнозернистыми и пегматоидными фациями дунитов с повышенным содержанием хромшпинелидов, с выходом магнитной фракции изоферроплатины около 70—90 %. Такой металл является наиболее пассивной формой шлиховой платины, менее всего подверженной переносу при формировании россыпей, что позволяет по закономерностям распределения хромитовой минерализации в коренном источнике прогнозировать наиболее богатые участки россыпи. Чем большую площадь в области питания россыпи занимают крупнозернистые и пегматоидные фации дунитов с «хромитовым» типом платины, тем ближе к коренному источнику расположен пик запасов металла.

Установлена прямая корреляция между величиной площади распространения хромшпинелидовых дунитов в составе массива и средней крупностью шлиховой платины в его пределах, что можно использовать для определения наиболее рационального объема проб на ранних стадиях поисковых работ.

Отмечается зависимость между средней крупностью шлиховой платины и масштабами месторождений (Кондер, месторождения Урала), что позволяет использовать особенности гранулометрического состава в качестве критерия оценки масштаба россыпной платиноносности.

Бимодальный характер гистограмм гранулометрического состава, связанный с наличием «самородковой» зоны, свидетельствует о повышенной глубине денудационного среза.

Проведенные исследования позволили создать комплекс минералого-геохимических критериев прогноза, поисков и оценки иридино-платиновых россыпей на примере месторождений Алданского типа.

Наибольший практический эффект применение разработанного комплекса минералого-геохимических критериев может дать на стадии поисковых и поисково-оценочных работ, проводящихся, как правило, с применением бурения, так как полученные данные по содержанию и гранулометрии шлиховой платины могут существенно отклоняться от истинных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Части 1, 2, 3, 4 и 5. — Петроград-Ленинград: К.Е.П.С. при АН СССР, 1923-1933.
2. *Геологические критерии поисков россыпей* / Л.З. Быховский, С.И. Гурвич, Н.Г. Патык-Кара, И.Б. Флеров. — М.: Недра, 1981.
3. *Ефимов А.А., Таврин И.Ф.* О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 991—994.
4. *Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.* Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. — М.: НИГРИ золота МНЦ СССР, 1956.
5. *Лазаренко В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов — Л.: Недра, 1992.
6. *Ли Л.В.* К изучению закономерностей распределения золота в россыпях // Колыма. — Магадан, 1965. № 4. С. 34—37.
7. *Патык-Кара Н.Г.* Виды и особенности зональности оловянных россыпей // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 2. С. 76—83.
8. *Поликарпочкин В.В.* Некоторые вопросы теории россыпей, решаемые с помощью математического моделирования // Состояние и задачи советской литологии. — М., 1970. Т. 2. С. 228—234.
9. *Рожков И.М., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.* Платина Алданского щита. — М.: АН СССР, 1962.
10. *Столяренко В.В., Тучнина Н.Н., Шашкин В.М., Малых Г.Д.* Особенности строения и формирования платиноносной россыпи // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 227. С. 16—20.
11. *Транспортировка полезных ископаемых в россыпях* / Под ред. Э.Д.Избекова. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975.
12. *Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М.* Платинометальная минерализация Кокшаровского

- щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 710—714.
13. Шашкин В.М., Столяренко В.В. Магнитные свойства платины, связанной с дунитами концентрически-зональных массивов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 4. С. 962—965.
 14. Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М. Химический состав изоферроплатины как критерий формационной принадлежности коренных источников платинометалльных россыпей // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 1. С. 99—102.
 15. Augustithis S.S. Mineralogical and geochemical studies of the platiniferous dunite-birbirete-pyroxenite complex of Jubdo Bir-Bir, West Ephiopia // Chemic Erde. 1965. Vol. 24. P. 159—196.

Stolyarenko V. V.

REFLECTED ZONALITY OF PRIMARY SOURCES IN IRIIDIUM-PLATINUM-BEARING PLACERS

It is shown that morphological types of heavy-concentrate platinum are associated with different facies of ultrabasic rocks stripped at different placer source denudation levels. The most rich platinum placers are genetically and spatially confined to pegmatoid dunites.

УДК 552.313.8:553.411

© М. Е. Вакин, О. А. Наумова, 1995

СОСТАВ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ВУЛКАНА МУТНОВСКИЙ (КАМЧАТКА)

М. Е. ВАКИН, О. А. НАУМОВА (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Предполагается, что метасоматические тела алунитовых вторичных кварцитов, обнажающиеся в кальдере вулкана Мутновский и скрытые в недрах его массива, могут служить минералогическим и геохимическим фоном золотого оруденения.

Авторам настоящей статьи посчастливилось посетить уникальный геологический объект — действующий вулкан Мутновский — и провести тематические работы в рамках договора с НИГеотехнологическим центром ДВО РАН, целью которых было детальное изучение метасоматических образований в центральной части массива вулкана. В процессе исследований изучались:

геолого-структурная позиция зон измененных пород;

состав и фациальная зональность метасоматических образований для их типизации;

термобарогеохимические характеристики метасоматических образований.

Вулкан Мутновский по стабильности и интенсивности фумарольной деятельности занимает первое место среди вулканов

Камчатки. Он расположен на восточном побережье полуострова в 75 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский. Геологическое строение вулкана и сопряженных с ним территорий рассмотрено во многих публикациях [4, 6, 7, 10]. Вулкан располагается на западном крыле горстантиклинория Берегового хребта Южной Камчатки, вблизи ограничивающей его с севера Петропавловско-Малкинской зоны поперечных дислокаций. Постройка вулкана представляет собой сложное хребтообразное сооружение (вулканический массив), состоящее из четырех тесно сближенных, последовательно формировавшихся стратоконусов (М — 1, 2, 3, 4) с вершинными кальдерами и внутрикальдерными постройками [10] (рис. 1). Ассоциации пород ранних конусов (соответственно комплексы М — 1, 2, 3) (рис. 2),

характеризуются практически одинаковым диапазоном дифференциации: от базальтов до риодацитов, причем доля пород кислого и среднего состава не превышает 10—15 %. Самый молодой конус вулкана (М — 4) сложен исключительно базальтами. Возраст вулканитов, слагающих вулканопостройку, датируется поздним плейстоценом-голоценом [2, 10]. Измененные породы наиболее широко развиты в северной и северо-западной части вершинной кальдеры, возникшей на месте кратеров двух последних конусов вулкана, и на северном склоне массива.

Размещение метасоматитов в разрезе вулканопостройки контролируется линейными крутопадающими зонами дробления и трещиноватости, подчиненными общему региональному тектоническому плану. В пределах центральной части массива вулкана выделяется несколько типов тектонических образований.

В толщах позднеплейстоценовых конусов (М — 1 и 2) в местах пересечения тектонических нарушений меридионального, широтного, северо-восточного и северо-западного направлений проявлены мощные (до нескольких сотен метров) зоны дизъюнктивных дислокаций (см. рис. 1, 2). Внутри таких зон выделяются линзы и блоки с разной степенью тектонической проработки, разделенные линейно-вытянутыми полосами интенсивного дробления, расщепления, протяженными крутопадающими трещинами или базальтовыми дайками. В блоках между дайками и протяженными притертыми трещинами часто образуется сеть поперечных и диагональных трещин.

В толщах более поздних конусов М — 3 и М — 4 проявлены следующие тектонические образования: трещины отрыва, часто залеченные туфовым материалом или дайками; зоны дробления небольшой (до первых метров) мощности; редкие хорошо выраженные прямолинейные трещины скола, часто трансформированные в трещины отрыва; пологие зоны расщепления, субогласные напластованию в блоках между параллельными крутопадающими трещинами. Интенсивность тектонической проработки толщ конусов М — 3,

4 резко возрастает в местах, где они перекрывают мощные зоны дробления, секущие толщи М — 1, 2.

Изучение вещественного состава измененных пород позволило разделить их на два типа: существенно гидротермальные и существенно фумарольные, отличающиеся агрегатным состоянием воздействующих растворов, интенсивностью проработки исходных пород и, в некоторой степени, составом новообразованных минералов. В первом случае перерождение исходных пород происходило под воздействием гидротермальных растворов, возможно, в сочетании с низкотемпературными эманациями, во втором — высокотемпературными газовыми растворами [8]. Такое подразделение достаточно условно, так как часто происходит наложение этих типов изменений ввиду продолжающейся активности вулкана. Однако достаточно отчетливо фиксируется преобладание тех или иных изменений в зависимости от типа контролирующих их тектонических нарушений.

Метасоматические образования, контролируемые мощными зонами дробления, относятся к существенно гидротермальным изменениям сольфатарного типа с характерным набором фаций. Породы глубоко затронуты процессами опалитизации и алунификации. Наличие больших масс алунитовых пород и опалитов дает основание считать, что изменение исходных пород происходило под воздействием сернокислотных растворов [8]. На изученной территории в целом не наблюдается четкой вертикальной и латеральной метасоматической зональности, однако в пределах отдельных зон можно наблюдать достаточно отчетливую фаціальную зональность. Она характеризуется размещением в центральных частях зон существенно алунитовых, каолинит-алунитовых пород с блоками опалитов. Ближе к периферии распространены существенно каолинитовые, алуни-каолинитовые метасоматиты. Самые внешние области выполнены слабо смектитизированными породами с участками интенсивной пиритизации. Все вышеперечисленные фаціальные зоны имеют брекчиевое или брекчиевидное строение; обломки пород полностью замещаются новообразованными минералами, ха-

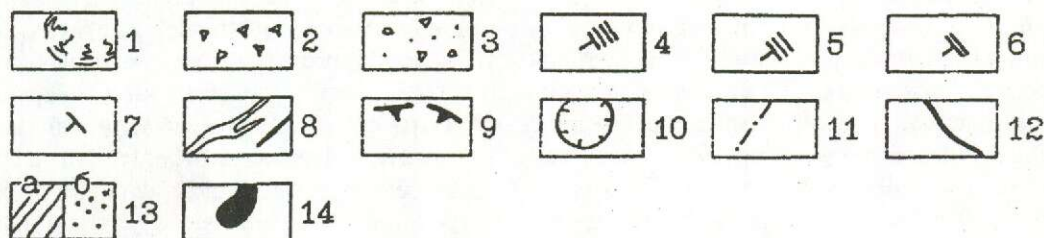
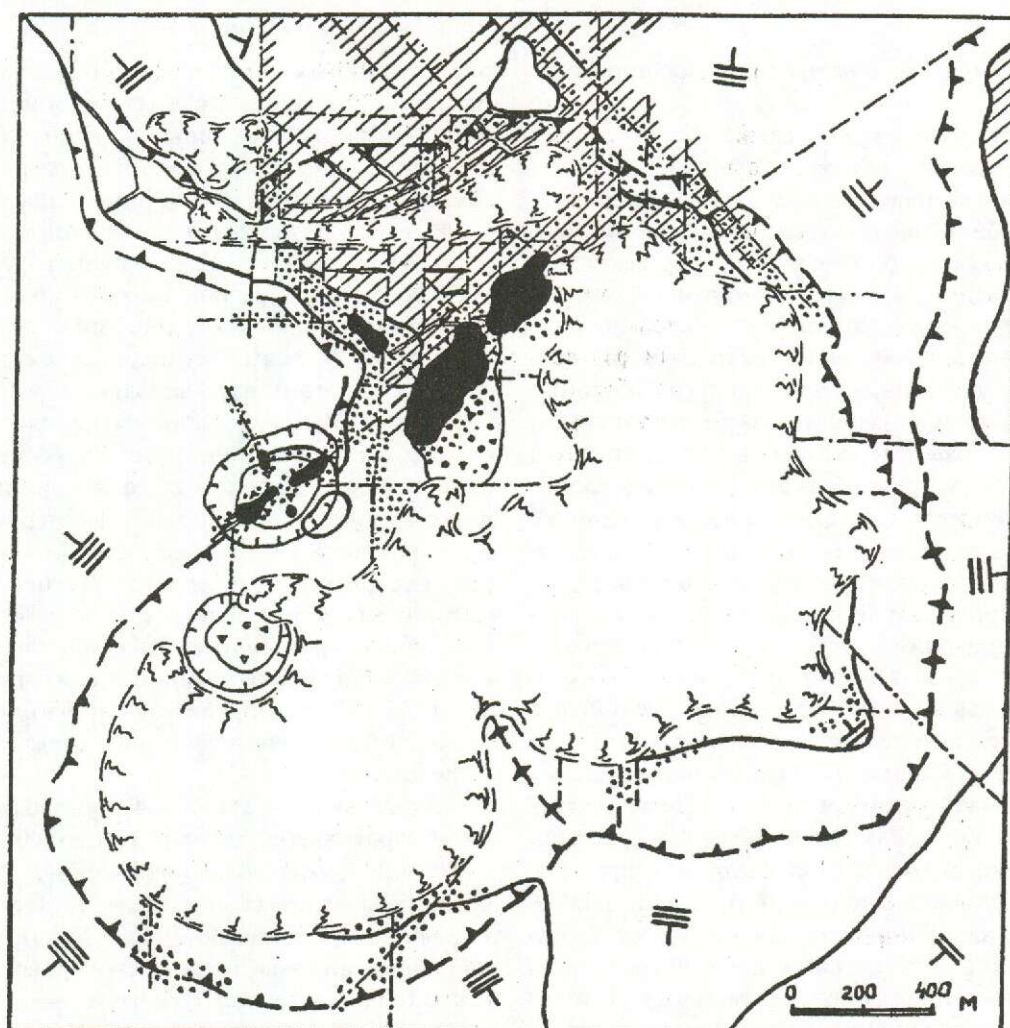


Рис. 2. Схема размещения зон измененных пород центральной части массива в. Мутновский.

Современные образования: 1 — ледники, снежники, 2 — обваловые и 3 — кратерно-озерные отложения; 4 — лаво-пирокластическая толща главного конуса М — 4, базальты, поздний плейстоцен-голоцен; отложения позднего плейстоцена: 5 — лаво-пирокластическая толща главного конуса М — 3, базальты, андезиты, риодациты; 6 — лаво-пирокластическая толща главного конуса М — 2, базальты, андезиты, дациты; 7 — лаво-пирокластическая толща главного конуса М — 1, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты; 8 — дайки базальтов, андезито-базальтов; 9 — кромка вершинной кальдеры, вулканотектонические уступы; 10 — кратеры; 11 — тектонические трещины; 12 — границы между толщами главных конусов; 13 — площади развития минеральных ассоциаций измененных пород: (а) преимущественно гидротермальные — опал + тридимит + кристобалит, опал + тридимит + кристобалит + алунит (мутный, таблитчатый или толстоигольчатый) ± каолинит, смектит ± опал, цеолиты ± карбонат, (б) преимущественно фумарольные — гипс ± сера, пирит, гипс + алунит (прозрачный, кубовидный или тонкоигольчатый) + сера ± пирит, гипс ± пирит; 14 — современные фумарольные поля

рактируются, как правило, пористой текстурой.

Опалиты имеют серый, серо-черный цвет, нередко гематитизированы; обломки нацело замещены пелит-опал-тридимит-кристобалитовым агрегатом; цементирующая масса и прожилки имеют существенно алунитовый, каолинит-алунитовый состав. Каолинит-алунитовые и существенно алунитовые породы имеют белый или розово-белый цвет, массивную текстуру; обломки также замещены пелит-опал-тридимит-кристобалитовым агрегатом, но увеличивается количество прожилков алунитового и каолинит-алунитового состава; агрегаты этого же состава замещают первичные фенокристаллы и выполняют пустоты. Здесь же встречаются прожилки бесцветного опала и лейкоксенизированные зерна рудного минерала. Существенно каолинитовые и алунит-каолинитовые породы имеют серый, серо-белый цвет; характеризуются очень пористой текстурой с участками брекчиевой и весьма отчетливой реликтовой порфиновой текстурой. В обломках опал-тридимит-кристобалитовые агрегаты замещают, как правило, основную массу исходной породы и некоторые вкрапленники; по последним чаще развиваются существенно каолинитовые или алунит-каолинитовые ассоциации. Цементирующая масса и многочисленные прожилки имеют обычно каолинитовый состав. Зона может быть обогащена выделениями пирита и лейкоксена.

В метасоматических породах существенно алунитового, алунит-каолинитового состава эпизодически наблюдаются повышенные содержания бария и стронция, однако концентрации бария не поднимаются выше 500—600 г/т, а стронция — 100—150 г/т. Содержания бора, составляя в среднем 10—20 г/т, нередко могут достигать 80—100 г/т и даже 200 г/т. Содержания фосфора в среднем составляют 400—600 г/т (что соответствует в целом фону исходных пород), поднимаясь до 1000—2000 г/т в зонах, обогащенных каолинитом. В опалитах концентрации фосфора и бора также несколько выше фоновых составляют в среднем соответственно 800 г/т и 20—40 г/т. На золото было проанализировано более 60 образцов из всех перечисленных выше

типов измененных пород, однако обнаружено оно было только в кремнеземистом геле (0,004 г/т) из скважины, пробуренной у северного подножия вулкана, в четырех километрах к северу от вершинной кальдеры.

В пределах зон гидротермальной проработки вершинной кальдеры вулкана Мутновский нередко располагаются потухшие фумарольные площадки, состоящие из серных, серно-гипсовых куполов сглаженной формы с налетами порошковатой серы. Фумарольные бугры окружены трещиноватыми породами существенно гипсового состава с неравномерно-пятнистой тонкозернистой пиритизацией. В них же наблюдаются секущие прожилки гипса с зернисто-гнездовидной вкрапленностью пирита. В гипсовую матрицу могут быть включены очень мелкие прозрачные кристаллы кубовидной или тонкоигольчатой формы — минерала из группы алунита. Гипс нередко импрегнирован включениями кристаллической серы α -модификации.

В толщах М — 3 и М — 4, гораздо менее дислоцированных, развиты в основном существенно фумарольные изменения, а гидротермальные проявлены локально. Относительное количество новообразований того или иного типа зависит от степени обводненности толщ и расположения их относительно выхода фумарольных газов.

В недостаточно обводненных толщах, удаленных от современных центров выхода фумарольных газов, как показали выполненные исследования, не происходит полного метасоматического замещения исходных пород, поэтому в этих зонах обломки с поверхности покрыты сублимационными корками порошковатых или натечных агрегатов, а ядерные части обломков представлены породой, слабо затронутой изменениями. Сублимационные корки имеют следующий состав: опал-тридимитовый, существенно тридимитовый, опал-каолинит-тридимитовый, существенно гипсовый и алунит-гипсовый. Новообразования в непосредственной близости от центров выхода фумарольных газов представлены кристаллическими серными куполами и жилками. В трещиноватых и обводненных зонах вблизи центров выхода фумарольных газов или в участках слабой, рассредоточенной фумарольной активности проявлена достаточно интенсивная метасоматическая проработка. вы-

раженная в образовании алунит-гипсовых, существенно гипсовых пород с незначительным количеством каолинита. Гипсовая матрица нередко импрегнирована мелкозернистыми выделениями кристаллической серы.

Изучение микроэлементного состава измененных пород преимущественно фумарольного типа показало, что в существенно гипсовых агрегатах с переменным количеством прозрачного кубовидного или игольчатого алунита (минерала группы алунита), а также в существенно алунитовых, алунит-каолинитовых или каолинитовых гидротермальных зонах с наложенным интенсивным огипсованием наблюдаются, в целом, повышенные по сравнению с исходными породами концентрации бария и стронция. Содержания бария колеблются от 300 до 1000 г/т, составляя в среднем 500—600 г/т. Содержания стронция колеблются от 100 до 2000 г/т. В этих же породах наблюдаются несколько повышенные содержания иттрия; составляя в среднем 10—12 г/т, его значения могут подниматься до 80 г/т, иногда достигая 300 г/т. Содержания фосфора колеблются от 0 до 500 г/т, редко поднимаясь до 1500 г/т. Гипс фумарольных образований нередко имеет высокие «ангидритовые» цвета интерференции, что, возможно, связано с изоморфными примесями в нем бария и стронция.

Сопоставление морфологии и состава алунитов из гидротермальных и фумарольных образований позволило выявить ряд особенностей. Алунит первых находится в тесной ассоциации с каолинитом, имеет существенно калиевый состав и представлен мутными, зональными выделениями таблитчатой, кубовидной и толстоигольчатой формы с отрицательным удлинением. В фумарольных образованиях алунит ассоциирует с гипсом и серой, имеет существенно натровый состав и представлен очень мелкими прозрачными кубовидными, реже тонкоигольчатыми выделениями с положительным удлинением. Не исключено, что в ассоциации и с тем и с другим алунитом присутствует микропримесь фазы горсейкита.

Имея определенный опыт изучения золоторудных объектов Камчатки [1, 9], и учитывая, что в настоящее время накоплен обширный материал, позволяющий рассмат-

ривать современные гидротермальные системы как аналоги палеогидротермальных рудоносных систем [3, 6, 11], мы попытались сравнить геологическое строение в.Мутновский и рудоносных вулканоструктур Камчатки.

Оказалось, что в.Мутновский имеет ряд особенностей, характерных для рудоносных палеовулканов Камчатки, причем эти особенности рассматриваются как признаки потенциальной рудоносности и как элементы структурного контроля оруденения [5]. Постройка вулкана вовлечена в систему региональной тектоники и на протяжении всего своего развития формируется на тектонически активном основании. Разрывные нарушения, образующиеся в теле вулканического массива, подчинены общему региональному тектоническому плану, характерному для всего Южно-Камчатского региона. Размеры вулканического массива сопоставимы с размерами рудоносных вулканоструктур (рудных узлов). В центральной части массива в.Мутновский, на месте бывших конусов, формируется эрозионно-тектоническая кальдера — структура весьма характерная для малоэродированных рудоносных палеовулканов. Продукты газовой-гидротермальной деятельности вулкана локализованы, в основном, в пределах одного секторного блока, и контролируются линейными зонами тектонического дробления и узлами их пересечения.

На большинстве рудных объектов Камчатки рудовмещающими являются адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты. Однако на ряде зарубежных объектов и на детально изученном авторами Озерновском рудном поле (Северная Камчатка) рудовмещающий комплекс представлен алунитовыми вторичными кварцитами.

Обобщение материала по измененным породам массива в.Мутновский (геологоструктурный контроль, вещественный состав, фациальная зональность, формационная принадлежность) позволяют, учитывая эволюцию любого процесса во времени, сопоставить их с рудовмещающими метасоматитами Озерновского месторождения [1]. Можно предположить, что в настоящий момент в пределах вершинной кальдеры в.Мутновский формируются метасоматиты ранней стадии гидротермального рудообра-

зующего процесса, соответствующие образованиям дорудных зон алунитовых вторичных кварцитов.

На Озерновском рудном поле дорудные метасоматиты комплекса вторичных кварцитов унаследованно развиваются вдоль зон тектонического дробления и образуют линейно-вытянутые тела протяженностью до 3 км при мощности порядка 10—50 м, в раздувах до 100 м; в рельефе они трассируются скальными выходами гребневидной морфологии. В пределах каждого тела, как правило, проявлена латеральная и вертикальная зональность, что в общем случае выражается в развитии монокварцевой и алуни-кварцевой фаций в осевых частях зон, а существенно глинистых (кварц-каолинит-диккитовой и кварц-сметит-хлоритовой) — по периферии. Среди редких новообразованных минералов встречаются водные сульфат-фосфаты: горсейксит, сванбергит, флоренсит. Установлено также присутствие двух разновидностей алуни-та: существенно натровой и существенно калиевой (при исходных породах преимущественно среднеосновного состава); в характере их распространения наблюдаются некоторые закономерности. Существенно натровые алуни-ты развиты преимущественно в тех зонах, где предрудное окварцевание проявлено слабо, а продуктивные комплексы практически не встречаются; в тех же зонах чаще всего наблюдаются водные сульфат-фосфаты, перечисленные выше. В то же время, существенно калиевые алуни-ты распространены в зонах с наложенными предрудным и рудным минеральными комплексами. Эти закономерности объясняются как результат воздействия на образования комплекса алунитовых вторичных кварцитов рудообразующего калийсодержащего флюида.

При изучении микрокомпонентного состава измененных пород Озерновского месторождения обнаружено, что содержания в рудовмещающих вторичных кварцитах таких элементов как барий, стронций и бор в 2—10 раз меньше, чем в метасоматитах в. Мутновский, а содержания меди, свинца, цинка, фосфо-

ра, серебра и золота на один-два порядка выше. Такое поведение элементов-микропримесей, возможно, также является результатом воздействия рудообразующего флюида на исходную матрицу измененных пород дорудного комплекса.

Все вышеизложенное позволяет предположить, что метасоматические тела алуни-товых вторичных кварцитов, обнажающиеся в вершинной кальдере в. Мутновский и скрытые в недрах его массива, в дальнейшем, при определенных обстоятельствах, могут послужить минералогическим и геохимическим фоном для золоторудных минеральных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вакин М.Е., Наумова О.А. Геолого-структурная позиция и условия локализации богатых руд на Озерновском золото-серебряном месторождении (Камчатка) // Руды и металлы. 1994 № 2. С. 97—104.
2. Возраст и динамика формирования действующих вулканов Курило-Камчатской области / И.В. Меликесцев, О.А. Брайтца, В.В. Пономарева, Л.Д. Сулержитский // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 17—31.
3. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. — М.: Недра, 1974.
4. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм (на примере Мутновского геотермального месторождения). — М.: Наука, 1986.
5. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. — М.: ЦНИГРИ, 1989.
6. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки / В.П. Шаронов, И.В. Симбирев, Г.А. Третьяков, Л.В. Милова, А.И. Васильева. — Новосибирск: Наука, 1979.
7. Маренина Т.Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // Тр. лаборатории вулканологии. 1956. Вып. 12. С. 3—52.
8. Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Два типа изменения пород фумарольными газами // Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. — М., 1969. С. 29—39.
9. Наумова О.А., Алышева Э.И. Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 35—44.
10. Селягин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. — Петропавловск-Камчатский, 1993. № 1. С. 17—35.
11. Henley R.W. The geothermal framework of epithermal deposit. Chapter 1 // Economic Geology. 1985. Vol. 80. № 2. P. 1—24.

Vakin M. Ye., Naumova O. A.

COMPOSITION AND GEOLOGICAL-STRUCTURAL POSITION OF ALTERED ROCKS OF THE MUTNOVSKY VOLCANO (KAMCHATKA)

It is supposed that metasomatic bodies of secondary alunitic quartzites stripped in the caldera of the Mutnovsky volcano and hidden in the interior of its mass may be a mineralogical and geochemical background against which gold mineralization may occur.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

**СИСТЕМА
ПРОГНОЗ-ПОИСКИ-ОЦЕНКА-РАЗВЕДКА**

При реализации федеральных минерально-сырьевых программ в России используется система прогноз-поиски-оценка (СППО). Она основана на принципе последовательного приближения («матрешка в матрешке») — и на принципе соответствия между детальностью работ и рангами объектов, которые должны быть обнаружены. СППО отвечает циклу последовательного обнаружения объектов в ряду: металлогеническая зона (МЗ) — рудный район (РР) — рудное поле (РП) — месторождение (М) — рудное тело (РТ). Каждому из этих объектов соответствуют собственные категории прогнозных ресурсов (ПР) и запасов: МЗ — металлогенический потенциал; РР — прогнозные ресурсы категории Р₃; РП — ресурсы категории Р₂; М — ресурсы Р₁ и запасы категории С₂; РТ — запасы категорий С₂, С₁, В.

В иерархическом ряду объектов каждая последующая категория примерно на порядок меньше предшествующей по площади и входит в нее. Особенность этого ряда — прерывистость, в т.ч. возможность отсутствия таксонов низких порядков внутри таксонов высоких порядков.

В СППО заложен принцип страховки — защиты от вероятностного характера геологоразведочного процесса. Для каждого отрезка СППО, а также для их совокупности, созданы и реализуются прогнозно-поисковые комплексы, включающие модели объектов и те виды и методы работ, которые могут выявить конкретные признаки и сами объекты. Успех работ зависит от знания того, какой геологической ситуации, какой части окорудного пространства отвечает изучаемый объект. Компьютеризированные версии СППО, предлагаемые ЦНИГРИ к реализации, позволяют оптимизировать все стадии геологоразведочного процесса.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095) 315-27-01

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411:551.243

© Ю. И. Новожилов, А. М. Гаврилов, 1995

ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

Ю. И. НОВОЖИЛОВ, А. М. ГАВРИЛОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Выделено восемь золоторудных формаций, сгруппированных в три семейства на основе глубинности, тектоно-физического режима формирования и положения в геотектоническом цикле. На примере Енисейской, Верхояно-Колымской и Южно-Тяньшаньской складчатых областей разработана эволюционная модель формирования золоторудных формаций.

Формационная систематика золоторудных месторождений. В связи с широким распространением и исключительно важным промышленным значением золоторудные месторождения в «черных» сланцах привлекают к себе все более пристальное внимание поисковиков, разведчиков и технологов. На территории России в провинциях миогеосинклиналичного типа известно несколько крупных, в том числе, эксплуатируемых в настоящее время объектов, а также целый ряд рудопоявлений, требующих проведения дополнительных оценочных работ. Открытие новых и промышленная оценка уже известных проявлений разнотипного золотого оруденения в этих провинциях неизбежно связаны с необходимостью дальнейшего совершенствования научных основ прогнозирования, включающих в себя выявление закономерностей формирования тех или иных типов оруденения в истории развития складчатых поясов, особенностей региональной и локальной их позиции, а также исследования вещественного состава руд, обуславливающих их технологические свойства и возможности промышленной переработки. Рассмотрению и обсуждению этих вопросов и посвящается данная работа.

Использование сравнительного анализа при разработке и совершенствовании путей и методов выявления новых золоторудных месторождений, переоценке старых рудных районов неизбежно связано с необходимостью дальнейшей разработки и рационали-

зации их систематики. В последние десятилетия, после известных работ В.А.Кузнецова и Р.М.Константинова, наибольшее признание получили классификации на формационной основе, отражающие объективные соотношения вещественного состава оруденения с геологическими обстановками (условиями) его проявления. Применительно к складчатым областям мио(мезо)-геосинклиналичного типа формационные классификации золоторудных месторождений разрабатывались В.А.Нарсеевым, А.А.Сидоровым, Н.К.Курбановым, Н.А.Фогельман, М.М.Константиновым, Б.Я.Вихтером, В.М.Яновским и другими исследователями. Не ставя своей задачей критическое рассмотрение этих работ, отметим, что основные различия в схемах разных авторов кроются прежде всего в неодинаковой оценке объема понятия «рудная формация», и, соответственно, в выборе геологических и вещественных факторов, определяющих отношение объектов к тем или иным формациям. Наиболее принято все месторождения в областях рассматриваемого типа относить к одной, так называемой золото-углеродистой формации, внутри которой по морфологическим особенностям, составу оруденения и технологическому типу руд выделяются свои геолого-промышленные типы, субформации. В последней систематике геологов ЦНИГРИ в семейство золото-углеродистых месторождений (в «черносланцевых» толщах) включены три золоторудные форма-

ции: золото-мышьяковистая сульфидная прожилково-вкрапленная, золото-кварцевая малосульфидная жильная (жильно-прожилковая) и золото-(антимонит)-кварцевая, тоже жильная (жильно-прожилковая), не имеющая, по нашему мнению, достаточно выраженных формационных признаков [20].

В предлагаемой авторами типизации золоторудных месторождений (таблица) при выборе формационных критериев использован известный принцип сопряженности в изменчивости золоторудной минерализации при изменении геологической обстановки и наоборот. Анализ месторождений на примерах основных золотоносных провинций в миеогеосинклиналях показывает, что наиболее информативными критериями с этих позиций среди группы вещественных факторов, помимо общепринятого сходства состава и последовательности образования основных рудообразующих минеральных ассоциаций, являются также особенности нахождения золота в рудах, в том числе количественные соотношения связанного с сульфидами тонкодисперсного золота с более крупным поздним золотом, свободным или в сростках. В качестве важнейших факторов геологических условий рудоотложения наряду с геологическими формациями рассматривается также и тектонофизический режим рудообразования. Большинство золоторудных месторождений в складчатых областях миео- и мезогеосинклинального типа локализованы в осадочных слоистых толщах (переслаивание алевролитов, сланцев и песчаников, нередко с примесью карбонатных пород) разной формационной принадлежности с деформациями преимущественно пластического типа, оказывающими решающее влияние на особенности размещения оруденения и морфологию золотоносных образований. Меньшая часть месторождений приурочена к небольшим по размерам интрузивным телам, относящимся к гранит-гранодиорит-диоритовой формации. В последнем случае золотое оруденение локализуется или непосредственно в интрузивных породах или же в прилегающей приконтактной зоне, накладываясь на роговики и скарны. По тесной пространственно-временной связи с интрузивными телами данные месторождения относятся к сомагматическим формациям.

Тектонофизический режим преобладающего сжатия или растяжения имеет важное

значение для формационной типизации и идентификации месторождений, оказывая большое влияние на особенности рудообразующего процесса, формы нахождения и минеральные парагенезисы золота, а также технологические свойства руд. Несмотря на это, данный фактор не находит пока должного отражения в существующих классификациях. В работах последних лет, посвященных геодинамическим исследованиям в золотоносных провинциях, режим формирования руд, как правило, отождествляется с режимом образования окружающих региональных структур, что далеко не всегда отражает реальную обстановку вследствие того, что формирование руд и рудовмещающих структур происходит часто неодновременно, а тектонофизический режим меняется в разных частях крупных структур. Более того, в процессе рудообразования наблюдается неоднократная смена режимов сжатия и растяжения на фоне меняющихся планов деформаций, что находит объективное отражение в изменении структуры и состава последовательно образующихся минеральных агрегатов [6, 10]. Поэтому при составлении предлагаемой систематики тектонофизическая характеристика рудообразования рассматривается непосредственно на рудных полях и месторождениях по ранним рудообразующим минеральным комплексам, имеющим наибольшее развитие и определяющим формационный облик оруденения. Признаками обстановки растяжения на участках рудоотложения являются: повышенная роль хрупких типов разрушений с высокой концентрацией трещин отрыва, распространение относительно более кислотных минеральных парагенезисов метасоматитов с образованием березитов, кварцевых метасоматитов, аргиллизитов [12]; характерно объемное расширение разноориентированных трещин с одновременным выполнением их жильными минералами, обычно кварцем и карбонатами; преобладающее развитие относительно крупного золота, не связанного с сульфидами. В обстановке сжатия происходит, как правило, нивелирование анизотропии деформационных свойств различных пород вмещающей среды; преобладает метасоматический прожилково-вкрапленный тип рудной минерализации, часто совпадающий пространственно с

Золоторудные формации складчатых областей мезо(мезо)геосинклинального типа

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудоуправляющие структуры	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы окколудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности руд; типы руд	Характеристика золота	Примеры месторождений
Раннеорогенные золоторудно-кварцевые формации больших глубин (2,5—6 км и более)	Преобладающего растяжения	Золото-кварцевая	Зоны глубинных разломов во внешних частях мезогеосинклиналей часто в ареалах развития даек и субпластовых тел базальтоидов; пегматитовая синеригенная сводовых магматогенных поднятий; борта рифтогенных структур	Терригенные песчано-сланцевые углеродсодержащие толщи	Предположительно параллельно генетической с орогенным комплексом интрузий на трогового ряда	Березитовые контростные или локальные контрастные, иногда контрастные кварцевые полевые шпатовые	Секущие и субпластовые жилистые, жильные, жилые, сложные форм; малосильный кварцевый с ограниченным набором рудных минералов	Свободное от крупного до мелкого и пылевидного, проба 750—930, наложенное на ранние сульфиды, кварцевильное	Советское (Енисейский кряж), Венгренское, Наталкинское (Кольма), Каральево (Чукотка), Мурунтау (Кызылкумы), Кулджун, Лайлы (Калба), Токкур (Приамурье)

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудоконтролирующие структуры	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы окколорудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности рудения, типы руд	Характеристика золота	Примеры месторождений
Раннеорогенные золото-кварцевые формации больших глубин (2,5—6 км и более)	Преобладание роста	Золото-кварцевая редкометаллическая (соматическая)	Зоны глубинных разломов во внешних частях многоэпиклиналей часто в арелах развития даек и субпластовых тел базальтоидов; периферия синорогенных сводовых магматогенных поднятий; борта рифтогенных структур	Эндо- и экзо- контактовые зоны небольших массивов интрузивных пород в терригенно-терригенно-карбонатных толщах	Тесная странственная и временная связь с раннеорогенной диорит-гранодиоритовой формацией пестрых интрузий	Березитовые и пропилитовые контрастные, нередко в сочетании с кварцевыми полевошпатовыми	Жилы и жильно-прожилковые зоны, штоковерки; сульфидно-кварцевый с разнообразным составом рудных минералов, включая минералы редких металлов (W, Mo, Sn, Bi, Co)	Преимущественно свободное, мелкое и пылевидное с высокой дисперсией пробы при преобладании низкой и средней пробы, кварцевильное	Эргелях, Школьное (Кольма), Балджал (Калба), Джиллау (Таджикистан), Зармитан (Ю. Тянь-Шань)
Раннеорогенные золото-кварцевые формации больших глубин (2,5—6 км и более)	Преобладание сжатия	Золото-кварцевая сульфидная	Зоны вязких разломов в осевых частях терригенных прогибов	Терригенные, карбонатсодержащие углеродистые толщи	Неопределенная с графитовым магматизмом	Хлорит-серпентинит-карбонатные безрезидирующие неконкретные раст-ные	Плитообразные и линзовидные залежи, субогласные складчатости; кварцевый сульфидный с ограниченным набором рудных минералов	Преимущественно мелкое до пылевидного, локализованное в сульфидных, проба 830—950	Сухой Лог, Голец Высочайший, Веринское (Ленский район)

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудоуправляющие структуры	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы околорудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности оруденения; типы руд	Характеристика золот	Примеры месторождений
Позднеорогенные золотосульфидные формации средних глубин (1,5—3 км)	Преобладающего растяжения	Золото-политаллическо-кварцевая	Суперпозиционные структуры в зоне влияния глубинных разломов, нередко вблизи границы сопряжения с эвгеосинклиналями. Рифтогенные структуры. Блокво-куполовидные осложнения краевых частей крупных магматогенных поднятий	Терригенные и терригенно-карбонатные толщи. Локализаторы оруденения — тонкослоистые алевролиты, алевросланцы, известковистые алевролиты	Непостоянная парагенетическая с малыми интрузиями «пестрого» состава (нередко субвулканического уровня образования), в т.ч. дайками лампрофиров	Березитовидные плохо выраженные	Линейные и сложные штокверки; малосуперфидный кварцевый с преобладающим развитием сульфидов полиметаллов	Свободное, мелкое, кварцефильнос; проба 750—900	Некоторые месторождения Кулара (Северная Якутия)

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудоконтролирующие структуры	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы окорудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности рудения; типы руд	Характеристика золота	Примеры месторождений
Позднеорогенные золотосульфидные формации средних глубин (1,5—3 км)	Преобладающего сжатия	Золотосульфидная	Суперпозиционные структуры в зоне влияния глубинных разломов, нередко вблизи границы сопряжения с эвгеосинклиналями. Рифтогенные структуры. Блоково-куполовидные осложненные краевых частей крупных магматогенных поднятий	Терригенные и терригенно-карбонатные толщи. Локализаторы оруденения — тонкослоистые алевролиты, алевросланцы, известковистые алевролиты	Непостоянная парагенетическая с малыми интрузиями «пестрого» состава (нередко субвулканического уровня образования), в т.ч. дайками лампрофиров	Лиственит-березитовые низкотемпературной фации, обычно малоконтрастные, нередко в сочетании с кварцальбитовыми и арктизитовыми; в малотуглеродистых породах контрастные	Секущие минерализованные зоны, субоглазные, седловидные, нередко межформационные залежи; малосульфидный прожилкововкрапленный с мышьяковистым пиритом, арсениопиритом и антимонитом	1. Преимущественно тонкодисперсное, субмикропическое, сингенетическое сульфидное: арсениопирит, пириту. 2. Свободное, преимущественно мелкое, среднее и высокопробное (720—980), нередко рудистое	Майское (Центр. Чу-котка), Олимпиадинское, Ведугинское, Удербейское (Енисейский край), Бакырчикское (Калба), Нежданинское (Якутия), Кокпатаз, Даутыстау, Высоковольное (Центр. Кызылкумы), Джижикрут (Ц. Таджикистан), Лухуми (Кавказ)

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудоуправляющие структуры	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы окорудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности оруденения; типы руд	Характеристика золота	Примеры месторождений
Позднеорогенные золотосульфидные формации, средних глубин (1,5—3 км)	Преобладание сжатия	Золото-полисульфидная (соматическая)	Рифтогенные субперозиционные структуры в краевых частях магматогенных поднятий	Эндо- и экзоконтактные зоны малых интрузий в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах	Тесная пространственно-временная с малыми интрузиями диоритогранодиоритовой формации	Березитовые и пропилитовые контросты, обычно наложенные на более ранние скарны, часто в сочетании с подчиненными аргиллизированными	Лентовидные и неправильные по форме залежи; умеренно и существенно сульфидный с разнообразным составом рудных минералов, включая минералы висмута	1. Преобладает свободное тонкое, проба 870—700 и 470—580. 2. Тонкодисперсное, сингенетическое арсенопириту, халькопириту	Тарор, Масриф, Гиждава, Пштифар (Ц. Таджикистан)

Семейства формаций, их положение в тектоническом цикле и глубинность	Режим формирования формаций	Формации	Региональные рудо- контролирующие структуры	Рудомещающие комплексы	Связь с магматическими комплексами и формациями	Типы окорудных изменений, контрастность их проявления	Морфоструктурные особенности руденения; типы руд	Характеристика золота	Примеры месторождений
Посторогенные золотосеребряные формации малых глубин (1,5—0,5 км)	Преобладающего растяжения	Золото-серебряная	Окраинно-континентальные глубинные разломы, сопровождающиеся наземным вулканизмом	Терригенные флишеидные комплексы, экзопокровы, экзотрузии и субвулканические тела андезитопаритового состава	Вулкано-плутонические ассоциации андезитопаритовых, диорит-монционитовых, андезитовых формаций. Характерны пострудные дайки базальтоидов	Кварц-серпентинитовые, пропилитовые, аргиллизитовые мажоритарные	Жилы, жильно-прожилковые зоны, штокерки; малосульфидный кварцевый с развитием минералов серебра	Свободное, мелкое до крупного, с высокой дисперсией пробы (300—920) и преобладанием низкой пробы	Промежуточное, Со-пкая рудная (Центр. Чу-котка)
	Преобладающего сжатия	Существенно серебряных вкрапленных руд	Рифтогенные субперпозиционные структуры в краевых частях магматогенных поднятий	Терригенные и терригеннокарбонатные комплексы	Относительная удаленность от магматических очагов. Нередка странственная связь с поздним комплексом лав лампрофиров	Аргиллизитовые, джаспероидные	Субсогласные и секущие минерализованные залежи; мало-сульфидный вкрапленный с преимущественным развитием сербросодержащих и серебряных минералов	Сведения по золоту весьма ограниченные	Кштулак, Мирхант (Центр. Таджикистан)

предрудными метасоматитами; «объемный» характер рудных тел с повышенными мощностями; более щелочной характер метасоматитов (щелочные березиты, альбититы и калишпатиты, полевошпат-карбонатные метасоматиты); обычно ограниченное распространение кварцево-жильных тел, чаще всего слабо золотоносных по сравнению с сульфидизированными породами; преобладание тонкодисперсного, связанного с сульфидами золота, возможно частично образующего твердый раствор. На основании изложенных принципов среди золотоносных провинций в складчатых областях миогеосинклинального типа нами выделено восемь золоторудных формаций, объединенных по признакам приуроченности их к определенным рубежам развития складчатых областей и относительным глубинам формирования в три семейства (см. табл.). Фактор глубинности формирования оруденения, используемый многими исследователями в качестве важного классификационного критерия для выделения формаций, мы примыкаем на уровне расчленения семейств [16]. В ряде месторождений, особенно крупных, отмечается совмещение признаков, свойственных разным формациям, которое происходит, по-видимому, за счет изменчивости режимов сжатия-растяжения в процессе рудогенеза. В нашей классификационной схеме подобные объекты, нередко рассматриваемые, как полиформационные, относятся к той или иной формации по характеру проявления наиболее ранней минерализации и связанному с ней золоту. Характеристики вещественно-структурных парагенезисов выделенных таксонов приводятся в таблице.

Пространственно-временные закономерности локализации золоторудных месторождений. Анализ пространственного положения различных формационных типов золоторудных месторождений в структурах складчатых областей позволяет выявить наличие определенных элементов зональности и направленной последовательности в их размещении. Эти закономерности с наибольшей отчетливостью проявлены в провинциях, приуроченных к складчатым областям перикратонного типа, обрамляющим крупные платформы. Примерами таких областей могут служить докембрийские структуры Енисейского кряжа и мезозойды Верхояно-Чукотской складчатой области.

Енисейская докембрийская складчатая область сформирована на западной периферии Сибирской платформы на континентальной раздробленной коре, достигающей, по данным сейсмических и гравиметрических исследований, максимальной мощности 51 км в своей центральной части и постепенно уменьшающейся как в продольном, так и в поперечном направлении до 43—48 км. В раннем протерозое область испытала сложное развитие, завершившееся платформенным режимом. Последовавший за этим байкальский цикл тектогенеза отразился в накоплении верхнепротерозойских терригенно-карбонатных отложений. В орогенный этап развития (поздний рифей-венд, 850—575 млн лет) в сводовых структурах, осложняющих осевую зону Енисейского кряжа, на фоне общего воздымания территории образовались крупные батолитические массивы гранитоидных интрузий татарско-аяхтинского комплекса (850 млн лет) [2]. В соответствии с представлениями Д.И. Мусатова, современная структура складчатой области сформировалась в конце протерозоя в результате субдукции Западно-Сибирской океанической плиты под континент Сибирской платформы [10]. В тектоническом отношении она представляет собой мегантиклинорий с преобладающим северо-западным простираем складчатых структур и наиболее крупных разломов. В поперечном направлении в составе складчатой области выделяется ряд разделенных продольными глубинными разломами структурно-формационных зон (СФЗ), причем зоны, расположенные на западе соответствуют эвгеосинклиналям, а на востоке — миогеосинклиналям. Разделяющий их крупный глубинный Татарский разлом отчетливо фиксируется в региональных геофизических полях.

Большинство золоторудных месторождений, в том числе все крупные, размещаются в карбонатно-терригенных отложениях верхнего протерозоя (сухопитская серия) в пределах Центральной структурно-формационной зоны (рис. 1). Оруденение тесно пространственно ассоциирует с орогенными гранитоидами татарско-аяхтинского комплекса и там, где они отсутствуют, сколь-нибудь значимых проявлений оруденения не установлено. При этом, согласно данным

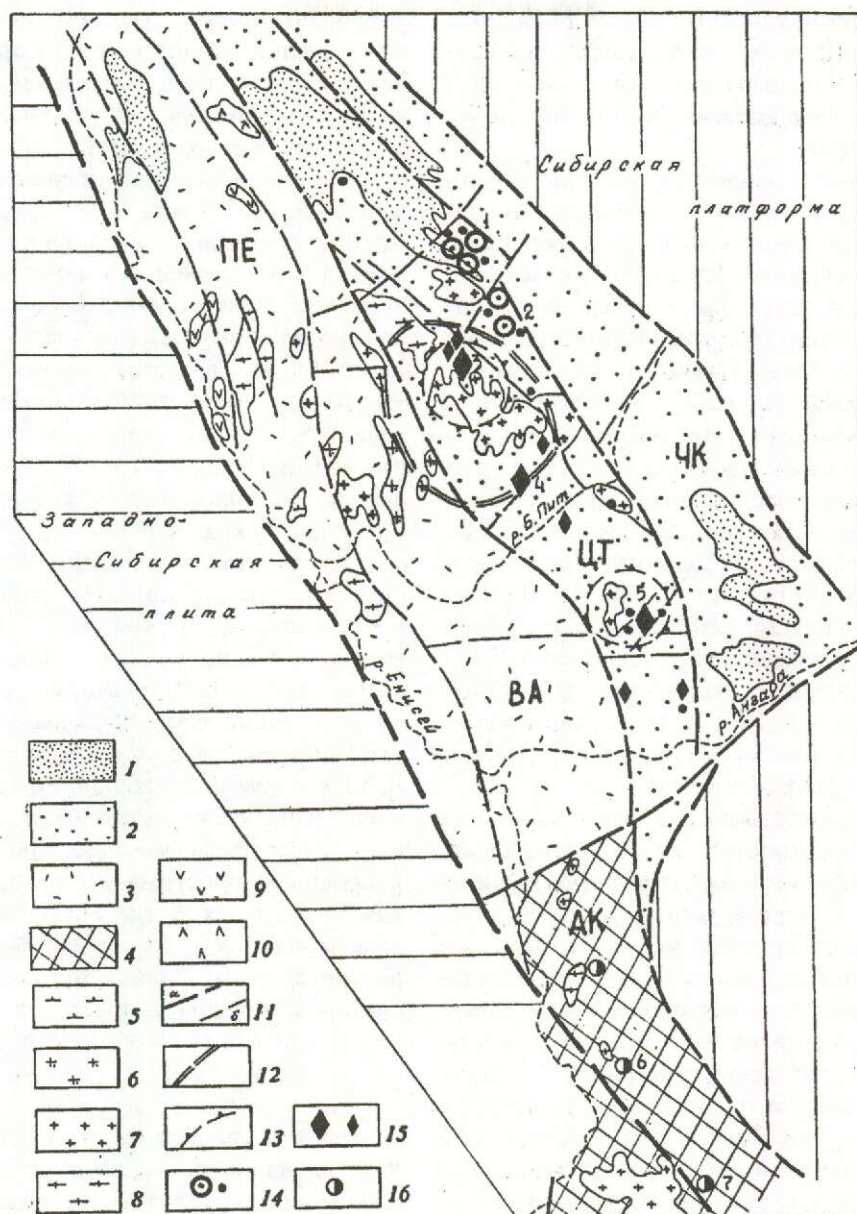


Рис. 1. Позиция золоторудных месторождений разных формаций в структурах Енисейского кряжа (с использованием материалов Г.Н.Бровкова, Т.Я.Корнева, Л.В.Ли, А.А.Стороженко и др., 1984):

1 — орогенные формации рифея-венда, 2 — терригенные и терригенно-карбонатные формации миогеосинклинальной зоны, 3 — вулканогенно-карбонатно-терригенные формации эвгеосинклинальной зоны, 4 — архейские комплексы; интрузивные формации: 5 — ийолит-сисенитовая формация венд-кембрия, 6 — лейкогранитовая формация позднего рифея, 7 — гранитовая формация позднего рифея, 8 — мигматит-гранитовая формация позднего рифея, 9 — дунит-пироксенитовая формация позднего рифея, 10 — дунит-гарцбургитовая формация позднего рифея; 11 — разломы: а — глубинные, б — региональные; 12 — границы магматогенных сводов; 13 — контуры магматогенных сводово-купольных структур с глубинными очагами гранитизации; 14 — оруденение золото-кварцевой формации: а — месторождения, 1 — Советское, 2 — Эльдорато, б — рудопоявления; 15 — оруденение золото-сульфидной формации: а — месторождения, 3 — Олимпиадинское, 4 — Ведугинское, 5 — Удережское; б — рудопоявления; 16 — месторождения золото-серебряной формации: 6 — Кузеевское, 7 — Богунавское. Структурно-формационные зоны: ЧК — Чернореченско-Каменская, ЦТ — Центральная, ВА — Вороговско-Ангарская, ПЕ — Приенисейская, АК — Ангаро-Канская глыба

Л.В.Ли, золоторудные месторождения тяготеют к 5—10 км экзоконтактовой зоне интрузий, хотя непосредственные связи их с конкретными магматическими телами не устанавливаются.

В регионе выделяются все три группы формаций, известные в миеосинклиналях. Месторождения золото-кварцевой формации, такие как Советское, Эльдorado, Александрo-Агеевское расположены в северо-восточной части складчатой области, где они приурочены к глубинному Ишимбинскому разлому, разделяющему Чернореченско-Каменскую и Центральную СФЗ. На жильных полях с золото-кварцевым оруденением отмечается присутствие раннеорогенных силлю- и дайкообразных тел амфиболитов и диабазов. Радиологический возраст золото-кварцевых руд оценивается по галениту 860—900 млн лет [2]. Более широкий разброс возрастов имеют слюды. На месторождении Эльдorado А.М.Сазоновым установлен возраст руд по галениту — 780 ± 30 млн лет, а также по слюдам, отобранным в непосредственном контакте с жилами — 795 ± 70 млн лет.

Месторождения золото-сульфидной формации тяготеют к осевой части Центральной СФЗ и занимают позиции на склонах или в центре куполовидных структур, осложняющих крупные магматогенные сводовые поднятия. Участки концентраций золото-сульфидных месторождений относительно золото-кварцевых смещаются к югу, в направлении древних структур Ангaро-Канской глыбы и границы миео- и эвгеосинклинальных зон. Золото-сульфидные месторождения на всей территории Енисейского кряжа единообразно контролируются складчато-разрывными структурами северо-восточного или субширотного простирания, занимающими поперечное или диагональное положение к общему направлению складчатости, указывая тем самым на резкую смену плана деформации к моменту их формирования. На локализацию руд значительное влияние оказывают блоковые структуры [14]. Изотопное датирование золото-сульфидного оруденения проведено на материалах Олимпиадинского месторождения изохронным рубидий-стронциевым методом (аналитик Ю.А.Костицын). Возраст слюди-сто-кварц-карбонатных метасоматитов, непосредственно предварающих отложение зо-

лотоносных сульфидов, определен в 794 млн лет (нижний предел возраста оруденения). Верхний возрастной предел не установлен, но судя по абсолютному возрасту кварц-слюдистых метасоматитов, сопутствующих более поздней кварц-антимонитовой минерализации (609 млн лет), формирование золото-сульфидного оруденения этого месторождения завершилось, по-видимому, при переходе режима складчатой области к платформенному. Надежность возрастной датировки кварц-антимонитовой минерализации подтверждается близкими значениями возраста слюд, установленных калий-аргоновым методом на Удерейском месторождении, расположенном в южной части Енисейского кряжа [4].

Среди активизированных архейских структур Ангaро-Канской глыбы в южной части Енисейского кряжа в зоне влияния глубинного Приенисейского разлома, отождествляемого Д.И.Мусатовым с сейсмофокальной зоной типа Беньюфа-Заварицкого, отмечено жильное оруденение, относимое Л.В.Ли к золото-серебряной формации [9]. Оруденение это недостаточно изучено и данные по его возрасту весьма противоречивы. Широкое распространение на жильных полях диабазовых даек, в других регионах относящихся к формациям посторогенной активизации, позволяет предполагать относительно молодой возраст золото-серебряных руд по сравнению с золото-сульфидным оруденением.

Таким образом, в пределах Енисейской складчатой области отчетливо проявляется латеральная зональность в размещении месторождений золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-серебряной формаций в пределах единого байкальского цикла металлогении. Вектор этой зональности направлен от границы платформы в сторону раздела эв- и миеосинклинальных структур, а также жесткого массива Ангaро-Канской глыбы. При этом размещение ранней золото-кварцевой формации контролируется продольными глубинными разломами, разграничивающими СФЗ; золото-сульфидное оруденение приурочено к поперечным и диагональным структурам, располагаясь на удалении от границ СФЗ, а золото-серебряное — локализуется в краевых приразломных частях жестких срединных массивов.

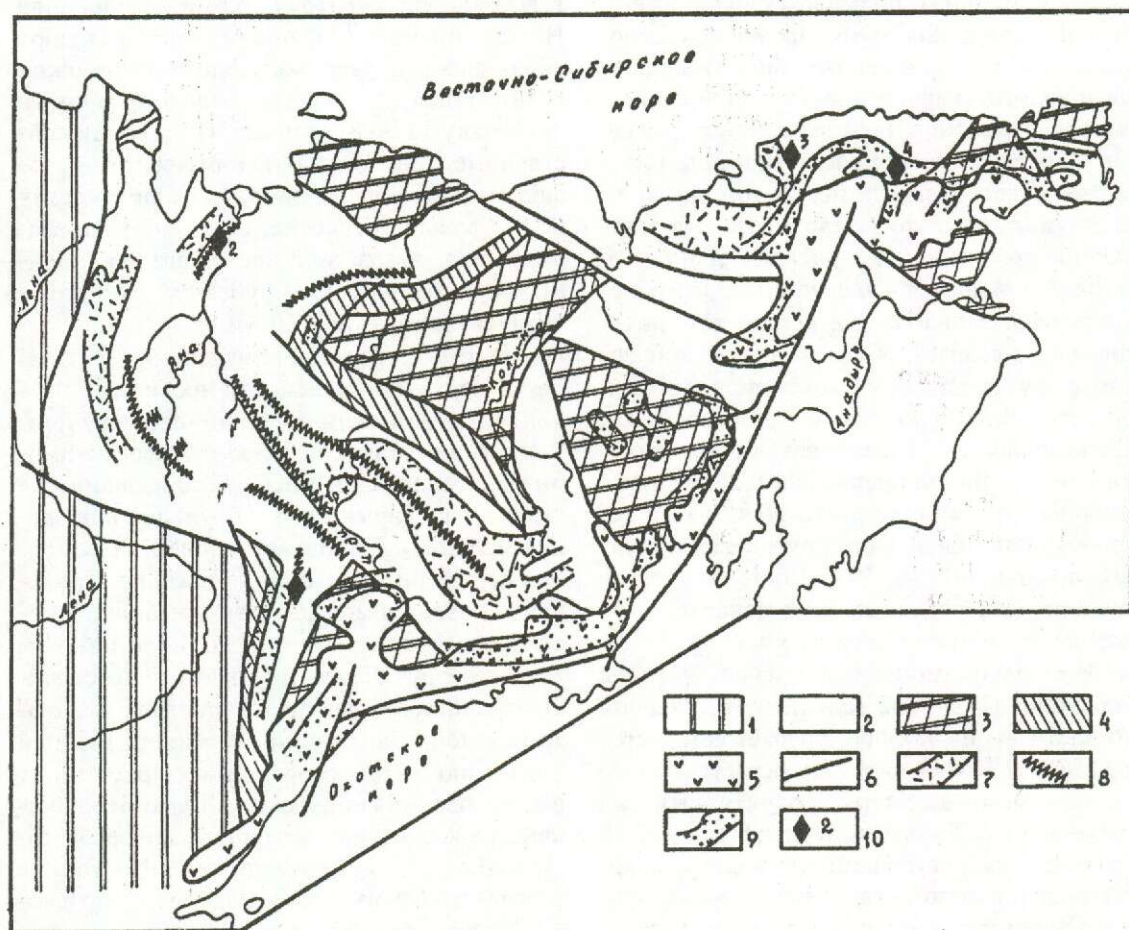


Рис. 2. Зональность размещения золоторудных формаций в структурах Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области (с использованием материалов «Геологическое строение», 1984; Ю.П.Ивенсена и др., 1975):

1 — структуры Сибирской платформы, 2 — структуры мезозойских Верхояно-Чукотской складчатой области, 3 — срединные массивы, 4 — окраинные (перикратонные) горстовые поднятия, 5 — вулканогенные пояса, 6 — наиболее крупные разломы, 7 — зоны концентрации оруденения золото-кварцевой формации, 8 — зоны концентрации оруденения золото-сульфидной формации, 9 — зоны концентрации оруденения золото-серебряной формации, 10 — месторождения золото-сульфидной формации: 1 — Нежданинское, 2 — Ключюс, 3 — Майское, 4 — Экут

Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область занимает перикратонную позицию на восточной периферии Сибирской платформы (рис. 2). Заложена она на гетерогенном основании, развивавшемся от архея до мезозоя в устойчивых миогеосинклинальных условиях, способствовавших постоянному наращиванию земной коры, мощность которой варьирует в пределах 30—45 км, убывая по мере удаления от платформы. Геосинклинальные отложения мезозойского, широко известные после работ Н.П.Хераскова под названием «верхоянско-

го комплекса», представлены существенно терригенными толщами нижнекарбонovo-верхнеюрского возраста. Особенности геологического строения территории, рассмотренные в большом числе работ, сравнительно недавно получили обобщение в специальной публикации [3]. С конца поздней юры и до позднего мела геосинклинальные образования неоднократно испытывали складчатость и орогенез, сопровождавшиеся проявлениями магматизма и золотым оруденением.

В собственно перикратонной, Верхоянской, части складчатой области широким

распространением пользуются жильные и жильно-прожилковые месторождения, относящиеся к раннеорогенным золото-кварцевой и золото-кварц-редкометальной формациям. Оруденение прослеживается в виде зон, простирающихся вдоль границы платформ, располагаясь от нее на том или ином расстоянии, как это имело место и в Енисейской провинции. Кварцево-жильные поля приурочиваются к ареалам распространения жильных диабазов ленского комплекса триасового возраста. Однако проявление золотого оруденения отмечается лишь в полях, соседствующих с выходами раннеорогенных гранитоидов [5]. Исследователи практически единодушно придерживаются мнения о наиболее древнем возрасте золото-кварцевого оруденения в ряду других золоторудных проявлений [6, 21]. Систематическое изучение золотоносных жил показало, что возраст их меняется в разных частях региона. Наиболее ранними оказываются жилы Верхоянья (176—162 млн лет); в северной его части — на Куларе, возраст снижается до 156—113 млн лет, но остается более древним, чем у основных продуктивных жил Колымы — 135—110 млн лет [11, 19, 21]. В ряде случаев устанавливается более молодой возраст золото-кварц-редкометального (сомагматического) оруденения по сравнению с золото-кварцевым, что подчеркивается ассоциацией последнего с интрузиями так называемых поперечных рядов [22]. Семейство позднеорогенных среднеглубинных месторождений представлено несколькими минеральными типами золото-сульфидной формации, в число которых входят известные золото-сурьмяные проявления и месторождения, сопровождающиеся вкрапленной золото-сульфидной (пирит-арсенопиритовой) минерализацией, часто не имеющей самостоятельного промышленного значения. Они образуют зоны, в целом конформные ареалам распространения золото-кварцевого оруденения, но более удаленные от границы платформы. В этих зонах локализуются такие известные месторождения золото-сульфидных руд, как Нежданинское и Кючюс.

Определение возрастных рубежей золото-сульфидных месторождений ограничено в связи со сложностью датировки вкрапленных руд и обычной пространственной разобщенности их с магматическими телами.

Г.А.Гринберг с сотрудниками, изучавшие Нежданинское месторождение, считают вкрапленное оруденение моложе Курумских гранитоидов, имеющих калий-аргоновую датировку 112—81 млн лет [11]. Наши собственные данные по Майскому золото-сульфидному месторождению, расположенному в Центральной Чукотке, позволяют определить нижневозрастной предел его вкрапленных сульфидных руд рубежом раннего и позднего мела (115—106 млн лет).

Золото-серебряное оруденение в этой части Верхояно-Колымской провинции проявлено ограниченно. Наиболее изучены Аядинские жилы с серебро-сульфо-антимонитовой минерализацией, локализованные в структурах Тарынского субвулкана в пределах Уяндино-Ясачинского пояса на западной периферии Колымского массива. Оруденение является молодым, завершающим металлогенический цикл, с абсолютным возрастом руд 73 млн лет, и тесно пространственно ассоциирующим с ртутной и золото-ртутной с антимонитом минерализацией [11]. Оно резко оторвано во времени от формирования вмещающих его дацитов вулкана, абсолютная датировка которых составляет 154—142 млн лет, но синхронно с золото-серебряным оруденением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что в Верхояно-Колымской миогеосинклинальной системе также устанавливается закономерное зональное размещение месторождений и рудопоявлений последовательно образующихся золоторудных формаций, близкое по своей сущности к той, что отмечалась в докембрийских структурах Енисейского кряжа. Верхояно-Колымская система является лишь перикратонной частью огромной территории Верхояно-Чукотской складчатой области, различные фрагменты которой формировались в неадекватных режимах, в разных обстановках, испытывали неодинаковое влияние краевых структур платформы, жестких массивов и собственных структур мезозойских, а также глобальных структур Тихоокеанского пояса. По-видимому, именно вследствие этого регулярная зональность размещения разных формационных типов месторождений не везде выдерживается и затухает; отмечаются случаи пространственного совме-

щения разновременных формаций, как, например, в Верхне-Индигирском районе, где в зоне сближения структур Охотского и Колымского массивов устанавливается наложение узких линейных поясов развития золото-сульфидных месторождений на более широкие ареалы распространения жильных тел золото-кварцевой формации.

Отсутствие заметно выраженной региональной латеральной зональности в размещении золоторудных формаций характерно для металлогении так называемых эпикратонных миогеосинклиналей, которым, по данным Н.К.Курбанова, свойственна вертикальная смена формационных комплексов и металлогенических зон [8]. Возможно здесь наиболее проявлена структурная унаследованность глубинных каналов миграции рудоносных растворов, сохраняющаяся на протяжении всего цикла рудогенеза. Примером эпикратонных миогеосинклиналей является складчатая область Южного Тянь-Шаня с известной Кызылкумской золотоносной провинцией, в пределах которой разные месторождения оказываются близко совмещенными в пространстве. В то же время в этой провинции, как и в Северо-Енисейской, проявляется закономерная приуроченность крупных золото-кварцевых месторождений к глубинным разломам, разделяющим СФЗ общетяньшаньского направления, а золото-сульфидных — к суперпозиционным поперечным и диагональным разломам внутри СФЗ. Суперпозиционная обстановка характерна также для структур, контролирующих размещение соматогенетических скарновых и золото-сульфидных месторождений в Зеравшано-Гиссарском районе Южного Тянь-Шаня.

К разработке модели эволюционного развития золотого оруденения в складчатых областях миогеосинклинального типа. Рассмотренные в предшествующих разделах материалы, результаты геолого-структурных и минералого-геохимических исследований, проведенных авторами на многих золоторудных месторождениях в провинциях миогеосинклинального типа, а также многочисленные имеющиеся по этой проблеме публикации позволяют в общем виде сформулировать модель формирования золоторудных формаций в складчатых областях мио(мезо)геосинклинального типа.

Геологические наблюдения над соотношениями оруденения разных формаций и

сопоставления изотопных определений абсолютного возраста рудоносных образований показывают, что золоторудные формации образуются в определенной последовательности, формируя единый эволюционный ряд, повторяющийся в провинциях разного возраста [14]. Появление промышленного золотого оруденения указанных формаций связывается с завершающими орогенными стадиями развития складчатых областей и переход их в эпигеосинклинальное платформенное состояние.

Начало формирования наиболее ранней группы золото-кварцевых формаций происходит в обстановке преобладающего растяжения при завершении коллизионной стадии и раннего орогена. Месторождения часто располагаются в линейных зонах вдоль глубинных разломов в тыловых частях миогеосинклиналей или в палеопрогнбах, простирающихся вдоль горстовых поднятий, в тесной пространственной и временной связи с раннеорогенным гранитоидным магматизмом.

Более поздние месторождения группы золото-сульфидных формаций образуются преимущественно в обстановке сжатия в поздней или посторогенную стадии развития складчатых областей, обычно в ассоциации с комплексом малых интрузий и даек «пестрого» состава. Оруденение пространственно тяготеет к длительно формирующимся магматогенным сводовым поднятиям и смещается в пространстве по отношению к золото-кварцевому в направлении глубинных разграничений с эвгеосинклиналями и срединными массивами. Типично узловое размещение оруденения, контролируемого диагонально-поперечными разрывными и складчатыми структурами, образованными после смены начального плана деформаций.

Завершающие металлогенетический цикл месторождения группы золото-серебряных формаций часто пространственно тяготеют к крупным глубинным разломам, обрамляющим континенты или срединные массивы. Часть месторождений локализована в терригенных толщах, иногда без проявления синхронного им магматизма.

Таким образом, в орогенно-складчатых областях миогеосинклинального типа проявляется генетически единый дискретный ряд последовательно образующихся золоторудных формаций, латеральная зональность в

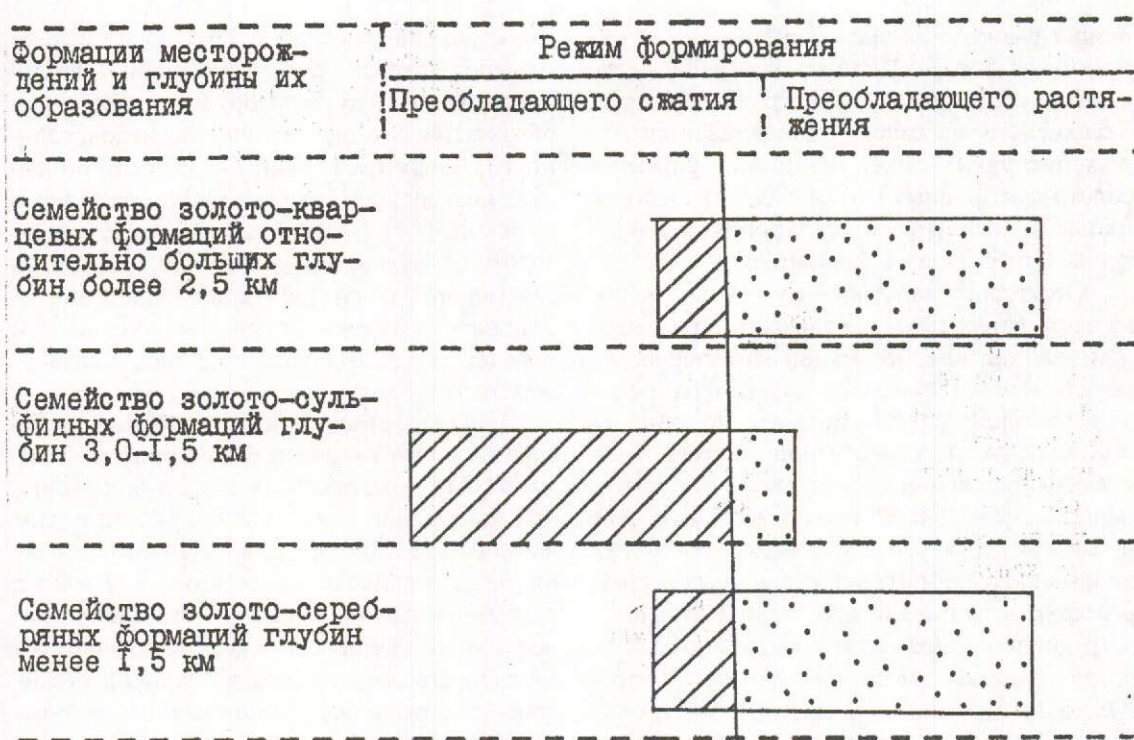


Рис. 3. Изменения тектонофизического режима формирования золоторудных формаций в провинциях многоосинклинального типа.

размещении которых указывает на миграцию во времени очагов магматизма и оруденения. Месторождения каждой последующей формации при этом образуются в условиях уменьшающейся глубинности при обычном нарастании значения контролирующих их хрупких деформаций по сравнению с пластическими. Смещение источников магмо- и рудообразования в перикратонных многоосинклиналях происходит в общем случае от консолидированных платформ в направлении срединных массивов, глыб ранней консолидации или глубинных разграничений континентальных и океанических структур, отражая фундаментальные особенности эволюционных преобразований геосинклинальных прогибов в складчатые сооружения.

При исследовании месторождений постоянно устанавливаются резкие различия в строении ранних и поздних рудовмещающих элементов структуры, текстурно-структурных особенностей разностадийных минеральных агрегатов руд, термобарогеохими-

ческих параметров их образования. Анализ этих данных показал, что сменяющие друг друга во времени рудообразующие разностадийные минеральные комплексы каждой формации формировались на разных глубинах от палеоповерхности на фоне воздыманий отдельных участков, блоков, колонн литосферы и последующей их денудации [12].

Общая модель динамики развития оруденения в складчатых областях многоосинклинального типа изображена на рисунках 3 и 4. Она предполагает значительную продолжительность формирования месторождений, длительность которого, как справедливо подметил Д.В.Рундквист, будет определяться, в первую очередь, длительностью перерывов в ходе рудообразования [17].

Формирование оруденения золото-кварцевой формации начинается с образования безрудных, существенно метаморфогенных кварцевых жил в условиях преобладающего растяжения на относительно больших глубинах. Отложение сульфидной минерализа-

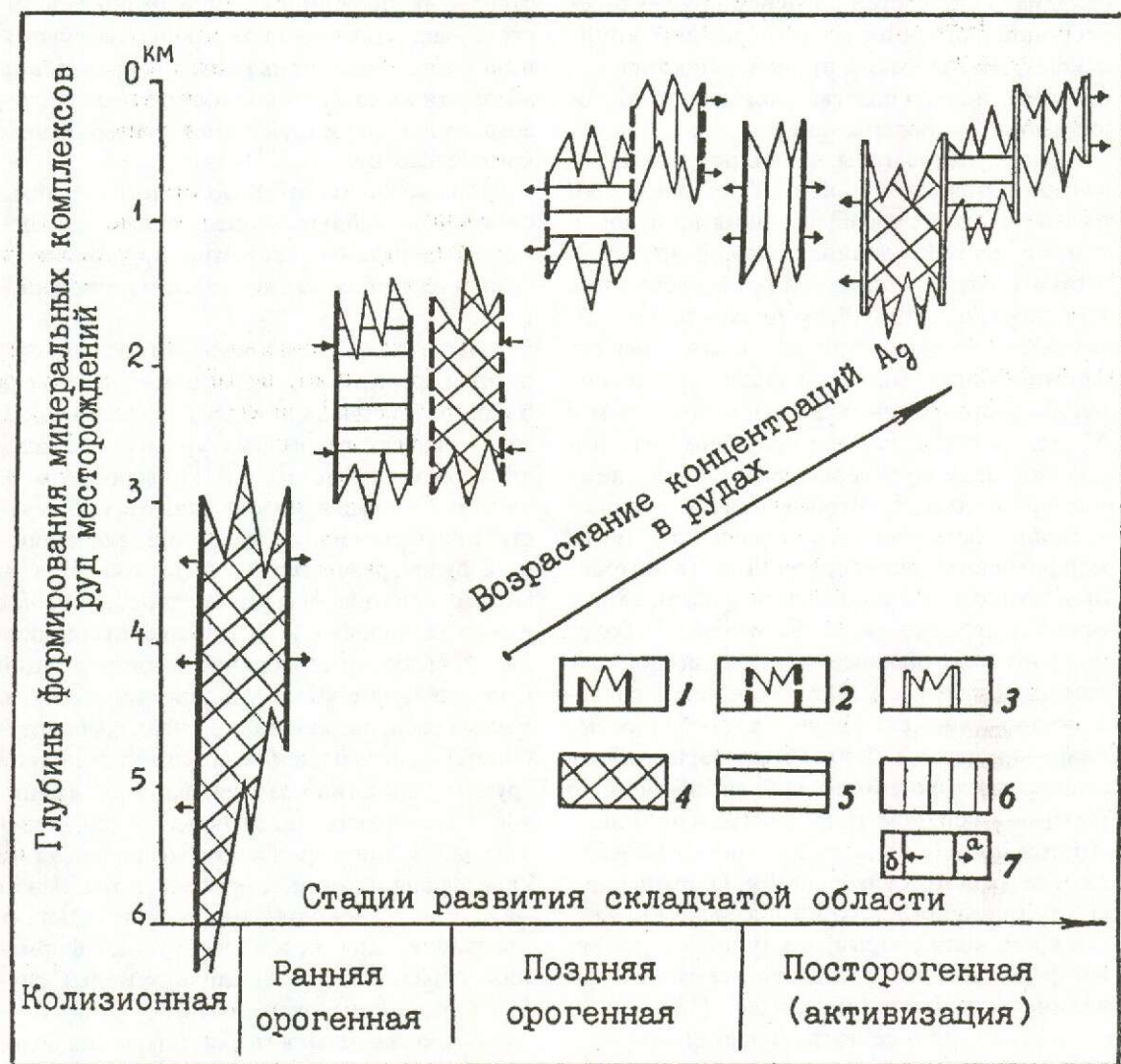


Рис. 4. Эволюционная модель формирования золотого оруденения в складчатых областях миогеосинклинального типа:

формационные типы оруденения: 1 — золото-кварцевый, 2 — золото-сульфидный, 3 — золото-серебряный; стайные минеральные комплексы и ассоциации руд месторождений: 4 — ранние, 5 — средние, 6 — поздние; 7 — преобладающая тектонофизическая обстановка формирования руд: а — растяжения, б — сжатия

ции вместе с продуктивными золоторудными ассоциациями (средний минеральный комплекс) происходит на средних глубинах в режиме сжатия после временного перерыва, необходимого для подъема рудокализующих блоков и их эрозии. Завершающие рудный процесс сереброносные ассоциации позднего минерального комплекса образуются в приоткрывающихся трещинах при растяжении в близповерхностных условиях.

В месторождениях золото-сульфидной формации ранний минеральный комплекс представлен метавкрапленностью золотоносных сульфидов, образованных на средних глубинах в условиях преобладающего сжатия. Поздние минеральные комплексы образуют кварц-антимонитовые, кварц-карбонат-киноварные и реальгар-аурипигментовые жилы и прожилки в условиях малых глубин. В завершающем рудообразование

складчатых областей оруденении золото-серебряной формации все минеральные комплексы формируются в приповерхностной обстановке при господстве растяжения и, по видимому, сближены по времени.

В последние годы появились работы, в которых приводятся изотопные датировки разных стадий рудообразования на одном и том же месторождении. Большой интерес в этом отношении представляют исследования Ю.А.Костицына и О.В.Русиновой на Мурунтау (Кызылкумы), где продолжительность формирования месторождения определена рубидий-стронциевым методом более чем в 67 млн лет [6]. Ранние кварцевые жилы и прожилковая штокерковая минерализация месторождения, с которыми связана значительная часть золотого оруденения, метаморфизованы раннеорогенным гранитоидным штоком с абсолютным возрастом 286 ± 2 млн лет (граница карбона и перми); более поздние золотоносные жилы с арсенопиритом имеют возраст 231 ± 3 млн лет, а завершающие процесс оруденения сереброносные кварц-адуляровые жилы были образованы в стадию посторогенного субплатформенного режима в верхнем триасе (219 ± 4 млн лет). Другой пример относится к упоминавшемуся уже золото-сульфидному Олимпиадинскому месторождению в Енисейском крае, где временной разрыв между двумя стадиями формирования руд достигает гигантской величины почти в 180 млн лет [15].

Целый ряд данных свидетельствует о том, что продолжительность развития рудообразующих систем в складчатых областях сопоставима с длительностью развития магматических процессов в конкретных структурах земной коры. Вследствие этого на рудных полях нередко наблюдается совмещение магматических образований, характеризующих различные стадии эволюции магматизма, как это отмечено в пределах Яно-Колымского пояса, где временной диапазон интрузивной деятельности в ряде случаев устанавливается от поздней юры до начала палеогена [1]. Учитывая это, при оценке территорий и прогнозировании, повышенной информативностью могут обладать сведения о комплексах разновременно образованных магматических тел и последовательности их образования.

При сопоставлении оруденения внутри

отдельных провинций или в разных областях, ввиду длительности процессов рудогенеза необходимо привязывать определения абсолютных возрастов к конкретным последовательно формирующимся минеральным комплексам руд.

Можно дополнительно отметить также следующие наблюдающиеся общие закономерности развития золотого оруденения в складчатых областях миегеосинклинального типа:

минеральные комплексы, относящиеся к разным формациям, но сформированные в близких тектонофизических обстановках и сопоставимых глубинных уровнях, обладают чертами сходства, т.е. конвергентны. В качестве примера можно указать на отсутствие существенных различий завершающих рудообразование на золото-кварцевом месторождении Мурунтау сереброносных кварц-адуляровых жил от близповерхностных жил золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Весьма распространенная в рудах среднеглубинных месторождений золото-сульфидной группы формаций поздняя кварц-антимонитовая минерализация и более редко встречающаяся киноварная или мышьяковая (в виде реальгара или самородного мышьяка) мало чем отличаются от соответствующих проявлений других незолоторудных формаций, образующихся в условиях малых глубин или на близповерхностных уровнях;

продолжительность формирования золоторудных месторождений поздних формаций уменьшается по сравнению с ранними;

устанавливается закономерное возрастание роли серебра: в поздних минеральных комплексах руд по сравнению с ранними, в месторождениях поздних формаций по сравнению с ранними, в провинциях более молодых складчатых областей по сравнению с древними.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альшевский А.В., Люскин А.Д. Позиция малосульфидного плутоногенного золотого оруденения Яно-Колымского пояса в свете геохронологических данных // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. — Киев, 1990. С. 171—174.
2. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский край // Геохронология СССР. — Л., 1973.

3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. — Л.: Недра, 1984. Т. 8.
4. Генезис Удереиского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже / Э.Г.Дистанов, А.Т.Стеблева, А.А.Оболенский, К.В.Кочеткова, А.С.Борисенко //Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 19—27.
5. Ивенсен Ю.П., Амузинский Р.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизма и металлогении северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
6. Калинин А.И., Епифанова А.П., Орлов А.Г. Проблема соотношения разных типов золотого и серебряного оруденения в структурах активизации Верхояно-Чукотской складчатой области //Соотношение разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. — Владивосток, 1991. С. 66—76.
7. Костицын Ю.А., Русинова О.В. Исследования Pb-Sr методом рудного процесса на месторождении Мурунтау // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. — Киев, 1990. С. 232—234.
8. Курбанов Н.К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 3—14.
9. Ли Л.В. О связи эндогенного оруденения с процессами тектоно-магматической активизации в Ангаро-Канской глыбе //ДАН СССР. 1982. Т. 263. № 3. С. 676—679.
10. Мусатов Д.И. Развитие Енисейско-Турханского подвижного пояса и его металлогения, как результат взаимодействия литосферных плит //Металлогения и новая глобальная тектоника. — Л., 1973. С. 89—93.
11. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1979.
12. Никитин В.Д., Рундквист Д.В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования //Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1967. Ч. 96. Вып. 5. С. 597—607.
13. Новожилов Ю.И. О причинных связях процессов гидротермального рудоотложения с воздыманием и денудацией рудолокализирующих блоков //Генезис рудных месторождений. Тез. докл. VI симпозиума МАГРМ. — Тбилиси, 1982. С. 221—222.
14. Новожилов Ю.И. Динамика формирования даек и вкрапленного оруденения в длительно развивавшихся блоковых структурах //ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 5. С. 1204—1206.
15. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Эволюция и динамика развития золоторудных формаций в складчатых областях миогеосинклинального типа // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 1. С. 74—77.
16. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений //Формации эндогенных месторождений. 1976. Т. 2. С. 3—11.
17. Рундквист Д.В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых //Зап. Всесоюз. об-ва. 1968. Ч. 97. Вып. 2. С. 191—209.
18. Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций // Генетические модели рудных формаций. — Новосибирск, 1983. Т. 1. С. 14—26.
19. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука, 1966.
20. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков //Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
21. Шило Н.А., Сидоров А.А., Загзузина И.А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом //ДАН СССР. 1972. Т. 204. № 1. С. 189—191.
22. Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Верцепнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.

Novozhilov Yu. I., Gavrilov A. M.

TYPIFICATION OF GOLD DEPOSITS IN FOLDED AREAS OF MIOGEOSYNCLINAL TYPE

Eight gold ore formations are distinguished and grouped in three families by their depths of occurrence, tectono-physical formation conditions and position in a geotectonic cycle. A model describing the evolution of gold ore formation has been constructed on the basis of particular examples of the Yentseyskaya, Verkhoyano-Kolymskaya and South Tien Shan folded areas.

УДК 553.411

© Б. Я. Вихтер, 1995

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Б. Я. ВИХТЕР (ЦНИГРИ Роскомнедра)

По минералого-геохимическим особенностям руд, околорудных изменений и возрасту вмещающих пород золото-сульфидные прожилково-вкрапленные месторождения отнесены к шести группам, каждая из которых размещается в определенной геотектонической обстановке.

Золоторудные месторождения с преобладанием вкрапленных или прожилково-вкрапленных существенно сульфидных руд стали привлекать внимание примерно с 50-х годов текущего столетия в связи с открытием крупных объектов такого характера в США (Карлин) и в СССР (Бакырчик). До тех пор они не выделялись ни в одной из известных классификаций полезных ископаемых. В последние десятилетия открыто большое число золоторудных месторождений, которые следует отнести к единому золото-сульфидному прожилково-вкрапленному геолого-промышленному типу, характеризующемуся:

пласто-, ленто-, плито- и линзообразной морфологией рудных тел;

вкрапленной, прожилково-вкрапленной, вкрапленно-штокверковой текстурой руд;

простым минеральным составом руд, в котором из рудных минералов резко преобладают сульфиды железа (пирит ± арсенопирит ± пирротин), составляющие от 4 до 10 % в среднем по месторождению с колебаниями по отдельным рудным телам от 2 до 30 %;

присутствием золота в различной форме (от ионной тонкодисперсной до относительно крупных эвгедральных зерен), полностью или преимущественно связанным с сульфидами железа;

жильными, жильно-прожилковыми, гнездообразными выделениями кварца в контурах рудных тел, составляющими менее 50 % объема.

В современных формационных группировках, активно разрабатываемых в ЦНИГРИ, эти месторождения относятся к золото-сульфидной формации [2], включая карлинский и бакырчикский типы, или

одноименной субформации [6] — бакырчикского и других сходных типов «золото-углеродистой формации».

Вместе с тем, месторождения с вышеуказанными морфологическими, текстурными и минеральными чертами широко распространены в различных геотектонических обстановках, разнообразных литолого-формационных комплексах, охватывающих возрастной интервал от древнейших архейских до современных.

Рассмотрим черты сходства и отличия этих месторождений и их систематику.

Наиболее простая группировка золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений по возрасту рудовмещающих толщ (таблица) позволила выявить достаточно дискретные группы объектов, каждая из которых характеризуется специфическими чертами, отличающими одну от другой*. Оказалось, что месторождения каждой группы размещаются в определенной, присущей только данной группе, геотектонической обстановке, что, видимо, позволяет рассматривать выделенные сообщества месторождений в качестве формационных групп. В пределах некоторых из них выделяются подгруппы месторождений, различающиеся по минералогическим, геохимическим и другим особенностям руд, а также по составу вмещающих пород, которые отнесены к промышленно-генетическим типам.

Самую молодую (по вмещающим породам) группу представляют типичные эпи-

* Следует признать, что есть отступления от этого правила. Например, месторождение Майское, относящееся к «палеозойскому» бакырчикскому типу, размещается в триасовых отложениях. В других случаях разноречивы литературные данные.

Группировка золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений

Формационная группа*	Эпитермальная		Джасперовидная	Мيوгеосинклинальная	Стратиформная		Стратифицированная			Базит-контративная
Возраст рудовмещающих толщ	Mz—Kz		Pz—Mz	Pz	P ₁₂ —P ₁₃		P ₁₁ —P ₁₁₋₂			Ag
Промышленно-генетический тип	Поргера	Тава	Карлинский	Бакырчинский	Олимпийский	Хоумстейка	Джеспилотный	Сьямы	Телфера	Калгурли
Геотектоническая позиция	Мезо-кайнозойские складчатые пояса и современные островодужные системы		Площади мезо-кайнозойской тектонической магматической активизации платформ	Мيوгеосинклинальные покровно-складчатые пояса	Складчатое обрамление древних платформ и шитов		Верхние, существенно осадочные этажи раннепротерозойских комплексов, обрамляющих архейские гранито-гнейсовые купола			Нижние этажи зеленочаменных поясов архейских щитов
Рудовмещающие породы	Известково-глинистые сланцы, песчаники, щелочные базальты	Щелочные базальты	Тонкослоистые известняки, известково-алево-ролиты и аргиллиты	Алевролиты, песчаники, вулканические, граувакковые, полимиктовые	Кварц-карбонат-сланцевые и кварц-карбонатные породы с биотитом	Грионеритовые сланцы, обогащенные хлоритом и биотитом, филлиты	Аргиллиты, известняки, кремнистые сланцы	Базальты, андезиты, граувакковые алевролиты, песчаники, сланцы, щелочные базальтоиды	Песчаники, сланцы, алевролиты	Базиты и ультрабазиты

Формационная группа*	Эпитермальная		Джасперовидная	Миегосинклинальная	Стратиформная		Стратифицированная			Базит-континентальная
	Аргиллизация, серпентинизация, алуинизация, пиррофиллитизация	Аргиллизация, адуляризация, пропилитизация			Серицитизация, карбонатизация, окварцевание	Хлоритизация, турмалинизация, графитизация, фитизация	Хлоритизация, анкеритизация, графитизация, альбитизация, окварцевание	Турмалинизация, карбонатизация, окварцевание	Карбонатизация, серицитизация, окварцевание, оталькование	
Околорудные изменения										
Количество сульфидов, %	2—5	1—3	2—8	3—8	3—5	5—20	5—30	3—15	до 50	2—10
Главные (и типоморфные) минералы руд	Пирит (теллуриды)	Пирит, марказит, арсенинит (теллуриды)	Пирит, реальгар, аурипигмент (киноварь, флюорит)	Арсенинит, пирит	Пирротин, арсенинит (антимонит, бертьерит)	Пирротин, арсенинит, пирит (турмалин, фуксит)	Пирит (арсенинит)	Пирит, пирротин, арсенинит, халькопирит	Пирит (теллуриды, арсенинит, антимонит)	
Преобладающие (и типоморфные) элементы руд	Au, Ag, Zn, Pb, Cu (Te, Hg)	Au, As, Te, Cu, Pb, Zn (Ag)	Au, As, Sb, Hg, Tl (Ag)	Au, As (Co, Ni)	Au, Sb, W, As (Ag, Hg)	Au, As, Cu, Zn, Pb (Ag)	Au, As, Cu (Cr)	Au, As, Cu (Ni, Co, W, B, Hg)	Au, As, Sb (W, Te, Ag, B, Cu)	
Au:Ag	0,2	3	от 1 до ∞	от 2 до 100	4	5	4	3		2—15
Au в руде, г/т	2—7	4—15	0,7—9,6	2—6	4—5	5—9	10—15	4—7	2,5—10,8	9—13

Формационная группа*	Эпитепальная		Джасперовидная	Миогосинклинальная	Стратиформная		Стратифицированная			Базит-ко-матитовая
	Тонкое в пирите, свободное <40%, электрум	Преимущественно теллуриды золота: самородное золото			До 30 % тонкое в арсениде, осетальное, свободное, проба 910—990	Тонкое свободное, проба 820—900	Преимущественно 5—40 мкм	От субмикронного до видимого	Преимущественно 5—40 мкм	
Размерность, характер выделения, пробы Au			<0,5 мкм до 90 %, в виде Au ³⁺ в пирите	Преимущественно 1 мкм в пирите и арсениде, проба 900—980						Преимущественно 0,5—20 мкм
Содержание золота в пирите, г/т: интервал содержания, среднее (максимальное)	30—72	60—250(620)	20—50(100)	9,7(80)						30
Примеры месторождений	Портгера, Пуэбло-Вьесо	Тауа (о.Фиджи)	Карлин, Кортец, Чимни-Крик, Гетчел и др. (Невада, США), Санчахе, Чяннг и др. (ЮВ Китай)	Бакырчик, Кокпатаг, Даугыз, Чоре, Майское	Олимпиадинское	Хоумстейк	Морро-Велью, Рапоз, Гейта, Хилл-50	Сьяма, Марлю	Телфер, Лоуло	Калурли, Керр-Эдсон, Франкоер-3, Шеба

В названии групп заложены разные принципы и их следует рассматривать только как наименования.

термальные месторождения. Значительная роль теллура и серебра, а также теллуридов золота в рудах отличает эту группу от других групп месторождений, за исключением архейских. В то же время, для месторождений группы характерно присутствие мышьяковистого пирита, содержащего до 30 г/т трудноизвлекаемого золота, составляющего до 50 % всего золота месторождений. Это сближает их с месторождениями карлинского и бакырчикского типов. На месторождении Поргера в Папуа-Новой Гвинее П.Ричардс и Р.Керрич [10] выделяют две стадии формирования руд: 1) вкрапленного золотосодержащего пирита и 2) подчиненного количественно и развитого локально оруденения в брекчиях взрыва и полосчатых кварцевых жилах с пиритом, роскоэлитом, самородным золотом и золото-серебряными теллуридами. Формирование первой стадии эти авторы отождествляют с моделью формирования медно-порфириковых месторождений, а второй — с эпitherмальными золото-серебряными месторождениями. В процессе второй стадии ими предполагается ремобилизация ранних рассеянных гипогенных руд и локальное (в кварцевых жилах) увеличение концентраций золота, серебра, теллура, ванадия и фтора. Подчеркнем, что для руд некоторых месторождений бакырчикского типа также характерно наложение кварцево-жильной минерализации с повышенными концентрациями золота. Идея о доворном характере золото-сульфидных вкрапленных руд относительно золото-кварцевых высказывалась нами ранее [1].

Вторая группа, представленная месторождениями так называемого карлинского типа, наиболее четко обособлена от других групп по целому ряду признаков. Минералого-геохимический характер оруденения определяется повышенными содержаниями мышьяка, сурьмы, ртути, таллия и присутствием реальгара и аурипигмента. Основная масса золота заключена в пирите, характеризующемся повышенной мышьяковистостью. Большая часть золота сконцентрирована в высокомышьяковистых каемках зерен пирита и, по данным Г.Арехарта и др. [7], представлена частицами Au^{3+} размером менее 50 Å. Содержание золота в пирите достигает 690 г/т, составляя в среднем около 250 г/т, и является наиболее высоким в сравнении с золотоносными пиритами место-

рождений других групп. Характерной чертой данной группы является практически постоянная ассоциация месторождений с джаспероидами — продуктами метасоматических окolorудных преобразований.

Следующая группа золото-сульфидно-вкрапленных месторождений (бакырчикский тип) по геохимическому характеру руд близка предыдущей, не обнаруживая, однако, аномальных содержаний таллия. Эти два типа существенно различаются по минеральным формам мышьяка. Если в рудах месторождений карлинского типа арсенопирит присутствует в незначительных количествах, преобладают реальгар и аурипигмент, то для руд бакырчикского типа последние не характерны, а арсенопирит наряду с пиритом является главным рудным минералом. Содержание золота в нем, как правило, на порядок выше содержаний в пирите, то есть в рудах бакырчикского типа арсенопирит является основным носителем золота, хотя в среднем его в 1,5—2 раза меньше, чем пирита. Сравнимые типы отличаются также по характеру окolorудных изменений: джаспероидизация и аргиллизация — на месторождениях карлинского типа, серицитизация и карбонатизация — для бакырчикского типа.

Следующая возрастная (по вмещающим породам) группа выделяется на примере двух крупных месторождений: Олимпиадинского в Енисейском крае и Хоумстейк в Южной Дакоте. Общность этих месторождений выражается в сходном характере минерального состава руд: соотношение главных рудных минералов — пирита, арсенопирита, пирротина — равно приблизительно 1:2:6. В отличие от Хоумстейка, в рудах Олимпиадинского месторождения содержится значительное количество антимонита и бертьерита (в сумме от 0,2 до 1,0 %), однако, как показано [3], последние связаны с поздней, в целом, слабозолотоносной стадией, в течение которой происходило переотложение ранее отложенного золота. В рудах обоих месторождений содержится примерно одинаковое количество сульфидов, отмечается сходное отношение Au/Ag равное 4—5, главным концентратором золота является арсенопирит. Объединяет их и приуроченность конформных рудных тел к маломощному литолого-стратиграфическому горизонту (около 200 м для Олимпиадинского и

менее 120 м для Хоумстейка). Несмотря на различие рудовмещающих толщ, главную роль на обоих месторождениях играют известково-слюдистые филлиты. Помимо возраста вмещающих пород и стратиформного характера, месторождения этой группы отличаются от ранее рассмотренных существенной ролью пирротина в составе руд.

Следующая по возрасту рудовмещающих толщ группа включает месторождения, в которых, наряду с вкрапленными золото-сульфидными рудами, заметную роль играют участки массивных и грубослоистых, брекчиевидных и штокверковых кварц-сульфидных руд. В целом, количество сульфидов в них нередко выше 10 % и достигает 50 % для отдельных рудных тел. Важнейшей объединяющей чертой месторождений группы является преимущественно стратифицированный характер рудной минерализации. К типоморфным особенностям следует отнести также частое присутствие повышенных количеств меди, достигающих иногда промышленных значений, нередко — платиноидов, а также турмалина, составляющего иногда существенную (до 50 %) долю в рудоносном горизонте. Характерно также относительно крупное (5—40 мкм) золото, заключенное не только в сульфидах (хотя преимущественно в них), но и в кварце.

Наряду с чертами сходства, месторождения, включенные в эту группу, имеют отличия, позволяющие выделить несколько подгрупп или типов. Наиболее четко выделяется джеспилитовый формационный тип, связанный с железистыми кварцитами нижнего протерозоя, подробно описанный во многих работах [8], в том числе и учеными ЦНИГРИ [4].

В особую подгруппу объединены месторождения с четкой приуроченностью рудной минерализации к маломощным (менее 10 м) пластам песчаников, алевролитов и межслоевым границам; преобладают штокверки с кварц-карбонат-сульфидными прожилками и вкрапленностью сульфидов, локализованные в пределах единого пласта, а также межслоевые кварц-сульфидные залежи мощностью до 2—3 м. Яркими представителями подгруппы являются месторождения Лоуло в Мали и Телфер в Западной Австралии. Определенное своеобразие имеют месторождения Сьяма и другие в Мали, приуроченные к вулканогенно-осадочной толще мощностью около 1 км, протягивающейся на 150 км. На месторожде-

нии Сьяма прожилково-вкрапленная и штокверковая кварц-анкерит-сульфидная рудная минерализация представлена субпластовыми залежами мощностью от нескольких метров до 60—70 м и протяженностью до 500 м и более, развивающимися по вулканитам андезитового и базальтового состава, аргиллитам и грауваккам, а также лампрофировым интрузивным телам.

В самую древнюю группу выделяются месторождения, связанные с архейскими зеленокаменными поясами. Они обычно контролируются региональными (протяженностью десятки и сотни километров) зонами смятия и размещаются среди базитовых и базит-ультрабазитовых вулканитов. При этом золоторудная минерализация накладывается и на интрузивные породы, попадающие в зоны смятия. Рудные тела представлены обычно линзо- и плитообразными залежами вкрапленных, прожилково-вкрапленных или штокверковых руд, контролируемых тектоническими нарушениями. Минерально-геохимический состав руд в целом сходен с составом руд месторождений предыдущей группы. На некоторых месторождениях (Калгурли) широко распространены теллуриды, с которыми связано до 20 % золота. Последнее имеет размеры от 0,5 до 30 мкм в среднем, заключено как в сульфидах (преимущественно в пирите), так и в карбонат-альбитовом (Франкоэр-3 до 50 %), кварцевом (Керр-Эдисон) или серицит-карбонатном матриксе.

Сравнительный анализ шести формационных групп золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений позволяет заметить тенденции в изменчивости некоторых их характеристик. Так, от месторождений «молодых» групп к «древним» в целом увеличивается количество сульфидов в рудах, размер выделений свободного золота, возрастает доля свободного золота в сравнении с тонкодисперсным, заключенным в пирите и арсенопирите. Следует также отметить, что для месторождений «стратифицированной» и «базит-коматиитовой» групп чаще, чем для более молодых, отмечаются не собственно вкрапленные текстуры, а прожилково-вкрапленные и вкрапленно-штокверковые, когда наряду с рассеянными сульфидами или почти без них в рудных телах преобладают кварц-сульфидные, кварц-

карбонат-сульфидные, карбонат-сульфидные прожилки мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Подчеркнем также, что на всех месторождениях, где рассматривался вопрос о стадийности или этапности рудообразования, пирит и арсенопирит с тонкодисперсным золотом отлагались раньше всех других минеральных ассоциаций руд. Такая последовательность указывается для месторождений карлинского типа в Невадийской провинции Г.Арехартом и др. [7], для бакырчикского типа — в обобщении В.Н.Сорокина [5], для бакырчикского и олимпиадинского типов — Ю.И.Новожиловым и А.М.Гавриловым [3]. Последующие продуктивные ассоциации (полисульфидная, сульфосолевая) характеризуются преимущественно свободным и более крупным золотом. Соотношение сульфидно-вкрапленной с дисперсным золотом минерализации с золото-кварцево-жильной показывает более позднее формирование последней. Помимо указанного выше примера на месторождении Поргера такие соотношения наблюдаются на месторождениях бакырчикского типа в Южном Тянь-Шане. По-видимому, есть основание предполагать, что большая доля свободного, относительно крупного золота и широкое развитие прожилково-вкрапленных и вкрапленно-штокверковых текстур в месторождениях древних формационных групп связаны с глубокими наложенными преобразованиями ранних вкрапленных сульфидных руд с дисперсным золотом.

Анализ материалов по наиболее крупным золото-сульфидным прожилково-вкрапленным месторождениям мира позволил выделить шесть дискретных групп объектов, каждая из которых размещается среди вмещающих пород определенного возрастного интервала и в определенной геотектонической обстановке. Некоторые осо-

бенности минерального и геохимического состава руд, а также вмещающих пород и литолого-структурных условий размещения рудной минерализации определили возможность выделить среди них десять промышленно-генетических типов месторождений. Именно последние должны учитываться при региональных прогнозно-металлогенических построениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вихтер Б.Я. О генетической модели золоторудных месторождений с позиции соотношения золото-сульфидных и золото-кварцевых руд // Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. — Новосибирск, 1985. С. 108—109.
2. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.
3. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Внутриминерализационное переотложение вещества в месторождениях вкрапленных руд // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1450—1454.
4. Ручкин Г.В., Дерюгин Ю.Н. Золотоносность раннедокембрийских железистых кварцитов // Обзор ВИЭМС. 1988. Вып. 1. С. 54.
5. Сорокин В.Н. Минералого-геохимические и генетические особенности вкрапленного золото-сульфидного оруднения // Сов. геология. 1980. № 9. С. 82—86.
6. Фогельман Н.А., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 236. С. 3—12.
7. Arehart G.B., Chrysosoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: Implications from depositional processes // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 171—185.
8. Frupp R.E. Stratabound gold deposits in Archaean banded iron formation, Rhodesia // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 58—75.
9. Phillips G.N., Groves D.I., Martyn J.E. An epigenetic origin for Archean banded iron formation-hosted gold deposits // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. P. 162—171.
10. Richards J.P., Kerrich R. The Porgera gold mine, Papua New Guinea: magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 1017—1052.

Vikhter B. Ya.

COMPARATIVE ANALYSIS OF GOLD-SULFIDE STREAKY-DISSEMINATED DEPOSITS OF DIFFERENT TYPES

The totality of gold-sulfide streaky-disseminated deposits is classified into six groups by mineralogical-geochemical peculiarities of ores involved, circum-ore alterations and ages of host rocks, each of these groups being confined in a definite geotectonic setting.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411.068.5.043

© Б. И. Беневольский, В. И. Натоцинский, 1995

ЭКСПРЕССНАЯ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ПЕРЕОЦЕНКА СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА РОССИИ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ, В. И. НАТОЦИНСКИЙ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассмотрены новые методические подходы для геолого-экономической переоценки сырьевой базы россыпного золота России в переходный период к рыночным отношениям.

В России до 70 % золота добывается из россыпных месторождений. Реформирование экономики РФ и законодательства по недропользованию в переходный период к рыночным отношениям существенным образом меняет используемые ранее методические приемы геолого-экономической оценки сырьевой базы россыпного золота. Наблюдается резкий ступенчатый рост цен на материалы, оборудование, транспортные услуги, топливо, электроэнергию и т.д. Введены новые налоговые отчисления на зарплату, прибыль, за пользование недрами, на воспроизводство минерально-сырьевой базы, в бюджеты субъектов Федерации и местные бюджеты. Повышены требования к экологическим аспектам охраны природы, восстановлению нарушенных земель, очистке промышленных стоков. Несмотря на ежемесячные изменения расчетных цен в рублевом выражении на золото, инфляционные процессы по времени значительно опережают их рост. Все это привело к повышению минимально-промышленного содержания золота, выборочной отработке месторождений и их участков с более высокими содержаниями золота, к потерям более бедных россыпей, сокращению балансовых запасов и, в ряде случаев, к прекращению добычи. Кроме того, перечисленные обстоятельства отразились и на технико-экономических показателях работы горнодобывающих предприятий, особенно в удаленных северных районах с недостаточно развитой инфраструктурой, где увеличались затраты на капитальное строительство, значительно снизилась добы-

ча золота, и выявилась необходимость изменения способов разработки россыпей.

Динамичность инфляционных процессов в РФ требует адекватной экспрессной переоценки минерально-сырьевой базы россыпного золота, поскольку именно россыпи, во всяком случае до начала XXI века, остаются основным источником получения золота.

Основой новой методики расчета технико-экономических показателей для анализа и оценки россыпей послужили результаты выполненных ранее ЦНИГРИ научно-исследовательских работ по экономико-математическому моделированию при геолого-экономической оценке месторождений россыпного золота. Для усовершенствования методики были использованы принципы аналогии и анализа, позволившие определить необходимые технико-экономические показатели оценки месторождений во всех горнодобывающих районах РФ с учетом вышеупомянутых налоговых и других дополнений.

Базовыми показателями определены себестоимости добычи песков, горной массы, вскрыши торфов для открытого раздельного, гидравлического, дражного, подземного способов разработки, а также пионерные капитальные вложения для приобретения оборудования и создания инфраструктуры действующего объекта. Значения этих показателей берутся по фактическим данным анализируемых объектов и трансформируются через районные коэффициенты себестоимости и капитальных затрат к выбранному аналогу, в качестве которого принимается наиболее изученный район.

На основе полученных данных для этого

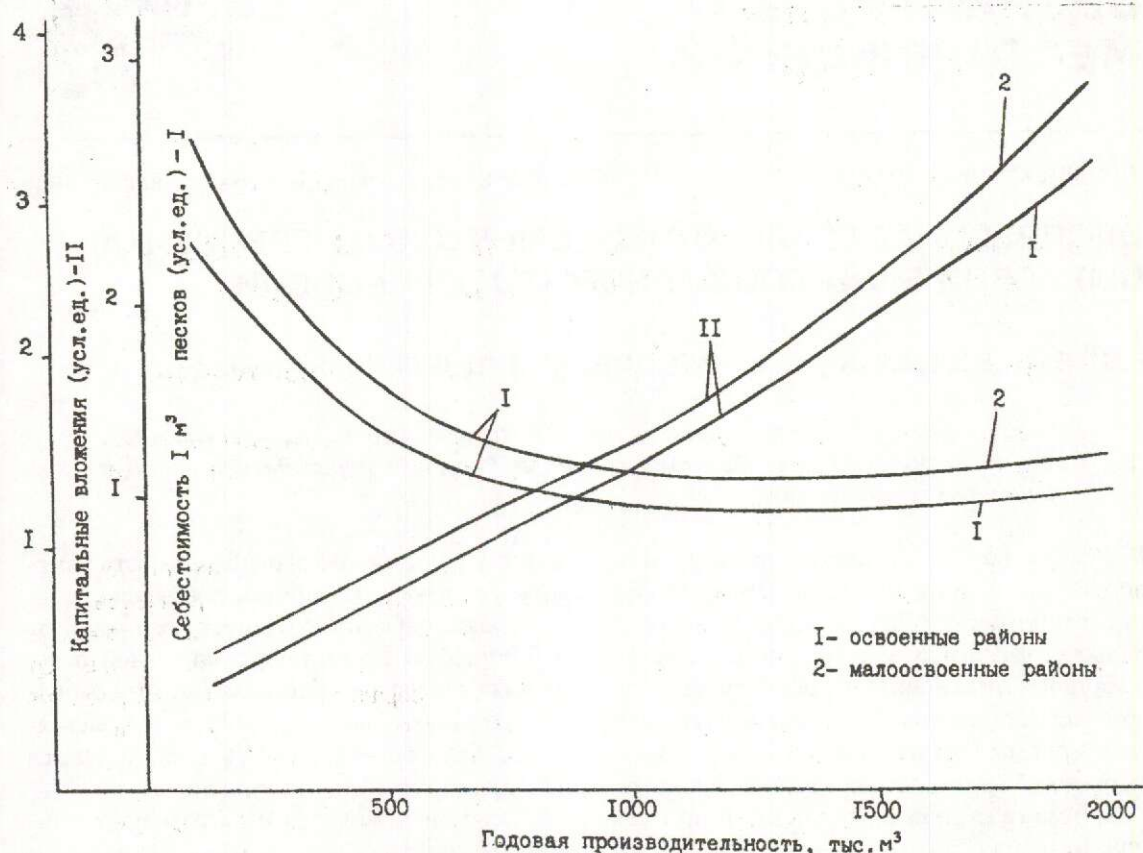


Рис. 1. Показатели оценки россыпных месторождений при разработке открытым способом.

района установлены графические зависимости себестоимости добычи, вскрыши и капитальных затрат от годовой производительности при использовании соответствующего способа разработки. При этом учитываются минимальная и максимальная достигнутые годовые производительности способа разработки. Например: для открытого раздельного способа разработки от 100 тыс.м³ до 2000 тыс.м³; подземного — 50—200 тыс.м³; гидравлического — 100—400 тыс.м³ и дражного (в зависимости от емкости черпака драги) — 400—2000 тыс.м³. Показатели и зависимости рассчитаны на определенный период (в частности, на 01.06.92 г.) применительно к освоенным и малоосвоенным районам. Графические зависимости, аппроксимированные математическими уравнениями, используются в программе при расчете показателей на ЭВМ.

Так для открытого способа разработки

месторождения (рис. 1), расположенного в районе-аналоге, уравнение зависимости себестоимости добычи и промывки (y) от годовой производительности (x) имеет вид:

$$y = ax^{-b} \quad (1).$$

Уравнение зависимости капиталных вложений (y) от годовой производительности (x) имеет вид:

$$y = a + bx \quad (2),$$

где a , b — коэффициенты регрессии.

При технико-экономических расчетах используются математические зависимости, позволяющие определять себестоимость разработки по таким параметрам, как мощность промываемого продуктивного слоя песков, мощность вскрываемых торфов (для открытого и дражного способов обработки). Эти зависимости представлены уравнениями вида:

1. Исходные данные для расчета параметров оценки месторождения р.Каменная

Исходные данные	Показатели
Геологические запасы песков, тыс.м ³	15672
Годовая производительность, тыс.м ³	1000
Содержание металла в россыпи, мг/м ³	135
Коэффициент извлечения	0,92
Коэффициент разубоживания	0,87
Коэффициент потерь	0,97
Расчетная цена, руб/г	17452
Стоимость единицы аффинажа, руб/г	2300
Коэффициент вскрыши, м ³ /м ³	1,40
Коэффициент инфляции для себестоимости 1 м ³	20,00
Коэффициент инфляции для капложений	15,00
Сумма кредита, млн руб	—
Процентная ставка за кредит, %	—
Время погашения кредита, лет	—
Процент оборотных фондов, %	30,0
Процентная ставка погашения за недра, %	10,0

2. Параметры оценки месторождения р.Каменная

Параметры оценки	Единицы измерения	Показатели
Годовая производительность	тыс.м ³	1000,00
Расчетная цена	руб/г	17452,00
Эксплуатационное содержание металла в россыпи	мг/м ³	121,50
Коэффициент вскрыши	м ³ /м ³	1,40
Себестоимость добычи без вскрыши	руб/м ³	1068,62
Себестоимость вскрыши	руб/м ³	242,19
Проминимум с учетом вскрыши	мг/м ³	100,78
Проминимум без учета вскрыши	мг/м ³	76,50
Градиент на вскрышу	мг/м ³	17,34
Добыча металла(сезон)	кг	111,78
Себестоимость единицы товарной продукции	руб/г	12593,35
Капитальные вложения	млн руб	2631,60
Удельные капложения	руб/г	23542,64
Прибыль	млн руб	260,69
Срок окупаемости	год	10,09
Уровень рентабельности	%	9,91
Оборотные фонды	млн руб	422,31
Срок разработки запасов	год	17,24
Стоимость товарной продукции	млн руб	1950,8
Эксплуатационные расходы	млн руб	1407,7
Стоимость аффинажа	млн руб	257,1
Денежная оценка месторождения	млн руб	33630,0
Цена, при которой достигается самоокупаемость	руб/г	12842,3

Примечание. Анализ риска: при внутренней прибыли 20,0 % эксплуатационное содержание золота = 0,133 г/м³; при внутренней прибыли 30,0 % = 0,149 г/м³.

$$y = \frac{1}{a + bx} \quad (3),$$

$$y = a + bx \quad (4).$$

Для определения показателей в ценах последующих годов (1993, 1994 и т.д.) применяются коэффициенты инфляции ($K_{\text{инф}}$), учитывающие динамику расчетных цен и рост инфляции по отношению к базовому периоду. Стоимостные показатели и пионерные капитальные вложения определяются путем умножения уравнений (1, 2, 3, 4) на $K_{\text{инф}}$.

Расчет технико-экономических показателей включает также определение параметров для подсчета запасов с учетом коэффициентов извлечения, разубоживания, платы за недра, отчислений на воспроизводство сырьевой базы, нормативных отчислений от прибыли, от использования кредитов, показателей денежной оценки месторождения, оборотных фондов и т.д.

Цена, при которой достигается самоокупаемость, определяется уравнением:

$$C_{\text{сам}} = \frac{C_{\text{раз}} + \frac{S_k}{Z_9}}{C_9}, \text{ руб./г} \quad (5),$$

где S_k — капиталовложения, млн руб.;

C_9 — эксплуатационное содержание золота, г/м³;

Z_9 — эксплуатационные запасы, тыс.м³.

$$C_{\text{раз}} = C_d + C_v K_v \quad (6),$$

где $C_{\text{раз}}$ — полная себестоимость разработки 1 м³ песков (горной массы), руб/м³;

C_d — себестоимость добычи 1 м³ песков, руб/м³;

C_v — себестоимость 1 м³ вскрыши, руб/м³;

K_v — коэффициент вскрыши, м³/м³.

Программой предусмотрен анализ риска, для чего вводятся несколько (например, 3) значений внутренней прибыли и рассчитывается коэффициент ренты (B_p),

$$B_p = \frac{(1 + i)^t - 1}{(1 + i)^t i} \quad (7),$$

где i — значение внутренней прибыли, доли единицы;

t — срок разработки месторождения, год.

Затем рассчитывается содержание золо-

та, при котором разработка месторождения рентабельна с достижением необходимой величины внутренней прибыли (i).

Разработанные алгоритмы и блок-схемы расчетов, реализованные в программе RASB, позволяют выводить результаты расчетов на печать в виде таблиц исходных данных (табл. 1) и расчетных параметров оценки месторождения (табл. 2).

В качестве примера приведены расчетные данные для освоения россыпного месторождения Северного Урала в освоенном районе дражным способом. Особо следует обратить внимание на анализ риска, когда определяется содержание полезного компонента, при котором разработка месторождения обеспечивает достижение необходимой величины внутренней прибыли.

По данным, полученным в табл. 2, проводится анализ возможного использования запасов оцениваемого месторождения и определяются параметры, при которых освоение может быть эффективным. Для оптимизации вариантов расчетов по сохранению сырьевой базы россыпного золота при сложившихся экономических условиях в программе предусмотрен блок расчета изменений эксплуатационных затрат в зависимости от показателей норм отчислений и налогообложения. Зависимости изменения прибыли и уровня рентабельности от различных норм налогообложения при дражном способе разработки некоторых месторождений показаны на рис. 2.

На графиках отмечены четыре варианта, показатели которых приведены в табл. 3.

Как показывает анализ, при снятии всех налогов и отчислений (вариант 4 табл. 3) рентабельность может быть повышена:

для дражного способа освоения запасов — в 6—9 раз (по сравнению с 1-м вариантом);

для открытого и гидравлического способов в 4—20 раз.

Динамика запасов и рентабельности при различных уровнях налогообложения приведена в табл. 4.

По результатам экспрессного моделирования с использованием изложенных выше методических приемов произведена ориентировочная оценка активности части сырьевой базы подготавливаемых к освоению и разведанных балансовых запасов в основных

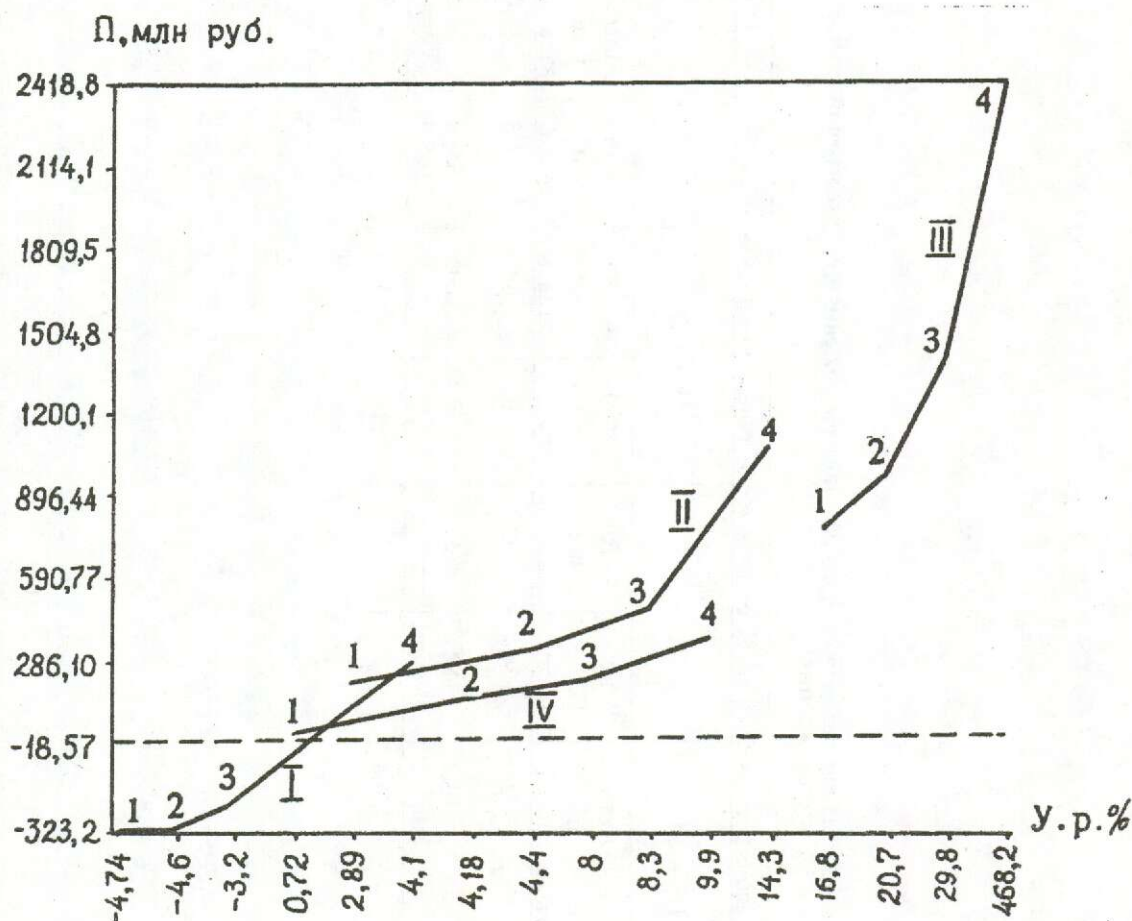


Рис. 2. Графики зависимости изменения прибыли (П, млн руб) и уровня рентабельности (У.р., %) при различных вариантах налогообложения (для дражного способа разработки россыпей):

I, II — районы Якутии (Саха); III, IV — районы Амурской области

золотороссыпных районах РФ по способам разработки (открытый, гидравлический, дражный, подземный). При этом к активным отнесены запасы с уровнем рентабельности более 10 %.

Анализ вариантов уровня налогообложения показал, что наиболее эффектив-

ным представляется вариант с минимальной платой за недра (4 %) и снижением на 50 % ставки налога на прибыль с суммарной долей налогообложения от стоимости товарной продукции не более 38 %.

Разработанная методика экспрессного анализа экспертной переоценки россыпных мес-

3. Основные показатели вариантов налогообложения, %

Варианты налогообложения	Плата за пользование недрами	Отчисления на воспроизводство минерально-сырьевой базы	Отчисления от расходов на зарплату	Налог на прибыль	Прочие налоги
1	10,0	7,8	39,0	38,0	4,0
2	4,0	7,8	39,0	38,0	4,0
3	4,0	7,8	39,0	19,0	4,0
4	—	—	—	—	—

4. Изменение запасов и рентабельности добычи россыпного золота при различных уровнях налогообложения (по экспертной оценке освоения 50 месторождений)

Способы отработки россыпей		Всего запасов по выборке	Варианты налогообложения (в % от стоимости товарной продукции)									
			I — 60 (базовый фактический)		II — 54		III — 48		IV — 38		V — 0	
			Рентабельность	Активные запасы	Рентабельность	Активные запасы	Рентабельность	Активные запасы	Рентабельность	Активные запасы	Рентабельность	Активные запасы
Дражный Открытый раздельный и гидравлический Подземный		100,0	100,0	62,0	102,9	72,0	104,4	73,7	110,7	83,0	114,3	83,0
		100,0	100,0	51,4	114,5	54,2	119,6	56,9	159,4	60,4	200,0	61,0
		100,0									105,0	18,0
Всего		100,0		45,7		50,8		52,4		57,6		61,2

торождений золота является основой для мониторинга сырьевой базы.

Для оценки реального состояния МСБ россыпного золота необходимо проводить перманентную экспертизу числящихся на Государственном балансе месторождений по состоянию на конец каждого года, поскольку инфляцион-

ные процессы прошедших лет, а также прогнозы на будущее, могут существенно повлиять не только на темпы развития золотодобывающей промышленности в регионах, геологоразведочных работ в них, но также и на формирование внутреннего рынка золота.

Benevolsky B. I., Natotsinsky V. I.

RAPID RE-EVALUATION OF RUSSIAN PLACER GOLD MINERAL BASE

New methodological expedients developed for economical re-evaluation of placer gold mineral base in Russia accounting for the specificity of transition period on the way towards market relations in national economy are presented.

УДК 553.411.073.4 (571.54)

© А. А. Гарбуз, В. И. Лобач, 1995

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗУН-ХОЛБА

А. А. ГАРБУЗ, В. И. ЛОБАЧ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Дан анализ распределения золота на золоторудном месторождении типа сложнопостроенной зоны. Показано, что при определении границ минерализованной зоны выявленные геологические признаки продуктивности оруденения можно использовать только с учетом концентрационного фактора.

Рудное месторождение, как объект геологического изучения, может рассматриваться в виде скоплений полезного компонента разнообразной морфологии, обусловленных структурными условиями, геодинамическим состоянием вмещающей среды и химизмом рудоносных флюидов [3]. В связи с этим изучение особенностей распределения полезного компонента представляет особый интерес на месторождениях типа сложнопостроенных залежей или минерализованных зон как наиболее сложных в отношении разведки и оценки их запасов.

В качестве примера приводятся результаты изучения распределения золота на месторождении Зун-Холба, к настоящему времени детально разведанном в пределах центральной его части (зона Перспективная), где рудные тела приурочены к крутопадающей пачке осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в

различной степени рассланцованных и метасоматически измененных.

В процессе разведки и по мере вскрытия глубоких горизонтов зоны представление о месторождении как морфологическом типе трансформировалось от жильного к типу сложных минерализованных зон. В связи с этим изменились как подходы к оконтуриванию и увязке рудных тел, так и структура запасов месторождения. Так, наряду с богатыми рудами, сложенными в основном кварц-сульфидными жильобразными телами, образующими стержневую часть рудных тел, возросла доля рядовых и бедных руд. Последние заключены, в основном, в породах, примыкающих к стержневой части рудных тел и представленных черными (углеродистыми) и светлыми (березитизированными метапесчаниками, вулканогенными породами кислого и основного состава) сланцами, а также окварцованными известняками. Указанные породы содержат мелкую

вкрапленность сульфидов, в основном, пирита.

Многообразие, а порой и отсутствие отчетливых структурных и литологических ограничений, а также высокая структурно-литологическая неоднородность рудовмещающей пачки пород осложняют задачи установления оптимальных границ минерализованной зоны, оконтуривания и увязки рудных тел, геологического обоснования блокировки, методов подсчета и оценки запасов.

Использование только формального подхода при оконтуривании рудных тел (по данным опробования) показало, что контуры рудных тел отличаются высокой изменчивостью, границы рудных тел часто не согласны с элементами залегания геологических структур (тектонических и литологических) и границами распространения метасоматических образований. Иначе говоря, подобные контуры фактически не соответствуют геологическим особенностям месторождения и, что весьма нежелательно, могут стать причиной необоснованно высоких показателей разубоживания и эксплуатационных потерь. Формальный подход к оконтуриванию затрудняет оперативное определение границ рудных тел в процессе их отработки. В то же время уже первые попытки со стороны геологической службы оконтуривания рудных тел с использованием продуктивного набора рудовмещающих

пород дали обнадеживающие результаты, показавшие возможность повышения качества руд при одновременном увеличении их запасов.

О возможном выделении продуктивного набора рудовмещающих пород свидетельствуют, в первом приближении, результаты геолого-статистического анализа данных бороздового опробования, показавшие отчетливую зависимость распределения содержания золота от состава руд (табл. 1). Сделан принципиальный вывод о возможности выделения литолого-структурных границ рудовмещающего комплекса. Особенности его проявления в пределах минерализованной зоны можно охарактеризовать объемными соотношениями кварц-сульфидных образований, черных и светлых сланцев. Так, судя по данным табл. 1 и принимая ориентировочно трехбалльную систему оценки, преимущественное распространение кварц-сульфидных образований в рудах соотносится и с наиболее высокой их продуктивностью, т.е. в таком проявлении рудовмещающий комплекс как геологический признак оруденения можно оценить индексом в 3 балла. Соответственно руды в черных сланцах оцениваются индексом в 2 балла и руды в светлых сланцах индексом в 1 балл.

Все это послужило основанием к проведению исследований геологических признаков, имеющих то или иное отношение к

1. Распределение золота по пробам, сгруппированным по составу руд

Состав руд	Объем выборки или количество проб	Коэффициент отношений средних содержаний золота: выборка/совокупность	Сортность или качество руд
Кварц-сульфидные руды:	976	11,00	богатые
пирита более 50 %	98		
пирита 20—50 %	132	4,38	
пирита 5—20 %	478	2,61	
пирита до 5 %	268	0,76	рядовые
Руды в породах:			рядовые
черные сланцы,	395	0,68	
известняки окварцованные,	1066	0,17	бедные
светлые сланцы, в т.ч.:	1284		
березитизированные вулканогенные породы основного состава	340	0,17	
березитизированные метапесчаники	539	0,15	
березитизированные вулканогенные породы кислого состава	405	0,09	
Всего проб по совокупности:	3721		

оруденению. Кроме рудовмещающего комплекса выделено 12 признаков, каждый из которых также оценивался в трехбалльной системе: либо по интенсивности, либо по особенностям проявления в рудах. Исключение составили признаки, наблюдающиеся в рудах спорадически (к примеру, галенит и сфалерит), для оценивания которых использовалась двухбалльная система (1 — отсутствие и 2 — присутствие минерала). Результаты частных замеров выделенных признаков распределялись по классам содержаний золота, а по каждому из таких классов выводились их средние значения. Из всего набора только по части признаков установлена положительная и значимая корреляция между интенсивностью или особенностями их проявления и содержанием золота. Из них выбраны признаки, наиболее уверенно диагностируемые при геологической документации:

- признак-1 (рудовмещающий комплекс);
- признак-2 (степень метасоматической проработки рудовмещающих пород);
- признак-3 (процентное содержание сульфидов);
- признак-4 (форма выделений пирита).

Распределение оценок особенностей или интенсивности проявления каждого признака и из совокупности четырех признаков в классах содержаний золота приведено в табл. 2. Данные суммарных оценок по сгруппированным классам содержаний выбраны в соответствии с концентрационными уровнями по модели-отклику объекта или диаграмме концентрационного эффекта (ДКЭ) месторождения (рис. 1). Методика построения такой модели разработана в ЦНИГРИ и апробирована на ряде золоторудных объектов (Васильковское, Кумтор и др.), прошедших утверждение запасов в ГКЗ [1—4].

На ДКЭ месторождения намечаются пять концентрационных уровней (см. рис. 1), из которых нами будет уделено внимание первым двум (K1 и K2), так как их нижние ограничивающие содержания близки к бортовым содержаниям, принятым в разные годы в соответствующих подсчетах запасов по месторождению для оконтуривания рудных тел по мощности.

Как видно из табл. 2, интенсивность проявления указанных признаков возрастает с повышением содержания золота в

рудах, а от K1 до K2 в среднем в 1,5 раза. При этом, начиная с K1, обобщенная оценка по четырем признакам резко возрастает (см. табл. 2 и рис. 2), т.е. намечается отчетливая ступенчатость в интенсивности и особенностях проявления признаков в пределах вскрытой части минерализованной зоны. Положение этой ступенчатости сдвигается от признака к признаку в некотором диапазоне содержаний, что вносит элемент неоднозначности в определение границы минерализованной зоны, если использовать при этом один из признаков. В то же время использование осредненной оценки интенсивности или особенностей проявления по всем четырем признакам как количественного показателя границы минерализованной зоны не представляется возможным ввиду изначально заложенного элемента субъективности как в самой геологической документации, так и в снимаемых с нее замеров интенсивности или особенностей проявления указанных признаков.

Границу минерализованной зоны, на наш взгляд, следует определять по концентрационному фактору или содержанию золота в краевых пробах, соответствующему граничному содержанию K1. Примечательно, что бортовое содержание, принятое для оконтуривания рудных тел в последнем подсчете запасов, практически совпало с границей K1, т.е. контуры рудных тел нередко совпадали с границей минерализованной зоны.

Общая характеристика геологических особенностей первых двух концентрационных уровней приведена в табл. 3, данные которой использовались в какой-то мере геологоразведочной службой организации при оконтуривании и оценке запасов месторождения. Весьма примечательно, что граничное содержание для K2 весьма близко к бортовому содержанию, принятому в раннем подсчете запасов для верхних горизонтов одного из участков зоны Перспективной, когда месторождение рассматривалось как жильное. Анализ качества разведки зоны Перспективной на этапе ее завершения позволил выявить участки неполного вскрытия и, в связи с этим, наметить необходимый объем работ по ее доизучению.

В качестве геологической основы геометризации рудных тел, блокировки и под-

2. Распределение оценок интенсивности и особенностей проявления геологических признаков оруденения

Группа руд с содержанием золота, г/т:	Класс содержания золота, усл. ед.	Признаки				
		1	2	3	4	1—4
0,2—0,9	0,2	1,07	1,49	1,00	1,29	1,21
	0,3	1,45	1,02	1,00	1,00	1,12
	0,4	1,37	1,39	1,00	1,00	1,19
	0,5	1,30	1,20	1,00	1,19	1,17
	0,6	1,17	1,00	1,24	1,29	1,17
	0,7	1,43	1,44	1,08	1,43	1,35
	0,8	1,22	1,00	1,20	1,33	1,19
	0,9	1,40	1,37	1,40	1,62	1,45
Сумма		10,40	9,90	8,92	10,14	9,84
Среднее		1,30	1,24	1,12	1,27	1,23
1,0—5,9	1,0	1,53	1,39	1,52	1,67	1,53
	1,1	1,58	1,49	1,52	1,76	1,59
	1,2	2,15	1,46	1,52	1,81	1,74
	1,3	1,67	1,44	1,52	1,81	1,61
	1,4	1,90	1,59	1,48	1,67	1,66
	1,5	1,90	1,61	1,64	1,90	1,76
	1,6	1,85	1,63	1,60	1,90	1,75
	1,7	1,97	1,73	1,84	2,00	1,88
	1,8	2,05	1,76	1,76	2,05	1,90
	1,9	2,03	1,71	1,72	2,10	1,89
	2,0—2,9	1,82	1,54	1,48	1,81	1,66
	3,0—3,9	1,93	1,37	1,80	1,90	1,75
	4,0—4,9	2,27	1,49	2,16	2,24	2,04
	5,0—5,9	1,95	1,32	1,96	2,00	1,81
Сумма		26,60	21,51	23,52	26,62	24,56
Среднее		1,90	1,54	1,68	1,90	1,75
6,0—11,9	6,0—6,9	2,37	1,71	2,24	2,29	2,15
	7,0—7,9	2,25	1,68	2,32	2,29	2,13
	8,0—8,9	2,52	1,59	2,36	2,19	2,16
	9,0—9,9	2,45	1,71	2,28	2,19	2,16
	10,0—10,9	2,35	1,73	2,44	2,24	2,19
	11,0—11,9	2,38	1,61	2,36	2,33	2,17
Сумма		14,32	10,02	14,00	13,52	12,97
Среднее		2,39	1,67	2,33	2,25	2,16
12,0 и более	12,0—12,9	2,72	1,80	2,64	2,33	2,37
	13,0—13,9	2,65	1,68	2,80	2,43	2,39
	14,0—14,9	2,63	1,66	2,60	2,33	2,31
	15,0—15,9	2,73	1,83	2,84	2,43	2,46
	16,0 и более	2,73	1,78	2,28	2,33	2,28
Сумма		13,47	8,76	13,16	11,86	11,81
Среднее		2,69	1,75	2,63	2,37	2,36
Коэффициент корреляции с содержанием золота		0,946	0,738	0,958	0,965	0,966

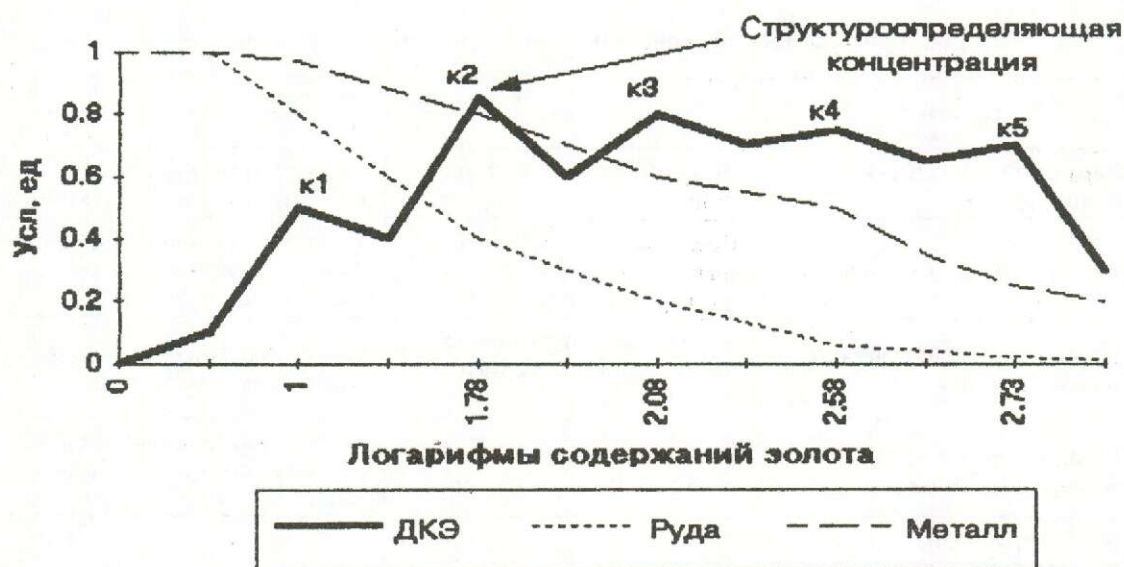


Рис. 1. Диаграмма концентрационного эффекта по месторождению.



Рис. 2. Изменение общей оценки признаков оруденения по классам содержаний золота.

счета запасов по зоне Перспективной использована концентрационная модель месторождения, построенная с учетом всех данных разведки и результатов исследований по геологическому обоснованию границ минерализованной зоны и представленная в виде распределения таких параметров как мощность зоны, содержание и метротоннаж золота

для первых двух концентрационных уровней.

Исследования концентрационных моделей ДКЭ золоторудных месторождений [1, 3, 4] показывают, что на каждой из таких моделей выявляется структуроопределяющий концентрационный уровень. Положение этого уровня в структуре концентрационной не-

3. Геологические признаки концентрационных уровней

Признаки	Концентрационные уровни	
	1	2
Характер геологических границ	Неясный, изредка тектонический	Преимущественно отчетливый, нередко тектонический
Рудовмещающий комплекс	Преимущественно светлые сланцы и карбонатные породы, изредка черные сланцы	Преимущественно кварц-сульфидные образования и черные сланцы
Степень метасоматической проработки пород	От отдельных пятен или зон до реликтов неизмененных вмещающих пород	Полностью замещенные вмещающие породы
Сульфидная минерализация (содержание пирита в %)	Прожилково-вкрапленная (от 3—5 до 10)	От прожилково-вкрапленной до гнездовых и жилородных выделений (10 и более)
Концентрационная граница по содержанию золота, усл.ед.	1,0	6,0
Содержания золота по пробам, усл.ед.: размах среднее	$\frac{1,0—6,0}{2,5}$	$\frac{6,0—93,0}{22,0}$
Наблюдаемая мощность	От нескольких метров до десятков метров	До метра, иногда несколько метров

днородности обозначается качественными морфоструктурными преобразованиями в концентрировании оруденения, выражающимися, в частности, переходом оруденения из компактного в разобщенный тип прерывистости, т.е. на данном концентрационном уровне достигается максимальное усложнение структуры концентрационной неоднородности (СКН). Скопления структуроопределяющего концентрационного уровня, т.е. их морфология, взаиморасположение и ориентировка в пространстве объекта, могут быть использованы для оптимизации разведочной сети на объектах-аналогах.

На исследуемом месторождении таким уровнем является К2, результаты геометризации скоплений которого использованы для выявления особенностей распределения оруденения как по отдельным участкам, так и по зоне в целом. Все замеры параметров скоплений К2 выполнены на моделях, построенных на вертикальной продольной проекции зоны в масштабе 1:500. Результаты последующей обработки и анализа показывают следующее.

Верхние горизонты зоны характеризуются струйчато-прерывистым оруденением,

переходящим на нижних горизонтах в неупорядоченно-мозаичное. Распределение согласуется с особенностями распространения светлых сланцев, карбонатных пород (известняков?) и черных сланцев. Системой диагональносекущих крутопадающих тектонических структур зона разбивается на три блока, различающиеся объемными соотношениями основных разностей рудовмещающих пород, морфологией и степенью продуктивности оруденения: северо-западный (СЗ), центральный (Ц) и юго-восточный (ЮВ). Основная и наиболее продуктивная часть оруденения размещается дугообразно с погружением в направлении нижних горизонтов центрального блока зоны и в соответствии с положением зоны рудовмещающей пачки, в объеме которой преимущественно преобладают черные сланцы. На верхних горизонтах центрального блока выделяется относительно компактное скопление с повышенным содержанием золота, сложенное в основном кварц-сульфидными образованиями. Юго-восточный блок характеризуется крупным скоплением, в сложении которого участвуют, в основном, черные сланцы и кварц-сульфидные образования.

4. Морфологические характеристики геометризованных скоплений второго концентрационного уровня

Характеристики	Геологические блоки			В целом по зоне
	СЗ	Ц	ЮВ	
Количество скоплений	37	53	41	131
Максимальный размер: по удлинению, м	$\frac{29}{8-182}$	$\frac{50}{6-146}$	$\frac{69}{12-379}$	$\frac{50}{6-379}$
по ширине, м	$\frac{15}{4-65}$	$\frac{16}{3-82}$	$\frac{22}{3-145}$	$\frac{18}{3-145}$
Коэффициент удлинения	$\frac{3,2}{1,8-6,4}$	$\frac{3,3}{1,0-8,7}$	$\frac{3,6}{1,6-6,7}$	$\frac{3,4}{1,0-8,7}$
Площадь, м ²	$\frac{440}{50-625}$	$\frac{810}{25-4100}$	$\frac{1520}{60-33100}$	$\frac{930}{25-33100}$

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — размах значений характеристик

При относительно одинаковых размерах геологических блоков размеры скоплений К2 увеличиваются от СЗ к ЮВ блоку с незначительным возрастанием коэффициента удлинения соответственно от 3,2 до 3,6 (табл. 4). Вместе с этим возрастает общая продуктивность минерализованной зоны в юго-восточном направлении (запасы ЮВ блока составляют примерно 50 % от всех запасов зоны Перспективной).

Проведен анализ распределения углов склонения осей удлинения скоплений второго концентрационного уровня, замеры которых производились в плоскости продольной вертикальной проекции. При этом плоскость проекции рассматривалась условно как полукруг, разделенный через 45° на четыре сектора, обозначенные соответственно ЗСЗ, ССЗ, ССВ и ВСВ. Очевидно, что направлениями, разделяющими сектора, считаются западное (З), северо-западное (СЗ), северное (С), северо-восточное (СВ) и восточное (В). Данные замеров сведены в табл. 5 и свидетельствуют, что наибольшей частотой встречаемости характеризуются углы склонений в блоках: северо-западном — ВСВ и ССВ, центральном — ССВ и ССЗ и юго-восточном — ССЗ, а по рудной зоне в целом — ССВ и ССЗ. Углы крутого склонения, за исключением блока центрального, преобладают на верхних горизонтах блоков северо-западного и юго-

восточного, а на нижних горизонтах этих блоков преобладают пологие углы склонения. С переходом на глубокие горизонты наблюдается тенденция к формированию генеральных направлений склонений оруденения в блоках: северо-западном — СВ, центральном — С и юго-восточном — СЗ. Эти направления связаны с общим погружением рудоконтролирующей структуры.

Таким образом, месторождение характеризуется весьма сложной структурой концентрационной неоднородности, обусловленной гетерогенностью рудовмещающей среды (наличие мегабудин, сложенных компетентными породами, осадительная роль пластичных черных (углеродистых) сланцев, система пологих и крутопадающих тектонических структур и пр.), в которой пути перемещения рудоносных флюидов и условия отложения руд отличаются разнообразием.

В такой обстановке более эффективной разведочной системой может считаться буровая при условии достаточно высокого качества буровых работ. При этом разведочная сеть скважин для выявления и оценки руд промышленных категорий должна быть квадратной со стороной разведочной ячейки 20—30 м.

Блокировка и подсчет запасов должны проводиться с учетом особенностей структуры концентрационной неоднородности минера-

5. Соотношение (в %) углов склонения скоплений второго концентрационного уровня

Сектор, диапазон углов в градусах	Геологические блоки			В целом по зоне
	СЗ	Ц	ЮВ	
ВСВ, 0—45	44,0	17,0	10,0	22,0
ССВ, 45—90	24,0	32,0	22,0	27,0
ССЗ, 90—135	16,0	34,0	61,0	38,0
ЗСЗ, 135—180	16,0	17,0	7,0	13,0
Количество скоплений	37	53	41	131

лизированной зоны, т.е. в участках зоны с преобладающим развитием уровня К2 (преимущественно жильный тип) предпочтительнее выполнять подсчет запасов способом геологических блоков, а в участках зоны с равными соотношениями двух концентрационных уровней или с преобладанием из них К1 (преимущественно тип минерализованных зон) эффективнее способ подсчета запасов разрезами.

Учитывая существенную разницу между содержаниями в скоплениях первого и второго концентрационных уровней и при одновременном их присутствии по разведочным пересечениям в оцениваемых блоках, наиболее приемлемым способом подсчета запасов, с позиции точности оценки руд, можно считать раздельный подсчет запасов по рядовым и богатым рудам. Подтверждением этому могут служить результаты такого подсчета по отдельным участкам минерализованной зоны, показавшие занижение запасов по обычному подсчету (без разделения руд) на 10—15 %.

Предполагаемое направление погружения рудоконтролирующей структуры может рассматриваться в качестве обоснования вы-

бора направлений глубокого разведочного бурения для выявления перспектив прироста запасов по зоне на горизонте, где возможно развитие второго яруса оруденения. Наиболее благоприятным следует считать юго-восточный фланг зоны, где продуктивность оруденения может быть связана с развитием пачки черных (углеродистых) сланцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзялошинский В.Г., Лобач В.И. Принципы выделения структурно-концентрационных уровней минерализованных участков недр на примере золото-сульфидных месторождений // Руды и металлы. 1993. № 1—2. С. 54—59.
2. Лобач В.И. Изучение концентрационной неоднородности — важное направление совершенствования методологии разведки месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 221. С. 45—53.
3. Лобач В.И. Введение в концентрационную модель объекта разведки // Тр. ЦНИГРИ. 1990. Вып. 244. С. 100—107.
4. Лобач В.И., Цейтлин В.П. Опыт оконтуривания рудных объектов с нечеткими геологическими границами // Науч.-техн. достижения и передовой опыт в обл. геол. и разведки недр: Науч.-техн. инф. сб. 1992. Вып. 5. С. 3—13.

Garbuz A. A., Lobach V. I.

GOLD DISTRIBUTION IN THE ZUN-KHOLBA DEPOSIT

Gold distribution in a complex-structure-zone-type gold deposit is analyzed. It is shown that, when delineating the mineralized zone, geological characters indicative of mineralization productivity can be used only provided that the concentration factor is also accounted for.

УДК 553.435.001.57

© С. А. Емельянов, А. С. Тарасов, 1995

ОПТИМИЗАЦИЯ ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ МНОГОФАКТОРНЫХ МОДЕЛЕЙ

С. А. ЕМЕЛЬЯНОВ, А. С. ТАРАСОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

В качестве показателя достоверности запасов предлагается использовать вероятность неперевышения случайной погрешности экономически обоснованного предела. Вероятностные градации достоверности запасов согласуются с зарубежными классификациями и не противоречат классификации запасов ГКЗ.

Разведка рудных месторождений базируется на соблюдении равномерной разведочной сети, размеры которой регламентированы инструкцией ГКЗ на основе многолетнего опыта геологоразведочных работ (ГРР). В последние десятилетия сложились несколько направлений оптимизации ГРР. Доминирующим являлось снижение стоимости разведки за счет бурения скважин взамен проходки горных выработок. Вместе с тем, наиболее высокая эффективность ГРР на рудных месторождениях была достигнута при совмещении детальной разведки со вскрытием (Николаевское, Шубинское и др.). Другим направлением можно считать широкое применение геофизических, геохимических, биоэнергетических и других дистанционных методов с целью уменьшения числа разведочных пересечений. При этом несколько повышается правдоподобие создаваемой геологической модели месторождения, но снижается точность определения таких статистических величин, как среднее содержание, средняя мощность и запасы.

Исторически сложилось так, что квалификация запасов зависит от принадлежности рудного объекта к группе сложности, а степень разведанности месторождений каждой группы в соответствии с классификацией запасов регламентирована соотношением запасов руды различных категорий, т.е. типизация месторождений и категоризация запасов взаимообусловлены, но базируются на неясно сформулированных качественных показателях. Стоимости разведки единицы запасов категорий А, В, С₁ и С₂ одного или ряда сходных месторождений существенно отличаются. Поэтому оптими-

зация ГРР, планируемых с целью оценки запасов определенных категорий, при отсутствии количественно выраженных требований к ним лишена смысла, т.к. после проведения работ отнесение подсчитанных запасов к категориям всецело зависит от субъективизма соответствующей комиссии. Установление количественных критериев отнесения запасов к категориям исходя из их достоверности является первым необходимым условием оптимизации ГРР.

Суть любой классификации запасов заключается в условиях или критериях отнесения запасов к категориям по степени разведанности или достоверности. Категории вообще отражают качественные ступени, градации, обусловленные изменениями количественных характеристик предмета, явления, процесса и служат для оценивания. Например, 12 категорий пород по буримости и 20 «горных» категорий тех же пород отражают физико-механические свойства, устанавливаются опытными работами с хронометражем и служат для оплаты труда.

За рубежом горнорудные компании могут получить в банке необходимый кредит для освоения месторождения только при условии наличия запасов категории proved (доказанные), а инвестирование разведочных работ возможно после оценки необходимых вероятных (probable) запасов. Кроме того, недропользователи платят налог за недра (royalty) с учетом только доказанных запасов. В условиях рыночной экономики отнесение запасов к определенным категориям имеет важное значение и, следовательно, субъективизм оценки запасов если и не исключается полностью в силу неоднознач-

ности геологической модели месторождения, то сводится до минимума.

Соображения о достоверности результатов ГРР и о возможных показателях достоверности запасов изложены в многочисленных работах, им посвящены обзоры ВИЭМСа и методические рекомендации [3]. Доминирующей в них является методика интервальных оценок, которая основывается на зависимостях среднеарифметических погрешностей и погрешностей при соответствующей доверительной вероятности, используя которые, можно перейти от относительных погрешностей к интервальной оценке подсчетных параметров и запасов при любой вероятности. Традиционно рассматривается методика сопоставления данных разведки и эксплуатации, а также методика определения ошибки геометризации.

Идея выражения достоверности подчитанных запасов различных категорий через соответствие допустимым погрешностям не получила общего признания. Многие исследователи пытались установить пределы погрешностей для запасов рудных месторождений. Однако вряд ли возможно установить для всех типов месторождений одинаковые допуски ошибки подсчета запасов каждой категории. Широкие диапазоны априорных требований разных авторов к точности оценки запасов одной и той же категории практически означают отсутствие представления о необходимой для горнодобывающей промышленности достоверности запасов.

В целом можно отметить, что назрела настоятельная необходимость определения степени достоверности результатов ГРР в процессе их проведения, по завершении каждой стадии и этапа, не ожидая, когда объект будет отработан и откроется возможность сравнения данных разведки с данными эксплуатации уже бесполезного для оценки объекта в части ошибки геометризации и погрешности среднесблочных содержаний. Показатели же достоверности результатов разведки, полученные в процессе ее проведения, могут быть оперативным средством управления и планирования ГРР.

Если совсем недавно вопрос о достоверности запасов имел в основном теоретическое значение и интересовал в первую очередь геологов, т.к. ущерб от неправильной оценки объекта погашался за счет госбюд-

жета или налогоплательщиков, то в современных условиях неудовлетворительная достоверность оценки рудного объекта представляет или обуславливает угрозу экономическому и финансовому состоянию недропользователя. Поэтому сейчас важны не столько пределы и вероятности возможных значений запасов и подсчетных параметров в каких-то объемах, сколько доверительная вероятность рентабельной деятельности будущего, проектируемого или действующего горнодобывающего предприятия как в течение финансово-отчетного периода (года), так и срока окупаемости капиталовложений и более длительного времени. Именно эта вероятность будет служить критерием надежности проекта для дающего кредит банка.

При известных средней случайной и допустимой погрешностях определение достоверности запасов или какого-либо подсчетного параметра сводится к обычной для математической статистики задаче, которая заключается в вычислении доверительной вероятности нахождения истинного значения статистически оцениваемой величины в строго заданных пределах. Как например, определение доверительной вероятности соответствия качества какой-нибудь серийной продукции установленным требованиям, техническим условиям при некоторых известных случайных отклонениях качества, вычисленных на представительной выборке.

Поскольку распределение погрешностей определения подсчетных параметров и запасов подчинено нормальному закону, для определения вероятности (w) непревышения случайной погрешности допустимого предела может быть использован интеграл Ляпунова (центральная предельная теорема) [1]:

$$w = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^z e^{-t^2/2} dt, \quad (1)$$

где t — коэффициент вероятности равный отношению допустимой погрешности и средней случайной погрешности, вычисленной при квантиле распределения 1,0 или вероятности 0,68.

Возможные случайные погрешности подсчетных параметров и запасов определяются методами многовариантного разрежения разведочной сети и крайгинга на дву-

мерных моделях рудных тел. Расчет допустимых погрешностей оценки среднего содержания (ΔC), запасов руды (ΔP) и металлов (ΔQ) предлагается выполнять на базе технико-экономических показателей разработки месторождения (исходя из условия нулевой рентабельности) по формулам [2]:

$$\Delta C = \frac{(\bar{C} - C_{\min}) \cdot 100\%}{\bar{C} \cdot \sqrt{T}}; \quad (2)$$

$$\Delta P = \frac{(\Pi_{\text{и}} - C_6) \cdot 100\%}{\Pi_{\text{и}} \sqrt{T}}; \quad (3)$$

$$\Delta Q = \sqrt{\Delta C^2 + \Delta P^2}, \quad (4)$$

где: $\bar{C}$ — расчетное среднее содержание компонентов, %;

$C_{\min}$ — минимальное промышленное содержание, %;

$\Pi_{\text{и}}$ — извлекаемая ценность 1 т руды, руб.;

C_6 — себестоимость добычи и переработки 1 т руды, руб.;

T — срок обеспеченности запасами, год.

Введение в процедуру оценивания достоверности запасов допустимой погрешности, учитывающей через производительность предприятия объем запасов, обуславливает правомерность и корректность оценки достоверности запасов в любом объеме.

При корректировке минимального промышленного содержания и себестоимости 1 т руды в формулах допустимых погрешностей находится и вероятность отработки запасов с заданным уровнем рентабельности или внутренней нормы прибыли (IRR):

$$C_6' = C_6 + \text{IRR} / \Pi; \quad (5)$$

$$C_{\min} = \frac{C_6' \cdot 100\%}{\Pi \varepsilon (1 - p)}, \quad (6)$$

где Π — отпускная цена 1 т металлов, руб.;

Π — годовая производительность предприятия по руде, т;

ε — сквозное извлечение, %;

p — разубоживание или потери качества руд, %;

IRR — внутренняя норма прибыли за год, руб.

Обращает на себя внимание сходство формул допустимых погрешностей среднего

содержания и запасов руды, которое заключается в присутствии показателей качества руды: среднего содержания и промминимума, в одной, и извлекаемой ценности и себестоимости 1 тонны руды, в другой. Эти показатели бесспорно связаны между собой, т.к. являются взаимопроизводными, но не тождественными. Формула (2) отражает «запас прочности» качества руды, т.е. насколько может снизиться фактическое содержание относительно расчетного без ущерба для предприятия, добывающего запланированный объем руды. Формула (3) показывает величину снижения годовой производительности в результате несподтверждения запасов в недрах, которая компенсируется превышением ценности руды над ее себестоимостью, т.е. насколько допустимо в течение года отставание горы от фабрики, при котором, как и в случае несподтверждения содержания, нецелесообразна ликвидация или длительная консервация производства.

В зависимости от характера распределения оруденения, плотности разведочной сети, уровня качества руд вероятность превышения допустимого предела погрешности запасов будет различной. Поскольку степень экономического риска освоения месторождения определяется именно интервалом доверительной вероятности, следует использовать эту меру для категоризации геометризованных и подсчитанных запасов полезных ископаемых.

Принятая во многих странах классификация запасов разработана Г.Гувером в 1909 г. без статистического и экономического обоснования, и только гораздо позднее для категорий запасов сложились пределы достоверности.

Оценка запасов с вероятностью нулевой и «отрицательной» рентабельности не более 5 % во всех случаях удовлетворяет требованиям горнодобывающей промышленности и запасы соответствуют категориям доказанных (proved) и измеренных (measured) запасов зарубежных классификаций. Они служат базой для проектирования и строительства горнодобывающего предприятия.

Вероятные (probable) и исчисленные (indicated) запасы оцениваются с ошибкой -30 — +50 %. Вероятность безубыточной отработки подобных запасов обеспечивается при условии, что средняя случайная

(при $t > 1$ $w > 0,68$). Запасы с достоверностью 94—68 % нельзя считать промышленными, но если оценка их получена на ранней стадии изучения рудного объекта, то они могут служить основанием для положительного решения вопроса о кредитовании разведочного (оценочного) проекта или долевого участия горнодобывающего предприятия в ГРР.

Потенциально рентабельные (балансовые) запасы, оцененные по недостаточно плотной сети с достоверностью менее 68 %, соответствуют категории возможных (possible и inferred).

Предлагаемые градации достоверности запасов (> 95 %, 94—68 %, < 68 %) не строго корреспондируются с категориями А, В, C_1 и C_2 действующей классификации ввиду зависимости категорий от сложности геологического строения, но в большей степени масштаба месторождения. Так, запасы высокой достоверности ($w > 95$ %) могут соответствовать категории А месторождений 1 группы сложности, категории В — 2 группы и C_1 — 3 и 4 групп. С другой стороны, для большинства рудных месторождений запасы разделяются, главным образом, на три категории, причем каждой группе присуща своя триада: 1 группа — категории А, В и C_1 ; 2 группа — категории В, C_1 и C_2 ; 3 и 4 группы — категории C_1 (эксплуатационные) и C_1 (разведанные) и C_2 .

Предлагаемые вероятностные градации достоверности запасов не отрицают установившуюся многолетней практикой ГРР категоризацию запасов, но могут придать триадам категорий количественное и экономическое наполнение.

Вторым условием оптимизации ГРР следует считать возможность и правомочность прогнозирования значений признаков изучаемого объекта, в т.ч. и случайных погрешностей. Необходимость прогнозирования объясняется тем, что система разведки обладает инертностью, т.к. принятые при проектировании плотность сети и технические средства реализуются до окончания проекта и очень трудно корректируются. Поэтому проектирование ГРР в части выбора плотности сети должно базироваться на инженерном (статистическом) расчете и(или) количественно обоснованной аналогии.

В практике ГРР плотность сети обычно намечается интуитивно, с ориентацией на аналогичное изученное или разрабатываемое месторождение в том же рудном районе, а при отсутствии такового — на месторождение данного геолого-промышленного типа в сходной геологической обстановке. При этом возможны (и известны) ошибки в силу неизбежного субъективизма и недостаточного знания аналогов, а также трудности учета расхождения масштабов рудных объектов.

Количественной основой прогноза плотности сети могут служить многофакторные модели типовых рудных объектов. Многофакторные модели являются композитными, объединяющими несколько видов количественных признаков моделей и предназначены для «оптимизации оценки и(или) разведки новых месторождений на основе их сопоставления с объектами-эталоном либо аналогами по комплексу характеристик и факторов» [4]. Они включают базу данных, базу знаний, объекты исследований, результаты исследований и формируются как сочетания различных признаков, представленные в табличной, графической плоскостной и объемной формах. Базу знаний составляют логические методы формирования моделей, их типизации и идентификации, а также методы оценки случайных погрешностей подсчетных параметров и запасов и их допустимых пределов.

Многолетний опыт проведения ГРР показывает, что сложность геологического строения, изменчивость морфологии рудных тел, характер распределения полезных компонентов и ряд других факторов при более или менее ограниченном объеме информации об объекте влияют на достоверность результатов разведки. Единственной известной количественной характеристикой достоверности или скорее точности подсчета запасов является случайная погрешность. Проведенными исследованиями установлено, что наряду с близкими значениями геологических, морфометрических, статистических, концентрационных факторов рудные объекты, входящие в одну группу, обнаруживают сходную изменчивость оруденения и, как следствие, близкий уровень случайных погрешностей оценки количества и качества руд в пересчете на относительную плотность разведочной сети.

Практическое применение многофакторных моделей возможно и целесообразно при геолого-экономической оценке новых вовлекаемых в оценку и разведку, а также разведанных, но не разрабатываемых месторождений. Неполная модель нового изучаемого рудного объекта идентифицируется математическими методами, т.е. определяется принадлежность к какой-либо группе, а также ближайший аналог среди эталонных рудных тел. Опираясь на данные разведки и(или) эксплуатации аналогичного эталонного объекта в части случайных погрешностей подсчетных параметров и запасов, можно прогнозировать их уровень в пересчете на относительную плотность сети для оцениваемого объекта. Допустимые погрешности определяются по намечаемым в ТЭС, ТЭД или ТЭО экономическим показателям. Требуемое соотношение средней случайной и допустимой погрешностей запасов обусловит необходимую и достаточную, т.е. оптимальную, плотность сети, а выявленные морфологические или концентрационные особенности рудной залежи позволят выбрать рациональную форму ячейки сети. Выбор технических средств и системы разведки осуществляется с учетом горнотехнических, гидрогеологических, экологических условий и принятой плотности сети.

По завершении оценочных и в процессе разведочных работ возможно и целесообразно вычисление погрешностей на основе данных по изучаемому объекту методами крайгинга и многовариантного разрежения сети. Полученные после нормирования линейные зависимости средних погрешностей подсчетных параметров и запасов позволяют определить оптимальное среднее расстояние между разведочными пересечениями, исходя из требуемой вероятности неперевышения случайной погрешности допустимого предела, вычисленного по технико-экономическим показателям, принятым в ТЭД или ТЭО (рисунок). Если мы задаемся вероятностью 68 % ($t = 1$), то среднее расстояние определяется на графике точкой пересечения линий допустимой и средней случайной погрешностей запасов, а если требуется высокая достоверность ($w > 95\%$) — среднее расстояние принимаем вдвое меньшее. Применяя способ интерполяции, можно определить плотность сети при любой заданной достоверности запасов.

Принятую плотность сети необходимо оценить в отношении целесообразности ее применения для всей площади залежи. С этой целью предлагается построить график зависимости изменения числа требуемых рудных пересечений от плотности сети (см. рисунок). Деление полученной по результатам ГРП рудной площади на квадрат среднего расстояния между пересечениями даст число требуемых рудных пересечений. Изменяя среднее расстояние, лучше с равным интервалом 5 или 10 м, мы получим последовательный ряд значений числа пересечений, а их разности будут отражать темп роста числа пересечений:

$$N_i = S / l_i^2;$$

$$\Delta N_i = N_i - N_{i-1} + h,$$

где N — число пересечений;

S — рудная площадь;

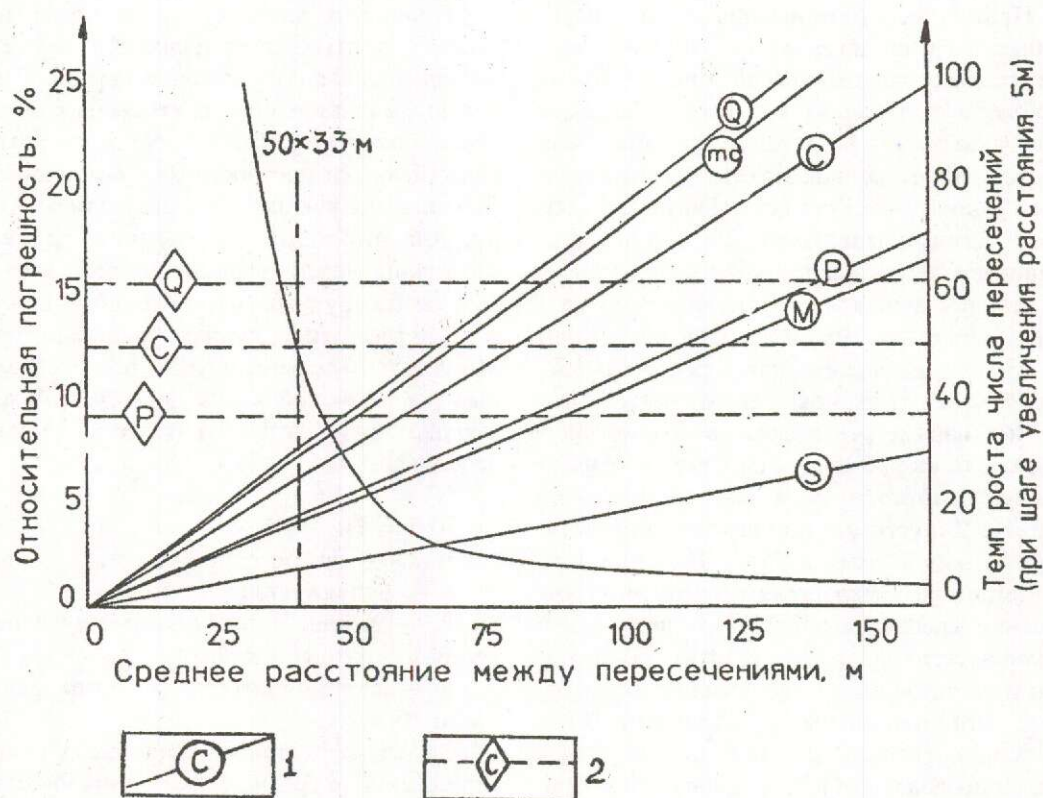
l_i — среднее расстояние между пересечениями в i -том интервале;

h — величина интервала (шага), равная 5 или 10 м.

Зависимость приращения числа рудных пересечений от среднего расстояния имеет вид гиперболы: при редкой сети число пересечений меняется незначительно, но после некоторого интервала, который обусловлен рудной площадью, число пересечений резко возрастает при каждом шаге уменьшения среднего расстояния.

Если принятая плотность сети соответствует пологой части или области перегиба гиперболы, то вполне реальна разведка всей залежи по равномерной сети. Но если принятая плотность сети попадает в область подъема гиперболы, создание равномерной сети по всей площади экономически нецелесообразно и ее следует применять только на участке первоочередной отработки (на двойной период окупаемости), остальную же рудную площадь можно оценить по редкой сети.

Получаемые в процессе оценки и разведки данные по рудному объекту будут уточнять и дополнять модель, поэтому целесообразно на каждом этапе обращаться к банку эталонных моделей, что позволит оперативно корректировать план работ. Кроме того, могут и должны изменяться технико-экономические показатели, обуславливающие допустимые погрешности. Созданные по завершении стадий оценки и разведки



Определение рациональной плотности разведочной сети (месторождение Золотушинское):

относительные погрешности: 1 — средние случайные погрешности оценки; 2 — допустимые погрешности оценки; М — мощность, С — содержания меди, свинца и цинка, mc — метропроцент, S — рудная площадь, Р — запасы руды, Q — запасы металлов

многофакторные модели дадут возможность оценить степень экономического риска промышленного освоения месторождения, что очень важно для лицензирования.

В таблице приведено сопоставление рекомендуемых инструкцией ГКЗ и расчетных параметров разведочной сети для ряда рудных залежей колчеданно-полиметаллических месторождений. В графе 5 даны средние погрешности оценки запасов при относительной площади ячейки сети 1 % (или при 100 рудных пересечениях), в графе 6 — допустимые погрешности запасов при условии нулевой рентабельности по состоянию на время составления ТЭО. В графах 10, 11 сопоставляются параметры сети для оценки запасов категории В месторождений 2 группы, в графах 12 и 13 — категории С₁ месторождений 2 и 3 групп сложности. Для месторождений 3

группы параметры сети рассчитаны при условии 95 %-ной достоверности, а для месторождений 2 группы в графе 13 при 68 %-ной достоверности и в графе 11 — при 95 %-ной. Расчетные параметры сети в большинстве случаев отличаются от «инструктивных», а также расходятся и для рудных объектов одной и той же группы сложности и морфологического типа, что обусловлено расхождениями масштабов и, главным образом, технико-экономических показателей.

Таким образом, многофакторное моделирование рудных тел КПМ и других месторождений в современных условиях представляется неотъемлемой составляющей геологоразведочного процесса — от ранних до конечной его стадий.

Сопоставление рекомендуемых ГКЗ и расчетных параметров сети для оценки запасов различной достоверности (категорий)

Группа	Месторождение, рудное тело	Средние погрешности (Δ) при относительной площади ячейки разведочной сети 1,0 %					t	Требуемое число пересечений		Плотность сети, достаточная для оценки запасов категорий В и C ₁			
		Мощности	Содержания Cu + Pb + Zn	Запасов Cu + Pb + Zn		t = 1		t = 2	В		C ₁		
				расчетная	допустимая				ГКЗ	расчетная	ГКЗ	расчетная	
													расчетная
1	Ново-Березовское, 1	10,37	7,1	13,2	14,1	1,07	88	350	—	—	50x40	39x33	
	Ново-Березовское, 3	9,8	7,9	12,6	16,3	1,29	59	239	—	—	50x40	42x40	
2	Орловское, 2	7,5	4,1	9,2	14,5	1,58	40	161	50x30	40x36	100x50	80x72	
	Малевское, 6	6,8	5,7	8,9	16,7	1,88	28	114	—	—	50x50	48x43	
	Николаевское	4,1	6,2	8,2	17,7	1,79	31	124	50x30	45x45	100x50	90x90	
3	Золотушинское, 7	6,7	10,0	12,4	15,2	1,23	67	266	50x30	50x33	100x50	100x66	
	Рубцовское	5,2	3,9	8,2	16,0	1,95	26	105	—	—	50x50	59x34	
	Шубинское, 2	8,8	7,0	12,0	18,2	1,52	43	174	—	—	50x50	30x30	
	Малевское, 7	7,2	6,0	9,3	18,3	1,97	26	103	—	—	50x50	50x39	
4	Белоусовское, 4	6,1	5,3	8,1	18,2	2,25	20	79	60x30	125x50	200x50	250x100	
	Иргышское, Основная залежь Чекмарь, 20	7,5 7,0	5,7 7,2	12,5 10,0	19,5 15,3	1,56 1,53	41 43	164 171	50x30	70x60	100x50	140x120	
5	Катехское, 3	7,1	5,7	9,1	20,9	2,30	20	76	—	—	50x50	60x52	
	Корбалихинское, 2	6,5	6,8	9,4	13,7	1,46	47	188	50x30	41x32	100x50	82x64	
6	Корбалихинское, 4	6,2	5,6	9,7	16,8	1,73	33	133	50x30	66x66	100x50	132x132	
	Шубинское, 1	7,1	6,3	9,5	14,1	1,48	45	181	—	—	50x50	30x25	
	Тишинское, 1	9,7	14,6	18,7	19,8	1,06	89	396	50x50	41x54	100x100	82x108	
	Чекмарь, 4	6,9	8,2	11,6	18,7	1,61	39	154	—	—	50x50	28x50	
	Хандиза, 3	5,6	7,1	9,1	16,7	1,84	30	119	—	—	50x50	56x56	
	Филизчай	6,3	4,2	7,3	9,2	1,26	63	252	50x50	80x45	100x100	160x90	
	Риддер-Сокольное, II Риддерская	7,8	6,3	10,0	12,8	1,28	61	244	50x50	30x28	100x50	60x56	

Группа	Месторождение, рудное тело	Средние погрешности (Δ) при относительной площади ячейки разведочной сети 1,0 %					Требуемое число пересечений		Плотность сети, достаточная для оценки запасов категорий В и С ₁			
		Мощности	Содержания Cu + Pb + Zn	Запасов Cu + Pb + Zn		t	t = 1	t = 2	В		С ₁	
				расчетная	допустимая				ГКЗ	расчетная	ГКЗ	расчетная
7	Юбилейное, 3	6,3	8,5	13,0	17,0	1,31	59	234	—	—	60x30	39x30
	Березовское, 3	8,0	11,0	16,7	22,3	1,34	56	224	50x30	39x18	100x50	78x36
	Белюсовское, 3	10,0	8,9	14,3	15,3	1,07	87	349	50x30	42x21	100x50	84x42
	Белюсовское, Прогресс	10,4	9,9	14,8	14,4	0,97	106	423	50x30	30x14	100x50	60x28
	Кацдаг, 6	9,2	4,9	11,4	15,2	1,33	56	225	—	—	60x30	40x24
8	Малеевское, 3	10,7	5,1	11,9	22,7	1,91	28	110	—	—	50x50	43x39
	Чекмарь, 25	8,2	7,2	10,9	13,4	1,23	66	265	—	—	50x50	25x31
9	Текели	6,5	3,8	8,9	11,4	1,28	61	244	50x30	44x47	100x50	88x94
	Озерное, 8	6,6	2,9	8,8	18,0	2,04	24	96	50x50	114x104	100x100	228x208
	Кварцитовая Сопка, Восточная залежь	5,5	11,3	15,6	17,0	1,09	84	337	50x50	46x24	100x100	92x48
	Холоднинское, 2	6,3	3,1	7,8	11,0	1,41	50	201	50x50	109x65	100x100	218x130
	Жайрем, 1	4,6	3,1	6,0	6,1	1,02	97	387	50x50	80x76	100x100	160x152
	Жайрем, 2	3,1	3,7	5,2	5,9	1,13	78	311	50x50	100x70	100x100	200x140
10	Ушкатын I, III	6,2	3,7	7,6	12,5	1,64	37	148	—	—	50x50	52x29
	Ушкатын I, IV	5,4	4,8	7,7	12,2	1,58	40	159	—	—	50x50	48x28
11	Шалкия, Верхнее	3,6	3,6	5,1	8,5	1,67	36	144	50x50	46x35	100x100	92x70
	Шалкия, Нижнее	3,1	5,5	6,3	14,0	2,22	20	81	50x50	60x40	100x100	120x80
	Учкулач, 5	3,0	4,4	5,3	8,3	1,57	41	163	50x30	60x40	100x50	120x80
	Учкулач, 8е	3,4	4,8	5,9	8,8	1,49	45	180	50x30	71x54	100x50	142x108
	Талап, Верхнее	3,5	4,2	5,5	5,3	0,96	108	431	50x50	33x61	100x50	33x61
12	Миргалимсай:											
	Сонкульсай	2,3	6,1	6,5	5,0	0,77	169	676	80x80	90x82	160x160	180x164
	Центральный	2,5	6,4	6,9	8,9	1,29	60	240	80x80	88x80	160x160	176x160
	Южный,	2,9	5,3	6,1	5,3	0,87	132	530	80x80	101x80	160x160	202x160
	Саурейское, Главное	3,1	5,6	6,4	12,9	2,02	25	98	50x50	70x54	100x100	140x108

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гнеденко Б.В. Курс теории вероятностей. — М.: Наука, 1988.
2. Емельянов С.А. Допустимая погрешность оценки качества и количества руд как основа новой классификации запасов месторождений твердых полезных ископаемых // Науч.-техн. достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. 1992. Вып. 5. С. 24—32.
3. Кац А.Я., Кочетков Б.В., Регентов С.Н. Методические положения по экономической оценке месторождений полезных ископаемых — М.: ВИЭМС, 1990.
4. Кривцов А.И. Модели рудных месторождений. — М.: ВИЭМС, 1989.

Yemelyanov S. A., Tarasov A. S.

OPTIMIZATION OF BASE METALS MASSIVE SULFIDE DEPOSITS EVALUATION AND EXPLORATION ON THE BASIS OF MULTIFACTOR MODELS

The probability that the economically substantiated limit random error is not exceeded is proposed to be used as an indicator of reserves estimation reliability. The probability gradation of the reliability just mentioned is in agreement with foreign reserves classification systems as well as with those of the Russian National Committee on Mineral Reserves.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

НОВЫЙ «НЕТРАДИЦИОННЫЙ» ТИП БОГАТЫХ ПАЛЕОРОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ, ЗОЛОТА И ТАНТАЛО-НИОБАТОВ

Древние россыпи малоподвижных в водном потоке минералов — высокосортных алмазов, «автохтонного» золота и тантало-ниобатов — новый, высокопродуктивный тип месторождений. Для месторождений этого типа характерны высокие концентрации россыпных минералов и значительные их запасы.

Специалисты ЦНИГРИ готовы оказать помощь в поисках палеороссыпей алмазов, золота и тантало-ниобатов, а также в оценке перспективности различных территорий на наличие месторождений подобного типа.

Новая методика прогноза и поисков палеороссыпей такого типа весьма эффективна для районов с известными или прогнозируемыми коренными источниками алмазов, золота и тантало-ниобатов. Методика может быть успешно применена также для переоценки минерально-сырьевых ресурсов старых горнорудных районов и оценки перспектив новых территорий. Она особенно эффективна при детальном работах (1:50000—1:100000) на небольших площадях.

Практическая значимость методики подтверждена открытием богатых древних россыпей алмазов в основании верхнепалеозойских отложений чехла Сибирской платформы (Западная Якутия) и полиминеральных россыпей с высокосортными алмазами, золотом и ниобийсодержащими минералами в основании девонских толщ платформенного чехла Тимана.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095)315-27-01

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.83.053(26)

© Б. Д. Углов, А. А. Чернов, 1995

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА ТРАНСФОРМАЦИЙ ДЛЯ РАЙОНИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И РЕЛЬЕФА ДНА АКВАТОРИЙ

Б. Д. УГЛОВ (ЦНИГРИ Роскомнедра), А. А. ЧЕРНОВ (ВНИИ Геофизика
Роскомнедра)

Автоматизированная система трансформаций потенциальных геофизических полей и рельефа дна акваторий, предназначенная для их геолого-геофизического районирования рассмотрена на примере обработки данных на Анголо-Бразильском геотраверзе Атлантического океана.

В последние десятилетия усилиями ряда российских организаций (объединения «Севморгеология» и «Южморгеология», ИФЗ РАН и др.) выполнены значительные объемы геолого-геофизических исследований на трансокеанских геотраверзах в Атлантическом (Анголо-Бразильский и Канаро-Багамский) [6, 7] и Индийском (Маскаренско-Австралийский) [2, 8] океанах. Регулярными гравимагнитными и батиметрическими съемками в пределах этих геотраверзов покрыто от 3 до 5 млн км². Уникальные в условиях Мирового океана объемы съемок потребовали автоматизации как процесса обработки [5], так и интерпретации данных.

Среди задач интерпретации одной из важнейших является проблема районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна с целью выявления тектонического строения, эволюции и геодинамических особенностей этих обширных областей океанской литосферы, охватывающих самые разнообразные тектонические провинции.

Концептуально проблема районирования дна акваторий по особенностям его рельефа, гравитационного и магнитного полей состоит в разделении исследуемых площадей на ряд типичных участков, различающихся по преимущественному простиранию аномалий и особенностей рельефа, их амплитуде, частотному составу, величинам горизонтальных градиентов, конфигурации

экстремумов и другим (в том числе и статистическим) картировочным параметрам, таким как скользящие оценки средних значений, дисперсии, взаимные корреляционные связи, распределение неоднородностей плотностных и магнитовозмущающих сред и т.п. Предполагается, что различия в параметрах свидетельствуют о различиях в геологическом строении, и на этом основании им придется определенный геолого-картировочный смысл [3].

Исходя из указанной концепции районирования, в ЦНИГРИ совместно с сотрудниками ВНИИ Геофизика создана автоматизированная система параметризующих трансформаций и статистических процедур, последовательно реализующая (при использовании минимума априорной информации) единый подход к преобразованию первичных цифровых данных в картографические материалы, являющиеся основой для последующего геолого-тектонического районирования площадей, покрытых регулярными съемками. В основу системы положен пакет разработанных во ВНИИ Геофизика программ, реализующих ряд алгоритмов и методик, предназначенных для обработки и интерпретации результатов измерений аномального гравитационного и магнитного полей [1].

Автоматизированная система (рис. 1) разработана для IBM-совместимых ПЭВМ и включает следующие основные программные блоки:

1. Блок пересчета данных на равномерную (квадратную) сеть.

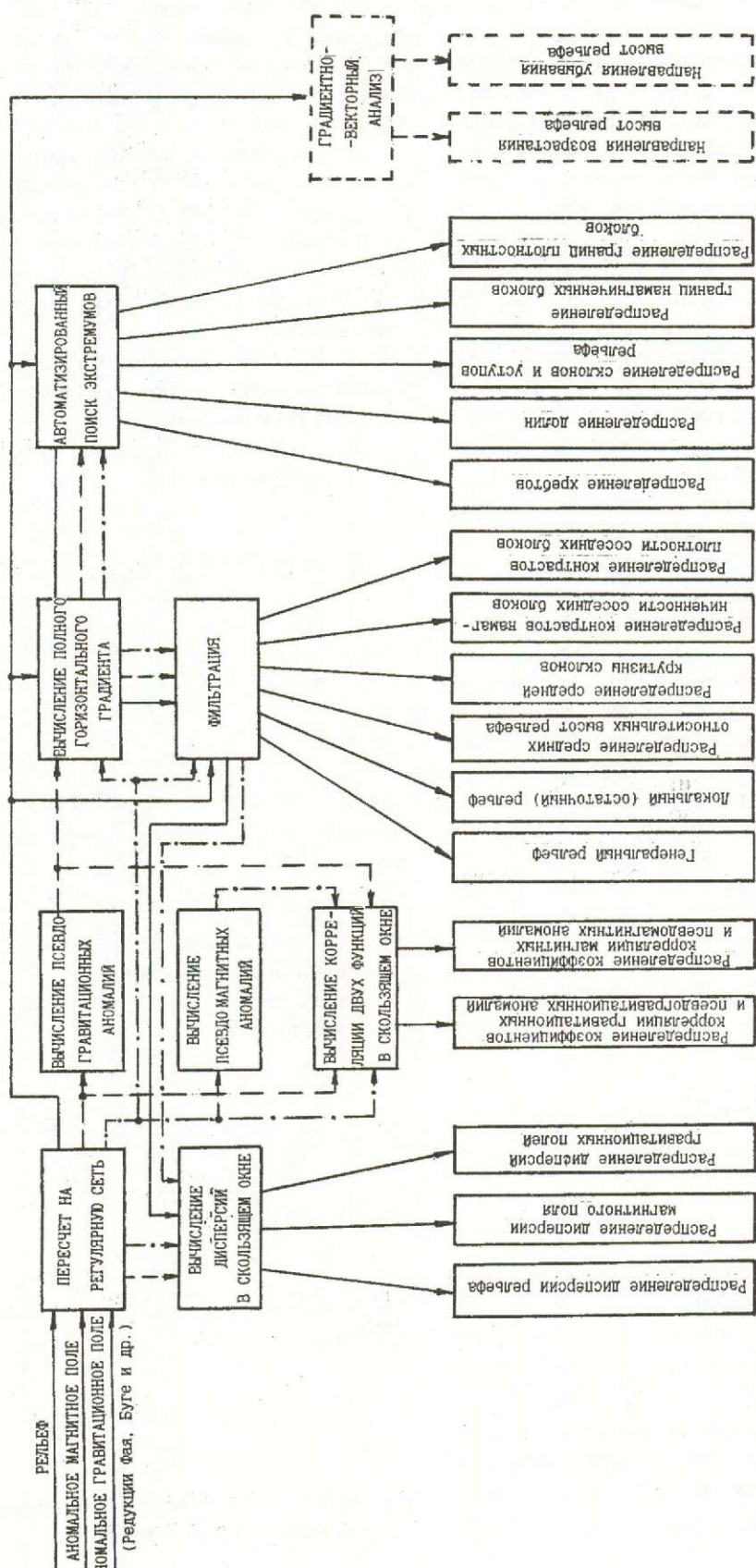


Рис. 1. Функциональная схема автоматизированной системы трансформаций для районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна.

Реализован алгоритм полиномиальной аппроксимации, моделирующий визуальную интерполяцию, в процессе которой интерпретатор подбирает некоторую достаточно гладкую функцию, используя в большей степени значения из ближайшей окрестности точки интерполяции, в меньшей степени — периферийные, и вовсе не используя дальние значения. Такой подход формализуется нелинейной аппроксимацией в квадратной скользящей палетке методом наименьших квадратов со взвешиванием невязок по расстояниям точек измерений от узла интерполяции, совмещенного с центром палетки. При этом обеспечивается возможность обработки больших площадей со сложным рельефом интерполируемых поверхностей.

В блоке могут быть использованы также программы интерполяции из стандартного картографического пакета SURFER.

2. Блоки вычисления псевдомагнитных и псевдогравитационных аномалий.

Осуществляется преобразование гравитационного поля в эквивалентное магнитное «псевдополе», соответствующее тем же вещественным источникам, при условии выдержанности гравитационно-магнитных характеристик вещества по площади, а также противоположное преобразование.

Исходными служат соотношения Пуассона:

$$\begin{aligned}\Delta T &= \Delta U \cdot \vec{\nu}_T \equiv U'_x \cdot \alpha_T + U'_y \cdot \beta_T + \\ &+ U'_z \cdot \gamma_T \equiv \frac{\partial U}{\partial \xi_T}, \\ \kappa U &= \Delta V \cdot \vec{\nu}_g \equiv V'_x \cdot \alpha_g + V'_y \cdot \beta_g + \\ &+ V'_z \cdot \gamma_g \equiv \frac{\partial V}{\partial \xi_g}.\end{aligned}$$

Здесь U — магнитный потенциал; V — гравитационный потенциал; κ — множитель, отражающий соотношение результирующего магнитного и гравитационного действия вещества; $\vec{\nu}_T = (\alpha_T, \beta_T, \gamma_T)$ и $\vec{\nu}_g = (\alpha_g, \beta_g, \gamma_g)$ — единичные векторы направления нормального магнитного поля и намагничения, соответственно. Для вычисления $\alpha_T, \beta_T, \gamma_T$ используются составляющие X, Y, Z нормаль-

ного магнитного поля Земли, определяемые по географическим координатам места исследования путем синтеза гармоник сферической гармонической модели МАП главного геомагнитного поля и его векового хода.

Вычисления в блоках производятся с использованием спектральных представлений, позволяющих привести математические выражения данной задачи к единообразному, симметричному виду, что способствует повышению быстродействия вычислительных схем.

3. Блок вычисления полного горизонтального градиента потенциальных полей и рельефа по площади.

Рассчитывается производная исследуемой функции по x :

$$g'_x(x, y) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^N a_{m,n} \frac{\pi}{L_x} n S_n \times \\ \times \sin \frac{\pi x}{L_x} \cos \frac{\pi y}{L_y},$$

где $a_{m,n}$ — спектральные коэффициенты поля; n — номер коэффициента для переменной x ; m — номер коэффициента для переменной y ; L_x — размер участка по x ; L_y — размер участка по y ; S_n — сглаживающий спектральный множитель Ланцоша, отвечающий переменной x .

Затем аналогично рассчитывается производная по y :

$$g'_y(x, y) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^N a_{m,n} \frac{\pi}{L_y} m S_m \times \\ \times \cos \frac{\pi x}{L_x} \sin \frac{\pi y}{L_y}$$

и вычисляется полная горизонтальная производная (градиент)

$$g'_s(x, y) = \sqrt{(g'_x)^2 + (g'_y)^2},$$

имеющая смысл скорости изменения поля по направлению вкост изолиний.

4. Блок автоматизированного поиска максимумов исследуемых функций по площади.

Реализован алгоритм [9], состоящий в сравнении каждого узла регулярной сети интерполированных данных $g_{i,j}$ с восемью ближайшими соседними узлами по четырем направлениям — вдоль строки, колонки и по двум диагоналям. При этом в случае «полного» максимума выполняются следующие неравенства:

$$\begin{aligned} g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j} \\ g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1} \\ g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1} \\ g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1} \end{aligned}$$

Параметр N , отражающий «качество» максимума, возрастает на единицу для каждого выполняемого неравенства и, следовательно, ранжируется от 0 до 4. Для каждого выполняемого неравенства положение и величина максимума находятся интерполяцией с использованием полинома второго порядка, построенного по трем точкам.

Данный алгоритм реализует в случае потенциальных полей метод Корделл-Граух — определения планового положения границ источников аномалий по максимальным значениям полного горизонтального градиента [10]. При обработке результатов вычисления горизонтального градиента гравитационного поля определяются границы плотностных неоднородностей, при обработке горизонтального градиента псевдогравитационных аномалий — границы магнитоактивных тел.

Применение этого алгоритма для обработки рельефа дает следующие результаты: из данных о глубинах определяется положение осей впадин; из данных об относительных высотах рельефа — положение гребней хребтов; из данных о полном горизонтальном градиенте рельефа — положение склонов и уступов.

5. Блок вычисления дисперсии в скользящем окне по площади.

Для каждой центральной точки скользящего окна квадратной формы вычисляется дисперсия исследуемой функции

$$D_{k,l} = \frac{1}{n^2 - 1} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (g_{k-\frac{n}{2}+i, l-\frac{n}{2}+j} - \bar{g}_{k,l})^2,$$

где

$\bar{g}_{k,l} = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n g_{k-\frac{n}{2}+i, l-\frac{n}{2}+j}$ — среднее значение функции в окне; k, l — номер точки результата в исходной матрице; n^2 — количество точек в окне.

6. Блок вычисления коэффициентов корреляции двух функций в скользящем окне.

Рассчитывается поле коэффициентов корреляции двух функций ${}^1g, {}^2g$ в скользящем окне по формуле:

$$K_{m,n} = \frac{\sum_{i=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} \sum_{j=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} {}^1\delta_{m+i,n+j} \cdot {}^2\delta_{m+i,n+j}}{\sqrt{\sum_{i=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} \sum_{j=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} {}^1\delta_{m+i,n+j}^2 \cdot {}^2\delta_{m+i,n+j}^2}},$$

где ${}^{1,2}\delta_{m+i,n+j} = {}^{1,2}g_{m+i,n+j} - {}^{1,2}\bar{g}_{m,n}$;

${}^{1,2}\bar{g}_{m,n} = \frac{1}{l^2} \sum_{i=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} \sum_{j=-\frac{l^2}{2}}^{\frac{l^2}{2}} g_{m+i,n+j}$; m, n — координаты центра окна; l^2 — количество точек в окне.

7. Блок фильтрации.

Полосовая фильтрация рассматривается как процедура трансформации геопотенциальных полей, описываемой следующим известным интегральным соотношением:

$$\begin{aligned} \iint_{-\infty}^{+\infty} K(x_1 - \xi_1, x_2 - \xi_2, z) g(\xi_1, \xi_2) d\xi_1 d\xi_2 = \\ = U(x_1, x_2), \end{aligned}$$

где $g(x_1, x_2)$ — наблюдаемое поле; $K(x_1, x_2)$ — ядро преобразования, зависящее от вида трансформации; $U(x_1, x_2)$ — искомое решение.

Решение задачи заключается в численном взятии интеграла в указанном уравнении.

В итоге ряда преобразований значения трансформированной функции определяются как результат следующей дискретной свертки:

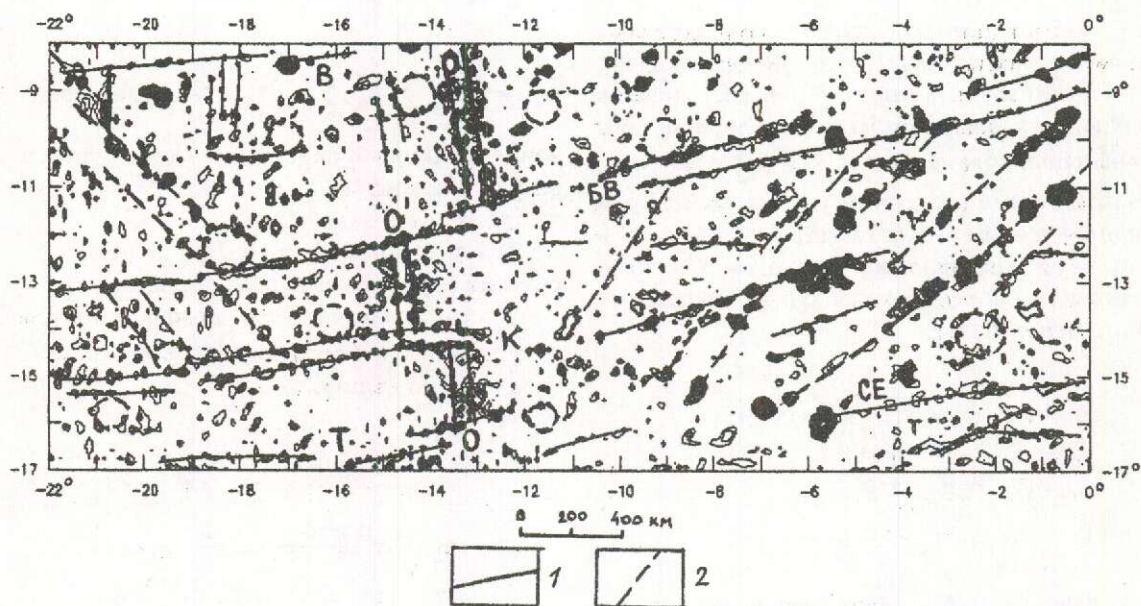


Рис. 2. САХ. Расположение гор и холмов выше 200 м над генеральным рельефом:

1 — структуры "спредингового" плана, параллельные и перпендикулярные общему простиранию хребта; О — осевая зона САХ; трансформные разломы: В — Вознесения, БВ — Бодэ-Верде, К — Кардано, Т — Тетяева, СЕ — Св.Елены; 2 — структуры "диагонального" направления и кольцевые структуры

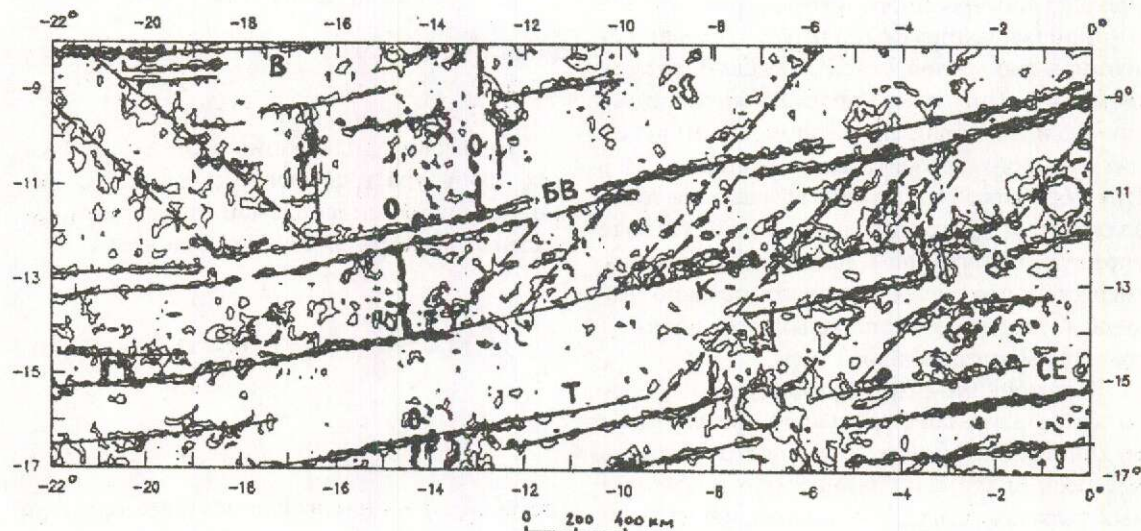


Рис. 3. САХ. Расположение впадин глубже 200 м от генерального рельефа:

усл. обозн. см. рис. 2

$$\sum_{m_1=0}^{M_1-1} \sum_{m_2=0}^{M_2-1} K(x_{n_1} - \xi_{m_1}, x_{n_2} - \xi_{m_2}) g(\xi_{m_1} - \xi_{m_2}) = \\ = U(x_{n_1}, x_{n_2}),$$

где M_1, M_2 — определяют размеры импульсной характеристики; $n_1 = \overline{0, N_1 - 1}$; $n_2 = \overline{0, N_2 - 1}$; n_1, n_2 — число расчетных точек исходного поля по координатным осям.

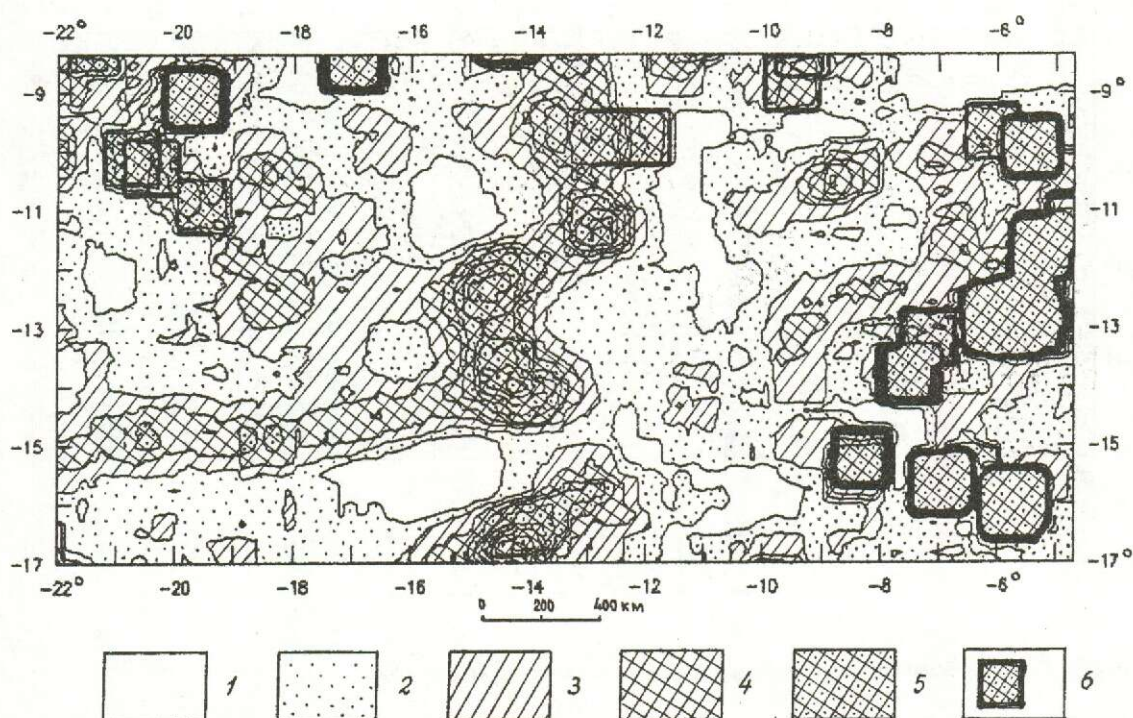


Рис. 4. САХ. Распределение дисперсии рельефа:

величины дисперсии: 1 — $0 + 3 \times 10^4$, 2 — $3 \times 10^4 + 6 \times 10^4$, 3 — $6 \times 10^4 + 9 \times 10^4$, 4 — $9 \times 10^4 + 12 \times 10^4$, 5 — $12 \times 10^4 + 30 \times 10^4$, 6 — более 30×10^4

Частотная характеристика полосовой фильтрации в этом случае имеет вид:

$$K_{i,j} = \frac{1}{1 + \alpha (NW1 - W)^{IP}}, \text{ если } W < NW1, \\ i = \overline{1, N_1/2};$$

$$K_{i,j} = 1, \text{ если } NW1 \leq W \leq NW2, j = \overline{1, N_2/2};$$

$$K_{i,j} = \frac{1}{1 + \alpha (NW2 - W)^{IP}}, \text{ если } W > NW2,$$

$$W = \sqrt{i^2 + j^2},$$

где NW1 и NW2 — номера частот пропуска; α и IP — параметры крутизны фильтра.

Для быстрого вычисления данной дискретной свертки используется алгоритм быстрого преобразования Фурье. При задании соответствующих граничных частот выполняется НЧ, ВЧ или полосовая фильтрация поля.

Описываемая автоматизированная система трансформаций предназначена для ра-

боты в интерактивном режиме. Соответствующим образом направляя, распределяя и комбинируя потоки информации (см. рис. 1), интерпретатор может получить на выходе следующий основной набор параметров, распределенных по площади и отображенных в виде соответствующих карт:

дисперсий рельефа и аномальных потенциальных полей, отражающих степень их расчлененности;

коэффициентов корреляции гравитационных и псевдогравитационных аномалий, магнитных и псевдомангнитных аномалий, отражающих степень взаимосвязи плотностных и магнитоактивных блоков пород;

элементов рельефа разных порядков: генерального (низкочастотного), локального (высокочастотного или остаточного), распределения и конфигурации гребней хребтов, осей долин, направлений склонов и уступов;

относительных высот и крутизны склонов локальных форм рельефа и их средних

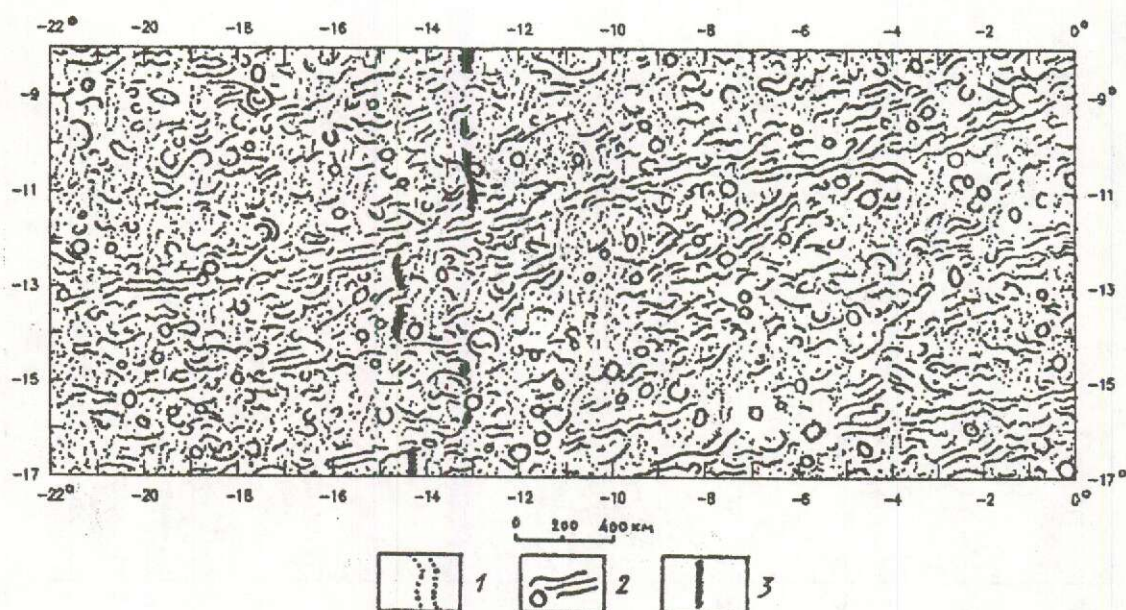


Рис. 5. САХ. Расположение склонов и уступов локальных форм рельефа:

1 — субмеридиональные структуры, параллельные общему простиранию хребта; 2 — субширотные структуры, ортогональные общему направлению хребта, "диагональные" и кольцевые структуры; 3 — рифтовая долина

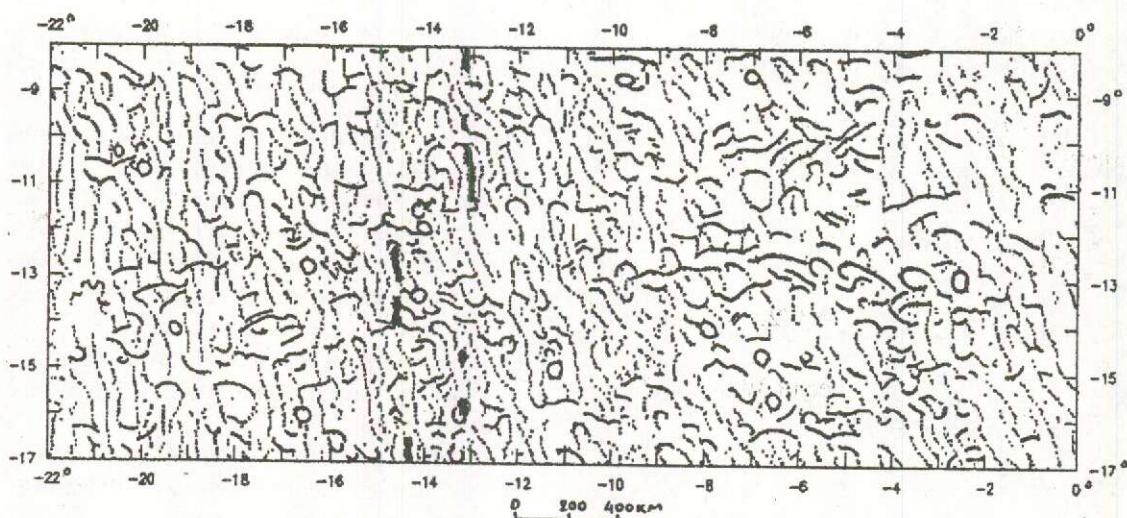


Рис. 6. САХ. Плановое положение границ магнитоактивных тел:

усл. обозн. см. рис. 5

значений с различными параметрами осреднения;

планового положения границ намагниченных блоков пород;

относительных величин контраста намагниченности сопряженных блоков пород и

их средних значений с различными параметрами осреднения;

планового положения границ плотностных блоков пород;

относительных величин контраста плотности сопряженных блоков пород и их сред-

них значений с различными параметрами осреднения и др.

Система может использоваться для обработки морских и наземных площадных съемок любых масштабов и детальности. Она является открытой и может быть дополнена новыми программными блоками, такими как, например, блок «градиентно-векторного анализа» для выявления преимущественных направлений возрастания — убывания значений рельефа или других функций. Кроме того, в системе заложена возможность выполнения для задач районирования таких трансформирующих процедур, как вычисление вертикальных производных 1-го и 2-го порядков и полного градиента поля, вычисление «седловидности» поля и азимута «седла», пересчет поля на верхние уровни, вычисление аномалий Саксова-Нигарда и некоторых других операций [1].

Рассмотрим далее отдельные примеры применения системы трансформаций для данных по рельефу дна и аномальному магнитному полю участка Срединно-Атлантического хребта (САХ) в пределах Анголо-Бразильского геотраверза.

Распределение элементов высокочастотного (остаточного) рельефа дна — гор и холмов выше 200 м над генеральным (низкочастотным) рельефом приведено на рис. 2, а впадин, погружающихся глубже 200 м от генерального рельефа, — на рис. 3. Эти элементы достаточно четко выстраиваются в цепочки и другие линейные структуры, в совокупности отражающие разломно-блоковую тектонику САХ. Наиболее явно в данных структурах, которые могут быть отнесены ко второму порядку относительно крупных структур генерального рельефа, выражена субмеридиональная осевая зона хребта с осевым поднятием и рифтовой долиной и примерно ортогональная ей система трансформных разломов субширотного и восток-северо-восточного простираения: Вознесения, Боде-Верде, Кардано, Тетяева, Св.Елены, по ряду из которых происходят сдвиги осевой зоны САХ [7]. При этом трансформные разломы на разных флангах САХ различно отражаются в морфологии рельефа. Так, например, разлом Боде-Верде на западном фланге хребта выражен цепью холмов и сопряженными с ней двумя цепями впадин, а на восточном фланге — фрагментами серий из двух цепей холмов

и двух цепей впадин. Разлом Кардано на западном фланге САХ четко выражен цепью впадин с сопряженными двумя цепями холмов, а на восточном фланге ему соответствует преимущественно цепочка впадин с отдельными фрагментами параллельной цепочки гор и холмов и т.д. Характерно при этом, что западная часть разлома Кардано отражается наибольшей среди трансформных разломов дисперсией рельефа дна, лишь немногим уступающей его дисперсии в пределах осевой зоны хребта (рис. 4).

Помимо ярко выраженной основной системы трансформных разломов, преимущественно цепочками впадин маркируется серия параллельных им нарушений, по которым не происходит сдвига осевой зоны хребта. Также в пределах сегментов САХ, образованных системой трансформных разломов, наблюдается ряд субмеридиональных структур, параллельных осевой зоне хребта. Все эти тектонические структуры образуют субширотно-субмеридиональную (спрединговую) сеть дизъюнктивных нарушений земной коры южной приэкваториальной области Атлантики.

Кроме «спрединговой» сети нарушений, в структурах второго порядка весьма ярко выражены крупные линейaments «диагонального» простираения: преимущественно северо-восточного направления на восточном фланге САХ и северо-западного — на западном его фланге. Они отражаются цепями или сериями чередующихся цепей подводных гор и впадин (см. рис. 2, 3) и характеризуются высокой дисперсией рельефа (см. рис. 4). Пересечения «диагональных» линейaments с сетью трансформных разломов зачастую сопровождаются сдвигами, разрывами или сменами морфологии последних. Нередко к этим пересечениям приурочены крупные подводные горы или острова. Примечательно, что к пересечениям структур разного плана тяготеет и большинство кольцевых структур, выделяемых по закономерностям расположения отдельных холмов и впадин остаточного рельефа.

Карта расположения склонов и уступов локальных морфоструктур отражает распределение структур рельефа дна третьего порядка (рис. 5). В них находят четкое отражение, в первую очередь, морфоструктуры

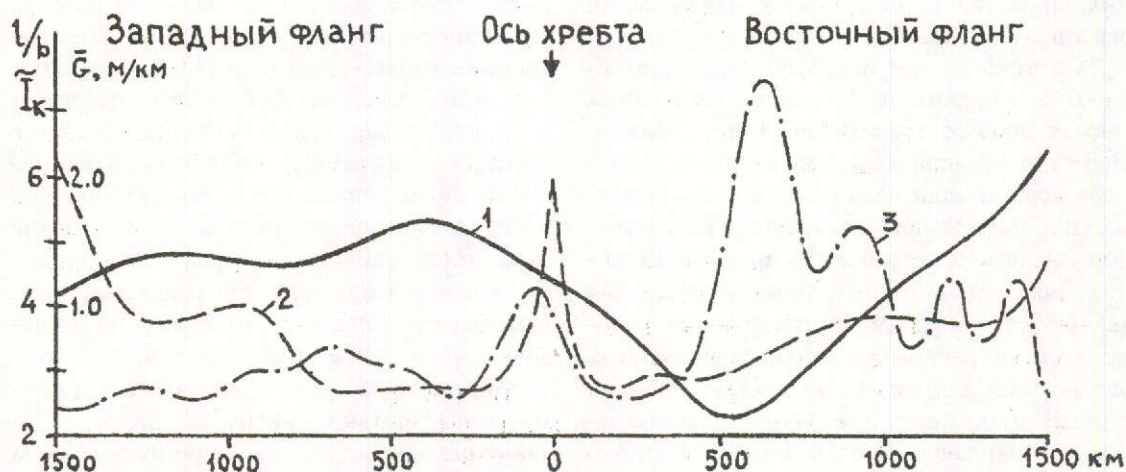


Рис. 7. Изменение характеристик рельефа и источников магнитных аномалий на флангах САХ:

1 — удлинённость ($1/b$) магнитоактивных тел; 2 — средний контраст намагниченности магнитоактивных тел ($\bar{I}_k$); 3 — средняя крутизна склонов локальных форм рельефа дна ($\bar{G}$). Величины $1/b$, $\bar{I}_k$ приведены в относительных условных единицах

«спредингового» плана — трансформные разломы и ортогональная им система структур. Наиболее ярко выделяется разломная зона Боде-Верде, прослеживающаяся в виде серии параллельных склонов практически через всю область САХ. Разлом Кардано достаточно явно выражен на западном фланге хребта и лишь фрагментарно прослеживается на восточном фланге.

В структурах рельефа третьего порядка не менее четко отражаются и «диагональные» линеаменты северо-восточного простирания на восточном фланге САХ. В то же время, в пределах западного фланга хребта «диагональные» элементы северо-западного простирания практически не находят отражения в направлениях локальных склонов, за исключением нескольких отдельных фрагментов.

Для морфоструктурного плана третьего порядка также характерно наличие многочисленных кольцевых структур, размеры которых в несколько раз меньше кольцевых структур второго порядка. Многие из них отражают склоны изометричных подводных поднятий, однако большинство имеет самостоятельное значение.

Дизъюнктивная тектоника САХ находит свое отражение и в структуре магнитоактивного слоя. Из схемы планового положения границ источников магнитных аномалий то-

го же участка Анголо-Бразильского геотраверза (рис. 6) следует, что источники в плане имеют форму полос с субмеридиональным простиранием на западном фланге САХ и близким к северо-западному — на восточном. Субширотные разрывы полосовых источников в основном тяготеют к зонам трансформных разломов (наиболее явно выделяется разлом Кардано), однако в целом выраженность этих зон гораздо менее отчетливая, чем в рельефе дна. Это свидетельствует о том, что с глубиной, по крайней мере на уровне магнитоактивного слоя, трансформные разломы имеют тенденцию к затуханию и не являются непрерывными линиями нарушения сплошности магнитоактивного слоя, что пока трудно объяснить с точки зрения классического определения спрединговых процессов. Также менее отчетливо, чем в рельефе, прослеживаются и «диагональные» линеаменты в структуре магнитоактивного слоя.

Таким образом, из приведенных примеров следует, что с помощью описанной системы трансформаций достаточно успешно решается одна из главных задач районирования — выделение глубинных разломов и других линейных структур, ограничивающих или пересекающих участки, характеризующиеся различными параметрами. При этом

визуализируется изменчивость, неоднородность разломных зон как по латерали, так и по глубине.

Выделенные в процессе обработки данных параметры, в свою очередь могут быть подвергнуты элементарному статистическому анализу с целью количественной дискриминации выделяемых регионов. Например, проводя простое скользящее осреднение некоторых из этих параметров вдоль полосы геотраверса, можно отметить явную асимметрию в строении рельефа и во внутренней структуре магнитоактивного слоя западного и восточного флангов САХ (рис. 7). Так, помимо упомянутых выше различий в простирациях, блоки магнитоактивного слоя различаются на флангах также и по такому простому геометрическому параметру, как отношение их длины l к ширине b — удлинённости блоков. При средней ширине источников около 40 км их длина максимальна на западном фланге на расстоянии около 500 км от осевой зоны хребта и минимальна в пределах восточного фланга также на расстоянии примерно 500 км от оси хребта (см. рис. 7, кривая 1). В то же время средний контраст намагниченности соседних блоков магнитоактивного слоя на обоих флангах меняется практически симметрично (см. рис. 7, кривая 2). Существенно различается на флангах САХ и средняя крутизна склонов локального рельефа, которая в несколько раз выше на восточном фланге (см. рис. 7, кривая 3). При этом максимальные значения крутизны склонов соответствуют минимальным размерам магнитных неоднородностей. Эти факты свидетельствуют о существенно более высокой постспрединговой тектонической активности в пределах восточного фланга САХ и подтверждают вывод о том, что

асимметрия присутствует не только в поверхностной структуре хребта, но присуща и более глубоким горизонтам, являясь неотъемлемой, а, возможно, и фундаментальной чертой структуры САХ [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бережная Л.Т., Телепин М.А., Чернов А.А. Программно-методическое обеспечение обработки и интерпретации данных гравиразведки и магнито-разведки на ПЭВМ (типа IBM PC AT). Руководство геофизика. — М.: Нефтегеофизика, 1992.
2. Богомягков А.П., Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геоманнитные исследования в северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловинах // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 4. С. 615—620.
3. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. — М.: Недра, 1986.
4. Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверса // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 5. С. 638—641.
5. Мащенко С.П. Концептуальная модель базы данных «Канаро-Багамский геотраверс» // Геолого-геофизические исследования на геотраверсах Мирового океана. — С-Пб., 1992. С. 6—12.
6. Мащенко С.П. Аккреция океанической земной коры в условиях медленного спрединга (по материалам систематических съемок на Канаро-Багамском геотраверсе): Автореф. докт. дисс. — С-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1994.
7. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. — М., 1989—1990.
8. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д., Лейбов М.Б. Плотностные и магнитные неоднородности литосферы в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 19—24.
9. Blakely R.J., Simpson R.W. Approximating of source bodies from magnetic and gravity anomalies // Geophysics. 1986. Vol. 51. № 7. P. 1494—1498.
10. Cordell L., Grauch V.J.S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico / The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps: Soc. Explor. Geophys., 1985. P. 181—197.

Uglov B. D., Chernov A. A.

AN AUTOMATED SYSTEM OF TRANSFORMATIONS FOR DEMARKATION OF GEOPHYSICAL POTENTIAL FIELDS AND WATER AREAS BOTTOM TOPOGRAPHY

An automated system designed to perform transformations of geophysical potential fields and water areas' bottom topography intended for geological-geophysical demarkation thereof is described. The performance of the system is demonstrated here with data handling on Angola-Brazilian geotranssect in the Atlantic Ocean.

УДК.550.837.75.551.34.552

© А. Т. Бондаренко, А. Б. Пыстин, 1995

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КИМБЕРЛИТОВ МАЛОБОТУОБИНСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

А. Т. БОНДАРЕНКО (ЦНИГРИ Роскомнедра), А. Б. ПЫСТИН (АО Якуталмаз)

Обнаружена зависимость электрических характеристик кимберлитов разных трубок от их петрохимического состава, глубины залегания и возраста. Это может служить поисковым и интерпретационным признаком при проведении геолого-геофизических работ на месторождениях алмазов.

Изучение электрических и петрофизических характеристик кимберлитов и вмещающих их горных пород алмазоносных районов представляет интерес для поисковой и разведочной геофизики. В работе прослеживается изменчивость значений электрических параметров кимберлитов в зависимости от особенностей их петрохимического состава, степени метасоматоза и возраста. В лабораторных и полевых условиях в диапазоне радиочастот на мерзлых образцах при $T = -2^\circ\text{C}$ и на естественно-мерзлом керне кимберлитовых пород были проведены измерения удельного электрического сопротивления ρ , относительной диэлектрической проницаемости ϵ и коэффициента поглощения энергии радиоволн k'' . Измерялись также плотность δ (г/см^3), эффективная пористость n (%) и водонасыщенность (льди-стость) W (%) [1, 2].

Исследования выполнялись в связи с разработкой и внедрением в Якутии метода радиоволнового просвечивания в скважинах при поисках и разведке кимберлитовых тел под руководством А.Д.Петровского [3].

Кимберлитовые трубки в районе приурочены к глубинным региональным разломам закрытого типа субмеридионального и северо-западного направлений. Трубки Амакинская, имени XXIII съезда КПСС, дайка А-21 расположены в зоне Западного разлома, Интернациональная — в трех километрах от его осевой линии, Таежная находится в зоне Кюэляхского разлома, а трубки Мир, Спутник, Дачная — в зоне Параллельного разлома. Кимберлитовмещающие породы Малоботуобинского алмазоносного района представлены терригенно-карбонатными глинистыми и доломитистыми породами устькутского (O_1) и илгинского

(E_3) ярусов, предельные значения ρ , ϵ , k'' которых для частоты 0,625 МГц (далее в тексте величины электрических параметров приведены для этой частоты при температуре -2°C) составляют 400—2400 Ом·м, $(25-40)\epsilon_0$, 0,02—0,07 Нп/м, а δ , n и W — 2,32—2,62 г/см³, 4—21 и 2—9 %, соответственно. Величины ρ , ϵ и k'' пермских перекрывающих и юрских терригенных отложений, в зависимости от присутствия в них глинистой составляющей и льдистости, находятся в пределах 50—400 Ом·м и $(60-80)\epsilon_0$, k'' — 0,1—0,18 Нп/м, в некоторых случаях ρ юрских песчаных отложений достигает 900 Ом·м, а их плотность изменяется от 1,8 до 2,2 г/см³. Значения ρ слоистых черных песков и отсортированных песков мощностью 60—90 м с массивным льдом на участке Левобережный р.Большая Ботуобия, измеренные на естественно-мерзлом керне во время бурения поисковых скважин, составили 400—640 и 650—800 Ом·м.

Породы, выполняющие кимберлитовые трубки, различаются петрохимическим составом, содержанием и составом минералов-спутников алмаза, морфологией алмазов, алмазоносностью, а также и петрофизическими характеристиками. В тексте краткая петрохимическая характеристика кимберлитовых пород приведена по данным [4, 5].

Трубка Амакинская. Кимберлитовые породы трубки по величинам электрических параметров, как следует из вариационных кривых рис. 1, выделяются среди других трубок. Автолитовые брекчии кимберлитов северного тела III фазы внедрения характеризуются предельными и средними значениями ρ — (120—500)400 Ом·м, ϵ —

(48—82) ϵ_0 , κ'' — 0,046—0,09 Нп/м. Значения же ρ выветрелых кимберлитов верхних горизонтов составляют 80—120 Ом·м, ϵ — (90—120) ϵ_0 , κ'' — 0,18—0,3 Нп/м.

Высокая проводимость кимберлитовых пород из верхних горизонтов определяется мелкозернистой серпентин-карбонатной основной массой, обогащенной пылевидными скоплениями рудного минерала и его гидроксидных соединений, образовавшихся в результате гипергенных процессов. Весьма высокими значениями ρ и низкими ϵ , κ'' отмечаются кальцитизированные массивные кимберлитовые брекчии II фазы внедрения южного тела — (500—1000)800 Ом·м, ϵ — (29—58) ϵ_0 , κ'' — 0,03—0,046 Нп/м. Более высокие значения ρ и низкие величины ϵ и κ'' кимберлитов трубки Амакинская по сравнению с другими трубками (см. рис. 1) определяются присутствием псевдоморфоз кальцита, крупных лейстовидных его выделений, кристаллов апатита, ильменита и перовскита. Скопления этих минералов в основной мелкозернистой массе кимберлитовой породы приводят к разделению ее по электропроводности на отдельные изолированные зоны.

Трубка Таежная сложена мелко- и среднеобломочной кимберлитовой брекчией, в которой обособляются участки массивного кимберлита. Кимберлитовые брекчии состоят из псевдоморфоз серпентина и кальцита (20—30 %) погруженных в серпентин-кальцитовую основную массу, включающую мелкие пластинчатые кристаллы хлоритизированного флогопита, ильменита и редкие зерна апатита, перовскита. Кимберлиты из скважины 8 до глубины 38 м имеют предельные и средние величины ρ — (150—480)350 Ом·м, ϵ — (40—110)90 ϵ_0 , κ'' — (0,16—0,065)0,08 Нп/м; глубже 38 м величины ρ возрастают до 500—600 Ом·м, а ϵ и κ'' уменьшаются до (40—5)0 ϵ_0 и κ'' — 0,04—

0,066 Нп/м. Такое изменение электрических величин кимберлитов происходит, по видимому, за счет увеличения с глубиной содержаний в породе количества основных слабо электропроводящих и инертных петрогенных оксидов SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , FeO .

Трубка Дачная выполнена измененны-

ми кимберлитовыми брекчиями с присутствием в них большого количества ксеногенного материала терригенно-карбонатных

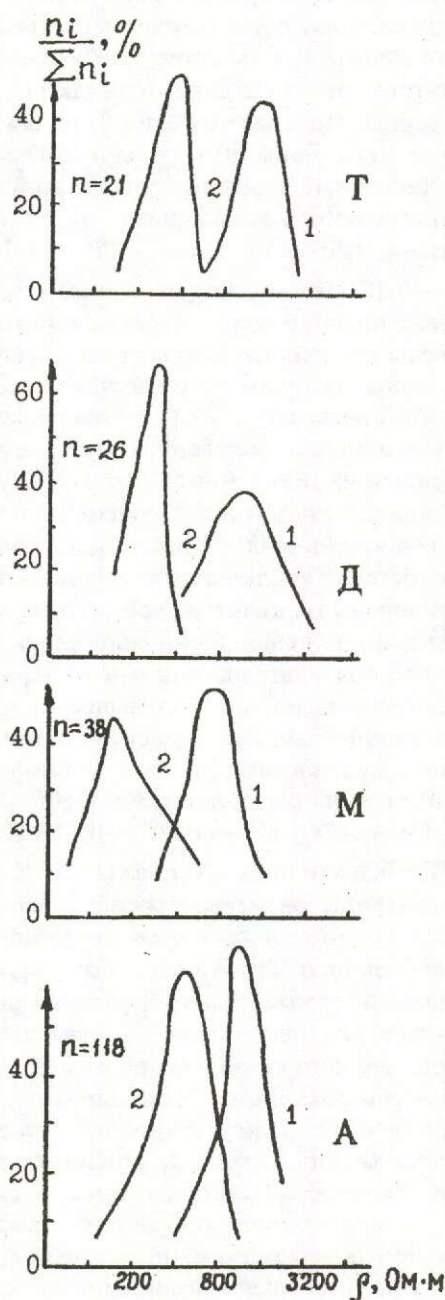


Рис. 1. Вариационные кривые распределения значений удельного электрического сопротивления кимберлитов трубок и вмещающих их пород для частоты 0,625 МГц:

1 — вмещающие породы, 2 — кимберлиты; трубки: А — Амакинская, М — Мир, Д — Дачная, Т — Таежная; n — количество изученных образцов

вмещающих пород нижнего палеозоя. Верхняя часть трубки сложена весьма измененными породами, лишенными первичной структуры кимберлита. В основной массе выветрелых кимберлитов преобладает глинистая составляющая, представленная монтмориллонитом, в подчиненном количестве присутствуют каолинит, гидрослюда, хлорит, серпентин и палыгорскит. Верхняя зона трубки до глубины 30 м сильно карбонатизирована. Кимберлитовые породы этой зоны характеризуются значениями ρ , ϵ и k'' равными 120—450 Ом·м, $(50-12)0\epsilon_0$ и 0,06—0,18 Нп/м соответственно. Кимберлитовые брекчии более глубоких горизонтов сложены обломками вмещающих карбонатных пород, траппами и единичными ксенолитами фундамента платформы. Брекчии сцементированы кимберлитовой породой, состоящей из псевдоморфоз по оливину, зерен пиропы, хромита, заключенных в агрегат серпентин-монтмориллонит-карбонатного состава. Увеличение с глубиной в составе породы ксенолитов карбонатных пород и траппов, а также обогащение цементирующей массы ультраосновными минералами глубинного магматического вещества приводят к значительному изменению электрических характеристик. Значения ρ кимберлитов этой зоны составляют 300—600 Ом·м, $\epsilon = (40-66)0\epsilon_0$, $k'' = 0,044-0,068$ Нп/м.

Трубка имени XXIII съезда КПСС имеет небольшие размеры, простое строение и сложена одним типом породы — кимберлитовой брекчией. Трубка перекрыта юрскими песчаными отложениями. Верхние горизонты изменены процессами выветривания, в результате чего кимберлит обогащен глинистыми образованиями, состоящими из монтмориллонита, присутствует существенная примесь кварца, сидерита, кальцита и доломита. Выветрелая кимберлитовая брекчия, содержащая глинистую фракцию с высокой удельной поверхностью, на которой сорбируется незамерзшая связанная вода, характеризуется низкими значениями $\rho = 110-250$ Ом·м и высокими величинами $\epsilon = (70-15)0\epsilon_0$ и $k'' = 0,08-0,24$ Нп/м;

значения ρ кимберлитов третьего горизонта составили 120—400 Ом·м, $\epsilon = (82-13)0\epsilon_0$, $k'' = 0,04-0,07$ Нп/м. Плотный белесый кимберлит из эндоконтакта треть-

его горизонта имел значения $\rho = 190-360$ Ом·м, $k'' = 0,035-0,06$ Нп/м. На более глубоких горизонтах кимберлитовая порода представлена прочной эруптивной брекчией с карбонатизированной основной массой, состоящей из лейст кальцита, между которыми присутствуют мелкозернистый карбонат и серпентин с примесью рудного минерала. Кимберлитовые породы глубоких горизонтов трубки имеют более высокие значения $\rho = 450-750$ Ом·м и низкие $\epsilon = (50-8)0\epsilon_0$, $k'' = 0,04-0,07$ Нп/м, чем у пород верхних горизонтов трубки. Следовательно, величины электрических параметров кимберлитовых пород из разных горизонтов находятся в тесной зависимости от их минерального состава, процессов гипергенеза и метасоматоза. Измененные породы верхних горизонтов трубок увеличивают контрастность по электрическим свойствам между терригенно-карбонатными породами и кимберлитами. Это должно оптимально использоваться при поисках трубок радиоволновыми и другими электроразведочными методами.

Трубка Интернациональная в верхних горизонтах сложена в основном кимберлитовыми брекчиями и массивными кимберлитами, состоящими из псевдоморфоз серпентина и кальцита по оливину, единичных зерен пиропы, хромшпинелида и пикроильменита, сцементированных карбонат-серпентиновым агрегатом. До глубин 370 м в кимберлитах наблюдается высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород. Этот материал представлен песчанистой, алевролитистой и глинистой фракциями. Глинистая составляющая имеет монтмориллонитовый и каолинитовый состав. На более глубоких горизонтах трубку выполняют автолитовые кимберлитовые брекчии, сложенные овальными выделениями кимберлита ранней генерации. Автолитовые брекчии имеют мелкую порфировую структуру, обеднены оливином, а вмещающий их кимберлит имеет крупную порфировую структуру, обогащен оливином и играет роль цемента.

Преобладающий состав кимберлитовых пород на разных глубинах определяет уровень их электрических параметров. Удельное сопротивление мерзлых кимберлитовых

брекчий верхних горизонтов находится в интервале значений $100\text{--}300\text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\epsilon = (67\text{--}88)\epsilon_0$, $\kappa'' = 0,07\text{--}0,26\text{ Нп/м}$. Значения же ρ образцов черного мелкозернистого массивного кимберлита, взятых на глубинах порядка 445 м, составили $500\text{--}600\text{ Ом}\cdot\text{м}$, величины $\epsilon = (50\text{--}7)0\epsilon_0$, а $\kappa'' = 0,044\text{--}0,056\text{ Нп/м}$.

Трубка Мир в верхних частях располагается среди терригенно-карбонатных и галогенно-карбонатных пород кембрийской системы. На глубинах $500\text{--}600\text{ м}$ кимберлиты рвут пластовое тело и дайку долеритов позднедевонского возраста. Терригенно-карбонатные породы представлены в различной степени глинистыми известняками, доломитами, мергелями и алевролитами, величины которых составляют $(200\text{--}1000)600\text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\epsilon = (30\text{--}110)56\epsilon_0$, а ρ отдельных прослоек гудронированных доломитов достигают значений $4000\text{--}6000\text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Кимберлитовые брекчии верхних горизонтов образовались в результате многофазного внедрения кимберлитового расплава. Здесь они крупнообломочные и состоят из обломков вмещающих трубку пород, сцементированных кимберлитом. Кимберлит сложен минералами различных генераций оливина, энстатита, хромдиопсида, диопсида, хромшпинелидов, пирропа, ильменита, флогопита и других минералов. В нем есть включения пирроповых гипербазитов, пикритовых порфиритов и автолиты типа «кимберлит в кимберлите». Обломки минералов, ксенолитов глубинных и родственных пород в верхних горизонтах цементируются микрозернистой серпентин-карбонатной основной массой. Кимберлитовые породы верхних горизонтов трубки в зоне гипергенеза претерпели метасоматическое карбонатное замещение мелкозернистым кальцитом, обогащенным пылевидными железистыми образованиями. В этой части трубки наблюдаются большие вариации минерального состава кимберлитов и высокие дисперсии содержания таких компонентов как MgO , CaO , CO_2 , Fe_2O_3 , что свидетельствует о неравномерности проявления метасоматических процессов. В кимберлитах верхней части трубки увеличивается содержание CaO , CO_2 , Al_2O_3 , K_2O , трехвалентного железа и его гидроксидов и снижается количество MgO , SiO_2 , TiO_2 .

Приведенные весьма интенсивные измене-

ния в вещественном составе кимберлита верхних горизонтов трубки определяют большие дисперсии электрических свойств и других их петрофизических характеристик. Значения электрических параметров ρ , ϵ и κ'' кимберлитов из верхних горизонтов трубки находятся в широких пределах, а именно: $(50\text{--}380)150\text{ Ом}\cdot\text{м}$, $(56\text{--}180)99\epsilon_0$, $(0,38\text{--}0,06)0,21\text{ Нп/м}$ соответственно. Значения электрических параметров и величин объемной плотности, эффективной пористости и льдистости кимберлитов из других горизонтов приведены в табл. 1. Высокая дисперсия значений электрических параметров кимберлита, наблюдаемая в верхних и других горизонтах трубки Мир, определяется их минеральным и петрохимическим составом, подвергшимся интенсивным процессам метасоматоза [4].

Петрохимические исследования показали, что кимберлиты Малоботубинского района по содержанию карбонатной составляющей разделяются на интенсивно карбонатизированные (трубки Амакинская, Интернациональная, XXIII съезда КПСС) и слабокарбонатизированные (Мир, Спутник). Соответственно этому разделению, выделенные группы кимберлитов отчетливо дифференцируются и по электрическим характеристикам (рис. 2). Интенсивно карбонатизированные кимберлиты характеризуются высокими значениями $\rho = 400\text{--}900\text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\epsilon = (29\text{--}60)\epsilon_0$ и $\kappa'' = 0,032\text{--}0,046\text{ Нп/м}$, слабо карбонатизированные кимберлиты имеют низкие значения $\rho = 50\text{--}400\text{ Ом}\cdot\text{м}$ и высокие $\epsilon = (50\text{--}150)\epsilon_0$, $\kappa'' = 0,086\text{--}0,3\text{ Нп/м}$.

Примечателен факт приуроченности интенсивно карбонатизированных трубок к Западному региональному разлому. В зоне Параллельного разлома карбонатизации такой интенсивности не наблюдается.

В результате анализа экспериментальных данных была обнаружена также связь между величинами электрических параметров кимберлитов и данными по абсолютной геохронологии трехэтапного проявления кимберлитового вулканизма. По отношению изотопов свинца и урана $^{205}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в цирконах из кимберлитов установлено, что кимберлиты района формировались в три этапа: 1 — позднеордовикский 449,8 млн лет (трубка Амакинская), 2 — позднесилурийский — 402,8 млн лет (Таежная), 3 —

рических параметров кимберлитовых пород определяется минеральным и петрохимическим составом, а также степенью проявившихся в них метасоматических процессов.

Кимберлитовые трубки района дифференцируются по электрическим характеристикам, величины которых четко определяются содержанием в них карбонатной составляющей.

Выявлено отчетливое понижение электрического сопротивления и увеличения диэлектрической проницаемости кимберлитов при переходе от древней безалмазной трубки Амакинская к более «молодым» алмазонасным трубкам Мир и Интернациональная.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Bondarenko A. T., Pystin A. B.

ELECTRIC PROPERTIES OF KIMBERLITES OF MALOBOTUOBINSKY REGION (WESTERN YAKUTIA)

Electric characteristics of kimberlites innate to different pipes have been found to be dependent on their petrochemical composition, depth of occurrence and age. This dependence could be used as a prospecting and interpretation character when performing geological-geophysical works at diamond deposits.

1. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керна // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 222. с. 53—56.
2. Воларович М.П., Бондаренко А.Т. Исследование частотной зависимости электрических свойств изверженных горных пород Кольского полуострова // Тр. ИФЗ АН СССР. — М., 1966. Вып. 37(204). С. 206—220.
3. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
4. Петрохимия кимберлитов / А.Д.Харьков, В.В.Зуенко, Н.Н.Зинчук, А.И.Крючков, В.А.Уханов, М.М.Богатых. — М.: Недра, 1991.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. — М.: Недра, 1994.

УДК [622.7:622.342]:553.632

© А. Ф. Сметанников, А. И. Кудряшов, 1995

О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА ИЗ РУД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

А. Ф. СМЕТАННИКОВ, А. И. КУДРЯШОВ (Горный институт УрО РАН)

Установлена возможность обогащения сильвинитовых руд и шламов обогатительных фабрик АО "Уралкалий" до черновых концентратов Au, Ag и металлов платиновой группы методами отмывки и гидроциклонирования.

В красных сильвинитах пласта KpII выявлено присутствие Au, Ag и Pt-металлов [1]. Анализы проводились по двум штучным пробам весом 2,2 кг (слой 3 из средней части пласта) и 1,5 кг (слой 1 из верхней части пласта). Содержания Au, Ag и Pt-металлов определялись методами ИСП-плазмы (аналитик С.А.Артемов), спектрозолотометрическим (аналитик В.А.Бабанский) и пробирным (аналитик А.Ф.Усов). Пробирный ана-

лиз осуществлялся с коллектированием на свинцовый верблей и гравитационным окончанием. Металлы платиновой группы и индий пробирным анализом в пробах не обнаружены. Повторный анализ этих же проб проведен атомно-абсорбционным методом, показавшим присутствие Pt, Pd и In.

Установлено, что содержания Au, Ag и Pt-металлов в средней (слой 3) и верхней (слой 1) частях пласта различны и соответ-

ственно составляют (в г/т): Au — 0,18 и 0,01; Ag — 4,0 и 40,0; Pt — 0,22 и 4,5; Pd — 0,044 и 0,58; In — 0,45 и 5,8; Rh и Ru — до 0,004 и до 0,12. Все эти металлы связаны с нерастворимым в воде остатком (н.о.). Выявлены формы нахождения этих элементов: Au — самородное, предположительно металлоорганические соединения, хлоркарбониловые комплексы, хлориды; Ag — сульфосоли, самородное, хлориды; Pt-металлы — вероятно металлоорганические соединения.

Особенности распределения драгоценных металлов в силвините предопределили возможность обогащения руд (для последующего извлечения Au, Ag и Pt-металлов) в двух вариантах: 1) отмывка исходных руд верхней части пласта KpII и 2) гравитационное обогащение шламов обогатительных фабрик, в которых концентрируется н.о.

В результате отмывки исходных руд слоя 3 выход н.о. составил 2,2 %, а для руд слоя 1 — 22,0 %.

Анализ н.о. силвиновой и галитовой составляющих силвинитовых руд средней части пласта показал, что содержания (в г/т) драгоценных металлов соответственно составили: Au — 2,5 и 3,0; Ag — 7,17 (силвиновая составляющая); Pt — 6,3 и 4,85; Pd — 1,23 и 1,07; Rh — 0,1 и 0; In — 7,5 и 9,7; Ru — 0,3 и 0,9. Для верхней части пласта содержания составляют: Au — 0,05 и 0,06; Ag — 110,66 и 171,66; Pt — 10,25 и 24,2; Pd — 2,2 и 3,4; Rh — 0,3 и 0,43; In — 21,5 и 25,1; Ru — 0,05 и 0,075.

Из приведенного следует, что н.о. руд слоя 3 требует дополнительного концентрирования, а н.о. силвинитов слоя 1 представляет собой концентрат серебра и металлов платиновой группы, пригодный для дальнейшей переработки. Однако получение концентрата из слоя 1 предполагает селективную выемку, которая при существующей технологии добычи калийных руд невозможна.

Известно, что при переработке калийных руд их н.о. концентрируется в шламовых хвостах химических и флотационных фабрик (в дальнейшем просто шламы).

Шламы химической фабрики содержат около 30 % н.о., а шламы флотофабрики — 33—37 %. Гранулометрический анализ показал, что 99,5 % материала шламов отно-

сится к классу -0,2 мм и 95—98 % — к классу +0,044 мм. Следовательно, пески (-0,2 — +0,044 мм) составляют 1,5—4,5 %. В составе шламов преобладают ангидрит и доломит. В меньшем количестве присутствуют кварц, калиевый полевой шпат. Меньше всего шламы содержат магнезит, целестин, хлорит, каолинит и гематит. Такие минералы, как циркон, магнетит, сульфосоли серебра, обнаружены только в тяжелых фракциях песков.

Содержание Au в пробе шламов химической фабрики составило 0,58 г/т, а в шламах флотофабрики — 0,32 г/т. Это различие обусловлено не только составом исходных руд, но и различной технологией их переработки. Сопоставление содержаний Au и Ag в н.о. исходных руд и шламов дало возможность оценить потери этих металлов в технологической цепочке, которые составляют: на химической фабрике — 50—60 % золота и 40—50 % серебра; на флотационной фабрике, соответственно, — 70—80 % и 50—70 %. В оценке было допущено, что руды второго промышленного силвинитового пласта (AB) содержат такое же количество золота и серебра, что и силвиниты пласта KpII. При этом учитывалось только то золото, которое было определено пробирным методом. Относительное количество драгметаллов, находящихся в неорганической форме, составляет для Au 20—30 %, для Ag — 50—60 %. Остальная часть золота и серебра, присутствующая в сложных формах, является дополнительным резервом.

Это предположение основывается на следующих данных. Во-первых, отсутствии Pt-металлов в силвинитах по данным пробирного анализа и их обнаружении атомно-абсорбционным методом; во-вторых, некоторой неувязке в содержаниях золота; в-третьих, в увеличении содержаний золота на порядок в одних и тех же пробах соленосных глин после их каталитического обжига (пробирный анализ до и после обжига). Эти косвенные данные авторы склонны истолковывать как присутствие драгметаллов в форме металлоорганических соединений.

Минералого-технологические особенности шламов позволили рекомендовать для их первичного обогащения гидроциклонирование. Для этого были применены длинноконусный гидроциклон (10°) с песковыми на-

**Результаты гидроциклонирования шламов фабрик Первого Березниковского
рудоуправления**

Продукт	Выход, %	Содержание, г/т		Извлечение, %	
		Au	Ag	Au	Ag
Шламы химической фабрики (проба ЛТП-2)					
Концентрат I пески	6,50	0,75	6.23	8,50	7,64
Концентрат I шламы	12,50	0,43	16,71	9,27	39,40
Концентрат II пески	1,74	1,02	6,75	3,23	7,21
Концентрат II шламы	21,90	1,24	6,94	47,20	28,67
Хвосты	57,38	0,32	2,60	31,80	28,14
Отмытые шламы	100,00	0,58	5,30	100,00	100,00
Суммарный концентрат	42,64	1,19	9.69	68,20	77,92
Шламы флотофабрики (проба ЛТП-3)					
Концентрат I пески	15,42	0,36	5,96	18,50	24,35
Концентрат I шламы	9,25	0,24	3,22	7,40	9,28
Концентрат II пески	1,26	1,17	3,63	4,90	1,42
Концентрат II шламы	7,60	0,55	6,26	13,90	14,84
Хвосты	66,48	0,25	7,42	55,40	50,11
Отмытые шламы	100,00	0,30	3,21	100,00	100,00
Суммарный концентрат	33,52	0,42	5,47	44,70	49,90

садками диаметром 3 и 4 мм и углом конусности 20°, а также сливная насадка диаметром 12 мм. Проведено две серии испытаний.

В первой серии испытаний пробы шламов после отмывания солей распулывались пресной водой до Т:Ж = 1:5. Гидроциклонирование проводилось в две стадии (вторая стадия — перемешивание сливных шламов). Концентраты 1 и 2 стадий разделялись рассевом на сите на пески (материал + 0,044 мм) и шламы (-0,044 мм), а затем высушивались. Такая обработка концентратов была предпринята в целях выявления баланса золота и серебра. Все выходы рассчитывались на отмытые шламы. Результаты 1 серии опытов приведены в таблице.

Из таблицы следует, что шламы химической фабрики характеризуются лучшими параметрами обогащения, нежели шламы флотофабрики.

Во второй серии опытов пробы шламов пласта с влажностью 12—17 % распулывались рассолом плотностью 1,15 г/см³. Плотность полученной пульпы составила 1,3 г/см³ (Т:Ж = 1:5). Вторым отличием этой серии опытов являлось то, что концентраты двухстадийного гидроциклонирования объединялись. Выход концентратов и

хвостов определялся как по отношению к исходному шламу, так и к н.о. этого шлама. В результате выяснено, что выход концентратов по отношению к исходному шламу составил 9,52 % (для химической фабрики) и 16,7 % (для флотофабрики), а выходы к н.о. составили, соответственно, 31,8 и 44,9 %. Отсюда следует, что в концентрате остается 3—4 % солей от их количества в исходных шламах, т.е. при гидроциклонировании практически все соли уходят в хвосты.

Дальнейшая доводка концентрата может осуществляться на центробежных гидроконцентраторах типа «Кнелсон» с усовершенствованной чашей под материал шламовой крупности и более низкой гравитационной контрастности, чем при традиционном обогащении руд золота.

Таким образом, концентрирование Au, Ag и Pt-металлов, содержащихся в н.о. калийных руд Верхнекамского месторождения, можно осуществлять двумя технологиями: простой отмывкой исходных руд и гидроциклонированием шламов калийных фабрик. Однако процесс гидроциклонирования обладает важным преимуществом перед простой отмывкой, а именно, он не нарушает существующую технологию добычи и переработки калийных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в силвини-

те Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. № 9.

Smetannikov A. F., Kudryashov A. I.

ON THE POSSIBILITY OF GOLD AND SILVER EXTRACTION FROM ORES OF THE VERKHNKAMSKOYE POTACH SALT DEPOSIT

It is shown that silvinites and slimes of the Uralkali joint-stock company mills can be dressed to the point of Au, Ag and PGE primary concentrates by means of washing and hydrocyclon techniques.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ЦНИГРИ

Аналитический центр ЦНИГРИ выполняет количественный анализ разнообразного минерального сырья и продуктов его переработки на содержание благородных, цветных металлов и их спутников, а также алмазов по следующим направлениям:

анализ руд на содержание благородных (золота, серебра, платины, палладия и др.) и цветных металлов для обеспечения разведки и подсчета запасов месторождений;

анализ руд и продуктов их переработки на содержание благородных, цветных металлов и их спутников для обеспечения и контроля технологических процессов;

анализ самородных благородных металлов (золота, серебра, платины); высокочувствительное определение широкого круга элементов для обеспечения геохимического поиска;

определение содержания мелких алмазов в породах любых типов и продуктах синтеза;

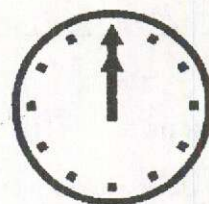
арбитражный анализ руд и продуктов их переработки на содержание цветных и благородных металлов;

анализ руд и продуктов их переработки, вывозимых за пределы Российской Федерации, на содержание в них благородных металлов.

Аналитический центр располагает пробирным, нейтронно-активационным, атомно-абсорбционным, атомно-эмиссионным и другими видами анализа.

Аналитический центр ЦНИГРИ аккредитован Госстандартом Российской Федерации с правом проведения количественных анализов на содержание благородных, цветных металлов и ряда других элементов в рудах и продуктах их переработки.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095) 315-27-01



ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОФИЗИКИ

В. И. ПЯТНИЦКИЙ (ЦНИГРИ Роскомнедра)

Рассмотрены общие тенденции развития электромагнитных технологий и аппаратуры прикладной геофизики с учетом современного состояния аппаратурной базы, рыночных потребностей в этих технологиях и их применения. Приводятся характеристики выпускаемой за рубежом аппаратуры электромагнитных методов геофизики.

Как следует из рекламных данных, а также из информации, полученной от присутствовавшего на Международной выставке «Гео-техника-95» в г. Кельне профессора А. И. Кривцова (ЦНИГРИ) и из других источников, сейчас и, видимо, в ближайшем будущем западные геофизические фирмы основное внимание обращают и будут обращать на разработки геофизических технологий и аппаратуры для использования их при решении, главным образом, геотехнических, гидрогеологических и экологических задач, а также при мобильных геологических исследованиях верхней части георазреза. Это, в основном, относится к геофизическому рынку для развитых стран.

Использование геофизических технологий и аппаратуры для решения картировочных и поисково-разведочных геологических задач (нефть, газ, золото, алмазы, цветные и благородные металлы, бокситы) остается в сфере интересов западных геофизических фирм, но, главным образом, в применении к слабо опосредованным территориям, особенно в странах т.н. третьего мира.

Сравнение уровней стоимости аппаратуры, программного обеспечения геофизических технологий за последние 5—7 лет показывает несущественное их повышение (максимум на 10—15 %). Это же касается и лизинга (аренды аппаратуры), который весьма активно используется на зарубежном геофизическом рынке.

Отмечается уменьшение количества

(особенно в США и Канаде) геофизических фирм, их специализация, слияние и интернационализация. Например, фирма Шлюмберже (Франция) имеет свои отделения в ФРГ и Швеции.

Усиливается процесс геофизической специализации фирм как в отдельных областях, таких, как методы и аппаратура геофизики (сейсмометрия, электроразведка, каротаж), так и в областях применения (полезные ископаемые, геотехника, гидрогеология, геоэкология).

Характерно, что западные геофизические фирмы в основном предлагают на рынок аппаратуру, программное обеспечение и только в редких случаях «инжиниринг».

Общими чертами геофизического товара западных фирм являются: высокий уровень компьютеризации самой аппаратуры (на базе портативных компьютеров), процессов обработки и визуализации данных измерений в реальном времени, портативность аппаратуры и ее современный дизайн, применение в аппаратуре новых видов комплектующих и конструкционных материалов, ее высокий уровень эргономики и комфортности работ с ней. Реализации каких-либо новых аппаратурных или технологических идей практически не наблюдается.

Оценивая предлагаемую геофизическую продукцию западных фирм, можно отметить ряд особенностей развития геофизических технологий и их аппаратурного обеспечения.

Для аппаратуры:

отказ от разработок и выпуска многофункциональных видов аппаратуры («комбайнов»)*;

каждый вид аппаратуры предназначается для решения определенного, иногда достаточно ограниченного по геологическим целям, круга задач даже в пределах одного геофизического метода электромагнитных исследований;

обязательным является построение аппаратуры на основе встроенных микропроцессорных устройств и сопряжение полковой аппаратуры с полевыми компьютерами типов «Lap-top» и «Notebook» или, в крайнем случае, типа простейшего «электронного блокнота», что позволяет обеспечивать как функционирование аппаратуры при производстве измерений по заранее задаваемым программам, так и накопление, обработку и визуализацию данных в большинстве случаев в реальном времени;

обеспечение мобильности аппаратуры за счет уменьшения ее массы, использования современных комплектующих конструкционных материалов и малогабаритных источников питания достаточной энергоемкости;

стоимость электромагнитной аппаратуры (включая годовую гарантию и другие услуги), как правило, без стоимости программного обеспечения для обработки и интерпретации данных и без полевой ЭВМ, составляет примерно от 3—4 до 150 тыс. долларов США в зависимости от ее сложности и геолого-геофизического назначения.

Стоимость расчетной единицы времени аренды аппаратуры зависит от продолжительности аренды и уменьшается при длительной аренде.

Сдаются в аренду и отдельные блоки аппаратуры. Например, аренда от 1 до 3 недель сложной и дорогой скважинной аппаратуры метода переходных процессов канадской фирмы «Geonics Ltd» Protom 37/VH 43-3 стоимостью 119275 долларов США стоит 12750 долларов США, а ее аренда на срок свыше 13 недель стоит 33150 долларов

США. Наземная электромагнитная аппаратура этой же фирмы EM-34-3X, наиболее дорогая в этом виде аппаратуры (21900 долларов США), сдается в аренду на срок от 1 до 3 недель за 2475 долларов США, а на срок свыше 13 недель — за 6435 долларов США.

Представляется, что лизинговая (арендная) форма эксплуатации геофизической аппаратуры является одной из наиболее перспективных и для России форм в новых условиях хозяйствования. Она наиболее выгодна не только для производителей геофизических работ, но и для разработчиков и изготовителей аппаратуры, т.к. в этом случае не требуется организация сложного заводского серийного выпуска аппаратуры. Создание новых перспективных и конкурентоспособных образцов аппаратуры и их малосерийный выпуск на конверсионных предприятиях доступны небольшим научно-техническим геофизическим организациям, поставляющим на геофизический рынок услуги типа «инжиниринга» и обеспечивающим также и аппаратно-методические услуги арендного характера.

Необходимо активнее использовать многолетний опыт западных геофизических фирм в сфере лизинга, но при этом требуется, по нашему мнению, разработка некоторых юридических норм и правил, определяющих условия лизинга для российских пользователей.

Для геофизических технологий (теория, методика, программное обеспечение обработки и интерпретации данных):

по состоянию развития методик электромагнитных методов, их целевого использования, приемов обработки и интерпретации данных геофизика России и западных стран находятся примерно на одном уровне;

состояние теоретической базы электромагнитных методов геофизической разведки, разработок некоторых новых видов электромагнитных технологий и аппаратуры, принципов обработки и способов интерпретации данных полевых измерений, геологической целенаправленности, системности и комплексности применения электромагнитных методов при поисках и разведке полезных ископаемых, в ряде случаев, в России находится на более высоком научном уровне, чем на Западе. Однако наше отставание в компьютеризации электромагнитных гео-

* Вместо «комбайнов» выпускаются (разовыми сериями) отдельно несколько видов генераторных устройств, измерителей и датчиков электромагнитных полей различных классов сложности, целевого назначения и стоимости, что дает потребителю возможность маневра в целевом выборе аппаратуры.

физических технологий и аппаратуры, в выпуске современной аппаратуры не дает возможности реализовать эти наши достижения и занять общие лидирующие позиции в области электромагнитных методов геофизики.

Таким образом, главными негативными факторами, определяющими отставание электромагнитных методов геофизики в России по сравнению с Западом, являются отставание в аппаратной области и в области компьютеризации всей технологической цепочки в электромагнитных методах — от аппаратуры до обработки и интерпретации данных, хотя в последнее время намечается сдвиг в лучшую сторону.

От общих оценок перейдем к конкретным характеристикам предлагаемых западными геофизическими фирмами электромагнитных технологий и аппаратуры прикладной геофизики.

Аэрогеофизические методы. Одной из лидирующих на Западе в области применения аэрогеофизических методов, технологий и обеспечивающей их аппаратуры является канадская фирма «Aerodat» («Аэродейт»).

Разработанные рядом фирм аэрогеофизические методы, технологии и аппаратуру фирма применяет при поисках рудных и нефтегазовых месторождений, подземных вод; картировании элементов тектонического строения обширных территорий; решении ряда геотехнических задач; изучении толщины морских льдов и неглубинном геоэлектрическом картировании дна шельфа.

Фирма «Аэродейт» предлагает два вида комплексных аэрогеофизических технологий — с использованием вертолета и буксируемой за ним гондолы с геофизическими аппаратными блоками и с использованием легких двухмоторных самолетов-монопланов с закрепленными на фюзеляже и крыльях датчиками геофизических полей.

Привязка к местности и другие навигационные и топогеодезические данные, равно как и контроль полета по линиям (профилям) съемок, обеспечиваются спутниковой системой навигации (точность определения точки на местности 1—3 м), радионавигационной системой (точность определения точки на местности 1 м и даже менее 1 м), радарным высотомером (ошибка определения высоты до 1 %), лазерным высотомером (точность определения высоты до 10 см) и, в ряде дополни-

тельных случаев — высотомером-барометром и Допплер-системой. Производится также съемка зоны полета видеокамерой.

Для поисков нефтегазовых месторождений применяются съемки с расстояниями между линиями полетов от 500 до 1000 м, для поисков рудных месторождений — от 100 до 200 м, для решения разного рода геотехнических задач — от 10 до 50 м (для вертолетного варианта).

Комплексная аэрогеофизическая система на вертолете состоит из многочастотной электромагнитной системы дипольного индуктивного профилирования (НЕМ), системы измерений электромагнитных полей удаленных сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР = VLF—EM), высокочувствительного вакуумно-цезиевого магнитометра фирмы «Scintrex» и гамма-спектрометра. Измерительные датчики размещаются в буксируемой на трос-кабеле пластмассовой гондole длиной 7 м. Вертолетная комплексная аэроэлектромагнитная система разработана канадской геофизической фирмой «Dataplotting Geotech».

Комплексная аэрогеофизическая система на самолете типа «Cessna Titan 404»* на крыльях самолета включает высокочувствительный вакуумно-цезиевый магнитометр фирмы «Scintrex», гамма-спектрометр и, в ряде случаев, систему СДВР = VLF—EM.

Использование комплексной аэрогеофизической системы на вертолете позволяет вести съемки на малых высотах (около 30 м) и в условиях горного рельефа с более высокой точностью измерений из-за меньших скоростей полета и большим числом информационных каналов (числом геофизических методов), чем на самолете. Однако применение вертолетных аэрогеофизических систем обходится дороже, главным образом из-за более высокой, чем у самолета, стоимости эксплуатации вертолета.

Многочастотная электромагнитная система дипольного индуктивного профилирования (НЕМ) состоит из помещаемых в буксируемую гондолу жестко закрепленных

* Этот тип самолета имеет корпус и крылья из немагнитных материалов. Возможно, это композиты типа кевлара. В этом случае материал корпуса и крыльев самолета не является электропроводящим, что дает основание для использования этого типа самолетов как носителей аэроэлектромагнитных систем.

генераторных и приемных компланарных и коаксиальных многovitковых катушек. Расстояние между генераторными и приемными датчиками — 7 м. Коаксиальные вертикальные датчики работают на частотах электромагнитного поля 935; 4600; 66000 Гц, а компланарные (горизонтально-параллельные) — на частотах 500; 865; 4175 и 33000 Гц. Генераторно-измерительный блок находится на борту вертолета. Система НЕМ измеряет синфазную и квадратурную составляющие принимаемых электромагнитных сигналов на каждой используемой частоте.

Фирмой «Dataplotting Geotech» разработано дополнительное устройство в системе НЕМ, работающее на компланарной паре генераторно-приемных датчиков в широком диапазоне (от 45 до 150000 Гц) частот на пяти частотах, выбираемых оператором, исходя из целей съемки.

Применение системы НЕМ дает хорошие результаты (особенно в сочетании с другими комплексно используемыми системами аэрогеофизических методов) при поисках кимберлитовых объектов, рудных месторождений, подземных вод, в т.ч. термальных, и т.п. с большей информационной полнотой, чем другие электромагнитные аэросистемы. Глубинность исследований системой НЕМ — от 10 до 100 м.

Многочастотная (от 15 до 30 кГц) система измерений электромагнитных полей удаленных сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР = VLF — EM) позволяет измерять суммарную горизонтальную компоненту переменного магнитного поля и, по отношению к ней, — квадратурную часть вертикальной компоненты этого поля. Система эффективна при геоэлектрическом картировании территорий с малой мощностью рыхлых осадочных пород. Она аналогична разработанной в ЦНИГРИ системе СДВР-АФ-аэро, входящей в комплексную аэрогеофизическую станцию АСМИ (ВИРГ—Рудеофизика — ЦНИГРИ).

Магнитный канал вертолетной аэрогеофизической системы обеспечивает измерения приращения вектора магнитного поля Земли ΔT и вертикального градиента его (с помощью второго магнитометра, укрепляемого над основной гондолой на расстоянии от 1 до 3 м). Чувствительность магнитометров — 0,05 нТл.

Гамма-спектрометр имеет от 4 до 512 каналов с объемом кристалла в 2048 кубических дюймов.

Бортовое и стационарное (базовое) компьютерное оборудование позволяет производить обработку данных на высоком информационном уровне. Работа аппаратуры аэрокомплекса компьютеризирована.

Отметим как недостаток отсутствие в самолетном варианте аэрогеофизической системы, используемой фирмой «Аэродейт», блока многочастотного электромагнитного дипольного профилирования. В ЦНИГРИ разработана аппаратура ДИП-А для самолетного варианта, позволяющая измерять независимо от перемещений буксируемой за самолетом гондолы, где находятся три взаимно ортогональные приемные катушки, квадратурные части переменного магнитного поля по трем координатам.

Применение такого типа аппаратуры в самолетной системе «Аэродейт», по нашему мнению, значительно усилило бы ее конкурентноспособность в сравнении с вертолетной аэрогеофизической системой, используемой «Аэродейт».

Наземные электрические и электромагнитные методы. Фирма «Гекко-Пракла» (ФРГ) концерна «Шлюмберже» для геотехнических и геоэкологических исследований применяет стандартные методы профилирования и зондирования, используя установку Шлюмберже AMNB на постоянном токе. Изучаются структурные особенности верхней части разреза (т.н. геоподоснова при строительстве зданий и сооружений), положение водоносных и водоупорных пластов, зон трещиноватости и повышенной обводненности, положение подземных хранилищ и захоронений различных отходов, археологические объекты.

При работе на разносах токовых заземлений до 50—100 м зондируется верхняя часть георазреза до глубин 15—30 м с определением геоэлектрической характеристики ее в удельных электросопротивлениях.

Для решения тех же инженерно-геологических и экологических задач фирмой «Гекко-Пракла» применяется стандартный метод естественного электрического поля (ЕП). Этот метод используется также для определения протечек через дамбы и плоти-

ны и контроля за ними, для картирования зон загрязненных подземных вод.

Спецификой применяемой технологии метода ЕП в районах с высоким уровнем помех является оригинальный метод компьютеризованных измерений и обработки данных, позволяющий исключать стационарные помехи и выделять из результирующих данных параметры, связанные с аномальными геологическими объектами. Методически это достигается использованием на исследуемой площади при измерениях потенциалов ЕП относительно базового электрода до 256 приемных неполяризуемых электродов, располагаемых по густой сети наблюдений, данные измерений с которых поступают по управляющей программе в пункт сбора и обработки данных.

Комплексирование методов зондирования на постоянном токе и ЕП с использованием в качестве токовых линейных, заземленных по всей своей длине, электродов осуществляется технологией «Ресспект». Эта технология, в которой токовое поле создается линейными электродами, располагаемыми по сторонам квадрата исследуемой площади, позволяет получать объемную картину распределения удельных электропроводностей и сведения об электроанизотропии геосреды.

Трудно согласиться с высказанными в рекламном описании этой технологии утверждениями об экономической эффективности и мобильности ее, т.к. подготовительные работы для производства измерений, по нашему мнению, весьма трудоемки, а установка «Ресспект» сама по себе достаточно громоздка.

Те же геолого-геофизические результаты можно получить значительно быстрее и дешевле с помощью других электромагнитных технологий.

Фирма «Геко-Пракла» применяет метод измерений переменных магнитных полей от удаленных сверхдлинноволновых радиостанций (VLF или СДВР) для мобильных поисков и прослеживания неглубоко залегающих металлических объектов, карста, пустот, подземных хранилищ и других инженерных сооружений, зон обводнения. Используется амплитудно-фазовая компьютеризованная легкая аппаратура, обслуживаемая одним оператором и позволяющая измерять реальную и мнимую части пере-

менного магнитного поля в диапазоне от 10 до 30 кГц.

В ЦНИГРИ разработаны и активно используются в геологических и геоинженерных изысканиях более перспективные по сравнению с продукцией «Геко-Пракла» аппаратура и технологии измерений как амплитудных, так и амплитудно-фазовых характеристик электрических и магнитных составляющих электромагнитных полей от удаленных сверхдлинноволновых радиостанций (технологии СДВР).

Фирма «Геко-Пракла» использует различные модификации низкочастотной электромагнитной аппаратуры и технологий ее применения, разработанные канадской геофизической фирмой «Геоникс ЛТД» (ЕМ31 и ЕМ 34). Эти аппаратура и технологии применяются при геоэлектрическом картировании структурных тектонических элементов геосреды; поисках рудных объектов, обводненных участков и зон трещиноватости, захоронений и подземных хранилищ; производстве мониторинговых исследований геоэлектрического состояния среды. Как правило, применяемые фирмой «Геко-Пракла» электромагнитная аппаратура и технологии работ позволяют производить исследования до глубин не более 100—120 м.

Канадская фирма «Геоникс ЛТД» является одной из ведущих западных геофизических фирм по разработке, изготовлению и продаже аппаратуры наземных и скважинных электромагнитных низкочастотных методов и технологий применительно к решению геологических и геофизических задач.

Изучение состава разрабатываемой фирмой аппаратуры, сущности предлагаемых ею технологий, способов обработки и интерпретации данных показывает большое сходство в содержании и уровне проводимых ею разработок с разработками, ведущимися в России (ЦНИГРИ, ВИРГ—Рудгеофизика), хотя по компьютеризации аппаратуры, ее дизайну и эргономике образцы российской аппаратуры отстают от изделий «Геоникс ЛТД».

Особенностью электромагнитной аппаратуры фирмы «Геоникс ЛТД», в отличие от аппаратуры, разработанной в России, является ее специализация для определенного круга геологических и геоинженерных задач. Если разработанная в России электромагнитная аппаратура (в виде единого блока)

может применяться для решения широкого круга геолого-геофизических и геоинженерных задач с использованием различных, соответствующих задачам, методик работ, то каждый вид аппаратуры и методики работ с ней фирмы «Геоникс ЛТД» создаются под определенный достаточно узкий круг задач.

Аппаратурные системы фирмы «Геоникс ЛТД» разработаны для электромагнитных методов, использующих гармонические поля в частотной области, и для электромагнитных методов, использующих переходные процессы (во временной области).

Для измерений амплитудных и амплитудно-фазовых величин электрических и магнитных компонент электро-магнитных полей удаленных сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) в диапазоне частот от 15 до 30 кГц создана аппаратура EM16, EM16R, TX27.

Аппаратура EM16 позволяет измерять реальную и мнимую части аномальной магнитной компоненты электромагнитного поля удаленных СДВР. Блок EM16R, стыкуемый с аппаратурой EM16, измеряет величины электрических составляющих электромагнитного поля СДВР, используя (как приемный элемент) заземленную на концах проводную линию. Данные измерений системой EM16 + EM16R пересчитываются в кажущиеся удельные электросопротивления исследуемой геосреды.

При отсутствии в районе измерений электромагнитного поля дальних СДВР используется портативный генератор сверхдлинноволнового радиоизлучения TX27, работающий на излучающую электромагнитное поле частотой 18,6 кГц петлю 500 x 500 м с токами до 2 А и энергопитанием от легкого бензоэлектрического агрегата.

Аппаратура EM16, EM16R, применяется, в основном, при неглубинном (до 50—70 м) картировании обводненных зон трещиноватости, тектонических нарушений и поисках неглубоко залегающих рудных объектов, главным образом, в районах с малой мощностью рыхлых перекрывающих отложений.

Аналогичные типы аппаратуры (СДВР-4, СДВР-4М, СДВР-АФ) разработаны и выпускались в ЦНИГРИ; они до сих пор используются в производстве геологоразведочных работ.

Профилирование EM38 применяется для определения электропроводности верхней части (глубиной до 1,5 м) геологического разреза с целью определения засоленности почв, выявления металлических объектов, для археологических изысканий. Это мобильная (3000 измерений в час), обслуживаемая одним человеком, легкая (2,5 кг) аппаратура с жестко закрепленными в едином корпусе, в виде пластмассового цилиндра длиной 1 м, генераторным и приемным блоками, работающими на частоте переменного магнитного поля в 14,6 кГц. Измеряется реальная часть вторичного (аномального) переменного магнитного поля по отношению к первичному полю источника, причем информация поступает в «электронный блокнот» и выдается сразу в виде значений кажущейся удельной электропроводности и величин реальной части вторичного поля по отношению к первичному. Точность измерений — 0,1 % от полной шкалы.

Аппаратура дипольного индуктивного профилирования EM31 построена точно по такой же схеме и имеет те же параметры, но разнос между источником и приемником переменного магнитного поля частотой 9,8 кГц увеличен до 3,66 м, что определяет и большую глубинность исследований (до 6 м), и больший диапазон решаемых задач (подпочвенное картирование, выявление водоносных зон и горизонтов и другие геоинженерные задачи). Вес аппаратуры EM31 — 11 кг, обслуживание — 1 человек.

Для геоэлектрического изучения верхней части геологического разреза до глубин 50—60 м* с возможностью производства как дипольного индуктивного профилирования, так и дипольного индуктивного зондирования фирмой предлагается мобильная переносная аппаратура EM34-3.

С ее помощью (обслуживание — 2 человека) производятся поиски водоносных горизонтов, картируются зоны трещиноватости, в ряде случаев картируется рельеф поверхности коренных плотных пород, перекрытых наносами.

Принцип измерений — возбуждение в

* Глубинность исследований представляется несколько завышенной. По опыту работ подобными системами в России глубинность определяется (при оптимальных геоэлектрических характеристиках геосреды) равной 0,5 м для EM38, 0,3 м для EM31, 0,2 м для EM34-3.

среде переменного магнитного поля генераторной рамкой и подача по кабелю с генераторного устройства опорного компенсационного сигнала («первичного поля») с измерением реальной части вторичного поля в принимаемом измерительной рамкой сигнале от суммарного переменного магнитного поля.

Используются разности между генераторной и приемной рамками (как при их вертикальном положении на профиле, так и при горизонтальном) в 10 м (частота поля — 6,4 кГц), в 20 м (1,6 кГц), в 40 м (400 Гц). Точность измерений не превышает 2 % от полной шкалы.

Подобного и более совершенного типа аппаратура с соответствующими методиками работ с нею давно реализована в России (АЭМНЧ, ДЭМП-3, ПЭМК, ДИП-4, ЭПП-2).

Аппаратура ЕМ39 предназначена для проведения электромагнитных исследований геосреды из скважин без металлической обсадки с целью изучения геоэлектрической характеристики околоскважинного пространства. В скважинном снаряде на расстоянии в 50 см друг от друга расположены коаксиальные генераторная и приемная многовитковые катушки. Используется электромагнитное поле частотой 39,2 кГц. Исследуются скважины глубиной до 500 м.

В нашей стране созданы несколько модификаций скважинной электромагнитной аппаратуры, превосходящей по ряду параметров и геологическим возможностям ЕМ39. Это многочастотные системы ДЭМПС (ВИРГ—Рудгеофизика), САФИ и АЭМНС (ЦНИГРИ).

Однако скважинные электромагнитные низкочастотные технологии как у нас, так и за рубежом не получили достаточно широкого распространения из-за ограниченного круга решаемых ими геологических и инженерных задач.

Фирма «Геоникс ЛТД», помимо электромагнитной аппаратуры, работающей в гармоническом режиме, разработала и выпускает аппаратуру, работающую во временной области, т. е. аппаратуру метода переходных процессов (МПП) «Protom» time-domain EM systems. Здесь, за исключением новой оригинальной аппаратуры ЕМ61 («металлоискатель»), для различных

модификаций аппаратуры «Protom» имеется базовый универсальный измеритель и несколько отличающихся по мощности, энергопитанию и характеристикам возбуждающего тока генераторных устройств. Такой состав аппаратуры определяет объем геологических задач, решаемых данной модификацией.

Характерным отличием системы «Protom» от других видов аппаратуры метода переходных процессов, в том числе и от большинства разработанных у нас, является использование отдельных датчиков, не совмещенных с генераторными петлями и принимающих три ортогональные компоненты переменного вторичного магнитного поля.

Измеритель «Protom» для метода переходных процессов представляет собой трехканальное компьютеризованное высокочувствительное устройство с 20 стробами по времени от 6 микросекунд до 800 миллисекунд на частотах 0,3; 0,75; 3; 7,5; 30; 75 и 285 Гц для генераторов с питанием от источников промышленной частоты 60 Гц или 0,25; 0,625; 2,5; 6,25; 25; 62,5 и 262,5 Гц для генераторов с питанием от источников промышленной частоты 50 Гц. Измеритель имеет время накопления (интегрирования) сигнала 2; 4; 8; 15; 30; 60; 120 и 240 с, снабжен дисплеем и твердотельной памятью емкостью 3300 сообщений, синхронизируется с генератором по кабелю или автономно с использованием кварцевых часов. Вес измерителя — 15 кг.

Генераторные устройства «Protom» (ТЕМ47, ТЕМ57, ТЕМ37) вырабатывают двухполярные импульсы тока с 50 % заполнением и отличаются величиной токов (от 3 до 30 А) в одновитковых или многовитковых петлях различных размеров — от 5х5 до 200х200 м, мощностью энергопитания и, соответственно, весом.

Генератор ТЕМ47 в системе «Protom» позволяет реализовать глубинность геоэлектрических исследований до 150 м, генератор ТЕМ57 обеспечивает исследования до глубины 300 м, генератор ТЕМ37 обеспечивает глубинность геоэлектрических исследований системой «Protom» 0,5—1000 м и более.

Наиболее тяжелая (до 1250 кг) мощная аппаратура ЕМ42 метода переходных

процессов использует генераторные петли размером 4х4 км с мощностью генератора 30 кВт. Она используется для геоэлектрических зондирований при изучении нефтяных структур, глубоко залегающих рудных объектов и поисков термальных вод. Глубинность исследований с этой аппаратурой — до 1,5—2 км. Близкими ее аналогами в нашей стране могут считаться системы «Цикл».

Для изучения околоскважинного пространства в скважинах глубиной до 2 км с неметаллической обсадкой фирма предлагает аппаратуру переходных процессов ВН43. Используются генераторные петли 500х500 м, располагаемые вокруг скважины, а три ортогональных измерительных многовитковых на ферритах катушечных датчика (один по оси скважины) располагаются в скважинном снаряде, выдерживающем температуры от -30 до 80°C и высокие гидростатические давления.

Новой разработкой фирмы «Геоникс ЛТД» является аппаратура метода переходных процессов ЕМ61, применяемая для мобильного обнаружения магнитных и немагнитных металлических объектов на глубинах до 3—5 м. В качестве возбуждающего первичное электромагнитное поле источника используется петля размером 1х1 м, расположенная на колесной раме. Вторичное магнитное поле переходного процесса принимается на совмещенную с генераторной приемную петлю тех же размеров и на такую

же петлю, но поднятую над совмещенными петлями на высоту 40 см. Эта аппаратура-металлодетектор — обслуживается одним человеком.

Отметим, что применение метода переходных процессов, равно как и индуктивных (частотных) методов, наиболее эффективно как по глубинности, так и по разрешающей способности при картировании геоэлектрических особенностей в средах, где электропроводность перекрывающих толщ значительно ниже электропроводности залегающих под этими толщами объектов исследований. Поэтому глубинность исследований объектов геосреды этими методами может быть меньше, чем указывается в рекламных данных, из-за ее зависимости от электропроводностей перекрывающих толщ.

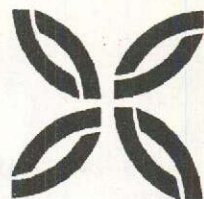
В целом, аппаратура электромагнитных методов, предлагаемая фирмой «Геоникс ЛТД», не имеет каких-либо принципиальных отличий от подобной аппаратуры, разрабатываемой российскими геофизиками, за исключением высокого уровня компьютеризации и промышленного дизайна. Методики работ не намного отличаются от подобных в России.

Использованы рекламные материалы фирм «GECO-PRAKLA», «GeoNEX AERODAT», «Geonics Limited», «NLFB-GGA», «Sensors and Software Inc», «SOCON» (имеются в ЦНИГРИ).

Pyatnitsky V. I.

STATE-OF-THE-ART IN ELECTROMAGNETIC TECHNIQUES OF APPLIED GEOPHYSICS

General trends of applied geophysical electromagnetic (EM) techniques and equipment are considered with due account for state-of-the-art as regards instrumentation base, EM technology market needs and demand and application fields. Performance of foreign EM geophysical instrumentation is discussed and analysed.



ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ В. И. ПЯТНИЦКОГО

Как быстро летит время! Еще совсем недавно Виталий Израилович Пятницкий, молодой и активный кандидат технических наук, геофизик милостию Божией, исследовал своим частотным электромагнитным зондированием золоторудное месторождение Карамкен в Примагаданье, организовывал и проводил электроразведочные работы ЦНИГРИ в Кызыл-Кумах, на Урале, на Кольском полуострове, Якутии, Бурятии, Восточном Казахстане, на Украине.

А вот теперь ему уже ШЕСТЬДЕСЯТ!

Окончание МГРИ в 1958 году, работа в опытно-методических коллективах Комплексной Тематической геофизической экспедиции треста «Геофизнефтьуглеразведка», а с 1964 года — в геофизическом отделе ЦНИГРИ рядом с электромагнитными корифеями — Б.С.Свстовым, В.И.Векслером, А.Д.Петровским, защита в 1967 году кандидатской диссертации, отчеты (им несть числа), статьи, доклады, симпозиумы, свыше 150 научных публикаций, медали всех рангов ВДНХ, дипломы выставок, авторские свидетельства (11 штук), выезды по работе в Венгрию (несколько раз), на Аляску — вот неполный перечень дел, событий, достижений его бурной и весьма эффективной деятельности как научного работника, как экспериментатора, методиста в области электромагнитных методов рудной геофизики; как научного организатора — с 1994 года он заведует Отделом геофизических методов и аппаратуры ЦНИГРИ. Ему этого мало — он еще Ученый секретарь секции электромагнитных исследований Евро-Азиатского геофизического общества (ЕАГО), он еще развивает в ЦНИГРИ инженерно-геологические и экологические исследования методами элетромагнитной геофизики, он еще и стихи пишет...

Общительность, доброе отношение к людям, скромность и преданность делу, честность и снисходительность к человеческим слабостям и недостаткам — это тоже В.И.Пятницкий.

Поздравляя Виталия Израиловича с шестидесятилетием, желаем ему доброго здоровья и счастья, быть всегда молодым, не замечая бега времени.

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА "РУДЫ И МЕТАЛЛЫ"

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ
НАУЧНО-
ТЕХНИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Основан в 1992 г.

Периодичность — 6 выпусков в год

Главный редактор И.Ф.Мигачев

УЧРЕДИТЕЛЬ:

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)

"Руды и металлы" — многопрофильный научно-технический журнал, ориентирован на публикацию прикладных результатов фундаментальных и методических разработок.

Журнал приглашает к сотрудничеству специалистов, ведущих исследования в области геологии, геофизики, экономики рудных месторождений и минерально-сырьевых ресурсов, а также в сфере их эффективного выявления и комплексного использования.



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ		Заполните этот бланк и Вы получите 6 номеров журнала "РУДЫ И МЕТАЛЛЫ" Стоимость подписки с учетом почтовых расходов: для ин- дивидуальных лиц — 12000 руб., для организаций России — 25000 руб., для организаций стран СНГ — 30000 руб.	РУДЫ И МЕТАЛЛЫ
Название организации/ФИО _____			
Адрес (почтовый индекс, республика, город, улица, телефон и т.д.) _____			
 Стоимость подписки	 Количество комплектов	 Сумма	
Стоимость подписки следует перечислять в АБ "Интерпрогрессбанк" г.Москвы на р/с 208620 МФО 201508, кор./сч. 40261100 в РКЦ г.Москвы ГУЦБ РФ МФО 201791. Тел.редакции: (095) 315 28 47.			

ПРОСПЕКТ ИЗДАНИЙ И УСЛУГ



Внимание подписчиков !

Просьба изменить корреспондентский счет (допущена опечатка)
— кор./сч. 402161100

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА "РУДЫ И МЕТАЛЛЫ"

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ
НАУЧНО-
ТЕХНИЧЕСКИЙ
ЖУРНАЛ

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



В 1996 г. журнал продолжит публикацию статей по различным направлениям изучения месторождений рудных полезных ископаемых – от условий их возникновения до эксплуатации и по экономике минерального сырья.

Приоритеты будут отданы работам по прикладной металлогении, моделям месторождений, эффективным методам и методикам прогноза, поисков, оценки, аппаратурно-техническим средствам и прогрессивным технологиям геологоразведочных работ, а также итогам исследований по комплексному использованию минерального сырья, его экономике и конъюнктуре.

Журнал на льготных условиях публикует рекламу научных и производственных разработок, а также геологических, геофизических, геохимических, горнодобывающих, горнометаллургических организаций и предприятий.

С вопросами и предложениями обращаться по телефону
(095) 315 28 47 (Назарова Наталья Исааковна)



**Заполните, пожалуйста, бланк
(подробно указав адрес)
и вместе с копией платежного поручения
(квитанцией почтового перевода)
отправьте по адресу:**

**113545 Москва, Варшавское шоссе, 1296,
ЦНИГРИ, редакция журнала
"РУДЫ И МЕТАЛЛЫ"**

**РУДЫ И
МЕТАЛЛЫ**

ПРОСПЕКТ ИЗДАНИЙ И УСЛУГ





ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЗАРУБЕЖНЫЕ ГОРНОРУДНЫЕ ПРОЕКТЫ

Успех перехода отечественных геологоразведочных и горнодобывающих предприятий на рыночную экономику и возможности привлечения иностранных инвестиций во многом зависят от знания международной минерально-сырьевой конъюнктуры. Особое значение имеет проверенный многолетней практикой опыт ведущих зарубежных компаний по освоению новых месторождений, реконструкции и расширению горнодобывающих предприятий.

ЦНИГРИ, ведущий геологоразведочный институт России по алмазам, благородным и цветным металлам, предлагает аналитические обзоры наиболее перспективных зарубежных горнорудных проектов, принятых к реализации на 1993–2000 гг.

В обзорах «Зарубежные горнорудные проекты – медь, свинец, цинк, никель» (III кв. 1995 г.) и «Зарубежные горнорудные проекты – золото» (III кв. 1995 г.) представлены геолого-экономические и технико-технологические показатели проектов, сведения о компаниях, реализующих проекты, характеристики соответствующих типов месторождений и другие данные, дающие возможность сравнительной оценки конкурентоспособности отечественных проектов.

Описаниям проектов предпослана сводная информация о развитии зарубежной минерально-сырьевой базы и экономике геологоразведочных работ за представительную ретроспективу.

Обзоры рассчитаны на широкий круг специалистов в сфере геологоразведочных, горнодобывающих работ и банковского дела, экономистов, предпринимателей и экспертов горно-геологического и геолого-экономического профиля.

Обзоры тиражируются и распространяются только по предварительным заказам по договорной цене.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-27-74
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01



ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

СИСТЕМА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РОССИИ

Металлогенические исследования (МИ), проводимые в России, имеют своей целью выявление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, прогноз рудоносных площадей и оценку их возможной металлоносности, а также обоснование направлений поисков новых месторождений. МИ и прогнозно-металлогенические исследования (ПМИ) опираются на результаты комплексного геологического картографирования, на итоги глубинного изучения недр России, на материалы детального анализа геологического строения месторождений и условий их возникновения.

Главные результаты МИ и ПМИ — карты различных масштабов (от 1:2500000 до 1:500000), отражающие закономерности размещения месторождений и положение перспективных площадей. Эти карты составляются применительно к комплексу месторождений полезных ископаемых, для отдельных их видов, а также для отдельных типов месторождений конкретных полезных ископаемых. В числе изданных карт — карта ураноносности масштаба 1:2500000, карта месторождений полезных ископаемых (1:500000), прогнозных ресурсов (1:5000000), экзогенной минерализации (1:2500000), топливно-энергетических ресурсов (1:2500000), комплексная металлогеническая карта (1:2500000) и др. Особое значение имеют прогнозно-металлогенические карты масштабов 1:1000000–1:500000, составленные для ведущих полезных ископаемых (благородные и цветные металлы, неметаллические полезные ископаемые и др.) по основным металлогеническим провинциям.

Главные итоги многолетних исследований отражены в Металлогеническом атласе России и сопредельных территорий, объединяющем серию карт масштабов от 1:2500000 до 1:1000000, которые охватывают все геотектонические и металлогенические провинции России и прилегающих частей Евразии. При МИ выполняется структурно-формационный и рудно-формационный анализ и выделяются рудоносные структурно-вещественные комплексы, что обеспечивает необходимую объективность и воспроизводимость прогнозных построений.

Система металлогенических исследований, созданная и реализуемая в России, обеспечивает решение широкого комплекса задач — от глобальных теоретических до локальных прикладных, включая обоснование направлений поисковых и оценочных работ.

Для дальнейшего развития металлогении принципиальное значение имеют разработка и использование моделей рудообразующих систем как для магматических областей, так и для осадочных бассейнов. Для выявления, анализа и отображения взаимосвязей рудообразующих факторов в пространстве необходимо создание и реализация методов трехмерного металлогенического картографирования с использованием приемов компьютерной томографии и голографии.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
Телетайп: 114142 АДУЛЯР,
Телефон: (095) 313-18-18,
Факс: (095) 315-27-01