

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1994



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРОГНОЗ И ПОИСКИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

На основе изучения большинства золото-сульфидных месторождений терригенных комплексов стран СНГ разработаны оригинальные геологогенетические модели, образующие единый конвергентный ряд (от осадочных и гидротермально-осадочных до регенированных гидротермальных и гидротермально-метаморфогенных).

На основе этих моделей разработаны принципиально новые критерии распознавания отдельных представителей генетического ряда, позволяющие вести их прогноз и поиски, с оценкой типа, ранга и масштаба оруденения.

Вид реализации — продажа брошюры, инструкции.

RL 2.8.

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

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1994

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
С. С. ВАРТАНЯН
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Л. М. НАТАПОВ
Л. Д. ОВЧИННИНСКАЯ (отв. секретарь)
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)

Москва

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Кривцов А. И., Карлина И. В., Чижова И. А.

4

Показатели системы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы

Krivtsov A. I., Karlina I. V., Chizhova I. A.

Factors of System Mineral Reserves Base (MRB) Use and Development

Прикладная металлогения

Лир Ю. В., Шакин С. С.

18

О законах распределения запасов металлов в недрах

Applied Metallogeny

Lir Yu. V., Shakin S. S.

On Laws of Geological Metal Reserves Distribution

Корытов Ф. Я.

23

Благородные металлы во флюоритах

Korytov F. Ya.

Precious Metals in Fluorites

Модели рудных месторождений

Машковцев Г. А., Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М.

27

Количественные аспекты рудогенетической модели и прогноза инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений

Mashkovtsev G. A., Schetochkin V. N., Kislyakov Ya. M.

Quantitative Aspects of an Ore-Genetic Model and Prediction of Infiltration Uranium-multielement Deposits

Абрамова Е. Е., Гричук Д. В.

36

Расчетная термодинамическая модель рециклинговой гидротермальной системы

Abramova E. E., Grichuk D. V.

Calculated Thermodynamic Model of Hydrothermal Recycling System

Ляхов Ю. В., Поздеев К. М., Тибилев С. М., Лаврененков А. П., Чимко Ю. В.

45

Термобарогеохимическая модель рудной зональности и оценка перспектив Садонского свинцово-цинкового района

Lyakhov Yu. V., Pozdeyev K. M., Tibilov S. M., Lavrenenkov A. P., Chimko Yu. V.

Thermobarogeochemical Model of Ore Zonality and Assessment of Sadonski Lead-Zinc District Prospects

Курбанов Н. К., Арифупов Ч. Х., Кучеровский П. Г., Романов В. И., Кукшев В. И., Вишневская Н. А., Зверева Е. А.

55

Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах

Kurbanov N. K., Arifulov Ch. H., Kucherevski P. G., Romanov V. I., Kukshv V. I., Vishnevskaya N. A., Zvereva Ye. A.

Geological-Genetic Models of Gold Deposits in Carbonaceous Terrigenous Complexes

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

- Константинов М.М., Косовец Т.Н.,
Стружков С.Ф., Шашкин В.М.
Поиски скрытых месторождений зо-
лота и серебра с использованием
признаков регенерации руд 70

Строение рудных месторождений

- Сазонов А.М., Романовский А.Э.,
Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звяги-
на Е.А.
Ведугинское золото-сульфидное ме-
сторождение (Енисейский край) 86
- Вакин М.Е., Наумова О.Н.
Геолого-структурная позиция и усло-
вия локализации богатых руд на
Озерновском золото-серебряном
месторождении (Камчатка) 97
- Мачильский В.А.
Особенности формирования золото-
носных игнимбритовых вулcano-тек-
тонических структур Примагаданско-
го района 105

Недра и экология

- Романчук А.И., Матевич Т.Н., Ива-
новская В.П.
Использование экологически опас-
ных отходов для получения цветных
и благородных металлов 117

Дискуссии

- Воробьев Ю.К.
Физические модели рудообразова-
ния 122
- Памяти А.А. Савченко 133
- Памяти А.Г. Злотника-Хоткевича 133

Methods and Methodology of Deposit Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration

- Konstantinov M.M., Kosovets T.N.,
Struzhkov S.F., Shashkin V.M.
Prospecting for Hidden Gold and Silver
Deposits Using Evidence of Ore Re-
generation

Structure of Ore Deposits

- Sazonov A.M., Romanovski A.E.,
Shvedov G.I., Leont'yev S.I., Zvyagina
E.A.
Veduginskoye Gold-Sulfide Deposit
(Yeniseiski Mountain Range)
- Vakin M.E., Naumova O.N.
Geological-Structural Position and
Conditions of High-Grade Ores Local-
isation at Ozerovskoye Gold-Silver
Deposit (Kamchatka)
- Machil'ski V.A.
Formation of Gold-Bearing Ignimbrite
Volcanic-tectonic Structures in Prima-
gadanski Region

Entrails and Ecology

- Romanchuk A.I., Matevich T.N.,
Ivanovskaya V.P.
Use of Environmentally Hazardous
Wastes for Base and Precious Metals
Production

Discussions

- Vorob'yov Yu.K.
Physical Models of Ore Formation
- Memorial to A.A. Savchenko
- Memorial to A.G. Zlothik-Khotkevich

ПОКАЗАТЕЛИ СИСТЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ВОСПРОИЗВОДСТВА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

А. И. КРИВЦОВ, И. В. КАРЛИНА, И. А. ЧИЖОВА (ЦНИГРИ)

Изложены аналитические и фактографические основы многовариантного моделирования системы использования и развития МСБ стран мира и России. Выявлены и проанализированы взаимозависимости темпов приростов добычи и запасов, вовлеченности запасов в погашение, коэффициентов компенсации приростами запасов добычи, а также кумулятивной добычи и прироста запасов с учетом длительности периодов развития МСБ. Построена серия номограмм для моделирования системы использования и развития МСБ. Рассмотрены модельные варианты развития МСБ.

Система создания, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы (МСБ) описывается комплексом взаимосвязанных показателей. В идеальном случае соотношения и пропорции таких показателей должны отвечать статическому и динамическому равновесию (балансу) между активной (добыча) и пассивной (запасы) частями системы. В подобном равновесии учитываются не только реально достигнутые уровни добычи запасов, но и перспективы увеличения добычи за счет развития МСБ (расширенного воспроизводства запасов).

В активной части системы использование МСБ обеспечивает баланс между потреблением (спросом) и добычей (предложением). В свою очередь, добыча полезных ископаемых формирует спрос на новые запасы (прирост запасов). Геологоразведочные работы, подчиненные удовлетворению такого спроса, «производят» промышленные запасы из запасов более низких категорий и (или) прогнозных ресурсов, т.е. из «базы запасов». Связи и зависимости между расходной и приходной частями системы не имеют прямого экономического выражения и жесткого экономического управления. В значительной мере они либо формируются стихийно, либо целенаправленно регулируются. Подобное регулирование ранее имело место в СССР, в какой-то мере оно осуществляется Объединением стран-экспортеров нефти, а также консорциумом Де Бирс.

Достижение оптимальных пропорций показателей в системе использования и воспроизводства МСБ позволяет исключить из-

быточные вложения в приросты запасов и избежать длительного замораживания средств в разведанных месторождениях. Однако этому препятствует ряд объективных обстоятельств: вероятностный характер геологоразведочного процесса (в части возможностей обнаружения — необнаружения новых промышленно значимых месторождений), неоднозначность долгосрочных прогнозов, а порой и непредсказуемость потребления минерального сырья и эквивалентной его добычи, т.е. уровней возможной востребованности уже выявленных и выявляемых запасов, а также значительная длительность геологоразведочных циклов и разновременность их реализации в разных странах и на разных территориях.

Немаловажное значение имеет и психологическое воздействие фактора конечности запасов минерального сырья, т.е. истощение фонда скоплений полезных ископаемых, доступных для последующего освоения по геологическим, техническим и экономическим условиям. Широко известное высказывание американского нефтяника Д.Хэлбути о том, что временами кончаются не запасы и месторождения, а кончаются идеи, — справедливо лишь отчасти. Темпы геологического освоения многих стран и территорий настолько высоки, что воздействие указанного фактора весьма ощутимо сказывается на результативности геологоразведочных работ. Эта ситуация отражена в названии статьи Б.Маккензи «В поисках невероятной иголки в стогу сена», посвященной анализу возможностей открытия новых рудных мес-

торождений в Канаде. Обнаружение новых объектов нередко расценивается как последнее открытие на данной территории, что стимулирует ускорение воспроизводства МСБ, даже избыточного по сложившейся мировой конъюнктуре.

В целом воздействие совокупности указанных и других факторов на развитие МСБ при отсутствии единых регуляторов геологоразведочного процесса может приводить как к избыточному опережению, так и к отставанию МСБ от достигнутых уровней добычи и возможных темпов ее наращивания на ближнюю и дальнюю перспективу.

Задачи оптимизации использования и воспроизводства МСБ имеют особую актуальность в современных правовых и экономических условиях России. Законом РФ «О недрах» и соответствующими подзаконными актами предусмотрено, что развитие МСБ России должно осуществляться за счет т.н. «ставок возмещения» — отчислений от стоимости добытого минерального сырья. Этим введено жесткое регулирование МСБ России: выявление новых запасов поставлено в прямую зависимость от масштабов добычи полезных ископаемых. Иными словами, предполагается реализация принципа «за тонну добычи — тонна запасов» («за грамм — грамм», «за карат — карат»). Это касается приходной части системы МСБ. В ее расходной части по ряду полезных ископаемых возник весьма значительный дисбаланс, вызванный не только превышением потребления над добычей, но и недостатком (либо даже отсутствием) запасов. Для таких полезных ископаемых при отсутствии добычи вообще невозможно выявление новых запасов, поскольку не существует эквивалентного источника средств.

В данной статье анализируются взаимозависимости основных показателей МСБ и фактографические ретроспективные данные по МСБ стран мира и России за представительные временные интервалы по материалам Горного Бюро США [3—6], ВИЭМСа, ВНИИЗарубежгеологии, ЦНИГРИ, а также В.А.Евстрахина [1] и авторов [2].

В качестве главных показателей МСБ приняты характеристики, которые обычно используются при ретроспективном анализе и прогнозе развития МСБ. В аналитической части работы для исключения избыточной

громоздкости построений и вычислений отдано предпочтение приведенным, а не прямым показателям.

Начало периода функционирования системы МСБ описывается исходным состоянием промышленных запасов Z_1 , уровнем их погашения и добычей D_1 , а также коэффициентом вовлеченности запасов в добычу v_1 ($v_1 = D_1 : Z_1$). Окончание периода длительностью n лет характеризуется запасами Z_2 , добычей D_2 и вовлеченностью v_2 .

Среднегодовые темпы прироста добычи полезных ископаемых (или погашения запасов) косвенно задают необходимые темпы восполнения МСБ. Наращиванию добычи за n лет от D_1 до D_2 отвечают накопленная (кумулятивная) добыча Q и среднегодовые темпы ее увеличения d . Произведение dn равно отношению абсолютного роста добычи к ее начальной величине.

Прирост запасов R за период n лет определяется из выражения

$$R = Z_2 - Z_1 + Q \quad (1)$$

Среднегодовые темпы прироста запасов отражают скорость восполнения их погашения при добыче за счет либо обнаружения и разведки новых месторождений, либо наращивания промышленных масштабов известных объектов. Эти характеристики определяются относительно исходного состояния запасов (Z_1) за n лет по формуле

$$p = R / nZ_1 \quad (2)$$

Новые запасы «производятся» за счет «базы запасов» B , перевод части которой в промышленные категории увеличивает запасы от Z_1 до Z_2 и компенсирует их убыль — погашение при добыче. Реализуемая в прироста часть «базы запасов» отвечает отношению $R:B = b$. С другой стороны, при оценке состояния МСБ используется отношение базы запасов к исходным ($B/Z_1 = m$). С учетом этих равенств на основе формулы (2) может быть получено уравнение

$$pn = bm$$

или

$$B = mR / pn, \quad (3)$$

которое позволяет оценить возможности реализации намечаемых темпов прироста за счет существующей базы запасов.

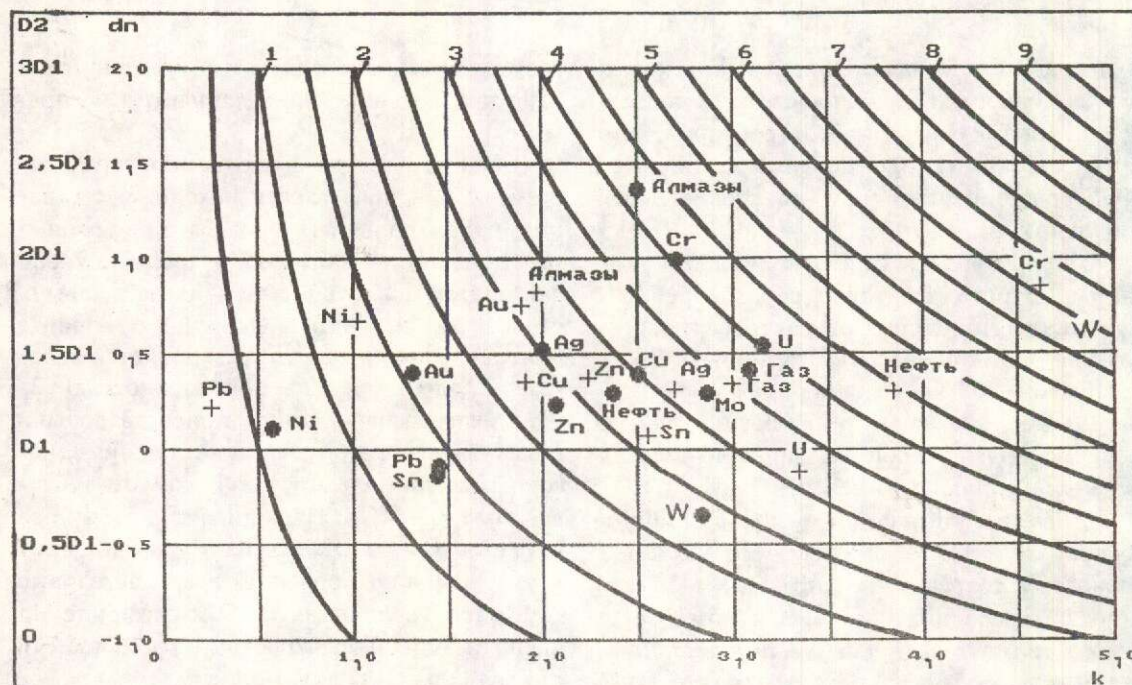


Рис. 1. Номограмма зависимости основных показателей МСБ:

вынесены точки, отвечающие изменениям в МСБ капиталистических и развивающихся стран за 1970—1990 (кружки) и за 1984—1992 гг. (плюсы) при изменении значений p/v_1 от 0,5 до 9,5

В качестве главного показателя статистики и динамики МСБ используется коэффициент компенсации k накопленной добычи приростами запасов

$$k = R : Q \quad (4)$$

В результате преобразований уравнений (1) и (4) с учетом рассмотренных соотношений получаем следующие зависимости между относительными показателями МСБ:

$$k = 2p/v_1(2 + dn) \quad (5)$$

или

$$2 + dn = 2p/kv_1, \quad (6)$$

т.е. фактическое состояние запасов и добычи на начало периода выражается через показатель v_1 .

Возможные среднегодовые темпы роста добычи d определяются намечаемым увеличением потребления за n лет. Соответственно, значения p и k зависят от заданных величин характеристик v_1 и d .

На основе уравнений (5) и (6) построена серия номограмм по разным парам показателей, которые можно применять для выбора необходимых и возможных пропорций при использовании и развитии МСБ.

Взаимозависимости всех показателей отражены на номограмме рис. 1. Темпы увеличения добычи, задающие возможные значения других характеристик, выражены на номограмме через dn и эквивалентные значения возрастающей добычи ($D2$ в единицах $D1$). Среднегодовые темпы прироста запасов p даны в приведении к коэффициенту вовлеченности запасов в погашение на начало периода (p/v_1). Поскольку v_1 отвечает реальному значению, последнее отношение определяется только темпами прироста запасов. По сочетанию всех названных показателей могут быть получены значения коэффициентов компенсации k .

Обобщенная номограмма рис. 1 нагружена показателями развития МСБ ведущих полезных ископаемых по капиталистическим и развивающимся странам за два периода различной длительности (1970—1990 и 1984—1992 гг.). При близких уровнях наращивания добычи для большой группы полезных ископаемых они различаются по достигаемым уровням компенсации за счет разных темпов прироста запасов. Стабильность показателей развития МСБ за два периода характерна для природного газа, среднегодовые темпы прироста запасов ко-

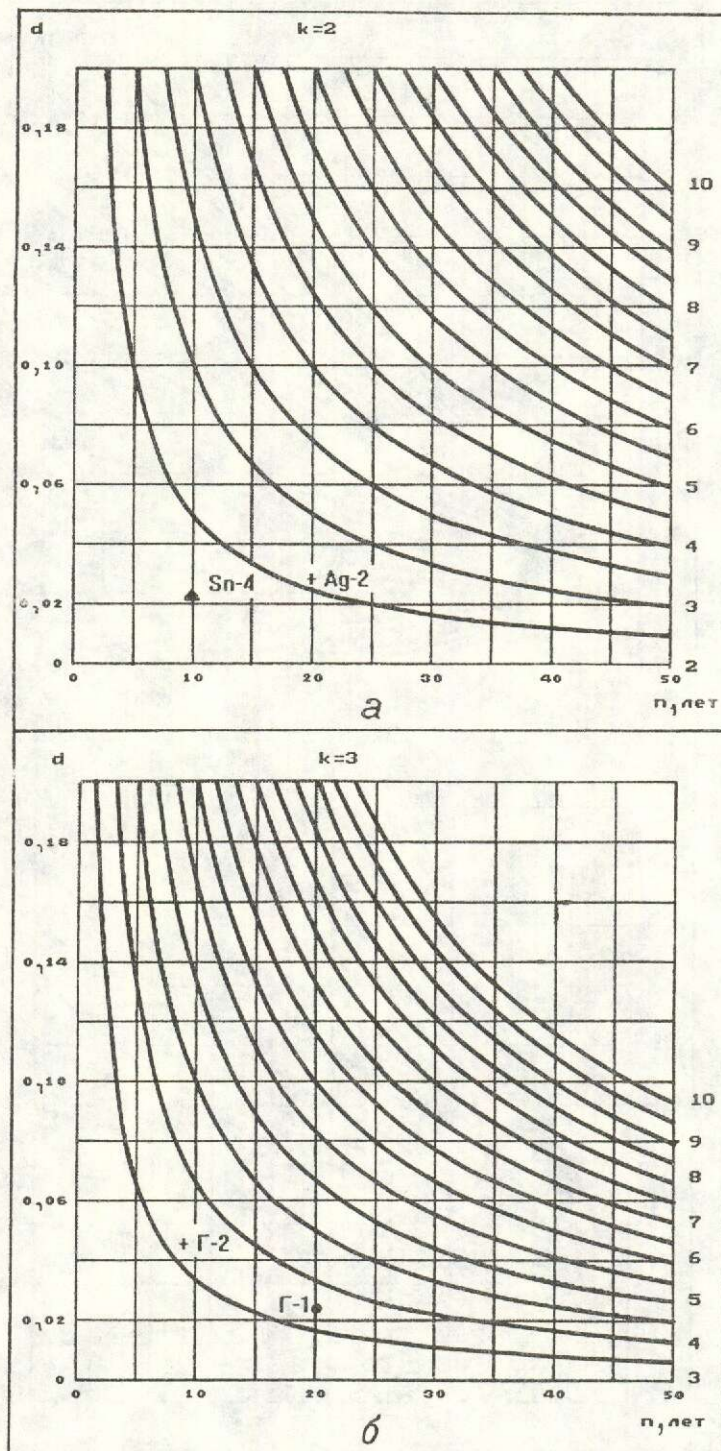


Рис. 2. Зависимости между среднегодовыми темпами прироста добычи d и длительностью развития МСБ n при заданных значениях коэффициентов компенсации k и $p/v1$:

а) от 2 до 10, б) от 3 до 10

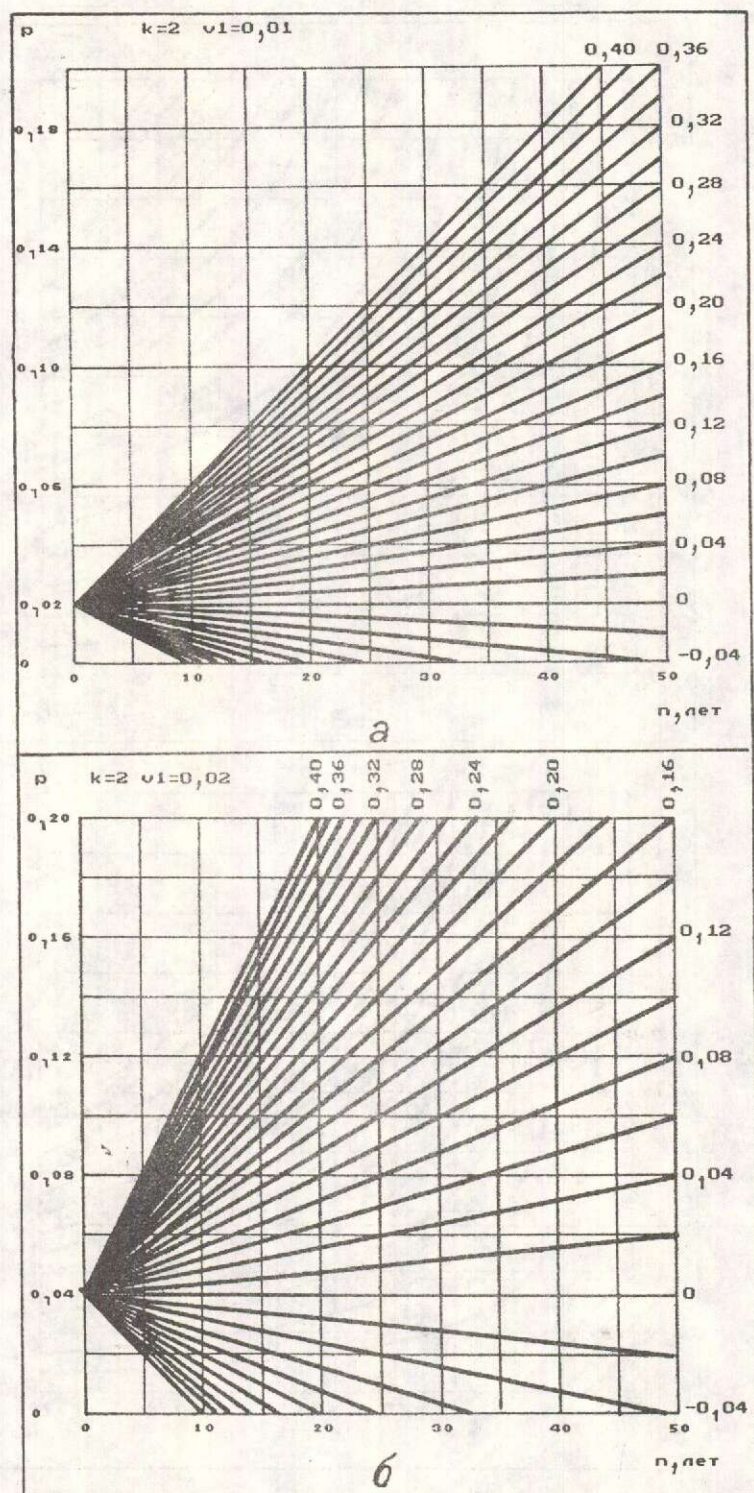


Рис. 3. Зависимости среднегодовых темпов приростов запасов p , добычи d и длительности периодов развития МСБ n при заданных значениях $kv1$ (пояснения в тексте) и изменении значений d от -0,20 до 0,4

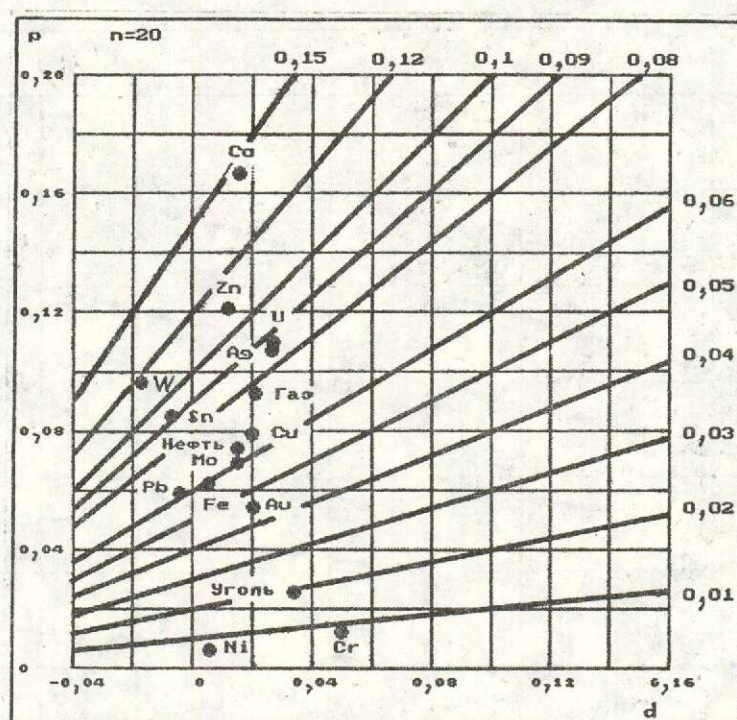


Рис. 4. Зависимости между темпами прироста запасов p и добычи d при длительности периода в 20 лет и изменении значений kv_1 от 0,01 до 0,15:

усл. обозн. см. рис.1.

торого составляли за 20 и 8 лет 9,28 и 8,25 % соответственно. Коэффициенты компенсации за эти периоды практически не изменились (3,08 и 2,99). По ряду полезных ископаемых (никель, золото, цинк, вольфрам, олово) поздний период отличается значительным ростом коэффициентов компенсации при увеличении добычи. В то же время низкие темпы прироста запасов даже при значительном наращивании добычи по некоторым металлам (свинец, серебро) сопровождались падением коэффициентов компенсации.

Диаграммы, приведенные на рис. 2, позволяют определить длительность периодов, за которые при намечаемом увеличении добычи и возможных темпах приростов запасов достигаются задаваемые коэффициенты компенсации. Диаграммы при $k = 2$ отражают развитие МСБ олова в РФ за 1981—1990 гг. (Sn — 4) и серебра в мире за 1970—1990 гг. (Ag — 2), а диаграммы при $k = 3$ — МСБ природного газа в капиталистических и развивающихся странах за 1970—1990 гг. (Г — 1) и за 1984—1992 гг. (Г — 2).

Рис. 3 демонстрирует зависимости между темпами прироста запасов и добычи и длительностью периодов развития МСБ для различных коэффициентов компенсации, задаваемых через kv_1 . На графиках отмечаются поля падения добычи, в пределах которых при любом превышении p производства kv_1 возможны высокие значения коэффициентов компенсации. Равенство $p = kv_1$ отвечает стабилизации добычи. В этом случае даже минимальные темпы прироста обеспечивают высокие значения k . В целом достижение значительных темпов приростов запасов требует достаточно длительных периодов развития МСБ.

Диаграмма рис. 4, построенная в координатах $p-d$, иллюстрирует показатели МСБ мира за двадцатилетний период. Наблюдается значительное превышение среднегодовых темпов прироста запасов ряда полезных ископаемых над темпами увеличения их добычи. Соответственно диапазон значений коэффициентов компенсации отражает размах темпов прироста запасов.

Рис. 5 иллюстрирует показатели МСБ

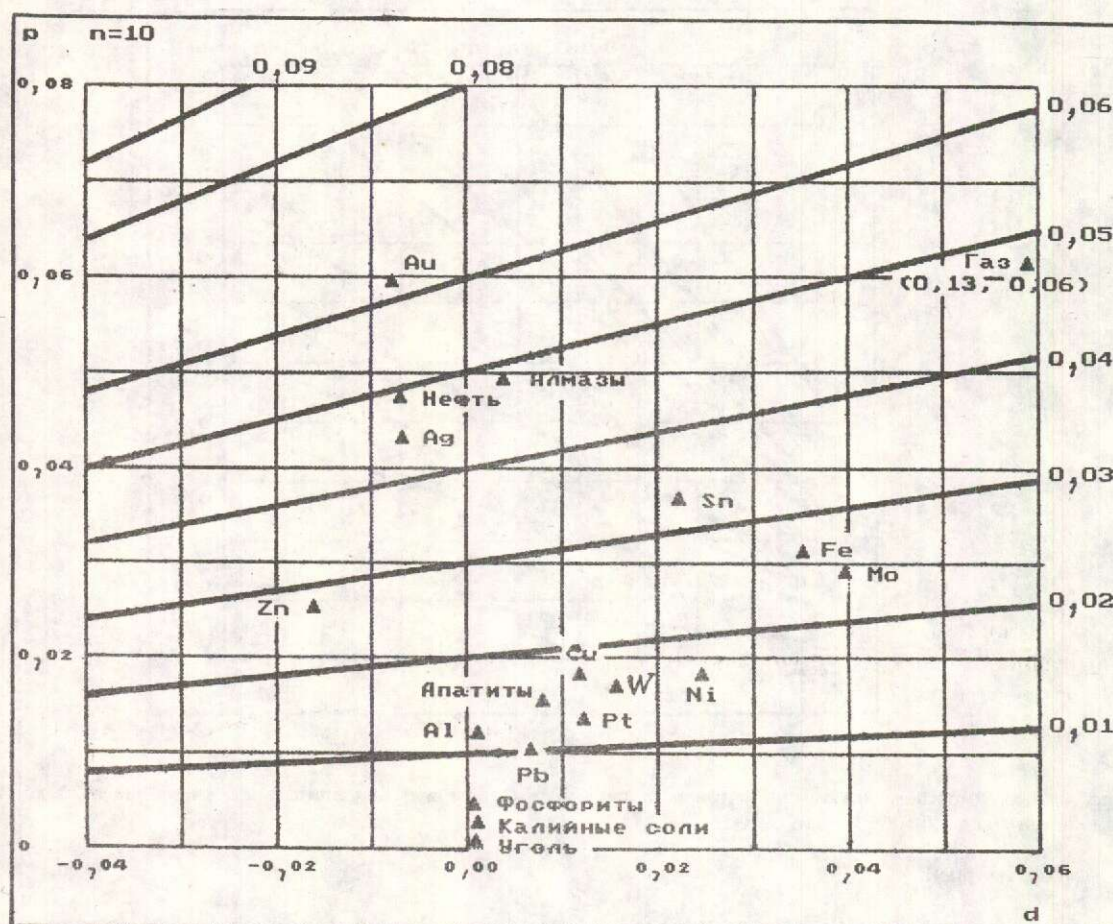


Рис. 5. Зависимости между темпами прироста запасов p и добычи d по МСБ России за 1981—1990 гг. при изменении значений kv_1 от 0,01 до 0,09

России за десятилетний период. Из сопоставления его с рис. 4 очевидны существенно более низкие темпы развития роста добычи (включая ее спады) и прироста запасов по РФ. По многим полезным ископаемым достигнутые уровни компенсации оказались значительно ниже мировых за двадцатилетие.

Зависимости между абсолютным приростом запасов R и накопленной добычей Q при разных значениях dn для заданных соотношений p/v_1 отражают диаграммы на рис. 6. В ситуациях стабилизации уровня добычи ($dn = 0$) отношение $R:Q$ равно p/v_1 . Значения p (и соответственно k) возрастают с повышением p/v_1 , в т.ч. и в полях падения добычи.

Коэффициент компенсации добычи приростами запасов отражает, как отмечалось,

степень восполнения погашения вновь выявленными запасами. «Критическое» значение этого показателя, равное единице, отвечает случаю, когда накопленная добыча только балансируется с новыми запасами. Соответственно в масштабах страны убыль запасов на эксплуатируемых месторождениях компенсируется другими объектами и территориями, т.е. имеет место условная компенсация добычи (условное воспроизводство МСБ). Расширенному воспроизводству МСБ отвечают достижения высоких значений коэффициентов компенсации. В частности при $k = 2$ приросты обеспечивают удвоение накопленной добычи, т.е. МСБ позволяет получить в перспективе ту же массу доступных для погашения запасов, что и за предшествующий период. Более высокие значения коэффициента k эквива-

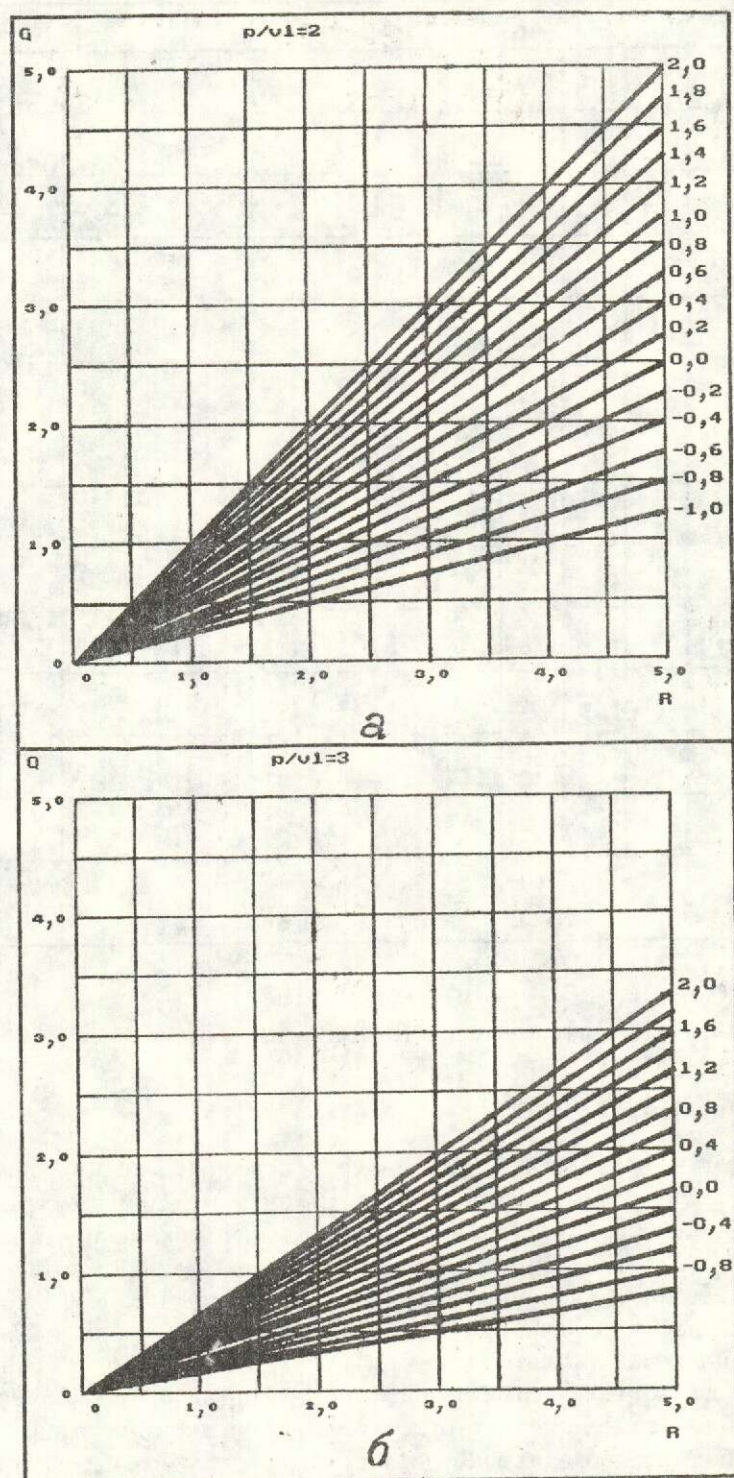


Рис. 6. Зависимости между приростами запасов R , накопленной добычей Q и темпами ее увеличения за p лет при заданных значениях p/v_1 и изменении значений dp :

а) от -1 до 2, б) от -0,8 до 2

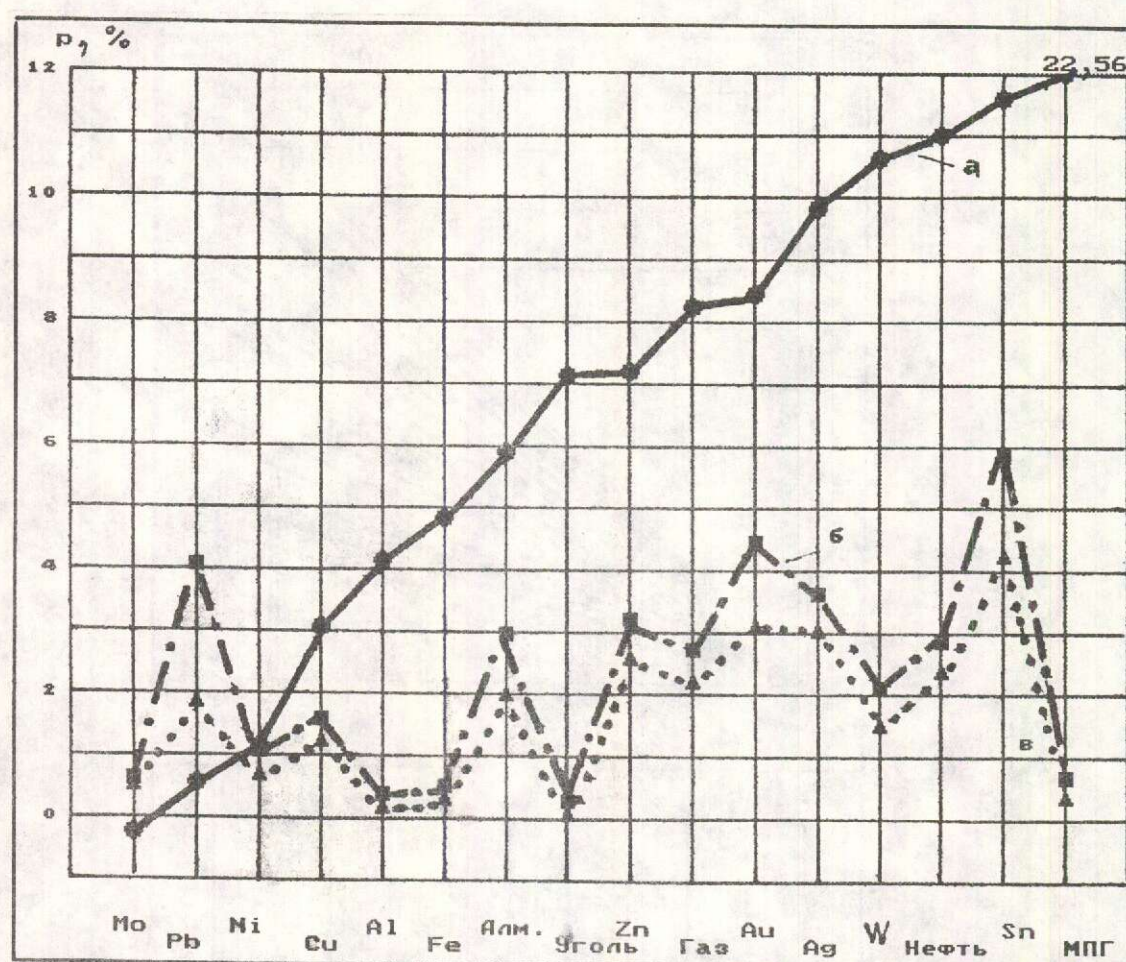


Рис. 7. Среднегодовые темпы прироста запасов ведущих полезных ископаемых по капиталистическим и развивающимся странам за 1984—1992 гг:

а — фактические данные, б и в — условные варианты (пояснения в тексте)

лентны возможностям соответствующего увеличения добычи в будущем.

В коэффициентах компенсации добычи, так же как и в ее обеспеченности запасами, отражаются создание и наличие «страховочной» массы запасов, которая при последующем неблагоприятном развитии конъюнктуры может оказаться вне сферы рентабельного освоения. Эта масса запасов будет тем выше, чем больше проходит времени с периода открытия месторождений. Следовательно, накопившаяся МСБ требует периодической переоценки для приведения ее в соответствие с меняющимися экономическими факторами.

Подобная переоценка проводится Горным Бюро США с 1980 г. В частности,

переоценка МСБ меди по 204 месторождениям и рудникам стран с рыночной экономикой показала, что из 436 млн т запасов этого металла считаются доступными для добычи 340 млн т. В то же время, по ценам 1988 г. рентабельны для извлечения лишь 200 млн т [6]. Подобным образом проанализирована МСБ никеля для 36 объектов и рудников в 16 странах с 33 млн т доступных для добычи запасов. В результате переоценки установлено, что по экономическим показателям 1987 г. рентабельны только 12 млн т запасов никеля [3]. Эти примеры свидетельствуют о реальности значительного сокращения накопленной МСБ с изменением экономической ситуации.

В модели развития МСБ России, как уже

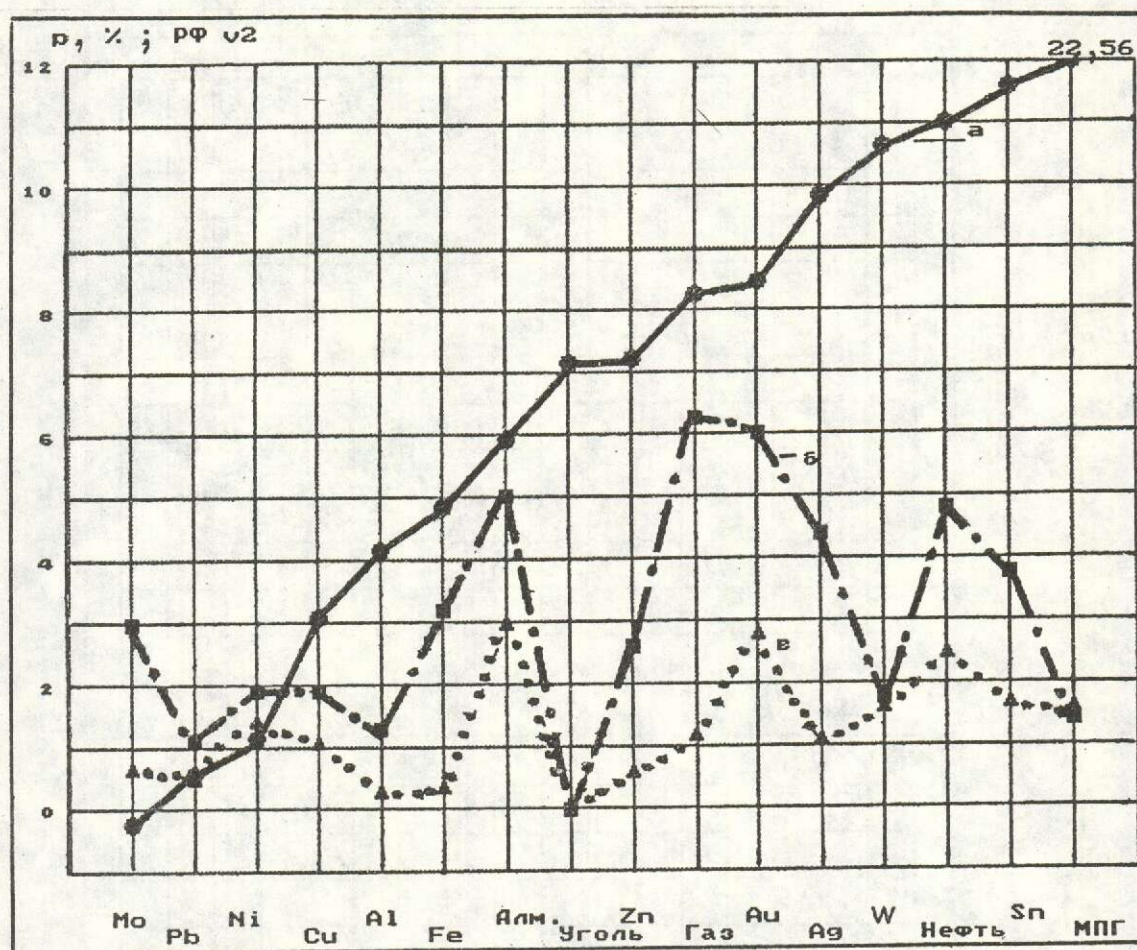


Рис.8. Среднегодовые темпы прироста запасов ведущих полезных ископаемых по РФ:

а — за 1981—1990 гг. в сопоставлении с мировыми показателями, *б* — фактические данные, *в* — расчетный вариант (пояснения в тексте)

отмечалось, ныне принят принцип «тонна за тонну», т.е. равенства накопленной добычи возможному приросту запасов. Соответственно $Q = R$ и $k = 1$. При этих условиях базовое уравнение (6) принимает форму

$$2 + dn = 2p/v1 \quad (7)$$

Это выражение использовано для модельных расчетов развития мировой МСБ за 1984—1992 гг. по «российскому сценарию», а также для анализа возможных вариантов развития отечественной МСБ на ближнюю перспективу.

На рис. 7 приведено фактическое распределение (*а*) ведущих полезных ископаемых по среднегодовым темпам прироста запасов, достигнутым капиталистическими и

развивающимися странами за 1984—1992 гг. Вариант *б* рассчитан по упомянутой выше модели «тонна за тонну» при реальных среднегодовых темпах прироста добычи за указанный период. В варианте *в* допускается стабильность уровня добычи за весь период, т.е. нулевой ее среднегодовой прирост. В соответствии с этим вариантом выражение (7) приводится к виду

$$p/v1 = 1 \quad (8)$$

По варианту *б* практически по всем полезным ископаемым (за исключением молибдена, свинца, никеля) расчетные темпы прироста запасов оказываются в 2—3 раза и более ниже фактических. Подобная картина возникает и в расчетном варианте *в*. Более

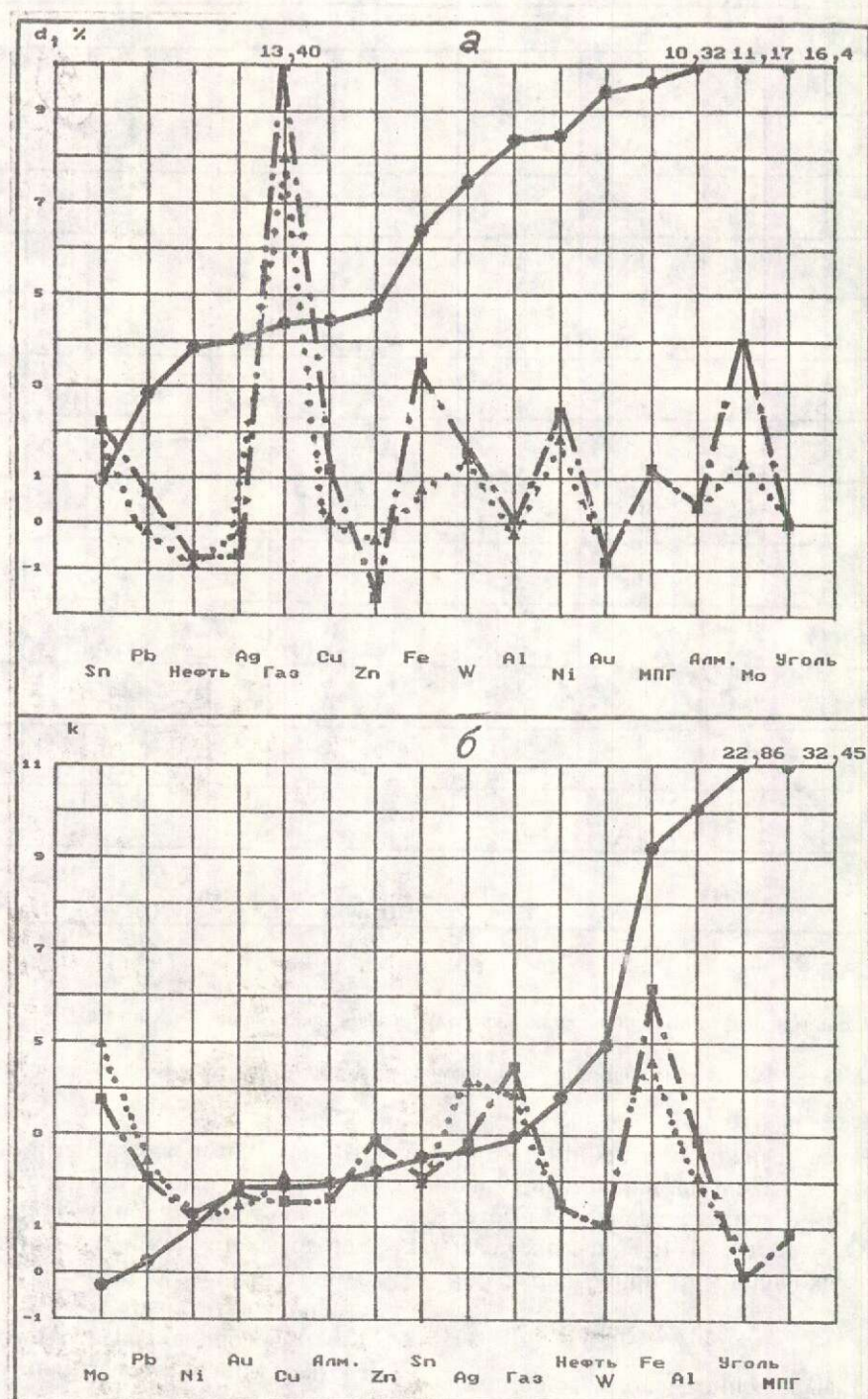


Рис. 9. Сопоставление среднегодовых темпов прироста добычи (а) и коэффициентов компенсации (б) основных полезных ископаемых:

в капиталистических и развивающихся странах за 1984—1992 (кружки), в СССР (треугольники), РФ (квадраты) за 1981—1990 гг.

детальными расчетами можно показать, что при развитии мировой МСБ по варианту б реальные уровни увеличения добычи анализируемого восьмилетнего периода не были бы достигнуты.

Предполагаемое развитие МСБ России на перспективу по принципу «тонна за тонну» может быть рассмотрено в трех различных вариантах.

Первый вариант основан на допущении, что возникший в РФ спад добычи минерального сырья в течение n лет сменится ее ростом, и в конце периода она достигнет исходного уровня. Эта ситуация отвечает нулевому среднегодовому приросту добычи и при $k = 1$ рассчитывается по уравнению (8), где v_1 — вовлеченность запасов в добычу на начало периода, т.е. на 1991 г. При таких условиях среднегодовые темпы прироста запасов в РФ могут составлять от 0,5 до 2 % (по большинству полезных ископаемых). Результаты соответствующих расчетов отражены на рис. 8 в сопоставлении с реальными данными по МСБ мира за 1984—1992 гг. и по РФ за 1981—1990 гг. Темпы прироста запасов по РФ на перспективу оказываются ниже достигнутых за предшествующее десятилетие, а разрыв между показателями МСБ мира и России по многим полезным ископаемым еще больше увеличивается.

Второй вариант допускает спад добычи основных полезных ископаемых на 50 % за 10 лет (среднегодовая убыль добычи 5 %), что по ситуации 1994 г. не кажется избыточно пессимистичным. При таком значении dp из выражения (7) при $k = 1$ следует $p/v_1 = 0,75$, т.е. среднегодовые темпы прироста запасов могут составлять три четверти от исходной вовлеченности запасов в добычу. Соответственно показатели МСБ, рассчитанные по первому варианту и отраженные на рис. 8, уменьшаются на четверть.

Третий вариант рассчитан при допущении, что среднегодовой прирост добычи за 10 лет составит 5 %. Тогда из выражения (7) следует, что $p/v_1 = 1,25$, т.е. возможно возрастание показателей первого варианта на одну четвертую. Из рис. 8 видно, что и этим вариантом по большинству полезных ископаемых не обеспечивается уровень прироста запасов предшествовавшего десятилетия.

Принципиальное значение имеет то обстоятельство, что достижение гарантированных уровней прироста запасов за n лет невозможно в силу вероятностного характера геологоразведочных работ. В практике работ Мингео СССР высокая результативность поисков и оценки новых объектов во многом достигалась за счет одновременного вовлечения в изучение весьма значительно-го числа площадей, так что в масштабах огромной территории «отказы» за длительные промежутки времени как бы исчезали на фоне более редких открытий. При этом по основным рудным полезным ископаемым в промышленные месторождения превращались 8—10 % вовлекавшихся в изучение объектов. С другой стороны, хорошо известно, что основные объемы запасов приходятся на особо крупные и крупные объекты, открытия которых всегда были весьма редки и становятся все менее вероятными в ближайшей перспективе. Поэтому даже скромные расчетные варианты развития МСБ РФ могут оказаться близкими к реальным лишь при охвате геологоразведочными работами широкого круга площадей (при ограниченности средств!?).

На графиках рис. 9 приведены показатели МСБ ведущих полезных ископаемых капиталистических и развивающихся стран в сравнении с МСБ СССР и РФ за сопоставимые периоды. Полезные ископаемые ранжированы по росту соответствующих показателей в зарубежных странах за 1984—1992 гг. Расположение точек по РФ за 1991—1990 гг. отражает не только более низкие темпы приростов добычи и коэффициентов компенсации, но и существенные различия в сложившейся приоритетности развития МСБ некоторых видов минерального сырья. Из графика рис. 9,б видно, что реализация модели «тонна за тонну», т.е. вывод МСБ на уровень $k = 1$, «осаживает» уже достигнутые значения в 2—5 раз. Развитие МСБ РФ по указанной модели не только снижает ранее достигнутые показатели и усиливает уже сложившиеся контрасты приоритетов по сравнению с мировой МСБ, но и сокращает «страховочную» массу запасов, о которой говорилось выше. Естественно, что эта картина наследует сложившуюся вовлеченность МСБ России в освоение, однако реализация принципа «тонна за

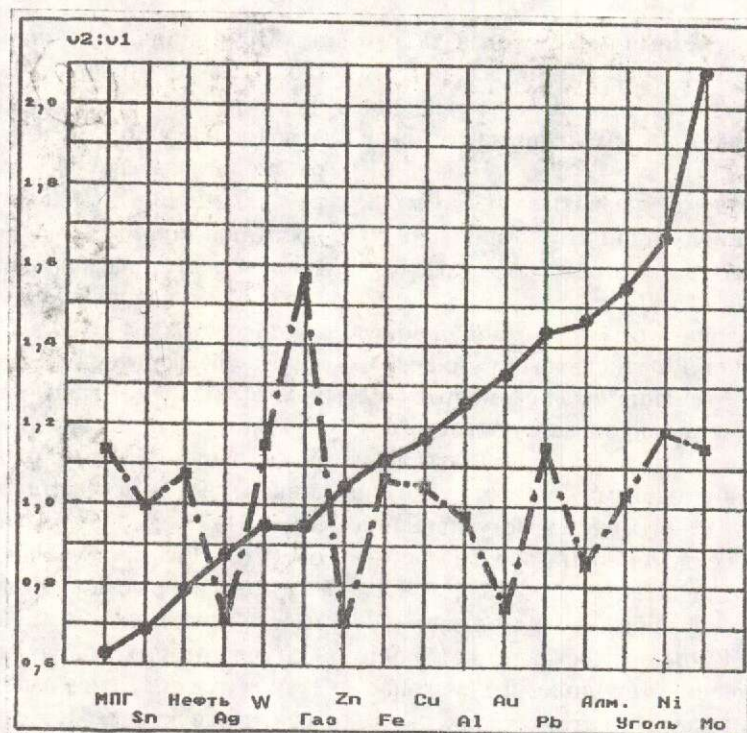


Рис. 10. Изменение вовлеченности запасов в добычу ($v2 : v1$ от показателя на начало периода):

по капиталистическим и развивающимся странам за 1984—1992 (кружки) и РФ за 1981—1990 гг. (квадраты)

тонну» не может внести существенных изменений в состояние МСБ РФ в обозримом будущем.

На рис. 10 близкие периоды развития МСБ мира и России сопоставлены по изменению вовлеченности запасов в добычу за сравнимые отрезки времени. Этот показатель представляет собой величину, обратную обеспеченности добычи запасами. Его изменения отражают интенсификацию использования запасов и изменения их исходных уровней за счет как погашения, так и приростов. Равенство коэффициентов вовлеченности ($v2/v1 = 1$) отвечает расширенному воспроизводству МСБ — сохранению на конец периода исходной обеспеченности добычи запасами. Падение этого отношения отражает опережающий рост запасов относительно добычи, а увеличение — обратный процесс. Распределение полезных ископаемых в России по этому показателю принципиально отличается от МСБ мира (см. рис. 10). По многим видам минерального сырья за анализируемое десятилетие на территории РФ имел место опережающий рост за-

пасов; лишь по МСБ природного газа отмечается значительное возрастание вовлеченности запасов в погашение.

Продвижение экономики РФ к мировым ценам естественно повлечет за собой переоценку отечественной МСБ с неизбежным снижением промышленных запасов. Может произойти «пересчетное» увеличение вовлеченности запасов в добычу, что в соответствии с выражением (7) даст более высокие расчетные значения среднегодовых темпов прироста. Однако в результате возникает лишь видимость улучшения показателей МСБ, поскольку значительная ее часть, не прошедшая через экономические фильтры, рано или поздно потребует замены новыми запасами с их наращиванием принципиально иными темпами.

Реализация расчетных темпов прироста запасов возможна только при наличии соответствующей «базы запасов». Соотношения величины последней с показателями прироста запасов определяются, как уже отмечалось, выражением (3). С другой стороны, может быть использовано и следующее

уравнение, учитывающее темпы прироста добычи

$$B = 2mR / nk\sqrt{1(2 + dn)} \quad (9)$$

Базу запасов в наиболее общем случае составляют запасы категории С2 и прогнозные ресурсы категорий Р1, Р2, Р3. Отечественная практика перевода базы запасов в промышленные приросты показала необходимость введения поправочных коэффициентов при переводе запасов и ресурсов из категории в категорию при выполнении соответствующих геологоразведочных работ. Если задаться приростом промышленных запасов R , то для их получения требуется некоторая эквивалентная величина запасов категории С2, связанная с R поправочным коэффициентом K ($R = KC_2$). Это же справедливо и для других отрезков геологоразведочного цикла: $C_2 = KP_1$; $P_1 = K_2P_2$; $P_2 = K_3P_3$. Очевидно, что для полного цикла при наличии только прогнозных ресурсов категории Р3 приросты запасов возможны при условии $R = KK_1K_2K_3P_3$.

Использование уравнения (9) для оценки достаточности — недостаточности базы запасов в отношении возможных приростов требует учета сложившихся соотношений соответствующих категорий запасов и ре-

сурсов. Недостаток С2 для получения приростов требует вовлечения ресурсов Р1 и т.д., что более детально рассматривалось ранее [2].

В целом анализ взаимозависимостей показателей системы использования и воспроизводства МСБ и апробация этих показателей на фактографическом материале по миру и РФ показали возможности моделирования на их основе различных вариантов развития МСБ, т.е. многовариантность подходов к ее регулированию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евстахий В.А. Минерально-сырьевые проблемы мира: динамика, прогнозы, реальности. — М.: ВИЭМС, 1991.
2. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
3. Bleiwas D.I. Availability of Primary Nickel in Market Economy Countries. U.S.Bureau of Mines, IC 9276, 1991.
4. Mineral Facts and Problems. 1985 Ed., USA Bureau of Mines.
5. Mineral Commodity Summaries, 1993, USA Bureau of Mines.
6. Porter R.E. and Peterson J.R. Availability of Primary Copper in Market Economy Countries. U.S.Bureau of Mines, IC 9310, 1992.

Krivtsov A.I., Karlina I.V., Chizhova I.A.

FACTORS OF SYSTEM MINERAL RESERVES BASE (MRB) USE AND DEVELOPMENT

Analytical and factographic fundamentals of multivariant modelling of MRMB use and development system including world countries and Russia are reviewed. Interrelations between production and reserves increase rates, degree of reserve involvement in mining; factors of production compensation by reserve increases as well as cumulative mining and reserve increase considering length of MRMB development periods are identified and analysed. A series of nomograms to simulate the above system is built. Model variants of MRMB development are considered.



О ЗАКОНАХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАПАСОВ МЕТАЛЛОВ В НЕДРАХ

Ю. В. ЛИР, С. С. ШАКИН (Санкт-Петербургский горный институт)

Излагаются первые результаты применения принципов и методов фрактального анализа при моделировании запасов Депутатского оловорудного месторождения. Показано, что если важнейший характеристический показатель — фрактальная размерность — сохраняет свое постоянство на разных масштабных уровнях рассмотрения рудного объекта, то он может быть описан моделью точечного фрактала с точкой в виде кванта запасов. В этом случае фрактальный анализ позволяет количественно оценить некоторые геолого-генетические особенности месторождения, определить погрешности разведки, предложить новые методы оценки запасов рудных тел на ранних стадиях их изучения.

Использование принципов и методов фрактального анализа [8] позволяет перейти от качественной характеристики воспроизводимости основополагающих черт морфологии, состава и строения рудных объектов при их рассмотрении на разных масштабных уровнях к количественному описанию этого явления. Ключевыми понятиями фрактального анализа являются дискретность, иерархичность и фрактальность.

В данной работе под дискретностью понимается существование некоторого набора значений, которые наиболее часто принимают за запасы металлов в рудных телах, месторождениях, рудных полях. Промежуточные значения запасов характеризуют не выделяющиеся геологическими границами объемы пород, контуры которых резко меняются даже при незначительном изменении условий оконтуривания.

Под иерархичностью понимается дискретность, которая регулируется определенными законами, связывающими соседние значения запасов в дискретном ряду (например, каждый следующий член дискретного ряда равен сумме двух предыдущих).

Фрактальным называется такое устройство иерархического объекта, при котором число элементов при переходе от одного масштабного

уровня к другому изменяется в степенной пропорции. Иными словами, график в координатах: логарифм числа элементов данного масштабного уровня и логарифм размера элементов аппроксимируется прямой линией.

Авторы предприняли попытку описания моделью точечного фрактала запасов эксплуатируемого Депутатского оловорудного месторождения в Северо-восточной Якутии. Точечный фрактал — это множество, состоящее из бесконечного количества точек, разбросанных по трехмерному пространству. При увеличении масштаба рассмотрения количество точек возрастает, т.е. там, где при малом увеличении была видна одна точка, при большом увеличении она как бы «разлипается» и видно несколько точек. Точкой фрактала можно считать некоторый минимальный запас, например 0,01 метропроцента олова. Скорость этого разлипания для фрактала постоянна, т.е. если построить график зависимости логарифма учитываемого масштаба, («разрешения микроскопа») от логарифма числа видимых точек, то этот график будет представлять собой прямую линию. Этой особенностью отличается фрактальное распределение точек в пространстве от произвольного. Мера скорости разли-

пания точек при изменении масштаба рассмотрения называется фрактальной размерностью (D).

При расчете фрактальной размерности принимались во внимание запасы металла, определенные по результатам разведочного опробования в горных выработках детальной разведки, эксплуатационного опробования очистных забоев в блоках, а также запасы самих отработанных эксплуатационных блоков, представляемых как единичные пробы.

Процедура построения фрактального графика предусматривает предварительное определение некоторого набора масштабных уровней, каждому из которых соответствует свой размер ячейки осреднения. Эта ячейка перемещается таким образом, чтобы в ее центре последовательно оказывались все точки опробования, в итоге ячейка «обегает» все исследуемое пространство. Затем операция повторяется при другом размере ячейки осреднения, т.е. на ином масштабном уровне и т.д. Для каждой величины ячейки осреднения подсчитывается среднее значение метропроцента по пробам, попадающим в ячейку, после чего строится график зависимости логарифма среднего метропроцента в ячейке от логарифма размера ячейки. Тангенс угла наклона графика определяет фрактальную размерность D .

Использование этого алгоритма позволило оценить характер изменения D в зависимости от строения рудных тел и состава вмещающих пород. Малая изменчивость D для запасов, связанных с рудными телами различной морфологии (прожилковые зоны, жилы, минерализованные зоны дробления и зоны рудной вкрапленности) исключает связь величины фрактальной размерности с особенностями строения рудных тел. В то же время D принимает максимальное значение (1,60) для запасов, сосредоточенных на участках пересечения рудными телами горизонтов переслаивания песчаников и сланцев, минимальное значение D (1,16) установлено на интервалах пересечения рудными телами прослоев сланцев, промежуточное значение зафиксировано для запасов рудных тел в песчаниках (1,40). Опыт изучения литологического контроля оруденения на очень многих оловорудных месторождениях касситерит-силикатно-

сульфидной формации, залегающих в терригенных толщах мезозой, показывает, что наиболее богатые руды тяготеют к участкам переслаивания песчаников и сланцев, в сланцах же как правило залегают руды бедные и убогие [1, 3]. Таким образом, в данном случае зависимость интенсивности оруденения от состава вмещающих пород находит себе подтверждение и количественное выражение в результате применения фрактального анализа.

Фрактальный анализ является действенным средством изучения статистической масштабной инвариантности рудных объектов, проявляющейся в постоянстве величины D на разных масштабах рассмотрения. По шести крупнейшим рудным телам месторождения одинаковое (с точностью до 0,03) значение фрактальной размерности получено: 1) для запасов (метропроцентов), определенных по данным детальной разведки наиболее представительного III горизонта; 2) для запасов эксплуатационных блоков размером $50 \times 50 \times 10$ м, рассматриваемых как единичные пробы; и, наконец, 3) для запасов, оцениваемых по данным эксплуатационного опробования очистных забоев. Это доказывает статистическую масштабную инвариантность указанных уровней рассмотрения рудного объекта и позволяет переносить значения фрактальной размерности, определенные по рядовым пробам, на соотношение запасов в эксплуатационных блоках.

При фрактальном анализе запасов эксплуатационных блоков в двух вариантах, т.е. по данным детальной разведки и по данным эксплуатации, установлено, что фрактальный график уверенно аппроксимируется прямой, если он построен по данным эксплуатации, и дает незакономерные перемены, если он отражает результаты разведки. Этот эффект особенно очевиден при больших размерах ячейки осреднения (рис. 1). Вероятно, его можно использовать для оценки достоверности подсчета запасов.

При применении фрактального анализа необходимо проконтролировать, в какой степени изучаемый объект может быть представлен самоподобным фракталом. Тестом на фрактальное самоподобие (в отличие от самоаффинности [6]) является постоянство фрактальной размерности для всех частей

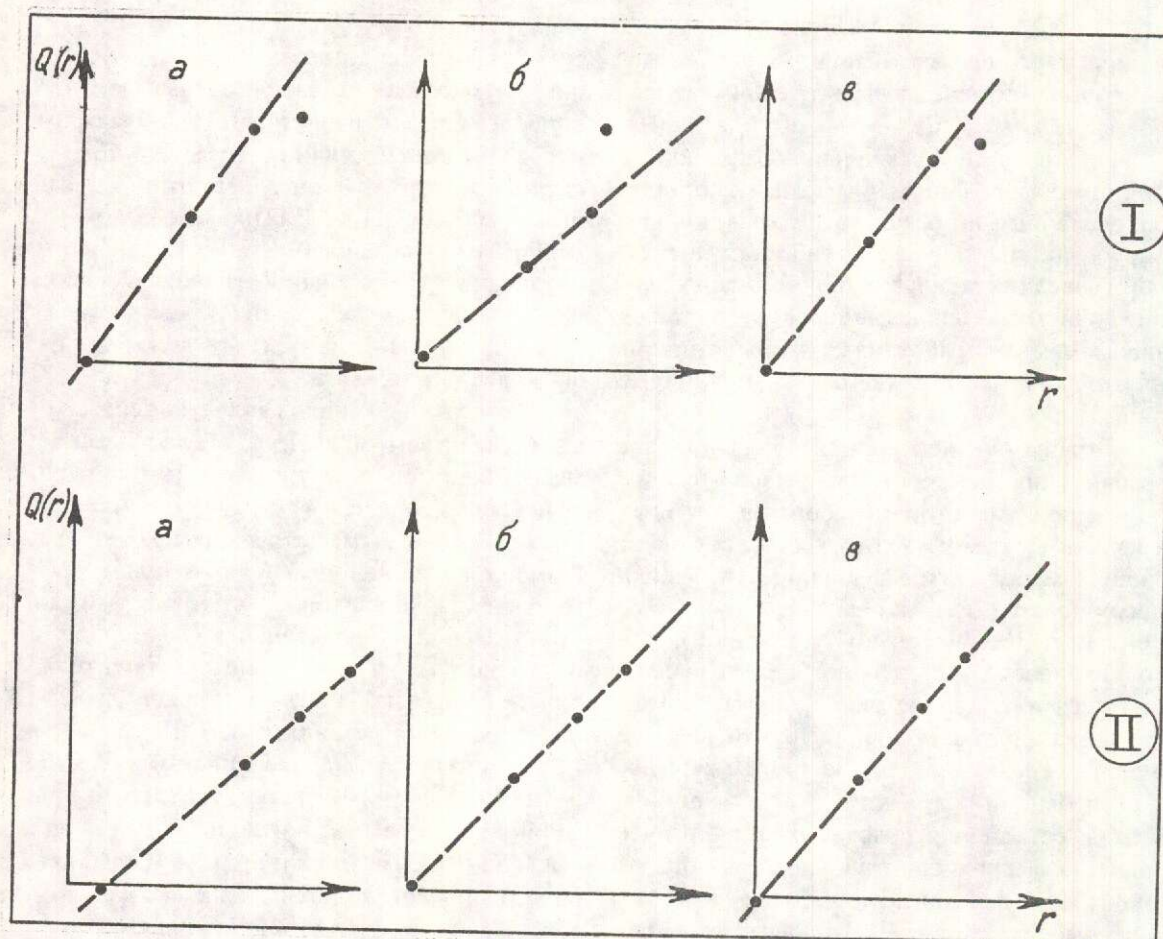


Рис. 1. Фрактальные графики запасов эксплуатационных блоков по данным детальной разведки (I) и эксплуатации (II).

Рудные тела: а — N33, б — N57, в — N81. $Q(r)$ — логарифм среднего метропроцента в ячейке со стороной r

изучаемого объекта и его сечений в разных направлениях. Для выполнения этого теста горизонт III был разбит на 5 участков, и по ним отдельно определена фрактальная размерность, значения которой, как выяснилось, отличаются не более, чем на 0,03. Такие же минимальные различия величины фрактальной размерности получены для разноориентированных проекций результатов рядового опробования горизонта III на прямую. Отсюда можно заключить, что запасы олова горизонта III отвечают модели самоподобного фрактала.

В образовании любого рудного объекта участвуют по меньшей мере две группы процессов: физико — химические и структурообразующие. Эти процессы протекают в автоколебательном режиме [2, 6], интерферируя и резонируя друг с другом. В подо-

бных системах происходит дискретизация — разделение системы на относительно равные по объему, а в нашем случае по запасам, подсистемы (блоки). Уже само наличие отдельных рудных тел, а также зерен рудных минералов подтверждает факт дискретизации на соответствующих масштабных уровнях. Зададимся вопросом: существуют ли иные уровни дискретизации?

При решении этой задачи для пяти крупных рудных тел месторождения, по данным эксплуатационного опробования, были построены фрактальные графики, отражающие зависимость запаса (метропроцента) от размера ячейки осреднения (рис. 2а). Для каждого масштабного уровня (размера ячейки) строились гистограммы метропроцентов, заключенных в ячейке данного размера при обегании ею всего объема исс-

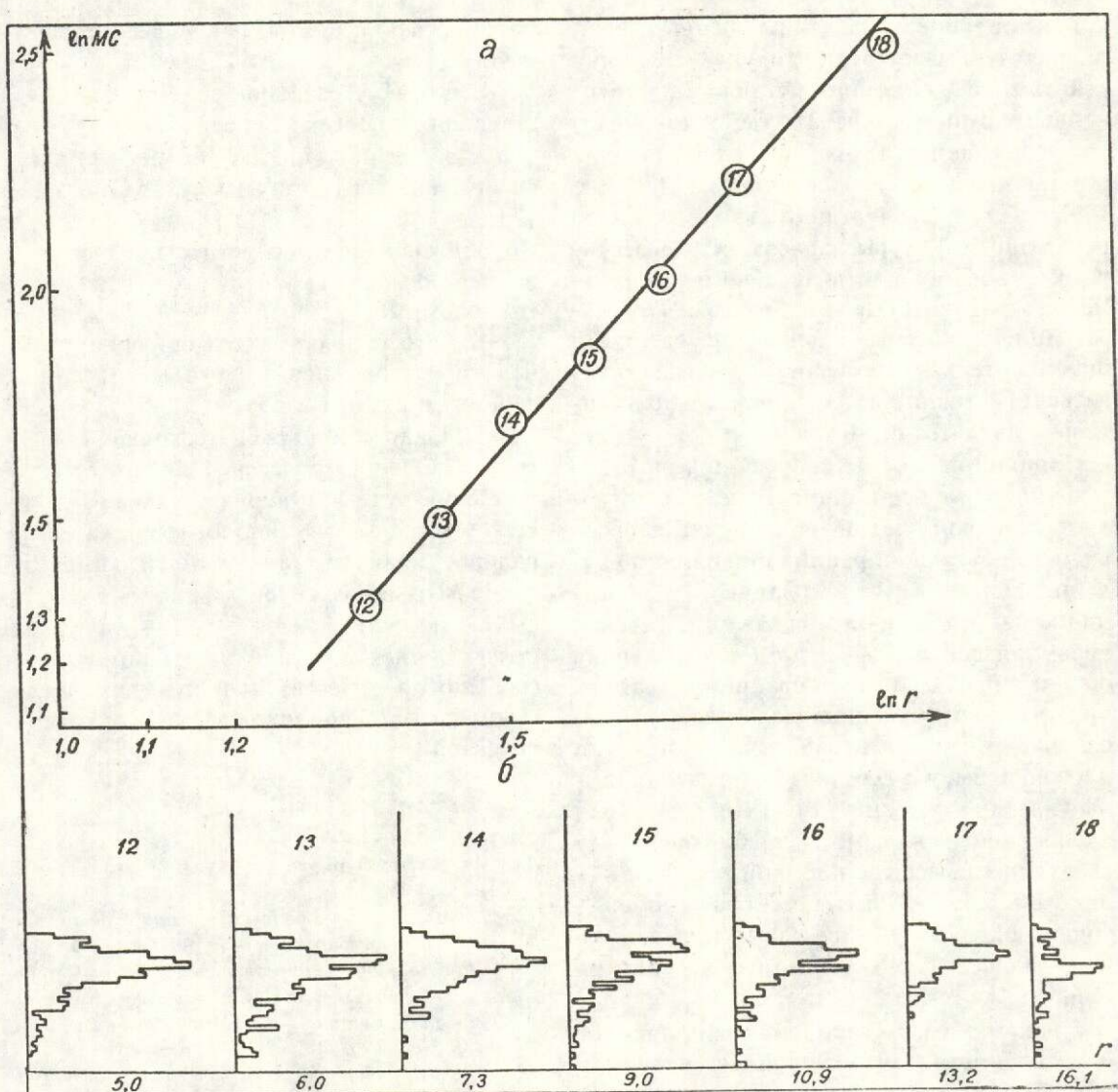


Рис. 2. Фрактальный график зависимости логарифма среднего металопробента (MC) от логарифма стороны ячейки осреднения r для рудного тела N35 (а) и гистограммы металопробентов в ячейках размера r (б).

Цифры над гистограммами соответствуют номерам точек на фрактальном графике для рудного тела N35

ледуемого рудного пространства (рис. 2б). Построенные гистограммы отличаются по степени симметрии, они то моно-, то бимодальны. Можно полагать, что протекание физико-химических и структурообразующих процессов в режиме резонанса на определенном масштабном уровне находит свое отражение в максимально симметричной одномодальной гистограмме, тогда как бимодальные гистограммы отражают рассогласованность указанных процессов. Средний запас в ячейке осреднения, которой

соответствует максимально симметричная одномодальная гистограмма, может быть назван *квантом запасов*, т.е. единичным запасом некоторого масштабного уровня. Квант запасов минимального рассматриваемого размера является естественной точкой в точечной фрактальной модели месторождения.

Расчет кванта запасов производится после выбора наиболее симметричной одномодальной гистограммы. Перемножив площадь соответствующей ячейки осреднения, сред-

ний метропроцент проб, заключенных в ней, и объемную массу руды, получим величину кванта запасов в тоннах металла. Для крупнейшего рудного тела 35, где учтено наибольшее количество проб, выявлено два масштабных ранга квантов запасов: 4201т и 14939т. Это позволяет не только говорить об иерархии структуры запасов, но и рассчитать коэффициент масштабного перехода между квантами смежных рангов. Этот коэффициент, который в данном случае равен приблизительно 3,5, вероятно, должен оставаться постоянным, если объект действительно является фракталом.

Знание величины кванта запасов и коэффициента масштабного перехода позволяет по-новому подойти к оценке запасов рудного объекта на ранних стадиях его изучения. Допустим, что по данным опробования канав и единичных скважин определен квант запасов, равный 3 тыс.т. В то же время оценка запасов с использованием известных приемов оконтуривания дала 5 тыс.т. Это означает, что либо запасы рудного тела переоценены, и в действительности они равны указанному кванту, т.е. 3 тыс.т, либо они недооценены и на самом деле близки кванту следующего масштабного ранга, т.е. составляют $3 \times 3,5 = 10,5$ тыс.т. Любая промежуточная оценка с позиций фрактальной модели является, по-видимому, недостоверной.

Таким образом, приложение принципов и методов фрактального анализа к рудным объектам открывает новые возможности для оперативной оценки запасов руды и металла на самых ранних стадиях изучения этих объектов, т.е. в условиях острого дефицита данных опробования. Если объект соответствует модели точечного фрактала, т.е. если он обладает масштабной иерархией при сохранении величины фрактальной размерности на разных масштабных уровнях, то его оценка может быть выполнена либо по масштабному билогарифмическому графику зависимости величины запаса от размера ячейки осреднения, либо расчетом квантов запасов соответствующих рангов и коэффициента масштабного перехода между ними.

Свойства дискретности, иерархичности, фрактальности проверены для ограниченного числа объектов, но вероятно они должны присутствовать на значительном количестве

месторождений. В этом нас убеждает следующее:

1. Общность законов синергетики, действующих для всех природных объектов.

2. Закон масштабной дискретности геофизических сред, открытый М.А.Садовским [7].

3. Выявленная дискретность содержаний на месторождениях меди, молибдена, цинка, золота.

4. Фрактальность запасов, обнаруженная для месторождений олова, меди, свинца, сурьмы, и ртути Китая [9].

5. Обнаружение В.В.Стефановичем (устное сообщение) более чем для 100 месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых прямолинейности графика: натуральное значение показателей кондиций (например минимальная мощность, включаемая в подсчет запасов и др.) — логарифм подсчитанных при данной кондиции запасов. Это по-существу является доказательством фрактальной природы запасов данных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас структур рудных полей Якутии. — М.: Недра, 1985.
2. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
3. Лир Ю.В. Морфогенезис рудных жил (на материале оловорудных жил касситерит-силикатно-сульфидной формации). — М., 1989 Деп. в ВИНИТИ 12.01.89. № 288-В89.
4. Лось В.Л., Нарсеев В.А. Особенности структуры распределения параметров минеральных систем // Условия образования рудных месторождений Казахстана. — Алма-Ата: КазИМС, 1984.
5. Мандельброт Б. Самоаффинные фрактальные множества // Фракталы в физике. — М.: Мир, 1988.
6. Ручкин Г.В., Лихачев А.П., Нарсеев В.А., Демин Ю.И. // Обз. инф. Геол. методы поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых. Рудообразующие процессы и системы: состояние проблемы. 1992. № 9. С. 1—32.
7. Садовский М.А. Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989.
8. Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. San-Francisko. 1982.
9. Zhai Y., Qin C. A fractal approach to some problems in economic geology // 8 th IAGOD symp. in conjunct. with Int. Conf. Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12—18. 1990. P. 218.

Lir Yu. V., Shakin S. S.

ON LAWS OF GEOLOGICAL METAL RESERVES DISTRIBUTION

Results of fractal analysis application for the modelling of Deputatskoye tin deposit reserves are discussed. It is shown that if the most important feature — fractal dimension — maintains its continuity at different scale levels of the deposit studied it may be described by a model of a point fractal, its point being presented as a quantum of reserves. In this case fractal analysis allows to assess quantitatively some geological-genetic features of the deposit, determine exploration errors, offer new methods of orebody reserve evaluation at early stages of their study.

УДК [550.42:549.454.2]:549.2

© Ф. Я. Корытов, 1994

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ВО ФЛЮОРИТАХ

Ф. Я. КОРЫТОВ (ИПНИГ РАН)

Во флюоритах и других минералах фтора многих эндогенных месторождений обнаружены золото, серебро и платиноиды. Установлено, что в рудах некоторых месторождений флюорита содержатся промышленные концентрации этих металлов.

Еще недавно сведения о содержании благородных металлов во фторидах, в том числе флюоритах, из рудных месторождений были весьма ограничены. Было принято даже считать, что они в этих минералах отсутствуют. В этой связи представляли интерес первые данные о наличии их во флюоритах из месторождений ряда провинций [1, 2, 5].

В настоящей статье приводятся новые обобщенные данные о благородных металлах во флюоритах из разнотипных месторождений. Их определение проводилось разными методами, в том числе нейтронно-активационным с чувствительностью 0,001—0,002 г/т. Погрешность анализа не превышала ± 15 —20%.

В результате изучения свыше 200 проб флюорита и его руд, содержащих от 70 до 95 % CaF_2 , из 30 месторождений России, Украины, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Монголии и других регионов установлено постоянное (от следов и выше) присутствие в них золота, серебра, а также платины, палладия, иридия и других платиноидов. Так, во флюоритовых рудах из крупнейшего в мире Вознесенского палеозойско-мезозойского пол-

информационного месторождения (Приморье) содержатся (в г/т) серебро — до 50, золото — до 2, платина — до 0,5, иридий — до 0,01 и другие платиноиды. Флюориты разнотипных месторождений Урала (Амдерма, Босевское, Изумрудные копи и др.) также отличаются повышенными концентрациями (в г/т) серебра — до 70, золота — до 3 и платиноидов. Во флюоритах же позднемезозойских гидротермальных и карбонатитовых месторождений Забайкалья (Эгитинское, Уртуйское, Наранское и др.), Монголии (Бэрхэ, Ургэн и др.), Казахстана (Таскайнар, Солнечное и др.), Средней Азии (Наугарзан, Агата-Чибаргата, Канимансур, Такоб и др.) эти металлы составляют (в г/т): серебро — до 120, золото — до 6, платина — до 2, палладий — до 2, иридий — до 1,5. В кайнозойских гидротермальных и карбонатитовых флюоритовых месторождениях Памира (Сасык, Элгисай, Базардара, Танымас и другие) концентрации серебра во флюоритах достигают 80—100, золота — до 6—8, платиноидов — до 2—3 г/т.

В изученных флюоритах присутствуют все галогены и прежде всего хлор (до 3 %), а также свинец (до 1,5 %), уран (до 600

г/т), хром (до 200 г/т), скандий (до 80 г/т) и другие элементы-примеси. Однако отчетливой корреляции между содержанием благородных металлов и указанных химических элементов не выявлено. Намечается лишь заметное обогащение золотом, серебром, платиноидами, ураном, свинцом, редкими землями и углеводородами более высокотемпературных яркоокрашенных (зеленых и фиолетовых) флюоритов из меловых пегматитовых, грейзеновых, гидротермальных и карбонатитовых месторождений, в которых кварц, кальцит, сульфиды, графит и другие минералы также содержат эти металлы. Такая геохимическая особенность флюоритов позднемезозойских месторождений является закономерной. Установлено, что во многих регионах мира не только магматические, но метаморфические и осадочные породы, а также нефть, природный газ, угли, битумы, горючие и черные сланцы позднего мезозоя (особенно на границе их с кайнозойем) заметно обогащены золотом, серебром, платиноидами, ураном, хлором, фтором [4, 6, 7] и другими элементами.

Главным источником обогащения этими элементами руд и различных пород позднего мезозоя-кайнозоя следует считать привнос их с рудообразующими флюидами и вулканическими извержениями. Доказательством могут служить многие данные, в том числе обнаружение фторидов иридия в выбросах вулкана Килауза (Гавайские острова) при его извержении в 1983 г. [7], а также высокие концентрации фтора и некоторых благородных металлов в костях динозавров и других животных, исчезнувших в конце мезозоя [1]. Проведенные исследования показывают, что все благородные металлы присутствуют и в других фторсодержащих минералах (топазе, апатите, селлаите, криолите, гагарините и других). Например, в топазах Шерловгорского и Волынского месторождений содержатся (в г/т) серебро — до 15, золото — до 2 и платина — до 0,4. В криолитах Катугинского (Сибирь) и Ивигтутского (Гренландия) месторождений также присутствуют золото — до 2, серебро — до 30 г/т и другие благородные металлы.

По имеющимся данным, во вмещающих породах вокруг залежей флюорита и других фторсодержащих минералов благородные металлы образуют контрастные геохимиче-

ские ореолы. Причем на некоторых месторождениях флюорита и криолита в околорудных геохимических ореолах концентрации серебра, золота и других металлов выше, чем в самих рудах.

Форма вхождения благородных металлов во фторсодержащие минералы пока слабо изучена. Но уже можно полагать, что они, также как свинец, бериллий, уран, торий, алюминий, железо, титан, редкие земли и многие другие элементы, присутствуют в них в виде самородных металлов или в форме различных микроминералов, представляющих собой в основном галогенметаллоорганические соединения и газообразные, жидкие и твердые галогениды. Такими микроминералами, например, могут быть: AuCl , AuCl_3 , AgCl , AgF_2 , PtCl_2 , PtCl_3 , PtF_6 , PdF_3 , RhF_3 , JrF_3 , RuF_6 , OsF_5 , PtCl_4 , PtBr_2 , PtI_4 , PtI_2 , JrCl_2 , JrCl_3 , $[\text{Pt}(\text{NH}_3)_4]\text{Cl}_2$, RhCl_3 , $\text{K}_2[\text{Pt}(\text{NO}_2)_4]$, $\text{K}_2[\text{PdCl}_6]$, PdF_2 , PdBr_2 , PtBr_2 и другие.

Возможность существования микроминералов, а также фторметаллоорганических соединений, косвенно подтверждается химическими свойствами фтора (например, самой высокой электроотрицательностью), благодаря которым ему присуща максимальная реакционная способность и другие особенности. Поэтому, образуя соединения практически со всеми химическими элементами, включая благородные металлы и газы, фтор совместно с хлором и другими галогенами играет выдающуюся роль в формировании не только магматических пород, но и всех типов эндогенного оруденения, включая карбонатиты, алмазоносные кимберлиты и лампроиты. Велика роль фтора и в образовании месторождений серебра, золота, платиноидов, хромита, асбеста и других полезных ископаемых. Геохимические исследования проведенные автором в Забайкалье, Монголии, на Урале, Памире и в других регионах показывают, что в рудах таких месторождений и геохимических ореолах вокруг них всегда присутствует хлор и фтор (до 1 % и более).

Следует заметить, что благородные металлы и галогены в углях, горючих и черных сланцах представлены, очевидно, в основном в форме фтор (и хлор) — металлоорганических соединений. Как показывают исследования [5 и др.], основное количество

залежей нефти, газа, битумов, угля и горючих сланцев в мире сформировалось синхронно с рудными месторождениями. По генезису они являются абиогенными и образовались путем полимеризации-поликонденсации при выполнении трещин углеводородистым веществом, метасоматического замещения им различных пород, а также путем седиментации на дне бассейнов из глубинных углеводородсодержащих флюидов.

Главным же первичным источником рудоносных и углеводородсодержащих флюидов, очевидно, является ядро Земли, представляющее собой, судя по геофизическим и экспериментальным данным, огромный и неоднородный по составу плазмотрон — мощнейший источник энергии и вещества, которые периодически выделяются из него в виде струй плазмы различного состава [1 и др.]. Эта плазма в мантии преобразуется в различные флюиды, с которыми связаны разнотипный мантийный метасоматоз и формирование очагов магматизма, а также процессы рудогенеза, нефтегазо- и углеобразования в земной коре. О наличии очагов и потоков таких трансмантийных флюидов свидетельствует прежде всего пространственная связь поясов магматизма и рудообразования с неоднородностями как в мантии, так и на поверхности ядра Земли. Примером может служить Урало-Ирано-Оманский минерагенический пояс, отчетливо прослеживающийся в земной коре и мантии до ядра Земли [4]. Этот пояс, где имеются месторождения различных полезных ископаемых, включая благородные металлы и фториды, представляет собой крупнейшую на Земле область различного и прежде всего ультрабазитового магматизма. Существует генетическая связь этого пояса с соседним трансконтинентальным Восточно-Африканско-Аравийско-Кавказским поясом магматизма и рудогенеза, северным продолжением которого являются также структуры Урала. Именно в последнем находятся крупнейшие на Земле месторождения фтора и благородных металлов, связанные с Бушвельдским магматическим комплексом и Великой дайкой Африки. Между рассматриваемыми глобальными поясами размещается самая крупная в мире нефтегазоносная, соленосная и в известной степени рудоносная провинция, внутри кото-

рой расположены рифтогенные Персидский залив и Каспийское море. Судя по некоторым данным, нефть, газ, уголь и соли этой уникальной провинции характеризуются повышенными содержаниями фтора и благородных металлов. Тесная связь различных полезных ископаемых в таких поясах конечно не случайна, ибо все они в основном образовались из единых трансмантийных флюидов. Флюиды, отделяющиеся от ядра Земли, в мантии и земной коре всегда дифференцировали с образованием собственно рудных, солевых, нефтегазоносных и иных магм и рассолов, что и определило многообразие и генетическую взаимосвязь месторождений самых различных полезных ископаемых [1, 4].

Полученные данные о благородных металлах во флюоритах и других минералах фтора с учетом повышенной фтороносности руд этих металлов в месторождениях многих регионов мира позволяют сделать вывод о значительной роли фтора в формировании месторождений благородных металлов и существовании флюоритовых, криолитовых, топазовых и других фторидсодержащих месторождений, в рудах которых имеются промышленные концентрации благородных металлов (примеры таких месторождений известны в Забайкалье и Монголии). В связи с этим становится актуальным проведение ревизионно-поисковых работ на месторождениях флюорита и других фторсодержащих минералов России для обнаружения новых типов промышленных руд благородных металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корытов Ф.Я. Новые типы месторождений флюорита и закономерности их формирования // Известия АН СССР, сер.геол. 1986. № 11. С. 101—112.
2. Корытов Ф.Я., Терехов Я.В., Зайцев Е.И. Иридий во флюоритах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 6. С. 1456—1457.
3. Корытов Ф.Я. Фтор в углях и горючих сланцах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 405—406.
4. Корытов Ф.Я. Урало-Ирано-Оманский пояс магматизма и рудогенеза // Глобальные и трансконтинентальные рудоконцентрирующие структуры. — М.: Наука, 1989. С. 47—52.
5. О золотоносности флюоритов/ Ф.Я.Корытов, П.Ф.Иванкин, В.М.Кулигин, Э.Е.Раковский // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 6. С. 1429—1431.
6. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction/ L.W.Alvares, W.Alvares, F.Asaro,

- H.V.Michel // Science. 1980. Vol 208. P. 1096—1097.
 7. Olmez J., Finnegan D.L., Zoller W.H. Iridium

emissions from Kilauea volcano // J.Geophys. Res. 1986. Vol 91. № 131. P. 653—666.

Korytov F.Ya.

PRECIOUS METALS IN FLUORITES

Gold, silver and platinoids were found in fluorites and other fluor's minerals of many deposits. Research revealed presence of economic concentrations of these metals in ores of some fluorite deposits.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
 НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
 ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
 ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МНОГОФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА ЖИЛЬНЫХ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН

MULTIFACTOR MODELS OF GOLD DEPOSITS OF TYPE VEIN- AND OREBEARING ZONES

Атлас

Атлас содержит многофакторные модели 13-ти золоторудных месторождений (18 рудных тел) типа жильных и минерализованных зон.

Каждая модель (рудное тело) включает геологоструктурный блок (планы, проекции, разрезы); концентрационный блок (планы, проекции или разрезы с изолиниями содержания, мощности и метрограмма; гистограммы их распределения); разведочный блок (оценка сложности внутреннего строения тел и погрешностей подсчетных параметров при разрежении разведочной сети).

Приведены статистические параметры, характеризующие изменчивость и структуру оруденения, морфологию рудных тел и др.

Атлас предназначен для широкого круга специалистов в области рудных месторождений и, в частности для геологов, связанных с оценкой, разведкой и геолого-экономическим анализом месторождений. Использование материалов атласа наиболее эффективно сказывается на ранних стадиях изучения объектов, когда объем разведочной информации ограничен.

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

МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.495.068.1

© Г. А. Машковцев, В. Н. Щеточкин, Я. М. Кисляков, 1994

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ АСПЕКТЫ РУДОГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И ПРОГНОЗА ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ УРАН-ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

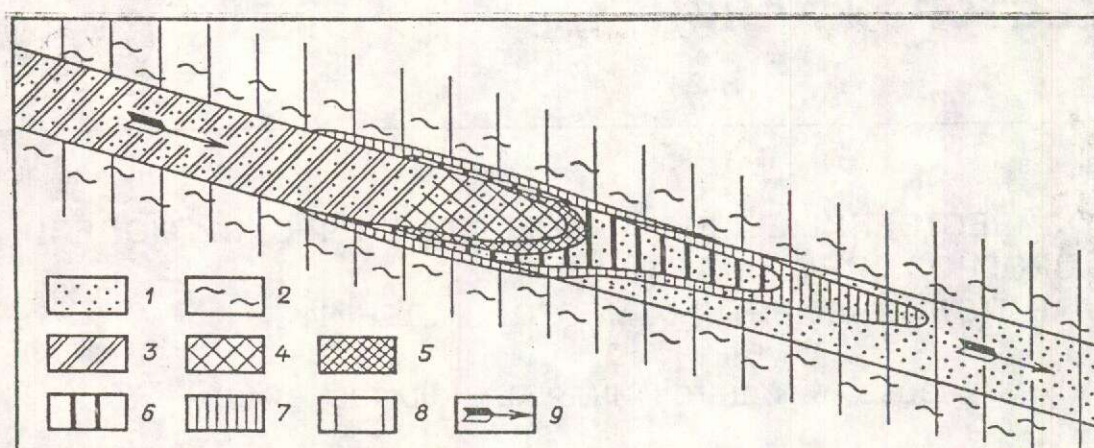
Г. А. МАШКОВЦЕВ, В. Н. ЩЕТОЧКИН, Я. М. КИСЛЯКОВ (ВИМС)

На количественном уровне рассмотрены региональные факторы образования обширной группы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений различных геолого-промышленных типов. Показана специфика инфильтрационного процесса, имеющего вне зависимости от его длительности конечный предел накопления массы урана, и близость величин удельной продуктивности рудоносных зон для разнотипных объектов. Предложена математическая модель рудообразования, учитывающая наряду с известными параметрами возрастание со временем эффекта рассеивания металла.

Уран-полиэлементные месторождения, локализованные в осадочных толщах на контактах зон пластового и грунтового окисления, составляют основу инфильтрационного класса гидрогенных рудных объектов [2, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 12]. Наибольшее практическое значение имеют пластово-инфильтрационные месторождения, сформированные напорными кислородными водами в водоносных горизонтах артезианских бассейнов. Для них свойственны рудные залежи ролловой формы — серповидные в разрезе (рисунок), лентообразные извилистые в плане. Форма ролла отражает процесс непрерывного накопления и переотложения («roll» — перекачивание) рудного вещества. При этом дополнительный привнос урана в единицу времени на 1—2 порядка меньше его количества, поступающего в пластовые воды из разрушающейся тыловой части залежи. В этом — одно из существенных отличий механизма формирования инфильтрационного оруденения от всех известных рудных концентраций.

Роллы, как правило, сложены бедными и рядовыми урановыми рудами, основными минералами которых являются оксиды урана (настуран, гидронастуран и др.), реже — коффинит. В числе промышленно значимых попутных компонентов могут присутствовать Sc, Mo, Re, V, занимающие особое положение в профиле эпигенетической зональности; в повышенных количествах содержатся также Sc, Y, TR и другие элементы. Многие инфильтрационные уран-полиэлементные месторождения, залегающие в слаболитифицированных песчано-глинистых толщах, пригодны для отработки экономически эффективным способом скважинного подземного выщелачивания, что наряду со значительными масштабами определяло их существенный вклад в сырьевую базу атомной промышленности СССР.

Становление рудно-сырьевого и научно-го направления связано с открытием в 1954 г. в Центральных Кызылкумах крупного (более 50000 т урана) Учкудукского место-



Принципиальный разрез урановорудного ролла и рудоконтролирующей пластовой эпигенетической зональности:

1 — проницаемые песчаные породы, 2 — водоупорные глинистые породы; зона пластового окисления: 3 — безрудная, 4 — с остаточным радием; 5 — неокисленные породы с остаточным радием и выщелоченным ураном; 6 — рудный ролл с настур-ан-черниевой минерализацией; 7 — передовой ореол слабого уранонакопления; 8 — зона безрудных неокисленных пород; 9 — направление движения пластовых вод и перемещения ролла

рождения. Интенсивные поиски его аналогов быстро привели к обособлению на территории Узбекистана и Казахстана уникальной по масштабам Притяньшаньской ураново-рудной мегапровинции. Полученные знания и опыт были успешно реализованы при открытии и изучении новых урановых месторождений в Зауралье, Западной Сибири, Забайкалье и других районах.

Эти успехи стали возможными благодаря созданию стройной теории гидрогенного (экзогенно-эпигенетического) рудообразования. Основные положения теории нашли отражение в ряде монографий [2, 3, 6, 7, 9, 12] и во множестве журнальных публикаций. В основе теоретических разработок лежат главным образом результаты комплексного исследования Притяньшаньской мегапровинции, представляющей собой крупнейшую современную рудообразующую систему. Именно они способствовали непосредственному изучению рудообразующего процесса, в том числе и на достоверном количественном уровне. В результате созданная модель современного пластово-инфильтрационного рудогенеза характеризуется достаточно надежными параметрами.

В данной статье делается попытка рассмотреть с их учетом количественные аспекты обобщенной рудогенетической модели и

обосновать прогноз для возможно большей совокупности изученных месторождений, в т.ч. древних эпигенетических, сформированных в существенно иных климатических и геотектонических условиях.

Известные на территории России и ближнего зарубежья инфильтрационные уран-полиэлементные месторождения могут быть сгруппированы в десять геолого-промышленных типов, характеризующих три главные геотектонические обстановки рудообразования [8]:

молодые платформы, подвергшиеся новейшей синорогенной тектонической активизации, для которых свойственны развитые в Притяньшанье месторождения чу-сары-суйского и кызылкумского типов;

эпиplatformенные орогенные пояса кайнозойского и мезозойского возраста (охватывающие области байкальской, каледонской и герцинской складчатости), где в межгорных впадинах локализованы месторождения ферганского, кольджатско-нижнеилийского, амалатского и харатского типов;

слабодифференцированные сводовые поднятия на древних щитах и в областях завершённой складчатости с эрозионными палеодолинами, вмещающими месторождения девладовского, санарского, витимского и далматовско-семизбайского типов.

1. Некоторые количественные характеристики инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений различных геолого-промышленных групп

Группы месторождений	1. Месторождения активизированных молодых платформ (в синеклизах и грабен-синклиналях)	2. Месторождения эпиплатформенных орогенных поясов (в межгорных впадинах)	3. Месторождения слабодифференцированных сводовых поднятий (в эрозионных палеодолинах)
Геолого-промышленные типы (примеры)	1.1. Чу-сарысуйский (Инкай, Канжуган, Карамурун), 1.2. Кызылкумский (Учкудук, Сугралы, Букинай)	2.1. Ферганский (Майлису), 2.2. Кольджатско-нижеилийский (Кольджат, Нижне-Илийское, Туракавак), 2.3. Амалатский (Имское), 2.4. Харатский (Харат)	3.1. Девладовский (Девладовское, Братское), 3.2. Санарский (Санарка), 3.3. Витимский (Хиагда, Коретконда), 3.4. Далматовско-семизбайский (Семизбай, Далматовское, Добровольное)
Масштабы месторождений	Крупные и очень крупные	Средние	Средние и мелкие
Площади вмещающих депрессионных структур (км ²)	100000n—10000n	100n—10n	10n—n
Параметры рудоконтролирующих зон окисления: а) площади (км ²) б) протяженность фронтов выклинивания (км)	1000n—10n 100n—10n	10n 10n—n	n—0,1n n
Протяженность месторождений (км)	100n—10n	10n—n	n
Параметры рудных залежей: а) протяженность (км) б) ширина (м)	10n—n 100n—10n	n—0,1n 100n—10n	n—0,01n 100n—10n
Удельная продуктивность месторождений: $Q^* = M/Lh$, (кг/м ²)	20—50	10—30	10—50

От первой группы к третьей примерно на порядок снижаются масштабы месторождений (т.е. запасы урана), что напрямую коррелируется с уменьшением их протяженности (табл. 1). Рудовмещающие структуры платформенных депрессий по площади на 3—4 порядка больше, чем в межгорных впадинах и эрозионных палеодолинах. Так, крупнейшие ураноносные периферические синеклизы Туранской плиты — Чу-Сарысуйская и Сырдарьинская имеют площади порядка 150000 кв.км каждая, в то время как размеры межгорных впадин с урановым

оруденением не больше нескольких сотен, а палеодолин — нескольких десятков км².

При всем разнообразии условий формирования выделенные геолого-промышленные типы могут быть объединены общей рудогенетической моделью с двумя группами факторов рудообразования: региональными, выступающими в качестве предпосылок образования рудоконтролирующих зон окисления, и локальными, непосредственно определяющими накопление рудной минерализации (табл. 2).

Факторы первой группы имеют главным

2. Факторы рудообразования и их количественные показатели на уран-полиэлементных инфильтрационных месторождениях

Факторы рудообразования	Геолого-промышленные группы и типы		
	1.1. Чу-сарысуйский 1.2. Кызылкумский	2.1. Ферганский 2.2. Кольджатско-нижнеилийский 2.3. Амалатский 2.4. Харатский	3.1. Девладовский 3.2. Санарский 3.3. Витимский 3.4. Далматовско-семизбайский
Региональные			
1. Климатический. Аридный, семиаридный и семигумидный климат жарких и умеренно-теплых пустынь, полупустынь, степей и лесостепей с суммами годовых осадков (мм)	150—200	200—600	200—500
2. Тектоно-геоморфологический. Активизированные участки молодых платформ, постплатформенные орогенные пояса, слабодифференцированные сводовые поднятия на щитах и в областях завершённой складчатости с относительными превышениями рельефа (м)	500—700 (1.2) до 1500—1700 (1.1)	200—500 (2.3), до 1000—1500 (2.4)	50—200
3. Литолого-формационный. Сероцветные и пестроцветные, преимущественно терригенные, континентальные и морские формации платформенного (1.1, 1.2, 2.1, 3.1, 3.2) и орогенного (2.2, 2.3, 2.4, 3.3, 3.4) режимов. Проницаемые сероцветные породы с углестым веществом низкой (буроугольной) стадии метаморфизма	Пески, гравийники, редко песчаники, гравелиты	Песчаники (2.4), гравелиты, паттумы, конгломераты (2.3), бурые угли и углестые песчаники (2.2), кавернозные и трещиноватые известняки (2.1)	Пески, углестые пески (3.1, 3.2), паттумы (3.3), песчаники и гравелиты (3.4)
4. Гидрогеологический. Устойчивый инфильтрационный гидродинамический режим с развитием кислородных подземных вод в артезианских бассейнах различного типа	Платформенного синеклизного и грабен-синклинального	Межгорных впадин	Палсодолинного
Локальные			
1. Гидродинамический. Активный водообмен в проницаемых рудоносных горизонтах, определяемый пьезометрическими уклонами	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4}$
2. Литолого-фильтрационный. Преимущественно порово-проницаемые (на момент рудообразования) главным образом терригенные породы с коэффициентами фильтрации (м/сут)	1—15	0,5—5	1—10
3. Гидрогеохимический. Слабоминерализованные кислородные воды переменного катионного и анионного состава с содержаниями O_2 10—0,5 мг/л, HCO_3^- 0,05—0,5 г/л, SO_4^{2-} 0,1—1 г/л, Eh +200 — +600 мВ, pH 6,7—8,5 при исходных содержаниях урана (г/л)	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-6}$

Факторы рудообразования	Геолого-промышленные группы и типы		
	1.1. Чу-сарысуйский 1.2. Кызылкумский	2.1. Ферганский 2.2. Кольджатско-нижнеилийский 2.3. Амалатский 2.4. Харатский	3.1. Девладовский 3.2. Санарский 3.3. Витимский 3.4. Далматовско-семизбайский
4. Литолого-геохимический. Сероцветные породы с содержаниями Сорг. (%)	0,01n—0,1n	3—4, до 80—90 (2.2)	0,1n
5. Минералого-геохимический. Рудоконтролирующая окислительная зональность	Латеральная пластовая	Латеральная пластовая (2.1), вертикальная грунтовая и пластовая (2.2), вертикальная и латеральная пластовые (3.3), вертикальная грунтовая (2.4)	Вертикальная грунтовая и пластовая
6. Геохимический тип рудоосаждающего барьера	Восстановительный	Восстановительный с участием (2.2) кислотно-сорбционного	Восстановительный
7. Длительность рудообразования (млн лет)	n (1.2), до 10—15 (1.1)	n (2.1, 2.4), до 20—30 (2.2)	0,1n (3.2), n (3.1, 3.3), до 10—15 (3.4)

образом полуколичественный, а иногда и описательный качественный характер. Из них важную роль играет климат, существенно влияющий на возможность проникновения кислорода в подземные воды и соответственно на их ураноносность. Наиболее благоприятны условия жарких и умеренно теплых пустынь, а при наличии эффективных источников рудного вещества (прежде всего специализированных ураноносных гранитоидов) — также умеренно теплые семигумидные обстановки степей, лесостепей и смешанных лесов с относительно невысокими показателями как годовых осадков, так и испарения. Тектоно-геоморфологические условия являются определяющими в становлении инфильтрационного гидродинамического режима сферы затрудненного водообмена артезианских бассейнов. Существенные различия гипсометрических отметок областей питания и очагов разгрузки обуславливают высокие величины пьезометрического уклона, что способствует «подавлению» эксфильтрационных (прежде всего элизионных) процессов. Литолого-формаци-

онная обстановка предполагает наличие благоприятных для инфильтрационного рудогенезиса осадочных толщ, представленных сероцветными и пестроцветными преимущественно терригенными континентальными и морскими формациями платформенного и орогенного режимов. Как правило, эти толщи состоят из чередующихся водоупорных горизонтов, последние из которых отличаются высокой (на момент рудообразования) поровой проницаемостью. Важнейший гидрогеологический фактор, непосредственно влияющий на образование зон пластового и грунтового окисления, — устойчивый инфильтрационный динамический режим в артезианских бассейнах платформенного типа, межгорных впадинах и депрессионных палеодолинных структурах с поступлением на глубину метеогенных кислородных вод.

Локальные (или прямые) факторы рудообразования имеют более четкое количественное выражение. Из них существенную роль играют пьезометрический уклон и фильтрационные свойства водоносных гори-

зонтов. Совокупностью этих параметров определяются скорости движения инфильтрационных потоков и, соответственно, интенсивность привноса полезного компонента в зону рудоосаждения. Важнейшая предпосылка рудообразования — повышенная ураноносность кислородных вод, возникающая при окислительном выщелачивании урана из пород в областях питания и транзита. Главной причиной рудоосаждения являются реакции восстановления элементов переменной валентности, обусловленные в конечном счете содержащимися в осадочных породах эффективными восстановителями — углистым веществом, битумами, дисульфидами железа, окклюдируемыми сероводородом и водородом [1, 2, 6, 7]. Обычно для формирования промышленного оруденения достаточны следующие показатели песчаных пород: содержания $C_{орг.}$ и сульфидной серы более 0,05 %, $Fe_{раств}^{2+} / Fe_{раств}^{3+} > 2$, определяемая методами пероманганатной или бихроматной окисляемости величина $\delta Eh > 35$ мВ. Рудоконтролирующая окислительная зональность может быть латеральной или вертикальной в зависимости от условий развития пластовых, грунтовых и грунтово-пластовых процессов. И, наконец, последний весьма существенный фактор рудогенеза — его длительность, которая для рассмотренной совокупности месторождений может варьировать от сотен тысяч до десятков миллионов лет. Таким образом, в целом продолжительность инфильтрационного рудонакопления часто значительно больше, чем осадочного или гидротермального.

Согласно общей схемы экзогенно-эпигенетического рудообразования [6,8] масса урана M , накопленного на выклинивании пластово-окисленных пород, находится в прямой зависимости от содержания его в исходных кислородных водах C_0 , степени контрастности восстановительного барьера ε , скорости фильтрации вод V , длительности рудообразования t , протяженности фронтов выклинивания зон пластовой лимонитизации L и суммарной мощности рудовмещающих горизонтов h , т.е.

$$M = C_0 \varepsilon V t L h = Q L h \quad (1)$$

Здесь: $\varepsilon = 1 - C_b / C_0$, где C_b — остаточная концентрация урана в водах с восстанови-

тельной обстановкой; $V = K_f I$, где K_f — коэффициент фильтрации, I — пьезометрический уклон; Q — удельная продуктивность инфильтрационного процесса, отнесенная к единице поперечного сечения пронизываемых рудовмещающих горизонтов. Последний параметр в свою очередь может быть произведением удельного (в расчете на единичный объем металлоносного раствора) импульса рудообразования F и продолжительности процесса:

$$Q = C_0 (1 - C_b / C_0) K_f I t = F t \quad (2)$$

Поскольку в такой модели рудообразующий импульс рассматривается как некая постоянная величина, то можно было бы ожидать с увеличением длительности рудообразования непрерывного беспредельного наращивания продуктивности, а следовательно, ее существенного разброса для месторождений различных геолого-промышленных типов. Однако анализ имеющихся данных показывает, что фактические удельные продуктивности, вычисленные как отношение запасов месторождения к его протяженности и суммарной мощности рудовмещающих горизонтов ($Q^* = M / Lh$), сохраняют удивительное постоянство, несмотря на весьма значительную изменчивость масштабов рудных объектов, продолжительности и условий их формирования. Так, при вариации промышленных ресурсов месторождений в пределах 4-х математических порядков параметр Q^* колеблется в узком диапазоне от 50 до 10 кг/м² (т.е. не более чем в 5 раз), представляя собой достаточно устойчивую величину.

Самый высокий уровень продуктивности достигается на месторождениях первой и третьей групп (см. табл. 1), причем в последнем случае при переходе от менее продолжительных неоген-четвертичных рудообразующих процессов к более длительным мезозойским он имеет тенденцию к снижению. Для месторождений эпиплатформенных орогенных поясов, как правило, характерны относительно пониженные значения параметра Q^* .

Таким образом, на фоне резких вариаций запасов урана, изменчивости условий и параметров рудогенеза удельная продуктивность инфильтрационных месторождений

ность инфильтрационных месторождений может рассматриваться как некая эмпирическая «константа»: $Q = M/L \approx 30 \pm 20$ кг/м². Эта количественная характеристика иногда соответствует отмеченной модели прямопропорционального накопления урана (1). Так, задаваясь характерными параметрами рудообразования на некоторых месторождениях Центральных Кызылкумов ($C_0 = 3 \cdot 10^{-5}$ г/л, $C_v = 2 \cdot 10^{-6}$ г/л, $K_{\phi} = 2$ м/сут, $I = 0,003$ и $t = 1$ млн лет), можно получить величину близкого порядка: $Q = 60$ кг/м². Однако в отношении других месторождений кызылкумского и чу-сарысуйского типов, длительность формирования которых значительно больше, теоретически рассчитанные величины удельной продуктивности многократно превышают фактические.

В рамках рассмотренной модели относительная стабильность уровня продуктивности для всего класса инфильтрационных месторождений может объясняться лишь реально невыполнимыми требованиями, чтобы изменчивость многих независимых параметров, входящих в выражение (2), всегда имела взаимокомпенсирующую направленность. Очевидно, что в общем случае значения Q могут лимитироваться верхним* пределом только в результате снижения (до нуля) величины импульса рудообразования при значительном увеличении длительности процесса. Т.е. в действительности вместо (2) должна быть справедлива формула:

$$Q = \sum_0^t \Delta F(t) \Delta(t) \rightarrow \text{Const}$$

Такая зависимость отвечает самой сути инфильтрационного рудогенеза, при котором незначительный (за единицу времени) привнос компонента в зону подвижного рудообразующего барьера совмещен во времени и пространстве с активной регенерацией больших масс уже накопленного рудного вещества. Общее количество металла в рудах $Q_{t+\Delta t}$ на любой момент t с учетом приращения запасов за единицу времени Δt определяется балансом:

$$Q_{t+\Delta t} = Q_t - \Delta Q_{\text{рег}} + (\Delta Q_{\text{рег}} - \Delta q_{\text{пот}}) + \Delta q_{\text{пр}}, \quad (3)$$

где Q_t — количество накопленного в твердой фазе урана к моменту t ; $Q_{\text{рег}}$ — приращения за единицу времени урана, растворенного из руд в процессе регенерации, $(\Delta Q_{\text{рег}} - \Delta q_{\text{пот}})$ — переотложенного в твердую фазу с учетом рассеянного или потерянного $q_{\text{пот}}$ вещества, $q_{\text{пр}}$ — накопленного за счет привноса из области питания и транзита кислородных вод.

Потери в ходе поступательного развития рудоконтролирующих зон окисления происходят за счет прочной сорбции урана гидроксидами железа, лейкоксеном и другими минералами, а также путем транзита части растворенного рудного вещества за пределы рудной залежи и области восстановительного осаждения. Сорбционные потери нередко фиксируются значительным повышением ураноносности лимонитизированных пород по сравнению с их неокисленными первично сероцветными разностями, что характерно для многих месторождений Центральных Кызылкумов [10]. Транзитное рассеивание может сопровождаться разрастанием передового ореола непромышленных концентраций урана, а также его выносом за пределы зоны восстановительного геохимического барьера. Этому способствует некоторое повышение окислительно-восстановительного потенциала среды в зарудных сероцветах в связи с редуцированием водород- и сероводородообразующей микрофлоры [6]. В результате исходно пересыщенные (за счет неполного осаждения урана) растворы становятся здесь недосыщенными, обеспечивая дальнейшую миграцию и рассеивание рудного вещества. Такой эффект, по-видимому, имеет место на некоторых месторождениях Чу-Сарысуйской впадины (Уванас и др.), на которых не проявлен типоморфный перепад ураноносности пластовых вод зоны окисления и зарудных сероцветов.

Суммарные количества теряемого в единицу времени металла $\Delta q_{\text{пот}}$ закономерно возрастают в связи с непрерывным увеличением его регенерируемой массы. Поэтому при значительной длительности рудообразования должно достигаться равновесие между привносом и потерями компонента $\Delta q_{\text{пр}} = \Delta q_{\text{пот}}$, что в соответствии с (3) означа-

* Нижний предел продуктивности промышленных месторождений задан геолого-экономическими факторами.

ет завершение наращивания запасов месторождения и продолжение лишь активной регенерации руд. Следовательно, в теоретическую формулу удельного импульса рудообразования (2) следует ввести зависимый от времени параметр $C_{\text{пот}}(t)$, характеризующий возрастание сорбционных и транзитных потерь металла из единицы объема рудоформирующего раствора. В этом случае эффективное количество урана, привносимого и осаждающегося в рудах из единичных порций кислородных вод, определится убывающей до нуля функцией: $C_0 - C_{\text{в}} - C_{\text{пот}}(t) = C_0 \varepsilon C_{\text{пот}}(t)$. Если величина $C_{\text{пот}}(t)$ пропорциональна регенерируемой массе, то данная функция по типу обычных вероятностных процессов может быть описана экспонентой: $C_0 \cdot \varepsilon - C_{\text{пот}}(t) = C_0 \cdot \varepsilon \cdot e^{-\alpha t}$. Импульс $F(t)$ и продуктивность $Q(t)$ в зависимости от времени соответственно выражаются как:

$$F(t) = F_{\text{нач}} e^{-\alpha t}; Q(t) = Q_{\text{max}} (1 - e^{-\alpha t}), \quad (4)$$

где α — постоянная рассеивания (потерь), $F_{\text{нач}} = C_0 \varepsilon K_{\text{ф}} I$ — начальный (при $t \rightarrow 0$) импульс рудообразования, $Q_{\text{max}} = F_{\text{нач}} / \alpha$ — максимальное или предельное значение продуктивности.

Постоянная рассеивания α может быть найдена для конкретной рудообразующей системы из начальных [$F(t) = F_{\text{нач}}$ при $t \rightarrow 0$] и конечных [$Q(t) = Q_{\text{max}}$] условий. В частности, используя вышеприведенные параметры рудогенеза в Центральных Кызылкумах и принимая для крупных месторождений (Учкудук, Сугралы) $Q_{\text{max}} \approx 50 \text{ кг/м}^2$, получаем величины:

$$F_{\text{нач}} = 6,1 \cdot 10^{-5} \text{ кгм}^{-2} \text{ год}^{-1}$$

и

$$\alpha = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}.$$

При данном значении α из (4) находим, что реальные для данных объектов удельные продуктивности на уровне 42—45 кг/м² достигаются за 1,5—2 млн лет. В дальнейшем даже при весьма существенном увеличении длительности процесса они практически останутся неизменными, асимптотически стремясь к пределу $Q_{\text{max}} \approx 50 \text{ кг/м}^2$. Таким образом, предложенная зависимость (4) позволяет согласовать рудогенетическую теорию с фак-

том лимитированности реальных величин удельной продуктивности.

Согласно предложенной модели (4) эволюционное развитие рудоформирующей окислительной зональности в общем случае должно включать две стадии: раннюю с накоплением и регенерацией руд при $C_{\text{пот}}(t) < C_0 \varepsilon$ и позднюю или «зрелую», когда господствуют лишь регенерационные процессы при $C_{\text{пот}}(t) \rightarrow C_0 \varepsilon$. Последние в зависимости от характера рудоосаждающего восстановительного барьера могут приводить к изменению качества и контрастности руд. Именно этим может быть объяснена наблюдаемая на некоторых «зрелых» месторождениях Кызылкумов обратная зависимость между средними содержаниями урана в рудных залежах с удалением их от областей питания пластовых вод, которое маркируется шириной зон пластового окисления. Так, на высокопродуктивных ($Q^* = 40\text{—}50 \text{ кг/м}^2$) Учкудукском и Сугралинском месторождениях со средними содержаниями урана в рудах соответственно 0,13 и 0,17 % ширина полосы пластово-окисленных пород не превышает нескольких километров. На менее продуктивном ($\approx 30 \text{ кг/м}^2$) Букинайском месторождении, где эта ширина возрастает до 20—25 км, средние содержания урана снижаются до 0,058 %. Такие соотношения противоречат механизму равномерного прямопропорционального накопления металла во времени и свидетельствуют о разубоживании руд в позднюю регенерационную стадию инфильтрационного процесса.

Можно полагать, что подавляющее большинство месторождений с высокой и средней продуктивностью относятся к «зрелым», тогда как низкопродуктивные, а также непромышленные рудопоявления в значительной части остались по какой-либо причине на ранней стадии рудонакопления. Применительно к конкретным геологическим условиям уровень предельной продуктивности должен несколько меняться в зависимости от значений начального импульса $F_{\text{нач}}$ и постоянной рассеивания α . Однако, учитывая общий малый разброс эмпирических величин Q^* (10—50 кг/м²) и вероятную обусловленность наиболее низких их значений (10—20 кг/м²) «незрелостью» процесса, эти вариации значений продук-

тивности для всей совокупности инфильтрационных месторождений, по-видимому, не должны превышать двух-трехкратных.

Уточненная количественная модель инфильтрационного рудообразования (4) с учетом эмпирических характеристик урановых месторождений различных геолого-промышленных типов (см. табл. 1, 2) может быть использована при прогнозной оценке рудоперспективных структур и площадей. В общем случае такую оценку целесообразно осуществлять в следующем порядке. По геологическим, гидрогеологическим и другим данным в комплексе с соответствующими палеорекострукциями устанавливаются вероятные на время рудообразования концентрации урана в водах окислительной и восстановительной обстановок, средние величины коэффициентов фильтрации и пьезометрических уклонов водоносных горизонтов. Из этих параметров рассчитывается начальный рудообразующий импульс: $F_{нач} = C_0 \varepsilon K_f I$. В зависимости от ожидаемого геолого-промышленного типа месторождений задается предельный уровень продуктивности, находящийся в весьма узком интервале величин: $Q_{max} \approx 25-50 \text{ кг/м}^2$. Вычислив постоянную рассеивания $\alpha = F_{нач} / Q_{max}$, по формуле (4) прогнозируется конкретная ожидаемая удельная продуктивность процесса $Q(t)$ в зависимости от его длительности t . Последняя определяется на основе историко-геологического анализа с учетом времени эрозионного вскрытия водопитающих массивов и последующей изоляции проницаемых рудовмещающих горизонтов от области распространения аэрируемых подземных вод.

Ресурсы накопленного металла оцениваются произведением удельной продуктивности на протяженность L фронта выклинивания рудоконтролирующих зон окисления и мощность h водопроницаемых пластов: $M = Q(t) L h$. Пропорциональной связи этой величины с геометрическими параметрами (L , h) рудовмещающих структур соответствуют отмеченные вариации масштабов инфильтрационных месторождений (см. табл. 1). Так, для малых бассейнов палеодолинного типа характерны средние и мелкие по запасам месторождения, для более значительных по размерам межгорных впадин — преимущественно средние. Крупными и очень круп-

ными запасами обладают лишь месторождения обширных артезианских бассейнов платформенного типа, в которых инфильтрационное рудообразование приобретает общерегиональный характер. Существенную роль в каждом случае играют также особенности вертикального разреза рудовмещающей формации и прежде всего — цикличность ее строения с многократным чередованием водоупорных глинистых и хорошо проницаемых песчаных горизонтов. Эти особенности обуславливают многоярусность оруденения с существенным увеличением параметра h и, соответственно, масштабов месторождений — вплоть до уникальных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева Э.П., Шмариович Е.М., Щеточкин В.Н. и др. Роль сульфидов железа в осаждении урана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 90—101.
2. Гидрогенные месторождения урана /Под ред. А.И.Перельмана. — М.: Атомиздат, 1980.
3. Каширцева М.Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. — М.: Недра, 1970.
4. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Классификация гидрогенных месторождений // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 59—67.
5. Лавров Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В. Урановые месторождения стран Содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений 1992. № 2. С. 3—18.
6. Лисицын А.К. Гидрогеохимия рудообразования. — М.: Недра, 1975.
7. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. — М.: Недра, 1993.
8. Машковцев Г.А., Щеточкин В.Н., Кисляков Я.М. Основные типы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений в осадочных породах // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 60—68.
9. Промышленные типы урановых месторождений и методика их поисков / Под ред. Ю.М.Шувалова. — Л.: Недра, 1984.
10. Шмариович Е.М. Содержание урана в неизмененных осадочных породах различных типов и зонах окисления // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 2. С. 109—121.
11. Щеточкин В.Н., Кисляков Я.М. Экзогенно-эпигенетические месторождения Кызылкумов и сопредельных районов // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 222—245.
12. Экзогенно-эпигенетические месторождения урана (условия образования) / Под ред. А.И.Перельмана. — М.: Атомиздат, 1965.

Mashkovtsev G. A., Schetochkin V. N., Kislyakov Ya. M.

QUANTITATIVE ASPECTS OF AN ORE-GENETIC MODEL AND PREDICTION OF INFILTRATION URANIUM-MULTIELEMENT DEPOSITS

Regional factors responsible for the formation of a large group including infiltration uranium / complex deposits of different types are reviewed at a quantitative level. Specific nature of infiltration is shown which has a final limit of uranium mass accumulation and proximity of values relating to specific productivity of ore-bearing zones for different properties irrespective of its length. A mathematical model of ore formation considering time-related increase of metal dispersion effect along with known parameters is suggested.

УДК 553.21/7.24

© Е. Е. Абрамова, Д. В. Гричук, 1994

РАСЧЕТНАЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РЕЦИКЛИНГОВОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Е. Е. АБРАМОВА (ЦНИГРИ), Д. В. ГРИЧУК (МГУ)

Рассмотрена термодинамическая модель гидротермальной системы. Получена расчетная метасоматическая зональность новообразованных фаз ее нисходящей ветви. Обосновано влияние пороодо-водного отношения на изменение минеральных ассоциаций, прослежена эволюция раствора при длительном существовании гидротермальной системы.

Любой мощный и долгоживущий источник тепла в океанической и переходной коре приводит, как сейчас уже ясно, к возникновению в ней конвективной циркуляции — формированию рециклинговой гидротермальной системы. Рециклинг морских вод обеспечивает выщелачивание рудообразующих элементов из базальтов и накопление сульфидов и окислов на границе порода-вода (П/В) над выводными каналами и на некотором удалении от них. Для возникновения рециклинговых систем необходим интенсивный тепловой поток, повышенная проницаемость пород, допускающая сообщение зон поглощения вод с зонами их вывода, а также достаточно значительный объем вод, обеспечивающий питание и функционирование системы. Эти условия могут возникать и вне срединных обстановок [9], т.е. рециклинговая модель может иметь более широкое приложение. Например, для объяснения «пестрой» металлогении некоторых внутриконтинентальных рифтов с вулканоген-

но-осадочным и осадочным заполнением [6]. Качественные и количественные обоснования рециклинговой модели колчедановобразования и современного субмаринного сульфидонакопления разрабатывались рядом авторов [2, 4, 13, 14]. Роль магматических флюидов, как источников рудных элементов в таких системах, также, вероятно, в некоторых случаях существенна, хотя качественно и надежно оценить ее пока не удается.

Термодинамическое моделирование в настоящее время используется как для реконструкции парагенезисов минералов, контролирующих состав природных гидротермальных растворов, так и для решения более общей задачи — моделирования процессов в недрах гидротермальных систем в целом [4, 5]. Наиболее простой является модель, где единственными взаимодействующими фазами являются базальты и морская вода. Опираясь на вышеприведенные данные о свойствах конвективно-рециклинговой гидротермальной системы в аналогичных моде-

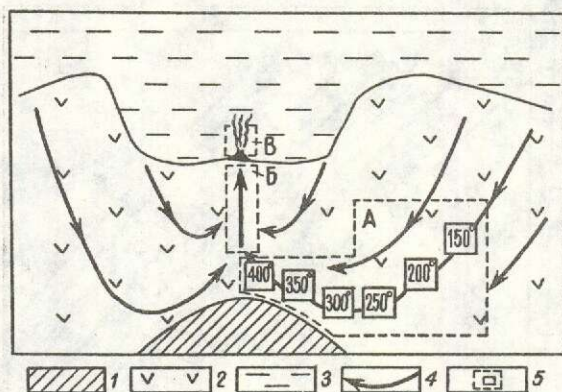


Рис. 1. Схема термодинамической модели конвективно-рециркуляционной гидротермальной системы.

А — нисходящая ветвь; Б — восходящая ветвь; В — зона разгрузки (рудная постройка); 1 — горячий интрузив; 2 — базальты; 3 — морская вода; 4 — линии тока раствора; 5 — расчет равновесий (ступени реактора)

лях [4, 5, 6], данная модель представлена в виде ступенчатого проточного химического реактора (рис.1). В пределах системы можно выделить две ветви: нисходящую и восходящую. В нисходящей ветви морская вода постепенно нагревается и реагирует со стенками трещин, сложенными базальтами. При этом по базальтам развиваются вторичные минералы, а состав морской воды изменяется, и она превращается в гидротермальный раствор. Процессы на восходящей ветви системы в зависимости от геологической ситуации могут осуществляться различными способами. Нами было рассчитано три варианта: 1) быстрое охлаждение гидротермального раствора, отвечающее интенсивной разгрузке горячих гидротерм; 2) медленное охлаждение, соответствующее подъему по трещинной зоне с отложением жильного выполнения; 3) медленное охлаждение, соответствующее метасоматическим оторочкам жил.

Температурный интервал между ступенями принят в модели равным 25°C. Расчетная процедура для ступенчатого реактора строилась следующим образом: исходный раствор (морская вода) реагировал на первой ступени с заданным количеством твердого вещества. Получившийся в результате раствор переносился на следующую ступень, реагировал с новой порцией твердого вещества и т.д. Глубина циркуляции сопоставима

с положением кровли магматической камеры. С учетом глубины океана над гребнем хребта это позволяет определить давление в очаге — 400—500 бар. Температура раствора в наиболее изученных «курильщиках» достигает 350°C, что с учетом адiabатического охлаждения дает для очага 370—390°C. Латеральные размеры ячеек 3—6 км. Исходный состав воды принят согласно работе [5], а исходный состав базальта взят по среднему составу 33-х проб из толеитовых базальтов островных дуг [10]. Взаимодействие морской воды с породой проявляется при температуре выше 100°C, поэтому расчеты велись начиная с температуры 150°C.

Таким образом, термодинамическая модель эволюционирующей гидротермальной системы представляет собой проточный ступенчатый реактор, нисходящая ветвь которого образует цепочку «ступенек» с возрастающей температурой, через который проходят последовательно порции («волны») морской воды. При этом состав твердых фаз на каждой ступени может изменяться, т.к. с новой порцией раствора реагирует не только свежий базальт, но и ранее образованные вторичные минералы.

При описании взаимодействия раствора с базальтом использовался принцип частичного равновесия Д.Бартона [12] и предположение, что на каждой ступени раствор находится в термодинамическом равновесии с образующимися вторичными минералами. Изменение химического состава твердых фаз происходит под действием двух факторов привноса-выноса компонентов раствором и разрастания зоны метасоматизированных пород. Скорость этого разрастания увеличивается, согласно метасоматической теории Д.С.Коржинского, пропорционально $\sqrt{\tau}$ (τ — время) (рис.2).

В i -ом факторе для j -той волны добавка свежего базальта определяется как $m_{ij} = m_{i1}(\sqrt{j} - \sqrt{j-1})$. Температурная зависимость скорости разрастания была взята согласно эмпирическому уравнению Уолтера-Вуда [8] и нормирована так, чтобы суммарное количество базальтов, прореагировавших с порцией воды в 1 кг, прошедшей через систему, составляло от 0,4

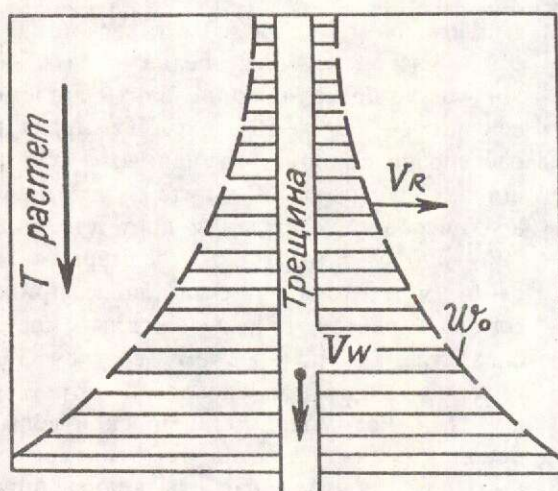


Рис. 2. Разрастание метасоматических зон в неизотермической системе.

V_R — объем породы ($V_R = K^1 \sqrt{\tau}$); τ — время; W_0 — скорость реакции ($W_0 \approx K'' e^{-\frac{E}{RT}}$); V_W — объем воды ($V_W = K\tau$)

Ca-Mg-Ba-Fe-Al-Si-C-S-Cl-Cu-Zn-Pb), на базе которой возможно образование 42 минералов и 65 растворенных частиц.

При прохождении через систему морская вода теряет Mg, SO_4 , частично Na, обогащается K, Ca, Fe, Si, S^{2-} , Cu, Pb, Zn, приобретает восстановительную слабокислую реакцию. Магматические породы при этом гидратируются, по ним развиваются вторичные минеральные ассоциации, содержащие в качестве главных фаз кварц, хлорит, эпидот, альбит, тремолит, актинолит, а также сульфиды.

Компоненты химического состава раствора можно разделить на три группы:

1) компоненты, основная масса которых сосредоточена в растворе — Na, Cl, K, H_2O ;

2) компоненты, основная масса которых сосредоточена в твердых фазах, вследствие чего их поведение определяется главным образом растворимостью порообразующих минералов, — Ca, Mg, Fe, Al, Si, H⁺, OH⁻;

3) компоненты, поведение которых определяется окислительно-восстановительными реакциями, — C, S, H_2 .

Результаты расчета термодинамической модели при различных отношениях поро-вода показывают, что нисходящая ветвь

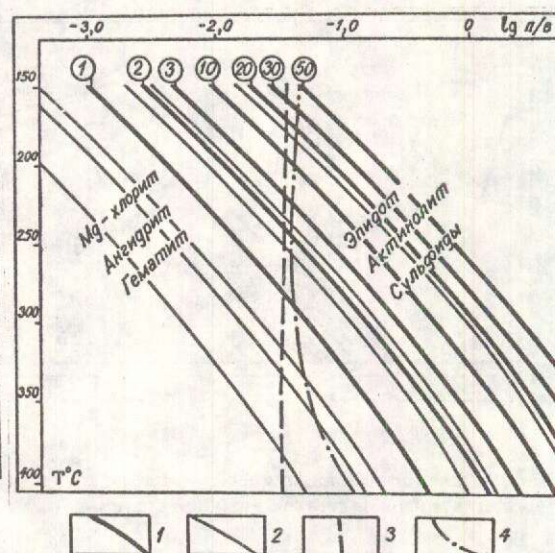


Рис. 3. Поля устойчивости метасоматических минеральных ассоциаций в зависимости от П/В и Т:

изменение поро-водного отношения с температурой: 1 — первые «волны», 2 — последующие; 3 — граница смены ассоциаций; 4 — граница поля сульфидов. В кружках отношение П/В в 10^{-3} или заданная исходная масса в граммах прореагировавшего базальта

системы разделяется на две зоны. В одной по базальтам образуется минеральная ассоциация I: кварц + гематит + Mg-хлорит + анкитрит, в другой возникает минеральная ассоциация II: эпидот + альбит + тремолит (актинолит) + Fe-хлорит + кварц + сульфиды. Ассоциации I и II принципиально различаются по наборам минералов, контролирующим окислительно-восстановительные условия и режим серы в системе. I зона является окисленной, а II — восстановленной. За счет развития эпидота отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} возрастает от 0,22 в исходном базальте до 0,5 в конечной ассоциации. Реакция окисления двухвалентного железа при эпидотизации идет с разложением воды и образованием растворенного водорода, а также восстановлением сульфата и уголекислоты до сероводорода и метана.

Возникает вопрос — от чего зависит переход от I ассоциации к II — от условий взаимодействия или его масштабов, т.е. от температуры или от отношения масс эффективно реагирующих породы и воды? Результаты моделирования дают нам однозначный ответ. Появление эпидота для

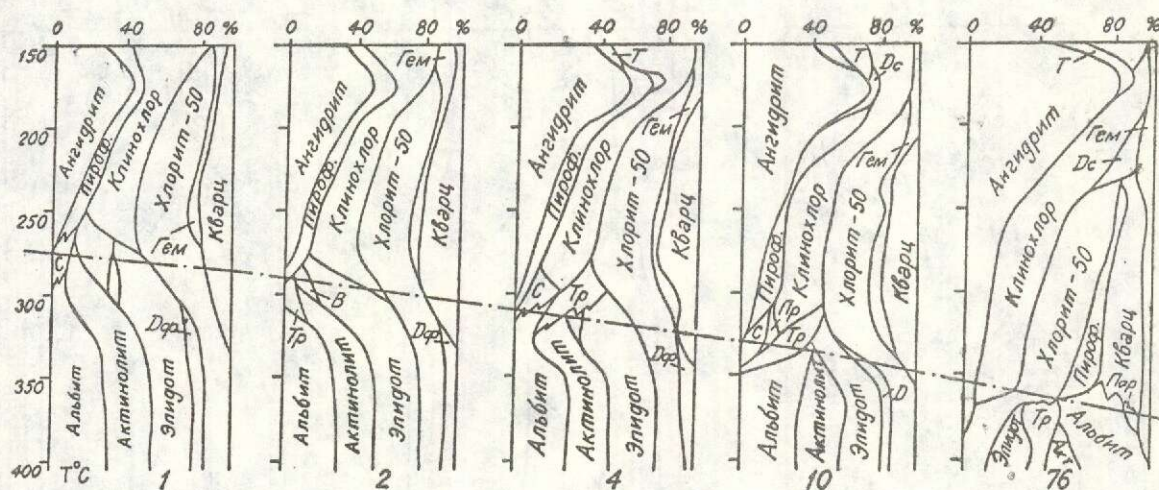


Рис. 4. Изменение метасоматических ассоциаций минералов при эволюции гидротермальной системы. (Вариант с начальным $P/V = 1 \cdot 10^{-3}$).

1, 2, ..., 76 — номер «волны». Принятые сокращения: Аб — альбит, Акт — актинолит, Анг — ангидрит, Б — борнит, В — вайрацит, Г — галенит, Гем — гематит, Дол — доломит, Дс — диаспор, Дф — дафнит, Клинохл — клинохлор, М — мусковит, Пар — парогонит, Пир — пирит, Пирроф — пиррофиллит, Пумп — пумпеллиит, С — серцит, Сф — сфалерит, Т — тальк, Тр — тремолит, Х — хлорит, Эп — эпидот

данного состава базальта происходит всегда при одном и том же породе-водном отношении независимо от температуры (рис. 3).

Независимость границы появления эпидота от температуры показывает, что смена ассоциаций определяется балансовыми соотношениями привноса-выноса элементов при метасоматозе. Эпидот сохраняется в продуктах реакции вода-порода, пока поступление Mg и сульфат-иона и вынос Ca еще не слишком велики, т.е. при высоких суммарных отношениях породе-вода. Углубление метасоматических изменений (т.е. понижение отношения породе-вода) приводит к исчезновению эпидота, компоненты состава которого переходят в другие минералы: Si — в кварц и актинолит, Al — в хлорит и пиррофиллит (в реальности — смектит-хлорит), Ca — в ангидрит и раствор, Fe^{3+} — в гематит. Относительно малая встречаемость низкотемпературных метасоматических эпидотов, по-видимому, связана с тем, что при этих температурах из-за замедления реакций вода-порода, требуемая величина эффективных отношений P/V реализуется в ограниченных участках.

Для рудных минералов, рассеянных в породе, зависимость более сложная. При низких

температурах граница устойчивости сульфидов почти совпадает с появлением эпидота. При более высоких температурах из-за повышения их растворимости граница поля сульфидов сдвигается в сторону больших P/V (см. рис. 3).

Таким образом, эволюция системы приводит к продвижению зоны существования ассоциации 1, включающей в себя гематит и ангидрит, в зону более высоких температур (по нисходящей ветви вглубь системы). Этот эффект отражает метасоматизирующее действие морской воды — привнос O_2 , SO_4 и Mg в систему (рис. 4).

В породе-доминирующих системах, где привнос Mg невелик в сравнении со скоростью реакции породе-вода, появление эпидота наблюдается при более низких температурах, на начальных стадиях проточного реактора (рис. 5).

Участки гидротермальной системы, где вероятно образование более низкотемпературных эпидотов, должны характеризоваться при равных температурных условиях относительно пониженными скоростями движения воды. Это более вероятно на флангах гидротермальной системы (рис. 6).

Рассмотрим поведение Mg, Ca, S, Pb, Cu

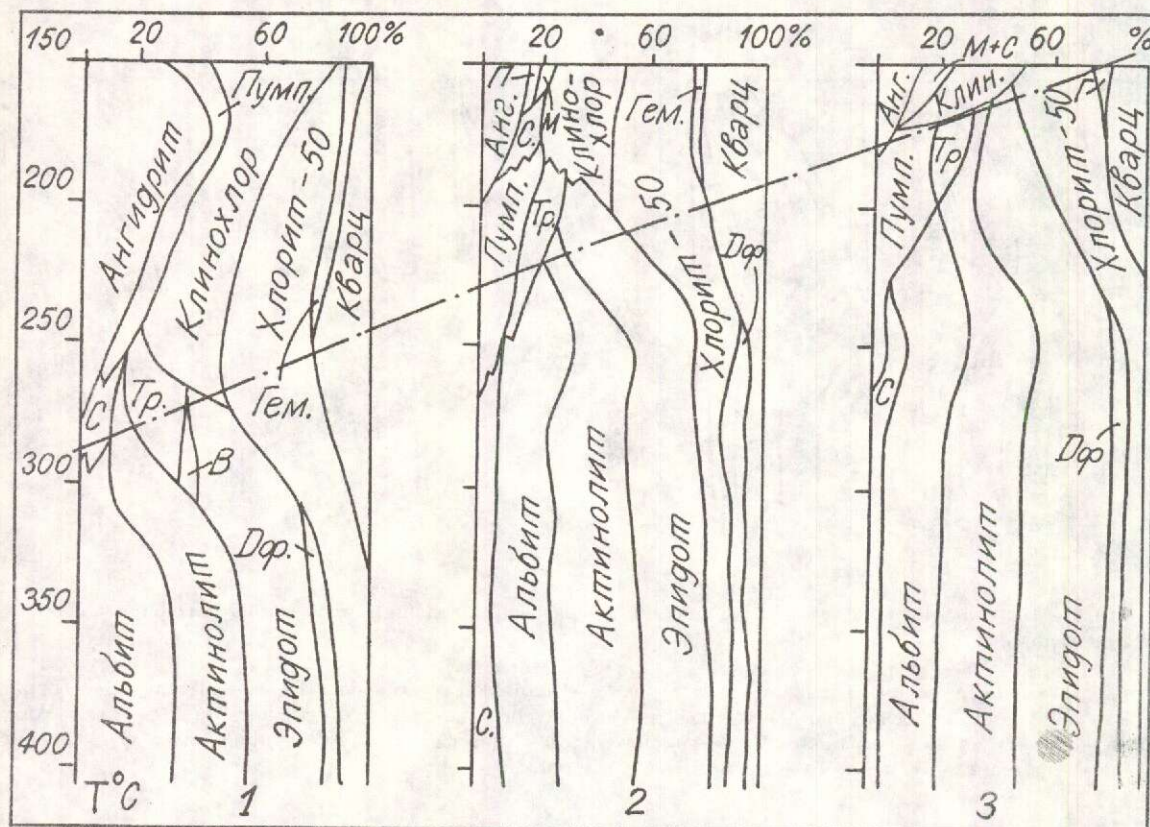


Рис. 5. Изменение метасоматических ассоциаций в зависимости от отношений порола/вода (сравнение результатов после прохождения одной «волны» при различных П/В):

исходное П/В: 1— $1 \cdot 10^{-3}$, 2— $1 \cdot 10^{-2}$, 3— $2 \cdot 10^{-3}$; остальные усл. обозн. см. рис. 4

и Zn в растворе при продвижении одной или нескольких порций воды вглубь системы и для вариантов модели, различающихся интенсивностью взаимодействия воды с породой.

Mg интенсивно поглощается новообразованными фазами и концентрация его в растворе падает, причем скорость этого падения зависит от поро-водного отношения, т.е. от количества воды, из которой он поглощается. Так, при обилии воды резкое падение Mg начинается при $T = 250^\circ\text{C}$, когда достигается суммарное поро-водное отношение 0,03 (рис. 7а). При замедленном водообмене и более глубоком взаимодействии с породой это отношение может достигаться при более низкой температуре и падение Mg наблюдается уже на ранних ступенях модели при 200°C (рис. 7б). Длительная эволюция системы сопровождается привнесом Mg с морской водой и прогрессирующим метасоматическим изменением пород. Это приводит к тому, что Mg в растворе переносится вплоть

до самых глубоких частей системы (350°C). На границе появления эпидота содержание Mg в растворе составляет менее 0,01 от исходного в морской воде (рис. 7в).

Са обнаруживает обратное поведение: в области развития ассоциации I он извлекается из базальта и тут же связывается сульфат-ионом морской воды в ангидрит, а в области преобладания ассоциации II он преимущественно остается в породе в составе эпидота, актинолита и тремолита, однако при этом концентрация Са в растворе сильно возрастает.

Рудные компоненты — Cu, Zn и Pb — в нисходящей ветви в разной мере извлекаются раствором. Наиболее подвижен в условиях гидротермальной системы свинец. В последовательных порциях воды концентрация Pb зависит только от количества вовлеченного в реакцию с водой свежего базальта, то есть от скорости разрастания метасоматизированной зоны. Поэтому концентрация Pb в порциях воды растет с повышением тем-

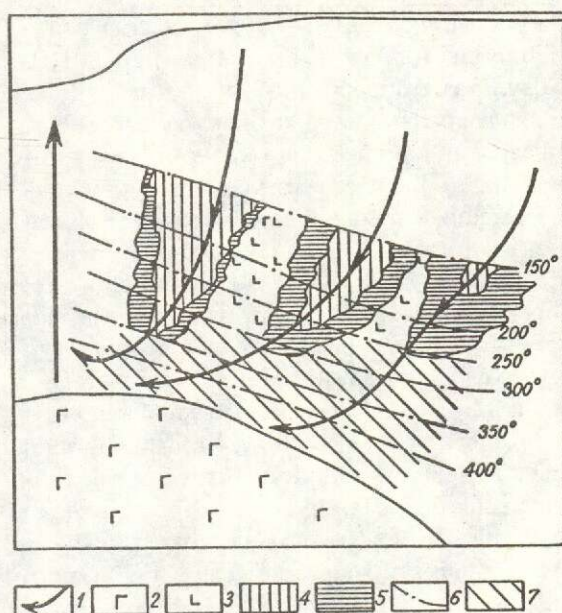


Рис. 6. Принципиальная схема пространственного размещения метасоматических ассоциаций гидротермальной системы.

1 — линии тока раствора; 2 — магматический очаг; 3 — неизмененные базальты; 4 — хлорит-гематитовая ассоциация; 5 — эпидотовая ассоциация; 6 — изотермы; 7 — нацело эпидотизированные породы

пературы, но прогрессивно убывает во времени (с номером «волны»).

Zn также легко выносится из зоны ассоциации I, но в высокотемпературной части системы он способен осаждаться в виде сфалерита. Растворимость сфалерита (в весовых единицах) в условиях гидротерм выше в несколько раз чем галенита, однако за счет того, что концентрация Zn в базальтах превосходит концентрацию Pb больше, чем на порядок, относительная подвижность Zn ниже. Лишь после прохождения значительного объема воды, сфалерит исчезает из ассоциации вторичных минералов.

Более сложное поведение Cu связано с присутствием в метасоматитах нескольких минеральных форм (халькопирит, борнит) и чувствительностью растворимости к активности Fe^{2+} и окислительно-восстановительным условиям. Вследствие совместного действия этих факторов Cu медленнее выносится из системы, чем Zn и Pb, и накапливается в твердой фазе на границе окисленной и восстановленной зон. Однако за счет выноса

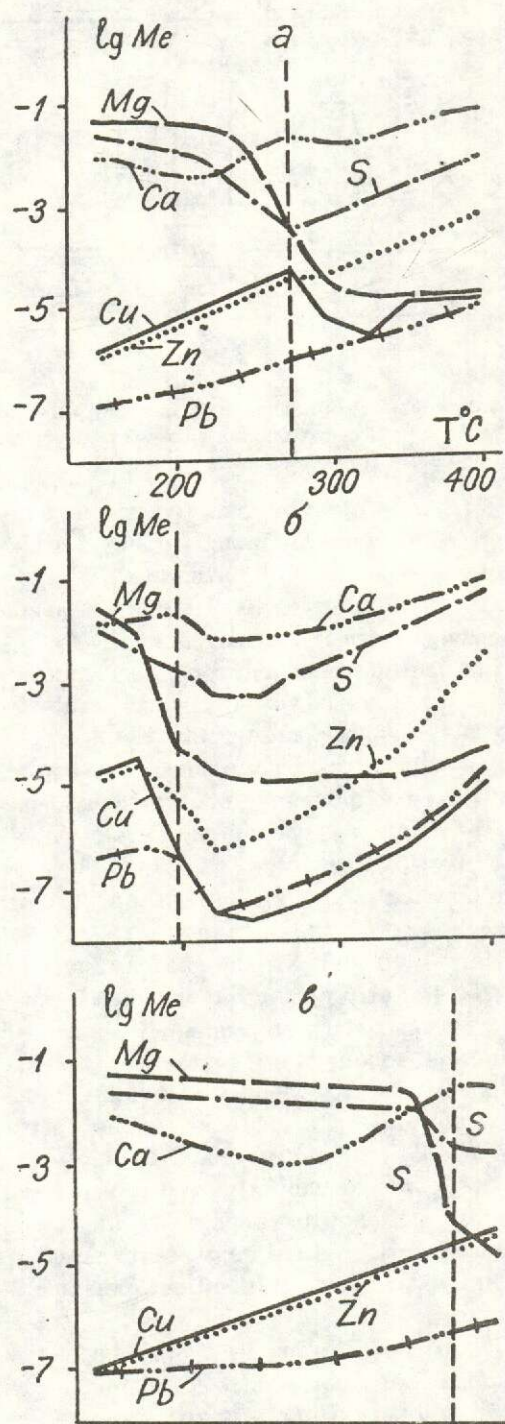


Рис. 7. Эволюция химического состава растворов в нисходящей ветви системы:

номер «волны» и исходное П/В: а — 1; $1 \cdot 10^{-3}$; б — 1; $1 \cdot 10^{-2}$; в — 76; $1 \cdot 10^{-3}$. LgMe — логарифм содержания металла. Штриховой линией показана граница смены минеральных ассоциаций

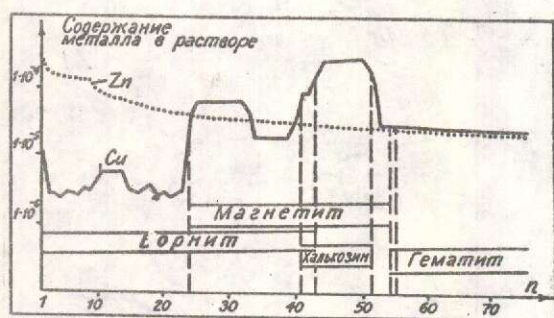


Рис. 8. Изменение соотношения содержаний Cu и Zn в растворе в процессе эволюции системы и сосуществующие с ними твердые фазы.

из системы S^{2-} и постепенного продвижения фронта окисления в более горячую часть нисходящей ветви концентрация Cu в растворах, продуцируемых гидротермальной системой, прогрессивно возрастает.

Совместное поведение рудных элементов при различных условиях показывает их отчетливую дифференциацию. Свинец быстро выносится гидротермальным раствором, а цинк и медь фиксируются в виде сульфидов и медленнее с разной скоростью удаляются из моделируемой системы. За счет этого по мере эволюции системы происходит изменение соотношений металлов.

Например (рис. 8), для изотермического сечения 400°C , близкого по условиям к очкам реальных гидротермальных систем в океане, первоначальный состав раствора характеризуется соотношением $\text{Zn} > \text{Cu}$, затем содержание Cu скачкообразно возрастает и соотношение изменяется на $\text{Cu} > \text{Zn}$. После прохождения своего максимума, связанного с фронтом переотложения сульфидов, содержание Cu понижается, и соотношение металлов становится близким к единице.

Таким образом, руды с преобладанием цинка должны быть более характерны для гидротермальных систем, в которых присутствуют значительные количества неизменных базальтов, т.е. для короткоживущих или начальных этапов эволюционирующих систем. Образование сульфидных руд, обогащенных медью, можно связывать с более долгоживущими гидротермальными системами. Выявившееся в модели различие в поведении Cu и Zn, приводящее к их дифференциации, хорошо согласуется с наблю-

даемым в сульфидных рудах океана разделением на цинковую и медную группы [12]. Результаты опробования в разных районах океана показывают, что контрастность распределения Cu и Zn в океанических рудах возникает прежде всего в силу исключительно резкой локальной изменчивости их концентраций, на уровне отдельных рудных построек и даже частей построек. При этом фракционирование металлов определяется в первую очередь различиями в температурных условиях формирования сульфидов Cu и Zn. Минералы меди характерны для высокотемпературных ассоциаций. Ими обогащены как вершинные части («трубы») построек различных размеров, на которых измерены наиболее высокие температуры изливающихся гидротерм [15], так и внутренние части крупных рудных тел, где повышение температур происходит главным образом за счет изоляции от морской воды [15]. Сульфиды цинка, осаждающиеся при умеренных и низких температурах, присутствуют в основном в небольших постройках («трубы», обогащенные Zn, пористые сульфиды), а также во внешних частях крупных построек. Руды серноколчеданного типа, в которых малы содержания Cu и Zn, свойственны крупным залежам [16].

Определенные закономерности обнаруживаются также в тектоническом положении сульфидных залежей с разными соотношениями концентраций основных металлов в рудах. Опробованные руды мелких построек осевых частей тихоокеанских рифтовых хребтов быстрого и среднескоростного спрединга характеризуются преимущественно цинковым составом. При переходе к более крупным скоплениям в тех же структурных обстановках и в краевых частях рифтовых долин в рудах возрастает роль железа. Наконец наиболее крупные залежи приосевых подводных гор Восточно-Тихоокеанского Поднятия и краевых частей рифтовых долин Срединно-Атлантического Хребта и Галапагосского поднятия отличаются максимальной долей железа в сумме металлов при медной специализации руд, определяемой не столько обогащением руд медью, сколько резким снижением концентраций цинка, что и подтверждает полученные нами расчетные данные.

Модель восходящей ветви системы пока еще недостаточно подробно исследована. Был

проведен расчет быстрого охлаждения гидротермальных растворов, сформировавшихся после прохождения одной волны в реакторе 400°C, 500 бар нисходящей ветви. Резкое охлаждение на 200°C, т.е. до температуры 200°C дает осадок, содержащий преимущественно кварц + пирит + сфалерит, небольшие количества галенита, борнита и пиррофиллит. Медленное охлаждение флюида можно представить в виде цепочки реакторов с последовательно понижающейся температурой. Расчитывая в каждом из реакторов равновесное состояние системы, получим осадок минералов и раствор нового состава. Таким образом, при прохождении цепочки реакторов гидротермальным раствором его состав будет эволюционировать, а состав осадков может меняться.

Расчитано два варианта медленного охлаждения. Один для раствора, реагирующего с базальтом, что, вероятно, соответствует метасоматическим оторочкам жил, другой без реакции с вмещающими породами, что соответствует собственно заполнению жил (рис.9).

Охлаждение раствора без реакции с вмещающими базальтами в высокотемпературной части ветви приводит к осаждению ассоциации: железистый хлорит + ферротремолит + магнетит, а затем — почти чистого кварца. В отношении рудных элементов наблюдается отчетливая дифференциация. Первым из раствора выпадает борнит (в рассчитанном варианте — в интервале температур 400—325°C), затем, ниже 325°C, сфалерит, ниже 250°C одновременно с последним появляется галенит, а еще ниже 200°C к ним добавляется пирит. Концентрация рудных минералов достигает: сфалерита — 80 % (в интервале температур 325—300°C), борнита — 5—6 %. С понижением температур она резко уменьшается из-за сильного разбавления жильным кварцем (см. рис. 9б).

Раствор, интенсивно реагирующий со стенками трещинного канала, в низкотемпературной части также осаждает преимущественно кварц, кроме которого присутствуют пумпеллит, серицит, хлорит, а из рудных минералов резко преобладает пирит. Остальные сульфиды присутствуют в незначительном количестве. Обилие пирита отражает, по-видимому, сульфидизацию железа породы, слагающей стенки трещины, сероводородом раствора. Образование в трещи-

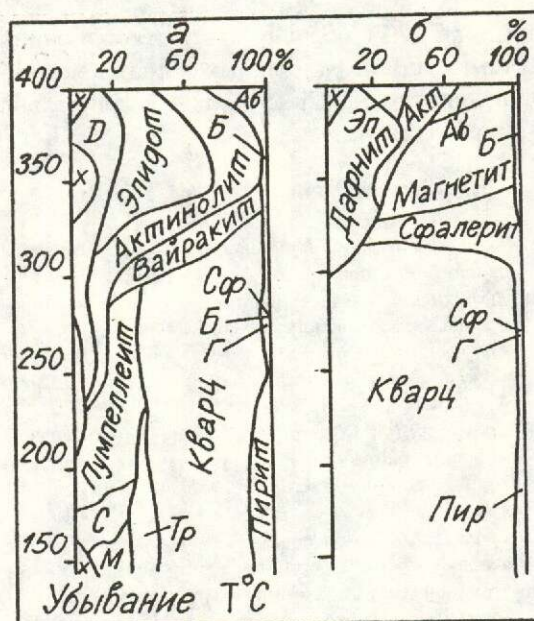


Рис. 9. Изменение состава метасоматических ассоциаций при охлаждении раствора:

а) при реакции раствора с вмещающими породами, б) без реакции с ними

нах базальтов мономинеральных кварцевых жил с небольшой примесью рудных минералов, полученное в модели для медленного охлаждения, хорошо известно в природе.

Таким образом, результаты моделирования взаимодействия воды с породой в рециклинговой системе позволяют сделать следующие выводы, в первую очередь для ее нисходящей ветви:

В системах, развивающихся по вулканическим комплексам, сложенным островодужными базальтами, формируются две принципиально различные минеральные ассоциации. Одна (I) содержит Mg-хлорит, гематит, ангидрит и является окисленной, другая (II) — эпидот, актинолит, Fe-хлорит и сульфиды и является восстановленной. Смена ассоциаций зависит от отношения порода/вода и не зависит от температуры.

В зоне развития I ассоциации подвижность основных рудных элементов велика, а во II — относительно снижается, т.к. в растворе появляется H_2S . Ряд относительной подвижности элементов — $Pb > Zn > Cu$.

При длительной эволюции системы за счет более быстрого выноса Zn и задержки Cu происходит смена соотношения этих двух

металлов с $Zn > Cu$ в короткоживущих системах или на начальных этапах действующих систем на $Cu > Zn$ — в длительно эволюционировавших.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
2. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. — СПб.: Недра, 1992.
3. Гричук Д.В. Изотопно-химическая термодинамическая модель гидротермальной системы // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1222—1225.
4. Гричук Д.В., Борисов М.В. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 424—427.
5. Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Поведение тяжелых металлов в гидротермальной системе срединно-океанического хребта (Результат термодинамического моделирования) // Геология морей и океанов. Тездокл. 6 Всесоюзной школы морской геологии. — М.: ИО АН СССР, 1984.
6. Крицков А.И. Обстановка и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
7. Методы термодинамического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / С.Р.Крайнов, Ю.В.Шваров, Д.В.Гричук и др. — М.: Недра, 1988.
8. Уолтер Дж.В., Вуд Б.Дж. Скорость реакции минерал-флюид. «Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме». — М.: Мир, 1989.
9. Cathles L.M. An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Kuroku Basin of Japan // Econ. Geol. 1983. Monogr. 5. P. 439—487.
10. Geological setting and mineralogical and geochemical investigation on sulfide deposits near 13°N on East Pacific Rise / Y.Fouquent, G.Anclair, P.Cameron e.a. Mar. Geology. 1988. V.84. № 1. P. 143—178.
11. Hekinian R., Fouquent J. Volcanism and metallogenesis of axial and structures on the East Pacific Rise near 13°N // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 2. P. 221—249.
12. Helgeson H.C. Evaluation of irreversible reaction in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. 1. Thermodynamic relations // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1968. V.3. № 8. P. 853—877.
13. Reed M.N. Sea-water basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits // Econ.Geol. 1983. V.78. P. 466—485.
14. Rosenbaur R., Bischoff J. Uptake and transport of heavy metals by heated seawater: a summary of the experimental results // Nato Conference series IV. Plenum Press. N-Y, London. 1983. P. 177—197.
15. Seafloor hydrothermal / I.T.Y. Barret, J.L.Jambor, eds // Canad. Miner. 1988. V. 26. Pt. 3. P. 429—886.

Abramova E. E., Grichuk D. V.

CALCULATED THERMODYNAMIC MODEL OF HYDROTHERMAL RECYCLING SYSTEM

A thermodynamic model of a hydrothermal-recycling system is considered. Calculated metasomatic zonality on descended branches of flows' newly formed phases was obtained. Impact of rock-water ratio on variation of mineral associations is grounded, evolution of solution during continuous existence of a hydrothermal system is traced.

УДК /490,65/553.441:548,4

© Коллектив авторов, 1994

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ САДОНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РАЙОНА

Ю. В. ЛЯХОВ, К. М. ПОЗДЕЕВ, С. М. ТИБИЛОВ, А. П. ЛАВРЕНЕНКОВ,
Ю. В. ЧИМКО

На основе термобарогеохимического картирования и объемного моделирования палеотепловых полей в Садонском рудном районе выявлена сложная линейно-концентрическая температурно-фациальная и пульсационная зональность расходящегося типа. Она подчинена общему структурному плану района и отдельным центрам магматической и пневматолитово-гидротермальной деятельности.

Садонский район распространения свинцово-цинковых месторождений (Горная Осетия) является ключевым звеном полиметаллического пояса Северного Кавказа [4]. Более чем полуторавековые традиции горнорудных разработок и геологических исследований (труды С.И.Щастливцева, М.Д.Денисова, Н.К.Лессинга, В.В.Белоусова, Н.Г.Кузнецова, Ю.Б.Голуба) сделали его наиболее полно и всесторонне изученным. Работы Л.А.Варданянца, Л.Н.Пламеневского, Г.М.Ефремова, Г.Д.Ажгирея, Г.В.Хетагурова, В.Ю.Черницына послужили концептуальной основой становления современных представлений о металлогенической позиции района [3], его геологической структуре [1—3, 9], магматизме [3] и зональной природе оруденения [3, 5]. Последняя, по данным К.В.Давыдова и С.М.Тибилова (1985—1991 гг.), парагенетически связана с центрами ранне-среднеюрского субвулканизма (штоки и дайки гранодиорит-порфиров, трахитов, андезит-дацитов, липаритов) и контролируется структурными элементами протяженной Садоно-Унальской антиклинали [3, 9]. Важная рудо-контролирующая роль, по мнению многих исследователей — рудоподводящая, принадлежит одноименной зоне субширотного надвига, особенно в узлах сочленения с СВ и СЗ диагональными разломами второго порядка.

Оруденение представлено преимущественно кварц-галенит-сфалеритовыми жилами выполнения, на нижних горизонтах — зонами прожилково-вкрапленной минерализации с преобладанием более ранних сульфидов (пи-

рит, пирротин, халькопирит). В общем случае проявлена приуроченность его к более приподнятым и эродированным структурным блокам разного порядка (рудные поля — Фаснальское, Згидское, Садонское, Архон-Холстинское). Значительные вариации уровня эрозии последних создают весьма благоприятные условия для исследования рудоносных зон в широком диапазоне глубин, чему в немалой мере способствует мощно развитая система горных выработок. В течение длительного времени (начиная с 1974 г.) основные рудные поля — Фаснальское, Згидское, Садонское, Архон-Холстинское, Фиагдонское и многочисленные (около 30) рудопроявления района изучались геологами Львовского университета в качестве базовых полигонов для разработки общих принципов и практических приемов прикладной прогнозно-поисковой термобарогеохимии (ТБГХ). Апробация полученных результатов осуществлялась в творческом сотрудничестве с геологами производственных коллективов Садонского свинцово-цинкового комбината, шахтных рудоуправлений, Садонской ГРЭ и Северо-Осетинской ГРЭ. С позиций физико-химического анализа условий рудообразования оценивались перспективность флангов и глубинных частей отдельных рудных столбов, жильных тел и зон, проводилась разбраковка известных и новых рудопроявлений, определялись относительная глубина и коэффициент эрозии вмещающих их структурных блоков (С.М.Ивасив и К.М.Поздеев).

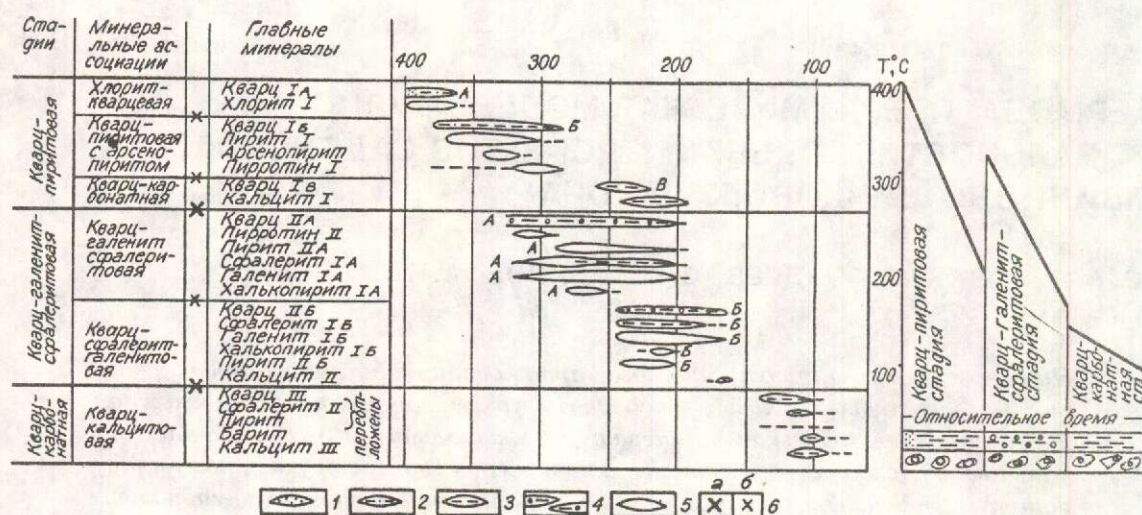


Рис. 1. Схема стадийности и температурного режима формирования руд Садонского месторождения:

температурные интервалы по данным гомогенизации включений минералообразующих растворов: 1 — газобразные, 2 — критические, 3 — жидкие гомогенные, 4 — гетерогенные с CO₂ (густота крапа соответствует интенсивности гетерогенизации растворов, установленных по включениям в кварце II); А, Б — последовательные стадии зарождения одной генерации минерала; 5 — температурные интервалы, предполагаемые по возрастным взаимоотношениям с термометрически охарактеризованными минералами; 6 — тектонические подвижки: а — межстадийные, б — внутростадийные.

Решение этих и других задач локального прогнозирования основывалось на анализе данных детального геолого-минералогического и термобарогеохимического картирования рудных зон на всех доступных ныне горизонтах [10, 13, 15]; методика ТБГХ опробования руд (с интервалом 20—25 м) и обработка аналитических результатов стандартны [7, 8]. Объемы фактических материалов определяются общим количеством точек наблюдения (около 2000) с анализом пространственно-временных закономерностей распределения десятка тысяч замеров температуры гомогенизации флюидных включений в минералах, нескольких тысяч баро- и криометрических определений, десятков химических анализов тройных водных и газовых вытяжек* из мономинеральных проб; учтены некоторые литературные данные [3, 9, 16].

Имеющиеся геолого-минералогические и термобарогеохимические материалы [1—

3, 5, 11—13, 15] свидетельствуют о том, что пневматолито-гидротермальные процессы формирования свинцово-цинковых руд Садонского района, независимо от различий структурно-фациальных условий их локализации, были достаточно однотипными с весьма сходными чертами физико-химического режима и динамики его регрессивно-инверсионных изменений во времени и пространстве — общий диапазон вариации температуры $> 415\text{--}65^\circ\text{C}$, давления 230,0—11,0 МПа. Несколько специфичны лишь первичные условия формирования оруденения (таблица): снижена роль пневматолита, уменьшены показатели температуры и давления флюидных фаз с переходом от месторождений нижнего структурного этажа — в амфиболитах, кристаллических сланцах (В.Джимидон, Бозанг) и гранитах (Фаснал, Садон, Архон, Холст и др.) — к залегающим среди песчаников (Правобережное, Левобережное), аргиллитам, алевролитам (Какадур-Ханикомское, Кадатское) верхнего структурного этажа.

Многостадийная природа руд подтверждается данными о закономерно-скачкообраз-

* Вытяжки готовили и анализировали по унифицированной методике в ТБГХ-лабораториях ЛГУ (водные, газовые) и ИГТГИ СССР (газовые).

**Стадийность и термобарический режим формирования свинцово-цинковых месторождений
Садонского рудного района**

Объект исследования			Стадии минералообразования		
Структурный этаж	Минеральный тип	Месторождение, рудо- проявление	Допродуктив- ная кварц-пирит- овая	Продуктивная кварц-галенит- сфалеритовая	Послепродук- тивная кварц- карбонатная
Верхний, мезозойский песчано-сланцевый комплекс	Кварц-галенит-сфалерит-пиритовый	Левобережное	310—150	280—105	150—65
		Широтное	300—155	295—105 (168,0—132,0)	125—80
		Верхне-Унальское	300—230	275—120	130—80
		Правобережное	300—235	270—140	150—70
		Какадур-Ханикомское	300—215	270—125 (122,0—11,0)	135—65
		Кадатское	290—210 (5,0—4,5)	260—120 (122,0—11,5)	140—70
Нижний, до-мезозойский кристаллический фундамент — амфиболиты, кристаллические сланцы, граниты	Кварц-галенит-сфалеритовый	Садонское	400—290	320—160 (188,0—12,0)	135—100
		Битаровское	390—250 (18,0—6,0)	290—140 (155,0—56,0)	150—90
		Бачитское	390—260 (17,7—16,0)	275—150 (133,0—18,0)	140—80
		Ногкауское	380—240 (16,5—15,0)	305—160 (177,0—49,0)	150—80
Нижний, до-кембрийский кристаллический фундамент — амфиболиты, кристаллические сланцы, граниты	Кварц-галенит-сфалеритовый	Кионское	400—190	320—140 (169,0—57,0)	130—70
		Северное	365—175	255—120 (126,0—87,0)	135—90
		Широтное	380—180	295—160	100—80
		Абайтинское	380—245	315—125 (168,0—73,0)	110—70
		Архонское	400—240 (15,0—16,0)	340—150 (118,5—19,0)	140—75
		Пионерское	395—250 (17,5—5,7)	340—155 (108,5—64,5)	140—80
		Октябрьское	385—240 (15,5—6,0)	285—150 (148,0—28,0)	135—90
		Холстинское	410—375 (16,0—14,7)	345—250 (228,5—22,5)	130—95
		Урахкомское	400—370 (24,0—21,0)	340—120 (228,0—87,0)	110—120
		Каднукское	390—340 (23,0—16,0)	310—180 (176,0—52,0)	170—90
		Фаснальское	405—270 (18,2—5,0)	340—135 (198,0—27,5)	130—75
		Стуриздинское	395—290	320—110 (181,0—47,5)	100—70

Объект исследования			Стадии минералообразования		
Структурный этаж	Минеральный тип	Месторождение, рудопроявление	Допродуктивная кварц-пиритовая	Продуктивная кварц-галенит-сфалеритовая	Послепродуктивная кварц-карбонатная
Нижний, докембрийский кристаллический фундамент — амфиболиты, кристаллические сланцы, граниты	Кварц-галенит-сфалеритовый с мангансидеритом	Верхне-Згидское	400—160	315—150 (180,0—23,0)	140—100
		Нижне-Згидское	405—175	340—200 (184,0—51,5)	130—90
	Кварц-галенит-сфалеритовый с шеелитом*	Джимидонское (Вост.Джимидон, Бозанг)	390—240 (15,5—10,0)	340—160 (230,0—15,0)	145—95
		Кайсарское	415—230	290—150 (95,0—25,0)	230—180
	Кварц-пирит-сфалерит-галенитовый с халькопиритом	Орахкомское	330—250	Характерно присутствие коллоидных фаз 220—120 310—140 (167,0—82,5)	210—190 150—110
	Кварц-галенит-сфалеритовый с анкеритом				
	Кварц-галенит-сфалеритовый с марказитом	Студенческое	320—230	340—140 (163,5—61,5)	150—80
		Сурхохское	380—190		

Примечание. Цифры без скобок — температура °С, цифры в скобках — давление, МПа; * — шеелит обнаружен и исследован геологами Северо-Осетинской ГРЭ.

ном изменении во времени температуры (10—145°C), давления (163—225 МПа), агрегатного состояния и состава минералообразующих растворов, продуктивного и послепродуктивного минералообразования; типичен пример Садонского рудного поля (рис. 1).

Изменчивость минерального типа руд, особенно контрастная в вертикальном разрезе геологического пространства (жильная зона, поле), обычно обусловлена количественными вариациями соответствующих минеральных комплексов и, в меньшей мере, фаціальными изменениями состава самих комплексов. Увеличение с глубиной доли наиболее ранних пирит (пирротин)-хлорит-кварцевых ассоциаций при закономерном снижении роли завершающих кварц-карбонатных свидетельствует, как уже не раз отмечалось, о проявлении здесь восходящего типа рудной зональности [14] и ее доминантной роли в пределах всего района. Пульсационная природа такой зональности подтверждена всеми материалами термобарогеохимических исследований.

Смена рудных стадий сопровождалась су-

щественными инверсиями температуры и давления, несколько сокращавшимися к концу процесса и с глубиной (см. таблицу, рис. 1). Внутретадийное минералообразование осуществлялось в ходе менее значительных, но частных термобарических флуктуаций (в конкретных точках наблюдения: 1,0—20,0°C, 0,5—10,0 МПа), коррелируемых с циклами тектонической активизации района. Сопутствующие им процессы локальной гетерогенизации (вскипания) углекислотно-водных гидротерм стимулировали кристаллизацию минеральных фаз и дегазацию системы, имевшую термобарогradientный характер (рис. 2). Основная тенденция геохимической эволюции рудообразующей системы выражалась в закономерном снижении роли сильных кислот (в первую очередь Cl^-) и оснований (Na^+ , K^+) при возрастании активности слабых (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.). По данным водных вытяжек [11, 12] из последовательных генераций кварца, для многих месторождений намечается единый эволюционный ряд типа

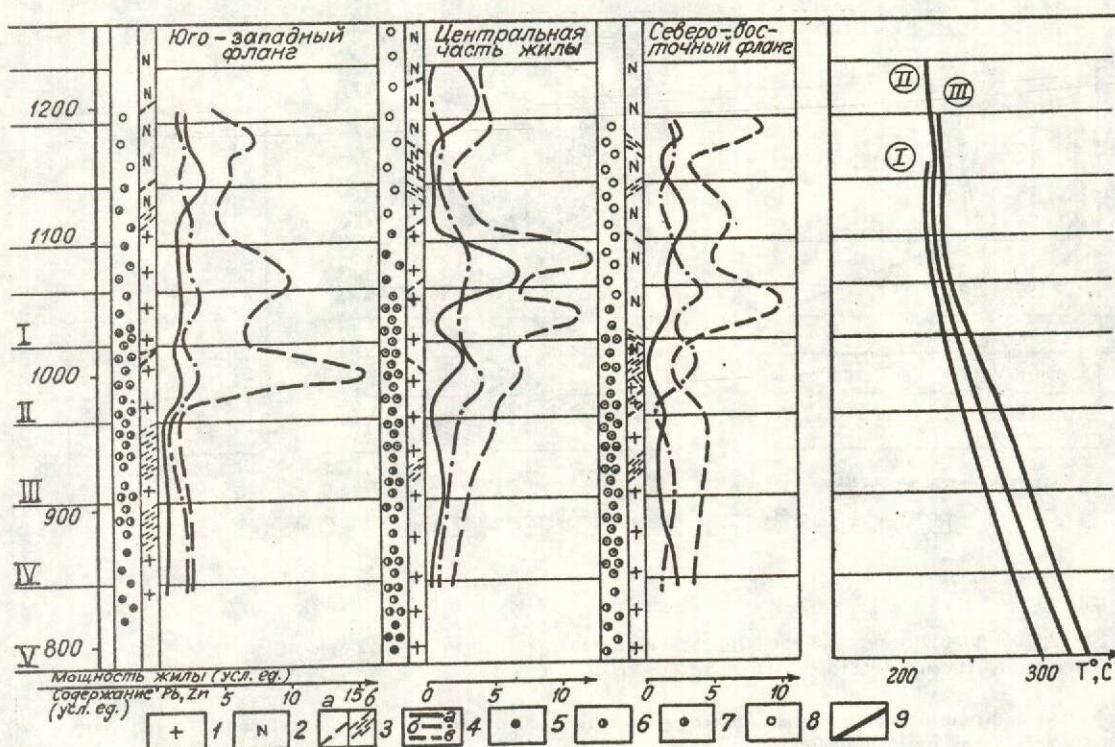
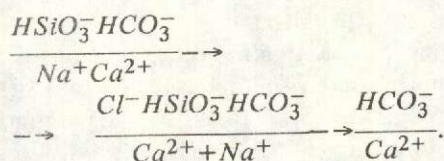


Рис. 2. Зависимость изменения металлоносности жилы Южная (Архонское месторождение) от плотности углекислотной фазы рудоносных гидротерм:

1 — граниты; 2 — покровные порфириды; 3 — тектонические нарушения: а — разломы, б — зоны трещиноватости; 4 — изменение мощности жилы ((а), содержания свинца (б) и цинка (в) — по материалам Садонского ЦК. Плотность фазы CO_2 (г/см^3) рудоносных гидротерм по включениям в кварце II: 5 — 0,848—0,717, 6 — 0,814—0,653, 7 — 0,786—0,266, 8 — 0,717—0,252 (густота крапа соответствует интенсивности процесса гетерогенизации). 9 — температурный градиент по данным гомогенизации включений в кварце II. I—V — горизонты выработок; I — северо-восточный фланг, II — центральная часть жилы, III — юго-западный фланг.



Суммарная концентрация растворенных солей не превышала 20—24 % условного NaCl, варьируя преимущественно в пределах $n \cdot 0,1 - n \cdot 1,0\%$ (данные криометрии).

Условия развития собственно свинцово-цинковой минерализации, как следует из всего объема термобарогеохимической информации [10, 11—13, 15], были весьма специфичными и, вместе с тем, достаточно однотипными для месторождений всего района. Оптимальный режим формирования в составе промышленных руд главных галенит-сфалеритовых парагенезисов достаточно конвергентен и практически не зависит

от минералого-геохимической специфики конкретных геолого-структурных и литолого-фациальных условий их локализации. В пределах всех изученных месторождений и рудопроявлений их развитие связано исключительно с деятельностью интенсивно вскипавших углекислотно-водных растворов среднего температурного диапазона (345—110°). Общим показателем промышленной ценности руд является распространение в их составе минеральных агрегатов с семействами сингенетических включений типа $\text{Г}-\text{ЖCO}_2-\text{ЖH}_2\text{O}$, $\text{Г}-\text{ЖH}_2\text{O}-\text{ЖCO}_2$ (или $\text{ЖH}_2\text{O}-\text{ЖCO}_2-\text{Г}$ при плотности CO_2 в пределах 0,914—0,14 г/см^3 [10, 11]. Эти данные послужили основой для разработки ТБГХ-комплекса поисково-оценочных критериев [6] и с учетом конкретных геолого-структурных ситуаций используются в практике прогнозных оценок

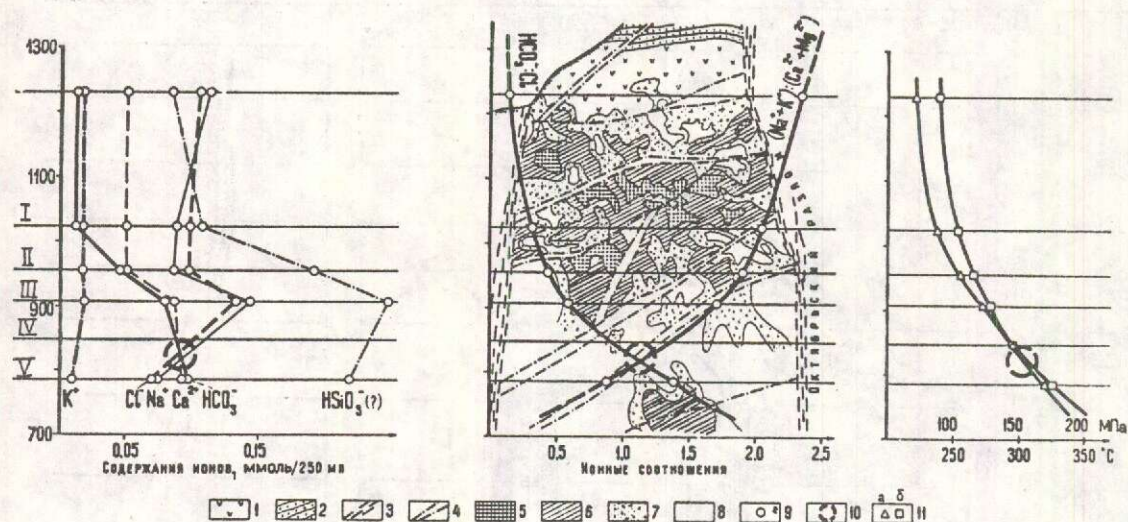


Рис. 3. Термобарогеохимическая характеристика изменения условий продуктивного минералообразования по восстанию жилы Южная, месторождение Архон:

1 — андезит-дацитовые порфиры и их туфы; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — зоны дробления; 4 — тектонические поверхности. Содержания свинца и цинка: 5 — высокие, 6 — средние, 7 — низкие, 8 — очень низкие (по материалам Архонского рудника и Е.М. Некрасова, 1980); 9 — результаты микрохимического анализа водных вытяжек из кварца II, ассоциирующего с галенитом и сфалеритом; 10 — зона изменения гидрохимического типа растворов, капселированных в кварце II при определенных термобарических условиях (РТХ-репер); 11 — результаты определений температуры (а) и давления (б) по включениям гетерогенных растворов в кварце II; I—V — горизонты выработок

(работы К.М. Поздеева). Реализация этих критериев базируется на анализе пространственных ТБГХ-моделей (жильного тела, зоны, месторождения), принципы и методы построения которых уже обсуждались [7, 8]. Практика и результаты такого моделирования в пределах рудных полей Садонского района приводят к выводу об отчетливо термобарогradientном характере палеотепловых полей оруденения с вариациями вертикальных градиентов в пределах 12—22°C, в некоторых случаях до 35°C, и 11,4—24,5 МПа на 100 м; между тем по латерали минералообразование сопровождалось изменением температурных показателей на 1—3 до 5°C [12, 15].

Фациально-градиентные изменения ионного состава восходящих гидротерм, как видно из рис. 3, проявлялись в столбовом характере распределения руд. Эта общая закономерность видна и в вертикальном разрезе протяженных жильных зон (рис. 4). При локальном прогнозировании важно учитывать, что промышленные концентрации полезных компонентов, как правило (жилы Южная, Новая, Вертикальная, руд-

ные зоны Верхне-Згидская, Левобережная и др.), связаны с надинверсионной зоной изменения состава гидротерм (выше так называемого РТХ-репера), характеризующихся преобладанием Na^+ , Cl^- над Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , HSiO_3^- [10, 13].

Обобщение полученных фактических материалов в виде сводной геолого-генетической схемы района (рис. 5) позволило реконструировать возможную структуру размещения центров пневматолитово-гидротермальной деятельности с учетом особенностей проявления ранне-среднеюрского магматизма и блокового строения рудных полей. Достаточно четко проявленные узлы и линейные зоны наибольшей гидротермальной активности могут интерпретироваться, в свете имеющихся данных, как векторно-направленные структуры, отражающие основные черты пульсационной ТБГХ-зональности (см. рис. 5, врезка). Такие важные ее элементы как ориентировка и протяженность векторов подтверждаются данными о пространственном размещении главных минеральных ассоциаций и, практически во всех

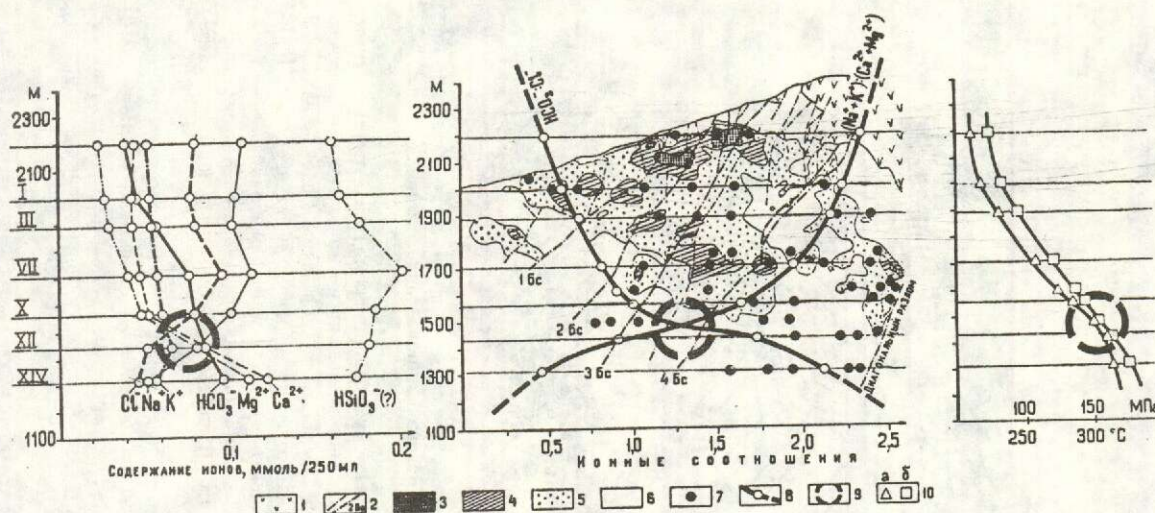


Рис. 4. Термобарогеохимическая характеристика изменения условий продуктивного минералообразования в вертикальном разрезе Верхне-Згидской жильной зоны (геолого-структурная основа и содержания свинца, цинка по данным Згидского рудника и Тематической партии Садонского СЦК):

1 — андезит-дацитовые порфиры и их туфы; 2 — поперечные разрывы; 1Бс-4Бс — «Большие» сбросы. Содержания свинца и цинка: 3 — высокие, 4 — средние, 5 — низкие, 6 — очень низкие; 7 — места отбора термобарогеохимически охарактеризованных проб; 8 — результаты микрохимического анализа водных вытяжек из кварца II, ассоциирующего с галенитом и сфалеритом; 9 — предполагаемое положение РТХ-ренера; 10 — результаты определений температуры (а) и давления (б) по включениям гетерогенных растворов; I—XIV — горизонты выработок

случаях, сопоставимы с градиентными характеристиками фациально-температурной изменчивости условий рудообразования. В силу разных причин данная схема не может претендовать на полноту описания всей картины зональности, однако некоторые ее особенности и фрагменты могут быть полезны для практики геологоразведочных работ.

В пределах нижнего структурного этажа центры гидротермальной активности выделяются особенно широким распределением высокотемпературных ($< 410\text{--}370^\circ\text{C}$), преимущественно пневматолитово-гидротермальных образований кварц-пиритовой стадии (см. таблицу). Пространственно такие центры приурочены обычно к узлам сочленения Садоно-Унальского разлома с диагональными структурами более низких порядков, ассоциируя с проявлениями ранне-среднеюрского субвулканизма (южные фланги Згидского, Садонского, Архонского и Холстинского рудных полей); вблизи экструзий локализованы высокотемпературные рудопроявления Абайта (380°C), Ногкау (370°C) и др. В пределах верхнего структурного этажа

(северное крыло Архонского и Холстинского брахиантеклинальных поднятий) развита менее высокотемпературная ($320\text{--}300^\circ\text{C}$) минерализация раннесульфидной стадии, преимущественно вблизи узлов сопряжения северо-восточных и северо-западных структур второго порядка. В восточной части района она тяготеет к сочленениям северо-западных разломов с протяженной субширотной структурой — Главной рудной. Примером служат месторождения Левобережное, Кадатское и рудопроявления Правобережное, Ахшартырагское, Верхнеунальское, расположенные в песчано-сланцевых толщах. Они связаны с деятельностью исключительно жидких растворов ($320\text{--}270^\circ\text{C}$), при участии которых сформирована основная масса пирита I, количественно преобладающего в рудах (см. таблицу).

Признаки направленно-зонального развития гидротермального процесса особенно очевидны при анализе материалов по главной — продуктивной стадии оруденения. Показательна термовекторная ситуация в западной и юго-западной частях района, где смеще-

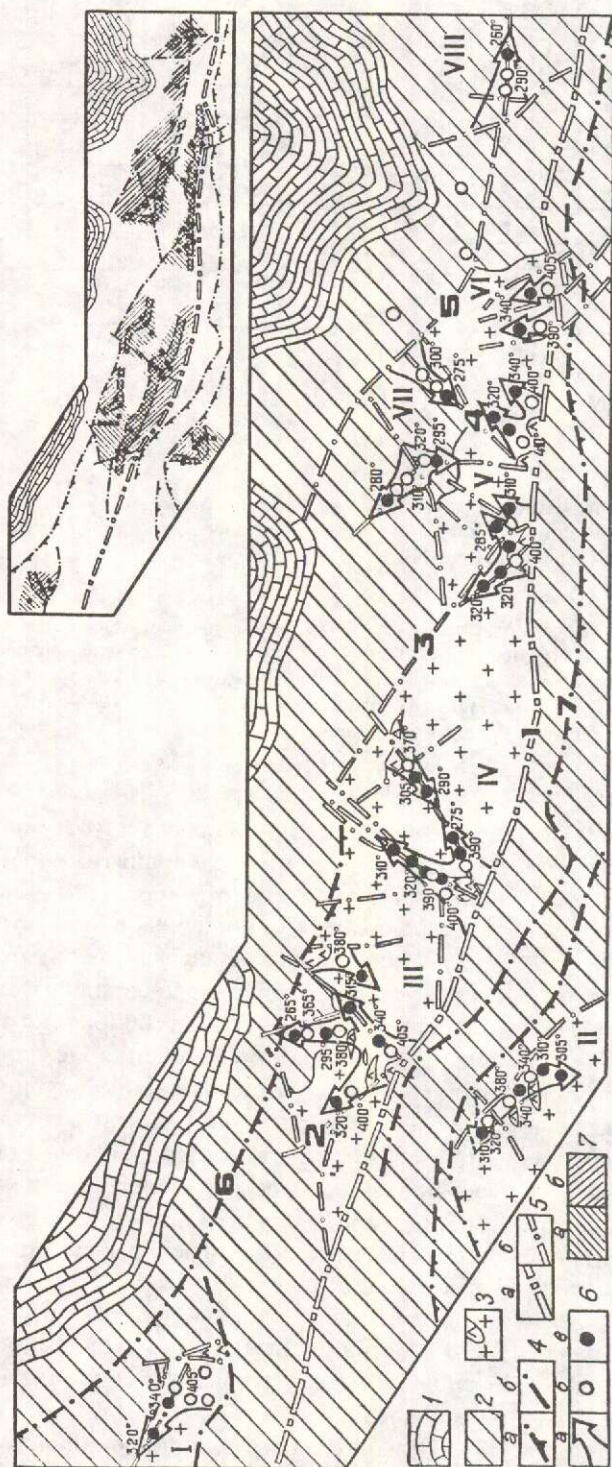


Рис. 5. Геолого-генетическая схема и пульсационная термобарогеохимическая зональность (врезка) в пределах Садонского свинцово-цинкового пояса.

Мезозойские комплексы пород: 1 — карбонатный; 2 — песчано-сланцевый; 3 — домозойский кристаллический фундамент с субвулканическими ранне-среднеюрскими телами парагенетически связанными со свинцово-цинковым орудением. Разрывные нарушения: 4 — крупные нарушения; 5 — региональные рудоподводящие, рудоконтролирующие (a) и локальные, рудораспределяющие (b) разломы; 6 — Садон-Унальский (1), Северо-Гаудорский (2), Диагональный (3), Памадский (4), Дагомский (5); 6 — предполагаемая направленность развития гидротермальных процессов (a) и излученные рудопроведения с преобладанием минерализации допродуктивной (b) и продуктивной (a) стадий (температуры отвечают началу стадий); 7 — зоны преимущественного развития рудной минерализации при участии: a — хлоридно-натровых растворов (410—170°C) кварц-пиритовой стадии, b — существенно углекислотно-водных (345—110°C) кварц-галенит-сфалеритовой стадии. Основные элементы нижнего структурного этажа: Фаснальское горст-антиклинальное поднятие (I) — Фаснальское и Стуриндское месторождения; Кионское поперечное поднятие (II) — группа Урсдон-Сурхохских рудопроведений; Садонское поднятие (III) — Садонское, Кионское месторождения, Абайтинское, Широтное, Северное рудопроведения; Згидское поднятие (IV) — Згидское, Ногкауское, Битаровское, Бачитское месторождения; Архон-Холстинское поднятие (V) — Архонское, Холстинское, Октябрьское, Кадлукское, Урахакомское рудопроведения; Джимидонское поднятие (VI) — Бозанг и Восточно-Джимидонское месторождения. Основные элементы верхнего структурного яруса: северное крыло Архонского и Холстинского горст-брахантиклинальных поднятий (VII) — Ленобережное месторождение, Правобережное, Ахшартырагское, Верхне-Унальское рудопроведения; Гачинский грабен-синклинальный прогиб (VIII) — Кадатское месторождение

ние областей последовательного распространения растворов носило, по-видимому, разнонаправленный характер, т.е. вдоль диагонально ориентированных структур: к северо-западу от зоны сопряжения с субширотными разрывами в пределах Фаснальского рудного поля ($405\text{—}320^\circ\text{C}$); к юго-востоку от протяженных надвигов и полей распространения субинтрузий в полосе Сурхох-Урсдонских рудопоявлений ($380\text{—}305^\circ\text{C}$).

Характер общей эволюции минералообразующей системы и направленное смещение зон разрядки тектонических напряжений, в частности, к северу от Садоно-Унальского разлома явились важной предпосылкой развития новой зоны, преимущественно кварц-галенит-сфалеритовой минерализации при частичном перекрытии кварц-пиритовой зоны (см. рис. 5, врезка). В свете ТБГХ-данных, наряду с высокотемпературной зоной развития пневмолитово-гидротермальных процессов несколько севернее достаточно отчетливо выделяется зона деятельности средне-низкотемпературных ($345\text{—}180^\circ\text{C}$) гидротерм существенно углекислотно-водного состава. В качестве переходной фиксируется подзона совмещенного развития кварц-пиритовой и относительно высокотемпературной ($345\text{—}300$ до 280°C) части кварц-галенит-сфалеритовых парагенезисов (см. рис. 5, врезка). Основная же масса галенит-сфалеритовых руд, связанных с деятельностью интенсивно вскипающих гидротерм (от $300\text{—}280$ до 180°C) размещается за пределами подзоны наложения (совмещения).

В пределах самой зоны проявления углекислотных растворов продуктивной стадии устанавливается более тонкая структура, в какой-то мере связанная, видимо, с процессами фациальной изменчивости системы: относительно высокотемпературная ($345\text{—}280^\circ\text{C}$) ее тыловая часть постепенно сменяется средне- и низкотемпературной ($260\text{—}110^\circ\text{C}$) фронтальной, где доминируют кварц-сфалерит-галенитовые парагенезисы. Завершают процесс рудообразования гидротермальные растворы ($230\text{—}65^\circ\text{C}$), при участии которых сформировались минералы кварц-карбонатных парагенезисов, получившие повсеместное распространение.

Термобарогеохимическая зональная кар-

тина рудного района в целом носит сложный приближенно линейный (поясной) характер, отвечающий общему типу региональных структур. Она представляет собой закономерное сочетание сублинейных (вдоль распределяющих разломов), языковидных и дугообразных (центры гидротермальной активности) элементов разного порядка. Их положение, конфигурация и ориентировка подчинены в общем случае нескольким структурным швам. Главными в металлогеническом отношении являются зоны Садоно-Унальского разлома (рудные поля Згидское, Садонское, Архон-Холстинское), Ардонского (Лево- и Правобережное месторождения) и Дагомского (Аршартырагское, Верхне-Унальское), относительно которых проявлена ТБГХ — зональность расходящегося типа. При этом для центров ниже-среднеюрского субвулканизма (участки Ногкау, Абайта и др.) характерны элементы *центробежной зональности*, как и для гидротермальных систем на флангах Садоно-Унальской антиклинали, на западе — Фаснальское рудное поле, Урсдон-Сурхохские рудопоявления, на востоке — Кадатское месторождение и др.

В вертикальном разрезе пульсационная ТБГХ-зональность, как и ранее описанная [10, 15] фациальная, является *восходящей*. Признаки обратной — нисходящей зональности, равно как и сходящейся (в горизонтальных сечениях), отсутствуют. При фрагментарном ТБГХ-картировании рудных зон в участках встречной разгрузки гидротерм от разных центров активизации (контрвекторная ситуация) возможно допущение о проявлении здесь центростремительной (или сходящейся) зональности. В пределах Садоно-Унальской антиклинали положение таких участков «встречной разгрузки» (см. рис. 5) достаточно закономерно укладывается в полосы между зонами северо-восточных, реже северо-западных нарушений, которые рассматриваются как рудораспределяющие. Картируемые в этих случаях встречные фронты разгрузки рудоносных растворов (продуктивная стадия) позволяют по-новому относиться к ряду участков уже опоскованной территории.

Обобщение результатов комплексных исследований представительного числа свинцово-цинковых месторождений Садоно-

ского рудного района показывает, что при интерпретации термобарогеохимических данных с учетом конкретных геолого-структурных условий можно получить новую существенную информацию о рудной зональности и факторах, влияющих на характер распределения полезных металлов. Эта информация важна не только для выяснения генезиса месторождений, но и для прогнозных оценок разного масштаба. Следует также учитывать, что надежным критерием прогнозирования является устанавливаемая при картировании система векторов изменения РТ-режима и ионно-газового состава минералообразующих растворов. Наиболее перспективны рудные участки, в которых распространены минералы с включениями существенно углекислотного состава, образованные при температуре 300—280 до 180°C в условиях интенсивной гетерогенизации с обособлением фаз уплотненной CO_2 (0,814—0,145 г/см³). Показателем распространения промышленной минерализации на глубину служит относительное понижение величины ТБГХ-градиентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ачеев Б.Н., Жемковцев Б.А., Никогосова Л.Р. Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в песчано-глинистых отложениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 89—98.
2. Башкина Э.Ф. Об условиях локализации свинцово-цинкового оруденения на Садонском месторождении // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск: Наука, 1972. С. 275—281.
3. Геология и полезные ископаемые Северной Осетии // Руды треста «Севкавцветметразведка». Орджоникидзе, Ир, 1969.
4. Грушевой В.Г. Основные черты металлогении Кавказа в связи с историей его геологического развития // Сов. геология. 1953. № 2. С. 8—20.
5. Златогурская И.П. Первичная зональность на Згидском полиметаллическом месторождении // Сов. геология. 1958. № 6. С. 145—156.
6. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. — М.: Недра, 1981.
7. Ляхов Ю.В. Палеотемпературная зональность золоторудных месторождений Забайкалья (особенности построения и интерпретации) // Мин. сборник, изд-во Львовского университета, 1976. Вып. 2, № 30. С. 40—54.
8. Ляхов Ю.В. Термобарогеохимические исследования температурно-фациальной зональности и их значение для поисков и оценки гидротермальных рудных месторождений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М.: Недра, 1982. С. 213—220.
9. Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. — М.: Недра, 1980.
10. О статье А.Г.Гриновского Термобарогеохимическая зональность полиметаллических месторождений Северного Кавказа / С.М.Ивасив, А.А.Кучиев, Н.И.Мязь, К.М.Поздеев, Ж.А.Симкив // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXIV. № 3. С. 117—121.
11. Поздеев К.М. Физико-химические условия формирования и прогнозирования полиметаллических руд на некоторых месторождениях Садонской группы (Сев. Кавказ) // Тезисы докладов VI Всесоюз. совещания по термобарогеохимии и рудогенезу. — Владивосток, 1978. С. 5—6.
12. Про хімічний склад газової фази флюїдних включень у мінералах продуктивних парагенезисів родовищ Садонського свинцево-цинкового поясу / М.М.Павлуць, К.М.Поздеев, А.І. Костенко, А.П.Лаврененков, І.Г.Лобков // Мін. збірник. Вид-во Львівського держуніверситету, 1992. Вип. 2, № 45, С. 87—89.
13. Симкив Ж.А., Поздеев К.М. Термобарогеохимический репер промышленного оруденения (на примере полиметаллических месторождений Северного Кавказа) // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: АН СССР, 1980. С. 178—184.
14. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1976.
15. Термобарогеохимическая зональность и дискретность развития гидротермального рудообразования (на примере месторождений золота, свинца, цинка и ртути) / Ю.В.Ляхов, Н.Г.Головченко, А.А.Кучиев, А.П.Лаврененков, К.М.Поздеев, Ж.А.Симкив // Мин. сборник, изд-во Львовского госуниверситета, 1990. Вып. 1, № 44. С. 67—74.
16. Труфанов В.Н. Минералообразующие флюиды месторождений Большого Кавказа. — Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1979.

Lyakhov Yu. V., Pozdeyev K. M., Tibilov S. M., Lavrenenkov A. P., Chimko Yu. V.

THERMOBAROGEOCHEMICAL MODEL OF ORE ZONALITY AND ASSESMENT OF SADONSKI LEAD-ZINC DISTRICT PROSPECTS

On the basis of thermobarogeochemical mapping and 3-D modelling of paleothermal fields in Sadonski ore district complicated linear-concentric temperature-facial

and pulsation zonality of diverging type has been identified. It is subordinated to a general structural plan of the district and individual centers of magmatic and pneumatolite-hydrothermal activities.

УДК 553.411.001.57

© Коллектив авторов, 1994

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Н. К. КУРБАНОВ, Ч. Х. АРИФУЛОВ, П. Г. КУЧЕРЕВСКИЙ, В. И. РОМАНОВ,
В. И. КУКШЕВ, Н. А. ВИШНЕВСКАЯ, Е. А. ЗВЕРЕВА (ЦНИГРИ)

Рассмотрены обстановки формирования в углеродисто-терригенных комплексах эталонных золоторудных месторождений, образующих единый конвергентный ряд полигенно-полихронных образований; выделены их главные рудно-формационные типы: стратиформные золото-сульфидно-колчеданные, золото-сульфидные прожилково-вкрапленные, золото-кварц-сульфидные вкрапленно-прожилково-жильные, золото-кварцевые жильно-прожилковые и штокверковые; охарактеризованы геолого-генетические модели.

Золотые и золото-серебряные месторождения, локализованные в вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных комплексах подвижных поясов земной коры играют ведущую роль в мировых запасах и добыче золота. Они принадлежат к обширному экзогенно-эндогенному классу полигенно-полихронных месторождений, образующих конвергентный ряд — от гидротермально-осадочных до гидротермально-плутоногенно-метаморфогенных. Роль диакатагенетических и ортопара-гидротермальных процессов при их формировании для отличных по геологическому строению провинций и рудных районов была различной. Вариации сочетания полигенных руд с подкоровыми и смешанными подкорово-коровыми источниками рудного вещества, приводят к формированию трех главных рудно-формационных (геолого-промышленных) типов месторождений: золото-сульфидных прожилково-вкрапленных, золото-кварц-сульфидных вкрапленно-прожилково-жильных и золото-кварцевых жильных, а также штокверковых, с их золото-серебряными, золото-сурь-

мяно-ртутными подтипами. Рассматриваемые типы месторождений приурочены к линейным мезогеосинклиналям и миогеосинклиналям. Последние, в зависимости от положения в мегаструктуре подвижного пояса, образуют вертикальные или латеральные ряды структурно-формационных и металлогенических зон [3].

Металлогенические провинции с вертикальной последовательностью зон характерны для интеркратонных и эпикратонных подвижных поясов, формирующихся в процессе интенсивной деструкции и спрединга континентальной коры. На возникших в зоне спрединга трогах развиваются золотоносные мезогеосинклинали, а затем миогеосинклинальные или остаточные прогибы с субщелочным рудоносным базальтоидным магматизмом.

Провинции с латеральной сменой зон охватывают мобильные перикратонные области, где происходит последовательная смена (в сторону кратона) вулканогенной эвгеосинклинали мезогеосинклиналью, затем миогеосинклиналью и авлакогенными прогибами в «теле» кратона.

В качестве рудоносных и рудовмещающих геологических формаций выступают аспидная, терригенно-флишеидная, карбонатно-терригенного флиша, олистостромовая и карбонатно-терригенно-молассовая; из магматических — толеит-базальтовая и субщелочная оливин-базальтовая.

Рудорегенерирующую роль играют раннеорогенная гранодиорит-гранитная, габбро-гранодиорит-плагиогранитная формации; рудообразующими являются различные орогенные и посторогенные граниты и дайки «пестрого» состава. Интрузивный магматизм определяет зарождение рудорегенерирующих термо-флюидных систем. В современных структурах металлогенических зон рудные узлы и поля рассматриваемых типов месторождений характеризуются:

максимальными мощностями рудоносно-рудовмещающих формаций в локальных конседиментационных впадинах, в последующем преобразованных в синформы или инверсионные поднятия;

разнотипными рудовмещающими и рудозкранирующими дислокациями (системы вязких разломов, зоны линейной складчатости, флексуры высоких порядков, чешуйчатые надвиги и межслоевые зоны расщепления);

областями концентраций скрытых рудорегенерирующих и рудообразующих интрузий.

В структурах рудных полей отмечаются следующие основные типовые обстановки локализации месторождений:

1. Стратиформные полигенно-полихронные золото-сульфидно-колчеданные месторождения прибортовых частей рифтогенных прогибов с бимодальным толеит-базальтовым вулканизмом.

2. Стратиформные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения на склонах центробежно развивавшихся конседиментационных брахиантиклиналей остаточных карбонатно-терригенно-флишевых мезо-миогеосинклинальных зон (субсогласные залежи нескольких уровней нередко связанных с рудоносными субщелочными базальтами).

3. Крутосекущие зоны гидротермально-метаморфогенных прожилково-вкрапленных золото-сульфидных месторождений в

ядрах дислоцированных синформ мезогеосинклиналей, сложенных рудоносно-рудовмещающей терригенно-флишеидной формацией; синформы по периферии прорваны рудорегенерирующими гранитоидными интрузиями.

4. Зоны гидротермально-метаморфогенных жильно-прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд, секущих горизонты стратиформных дислоцированных серно-колчеданных залежей, в моноκлиальных крыльях синформ мезогеосинклиналей.

5. Зоны гидротермально-метаморфогенных штокверковых золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, мощные стратиформные горизонты биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитов, контролируемых чешуйчатыми надвигами фронтальных зон тектонических покровов.

Широкий спектр геологических обстановок локализации месторождений золото-сульфидно-углеродистой серии формаций в терригенных толщах подчеркивает различную роль при их формировании первично-осадочных и регенерационных гидротермальных процессов. Анализ состава и строения рудных залежей показывает, что первичные руды сохранились в виде реликтов. Среди них выделяются как гидротермально-осадочные, так и осадочные руды, источником которых могли являться как подкоровые, так и коровые флюиды с тио-сульфидными комплексами золота. Последние характерны для восстановительных условий локальных бассейнов с застойным режимом водообмена. Последующее растворение, регенерация и переотложение рудного вещества происходят в разнообразных режимах. С учетом условий первичного накопления и вторичного перераспределения рудного вещества можно выделить следующие типовые геолого-генетические модели:

1. Гидротермально-осадочного формирования золото-сульфидно-колчеданного оруденения с подчиненной ролью регенерированных «*in situ*» руд.

2. Гидротермально-осадочного (вулканогенно-осадочного) формирования золото-сульфидно-вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения, где регенерированные «*in situ*» руды играют существенную

роль при сохранении реликтов сингенетического рудного вещества.

3. Модель элизионно-катагенетического формирования месторождений золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд, где секущие вкрапленные и прожилковые регенерированные руды пересотложены в выше лежащие экранированные толщи.

4. Модель плутоногенно-метаморфогенного формирования месторождений золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, где регенерированные залежи господствуют, сохраняя лишь незначительные реликты первичных руд.

Четвертая модель характеризуется большим разнообразием геологических обстановок локализации и наибольшей удаленностью от первичных, дезинтегрированных рудоносных горизонтов.

1. Модель гидротермально-осадочного формирования золото-сульфидно-колчеданного оруденения. В пределах эпикратонных мезо-миогеосинклинальных подвижных поясов описываемые месторождения занимают две определенные геотектонические позиции: 1 — в рифтогенных структурно-формационных зонах с господствующим инициальным толеевым и субщелочным слабо дифференцированным базальтоидным магматизмом; 2 — на континентальных плечах сопредельных рифтогенных зон.

В качестве примера первой позиции для золото-сульфидно-колчеданной модели приводится характеристика Карамурунского, а второй позиции — Амантайтауского рудных полей.

Золотосодержащее колчеданное месторождение Карамурун расположено в вулкано-генной Северо-Букантауской структурно-формационной зоне Букантауского рудного района Кызылкум-Нуратинской золоторудной провинции Южного Тянь-Шаня (Узбекистан). Оно приурочено к толще вулкано-генно-осадочных и вулкано-генных пород базальтового состава, вытянутых в виде полосы субширотного простирания. В нижней части разреза толща сложена миндалекаменными базальтами, в верхней — слоистыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, а также кремнисто-хлоритовыми сланцами. Породы претерпели метаморфические и метасоматические изменения. На фоне региональных преобразований

пренит-пумпеллиитовой фации локально проявлены зоны серицит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого метасоматоза, с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Для толщи характерны взбросо-надвиговые и складчатые деформации. Главными рудовмещающими структурами являются локальные прогибы, отражающие особенности палеовулканического рельефа. Колчеданное оруденение локализовано в пачках мелкообломочных слоистых вулканомиктовых отложений. Рудные тела линзовидно-пластовые, согласные, располагаются на нескольких уровнях. Руды сложены сплошными и густовкрапленными слоистополосчато-пятнистыми агрегатами сульфидов. Среди рудных минералов преобладает золотосодержащий пирит, в меньшем количестве присутствуют халькопирит и сфалерит.

Рудное поле Амантайтау расположено в Даугыз-Амантайтауском рудном районе той же золоторудной провинции и охватывает краевую часть синформы, осложненной поперечной региональной зоной наложенных дислокаций. Оно приурочено к флишеидным углеродсодержащим терригенным породам кембрий-ордовикского возраста, смятым в линейные изоклинальные складки высоких порядков северо-западного простирания, осложняющим моноклинальное крыло синформы с общим падением пород на юг. Рудовмещающая толща представлена тонкоритмично переслаивающимися углеродсодержащими алевролитами, алевропелитами и вулканомиктовыми породами.

Известны рудные залежи двух морфогенетических типов. Первый тип — массивные золотосодержащие сульфидные залежи мощностью до первых метров, сложенные преимущественно пиритом в виде глобулярных и «хлопьевидных» выделений и также содержащие арсенопирит, высокопробное золото, тетраэдрит. Нерудные минералы представлены карбонатами, хлоритом, рутилом. Второй тип — мощные секущие тела прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд, сопровождающиеся зонами березитизации с сульфидной вкрапленностью. Руды сложены золотосодержащей арсенопирит-пиритовой ассоциацией и полисульфидно-сульфосольным минеральным комплексом с низкопробным золотом.

Обобщающая схема рудообразующей гид-

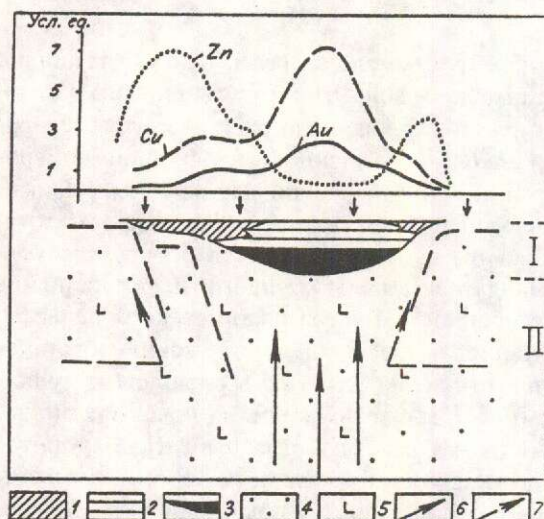


Рис. 1. Схема рудогенной гидротермально-осадочной (синвулканической) системы золото-сульфидно-колчеданного месторождения.

1 — золотосодержащие медно-цинковые руды; 2 — золотосодержащие медноколчеданные руды; 3 — золотосодержащие серно-колчеданные руды; 4 — сульфидизированные метасоматиты; 5 — комплексы рудовмещающих вулканогенных отложений; 6 — направление восходящих потоков металлоносных растворов; 7 — направление потоков экзогенных кислородонасыщенных растворов; I — область гидротермально-осадочного рудообразования. Массивные руды; II — область метасоматического отложения рудного вещества. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение. Параметры рудообразования: $\sigma^{34}\text{S} \text{‰}$ массивных пиритов = + 4,7 — + 9,1; вкрапленных пиритов = -11,6 — + 18,3. $\sigma^{13}\text{C}_{\text{орг}} \text{‰}$ в перекрывающих руды вулканомиктах -21,6 — -26,6

ротермально-осадочной (синвулканической) золото-сульфидно-колчеданной системы приведена на рис. 1.

2. Модель гидротермально-осадочного (вулканогенно-осадочного) формирования золото-сульфидно-вкрапленного оруденения. Гидротермально-осадочные золото-сульфидные месторождения вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа образуют стратиформные субпластовые залежи во впадинах и на склонах конседиментационных поднятий, осложненных долгоживущими магмо- и рудоподводящими разломами. Эти структуры выполнены отложениями терригенно-карбонатного флиша, включающими продукты редуцированного оливин-базальтового вулканизма.

Геотектоническая позиция золотоносных структур связана с позднегеосинклинальными прогибами эпи-, пери- и интеркратонных складчатых поясов, возникающих

ми между рифтогенными зонами и островными дугами.

Разнообразие геологических обстановок рассматривается на примере рудных полей в слабо (Кокпатаасское рудное поле) и сильно (Ирлирское рудное поле) дислоцированных блоках.

Кокпатаасское рудное поле расположено в пределах Букантауского рудного района Кызылкумо-Нуратинской золоторудной провинции. Главные структуры рудного поля — крупная конседиментационная брахиформная антиклиналь, вытянутая субмеридионально, и крутопадающий глубинный разлом, пересекающий ее в близмеридиональном направлении.

Рудовмещающая толща сложена ритмично переслаивающимися вулканогенно-осадочными породами: слюдисто-полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками, кремнистыми сланцами, известняками, миндалекаменными базальтами от толеитовой до щелочной серий, вулканомиктовыми алевропесчаниками и алевролитами. Перекрывающая толща представлена верхнекарбовыми кремнисто-доломитовыми отложениями, а подстилающая — карбонатной формацией девон-нижнекарбового возраста.

Околорудные метасоматические изменения относятся к формации лиственито-брезитов. Рудные тела и минерализованные залежи в большинстве своем сосредоточены в пределах вулканогенно-осадочной толщи, преимущественно в пачках вулканогенно-вулканомиктовых пород. В пределах слабодислоцированных блоков рудного поля, особенно характерных для его юго-восточного фланга, рудные тела представлены стратиформными золото-сульфидными залежами.

Другой тип рудных тел представлен крутопадающими, секущими слоистость, зонами окварцевания и серицитизации, вмещающими регенерированные тонкие прожилки и вкрапленность сульфидов. Зоны минерализации приурочены к разрывным нарушениям высоких порядков, не имеют четкого литологического контроля и пересекают стратиформные залежи.

Главная рудная ассоциация как стратиформных залежей, так и прожилково-вкрапленных секущих образований, представлена

арсенопиритом и пиритом с тонкодисперсным золотом. Под воздействием термально-го метаморфизма вблизи даек отмечается укрупнение золота в рудах.

Ирлирское рудное поле расположено севернее Букантауского рудного района. Оно приурочено к толще терригенных и вулканокластических пород, подвергшихся складчатой и взбросо-надвиговой деформациям. В разрезе рудовмещающей толщи наиболее благоприятна для локализации оруденения пачка вулканомиктовых песчаников и алевролитов с обломками миндалекаменных базальтов и отчетливо выраженной градиционной слоистостью. Она залегает на флишевых мелкообломочных терригенных и углеродисто-карбонатных отложениях. Основание разреза сложено толщей известняков нижне-среднекарбонového возраста.

Рудные тела и минерализованные залежи залегают согласно или субсогласно с вмещающими породами и совместно с ними участвуют в пострудных деформациях. Они представлены золото-сульфидными вкрапленными рудами и имеют форму уплощенных линз или лентовидных тел мощностью 1,5—5 м. Преобладающим минералом является пирит, в ассоциации с арсенопиритом. Пирит тонко- и мелкозернистый, образует комковатые скопления с реликтами метакolloидного строения.

Секущие слоистость зоны прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения, как правило, маломощны. Они приурочены к зонам трещин разного порядка и наблюдаются как в объеме рудовмещающей толщи вулканокластических пород, так и в перекрывающих ее отложениях.

Наряду с типовыми объектами золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого прожилково-вкрапленного оруденения, в углеродисто-терригенных комплексах, контролируемых долгоживущими магмо-рудоподводящими каналами, встречаются золото-кварцевые стратиформные залежи. Кварцевые жилы в них образуют лентовидные многоярусные тела полосчатой текстуры с выделениями свободного золота; они локально подвергаются регенерации с переотложением золота в секущих прожилках, располагающихся вдоль осевых поверхностей складок высокого порядка. Типичным примером такого рода месторождений явля-

ются месторождения Дуэт-Бриндакитского рудного поля.

Дуэт-Бриндакитское рудное поле расположено в Аллах-Юньской золотоносной зоне Южно-Верхоянской перикратонной металлогенической провинции восточного обрамления Сибирского кратона. В его пределах известно Юрское золото-кварцевое месторождение, а также несколько других золоторудных объектов и перспективных участков.

Положение золоторудных районов в пределах Аллах-Юньской золотоносной зоны определяется сочленением продольных глубинных разломов с крупными поперечными поднятиями. Рудные поля в пределах поднятий приурочены к палеодепрессийным формам рельефа, позже испытавшим инверсию. Рудоносные уровни приурочены к нижней части разреза терригенного комплекса ($C_{2-3} - P_1$).

Рудовмещающая толща собственно Юрского золото-кварцевого месторождения имеет ритмичное грубофлишеидное строение с преобладанием первичных глинистых фаций. Для нее характерны также присутствие прослоев, содержащих вулканомиктовый материал, повышенная известковистость, наличие сгустково-вкрапленных скоплений сульфидов, повышенное содержание углерода и золота.

Структура месторождения определяется линейной дисгармоничной складчатостью. Складки осложнены флексурными перегибами, наложенным на них кливажем, разрывами, мелкой складчатостью. Проявление магматизма в пределах и вблизи рудного поля отсутствует. Породы рудовмещающей толщи изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Рудные тела локализуются преимущественно в основании выделяемых ритмопачек, расположены ярусно и представлены субсогласными линзами и пластообразными залежами, иногда в сочетании с секущими слоистость крутопадающими прожилками или реже жилами выполнения. Сложены они кварцевыми агрегатами с тонкими прожилковидными углисто-серицитовыми скоплениями и субпараллельными выделениями мелких кристаллов сидерита. Сульфиды составляют от 1 до 5 % и представлены арсе-

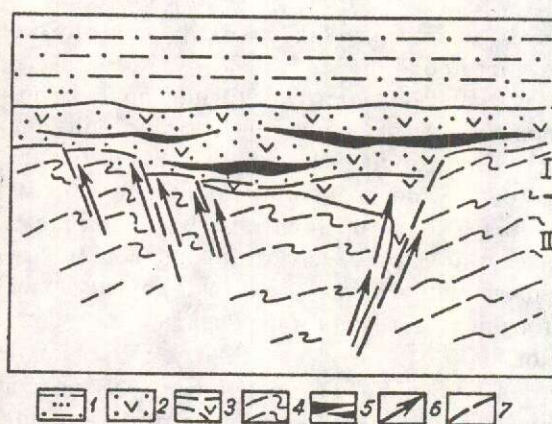


Рис. 2. Схема рудогенной гидротермально-осадочной системы золото-сульфидного вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения.

1 — комплекс терригенных и вулканогенно-осадочных отложений, перекрывающих рудовмещающие (включает обломки золотосодержащих сульфидных руд и метасоматитов); 2 — комплекс вулканогенных и вулканомиктовых рудовмещающих отложений; 3 — лавовые фации базальтов в разрезе рудоносного комплекса пород; 4 — комплекс пород основания рудоносных отложений; 5 — стратиформные залежи золото-сульфидного вкрапленного оруденения; 6 — пути миграции металлоносных растворов в области охлаждения; 7 — зоны синвулканических разрывных нарушений; I — область разгрузки металлоносных растворов и формирования рудных залежей стратиформного типа; II — область охлаждения и выпадения металлов из комплексных соединений с образованием секущих зон прожилково-вкрапленной минерализации. Параметры рудообразования: $\sigma^{34}S_{\text{‰}} = 21,4 - +19,8$; $\sigma^{13}C_{\text{орг}} \text{‰} = -209 - -27,8$

нопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, реже халькопиритом и пирротинном, крайне редко аргентитом и сульфосолями серебра. Золото в кварце обычно самородное, иногда в сростании с сульфидами.

Обобщенная схема гидротермально-осадочной рудообразующей системы золото-сульфидного вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения приведена на рис. 2.

3. Модель элизионно-катагенетического формирования золото-сульфидных руд с залежами субсогласных и секущих регенерированных руд. Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные месторождения, сформировавшиеся в процессе элизионно-катагенетического преобразования рассеянного рудного вещества углеродисто-терригенных толщ, отличаются большим разнообразием геотектонических позиций и

обстановок формирования. Во многих из них более поздние динамотермальные процессы привели к развитию более богатых крутосекущих линейных прожилковых зон. Подобные типы рудных залежей характерны для углеродисто-терригенных комплексов (с редуцированным толеит-базальтовым магматизмом) в эпикратонных миогеосинклинальных зонах, где отмечается их приуроченность к долгоживущим конседиментационным синформам на континентальном склоне или плече рифтогенного трога. Примером данной обстановки могут служить месторождения Даугызтауского рудного поля Кызылкумско-Нуратинской металлогенической провинции. Близкая позиция отмечается и для ряда золото-сульфидных месторождений перикратонных мезогео-синклиналей Северо-Востока Российской Федерации: группа месторождений Майского рудного узла, месторождение Совиное и др..

Широко известны месторождения рассматриваемого типа в поздне-геосинклинальных остаточных прогибах и наложенных впадинах эпикратонных и интеркратонных подвижных поясов, выполненных терригенно-карбонатным флишем, отложениями формаций олистостром и углеродистых моласс. Типичным примером служат месторождения Калбинской металлогенической зоны (В.Казахстан).

В качестве конкретных примеров различных геологических обстановок для месторождений данного типа приведем краткие характеристики Даугызтауского и Бакырчикского рудных полей.

Положение Даугызтауского рудного поля контролируется осевой частью субмеридиональной синклинали, возникшей на месте конседиментационной впадины. В строении рудного поля принимают участие флишоидные углеродсодержащие терригенные породы кембрий-ордовикского возраста, смятые в линейные изоклинальные и брахиформные складки высоких порядков, осложняющие ядро синклинали и расчлененные на блоки крутопадающими разломами близширотного и северо-западного простирания. Рудовмещающие породы представлены ритмично переслаивающимися углеродсодержащими песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. Отдельные горизонты

содержат тонкую вкрапленность, реже конкреции, линзовидные скопления мелко- и тонкозернистого слабо золотоносного пирита (содержание $Au = 0,05—0,9$ г/т). Рудовмещающая толща участками перекрыта породами известняково-доломитовой формации девон-карбонового возраста. Подрудная толща представлена породами вулканогенно-доломито-кремнисто-терригенной формации рифей-вендского возраста. Основание синклинали прорвано крупным интрузивным массивом гранитоидов, кровля которого расположена на глубине 3—5 км от дневной поверхности. В пределах рудного поля известны единичные дайки лампрофиров. Рудовмещающие породы подверглись метасоматическому окварцеванию, околорудной березитизации и аргиллизации. Рудные тела локализованы по всему разрезу терригенной флишеидной толщи и приурочены преимущественно к крутопадающим субмеридиональным нарушениям. Рудовмещающие разломы выполнены сульфидизированными углеродисто-слюдистыми милонитами и катаклазитами. Преобладающая часть рудных тел имеет форму крутопадающих, без видимых границ, уплощенно-конусовидных, расширяющихся вверх по восстанию зон. В плане они линзовидные, лентовидные, ветвящиеся. В случаях пересечения разрывами пологих зон расщепления или горизонтов сульфидизированных пород мощности рудных тел увеличиваются. В отдельных участках рудного поля (Сарыбатыр) широко развиты субогласные рудные тела, приуроченные к сульфидоносным горизонтам. Мощные зоны рудоносных катаклазитов представлены березитизированными породами с вкрапленностью золотоносных сульфидов с жильно-прожилковыми и брекчиевыми выделениями кварца с блеклой рудой, антимонитом и буланжеритом. Главными концентраторами тонкодисперсного золота являются мышьяковистый пирит и арсенопирит. Наблюдается зональное совмещение золотоносной арсенопирит-пиритовой и серебро-сульфоантимонитовой ассоциаций. На отдельных участках рудного поля (Высоковольное, Джасаул) в зонах позднерудного катаклаза известны проявления ртутно-золото-теллуридной минерализации.

Бакырчикское рудное поле, включаю-

щее Бакырчикское месторождение, а также месторождения Промежуточное, Глубокий Лог, Большевик, Загадка, Сарбас, расположено в отрогах Калбинского хребта (Казахстан). Месторождения приурочены к верхней части разреза отложений песчано-глинистой молассоидной формации (буконьская свита среднего-верхнего карбона), выполняющей наложенную впадину (Кызыловский грабен). Северный борт впадины осложнен сформированным в несколько этапов надвигом, по которому на рудовмещающие отложения надвинуты породы терригенно-флишеидной формации нижнего карбона, образующей складчатое основание. Предполагается, что блоковые движения и заложение надвига происходили в конседиментационном режиме, приведшем к образованию микститов тектоно-гравитационного типа. Непосредственно перед рудным этапом деформация в надвиговой зоне имела сдвиговый характер.

Рудоносно-рудовмещающий комплекс пород (бакырчикский горизонт буконьской свиты, C_3) представлен переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями кислых туфов, линзами конгломератов, конглобрекций, тектоно-гравитационных микститов. Для последних характерно переменное количество углисто-глинистого матрикса, обогащенного углеродистым веществом, сидеритовыми, пиритовыми и фосфатно-глинистыми конкрециями. Структурный каркас месторождений определяется сочетанием главной (продольной) и сопряженной (диагональной) систем разрывов и крутоосных флексурных изгибов. Главные рудные тела размещены в участках подобных изгибов. В этих же участках располагаются дайки «пестрого» состава (Кунушский комплекс).

Залежи, образованные вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, представлены столбообразными телами, имеющими в плане форму коротких линз, и более протяженными стратиформными лентовидными телами. Выделяются также малосульфидные кварцевые жилы и узкие зоны линейных штокверков. Кроме доминирующих (более 90 %) прожилково-вкрапленных руд в осадочных породах развиты также вкрапленные руды в березитизированных и лиственитизированных дайках. Основные рудные минералы — пирит и арсенопирит со-

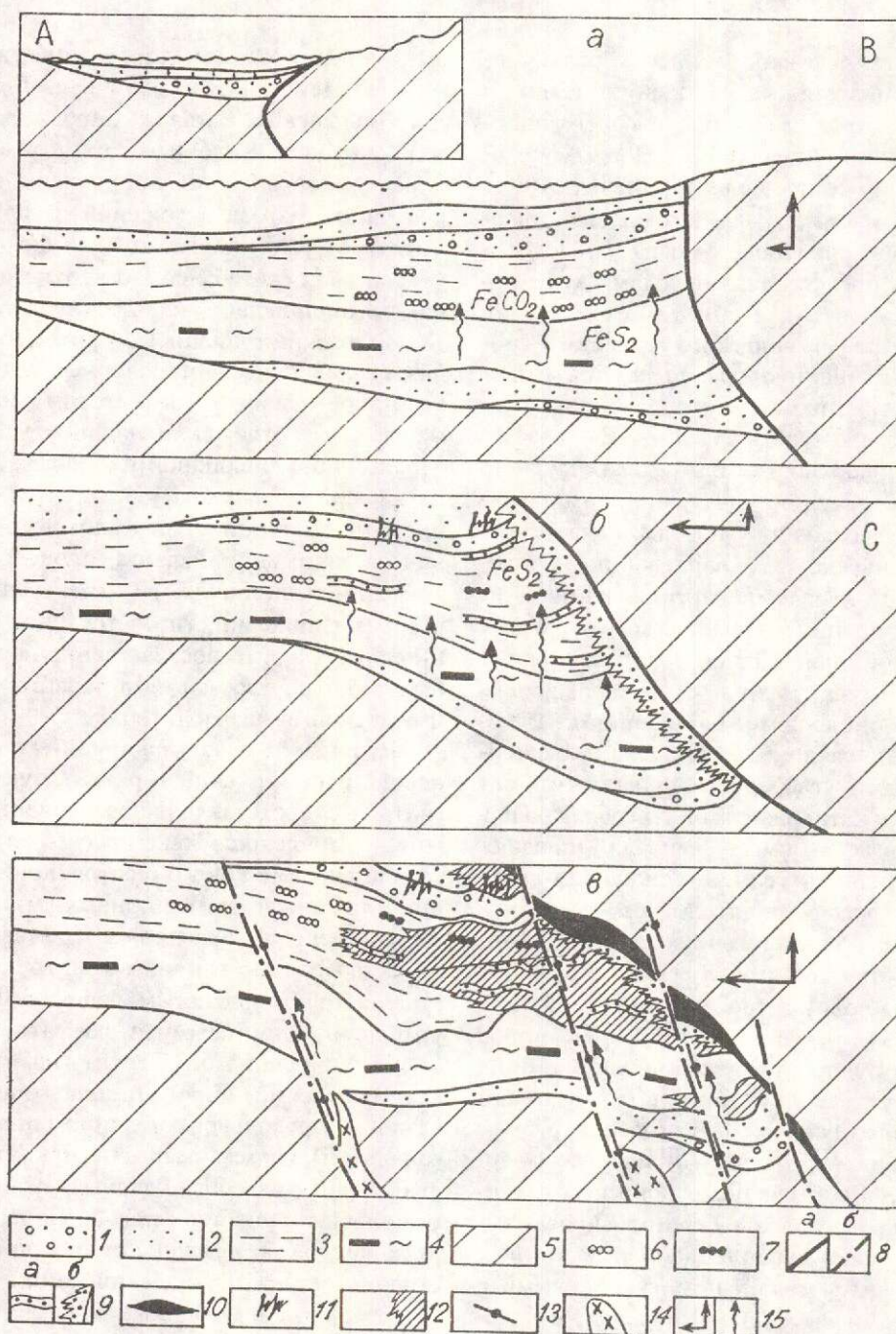


Рис. 3. Этапы формирования золото-сульфидных залежей Бакырчикского рудного поля.

Элизионно-катагенетический этап первичного накопления. Подэтапы: А — начало седиментации, В — завершение седиментации и диагенеза, С — завершение катагенеза; 1 — грубообломочные конгломераты; 2 — углистые и аркозовые песчаники; 3 — углистые алевролиты и аргиллиты; 4 — сульфидоносные углистые аргиллиты с прослоями углей; 5 — флишoidalно-терригенный комплекс пород основания. С₁; 6 — сидеритовые конкреции; 7 — сидеритовые конкреции, замещенные пиритом; 8 — разломы: граница мобильного блока — зона Кызылкумского надвига (а), крутопадающие разрывы (б); 9 — золотосодержащая пиритовая вкрапленность: а — послойная, б — под экраном. Этап эпигенетического гидротермально-метасоматического преобразования первичного рудного вещества. 10 — залежи жильно-прожилковых золото-сульфидно-кварцевых руд; 11 — скопления «миграционного» шунгита; 12 — залежи прожилково-вкрапленных арсенопирит-пиритовых руд; 13 — золото-кварцевые жилы и прожилки; 14 — комплекс даек «пестрого» состава; 15 — вектор движения мобильного блока (а), направления движения рудообразующих флюидов (б)

держат тонкодисперсное и реже субмикроскопическое золото; второстепенные — антимонит, сфалерит, галенит, блеклые руды, самородное золото, минералы никеля (бунзерит, герсдорфит и др.). Главные нерудные минералы: кварц, карбонаты, углеродистые соединения (мальта, кериты, антраксолиты, первичные и переотложенные формы шунгита и графита).

Основная продуктивная пирит-арсенопиритовая ассоциация представлена обильной рассеянной вкрапленностью кристаллов пирита зонального строения, игольчатым и призматическим арсенопиритом. Сульфиды сопровождаются кварцем, карбонатом и серицитом, образующим тонкие прожилки.

Стадии преобразования рудного вещества на элизионно-катагенетическом этапе и этапе эпигенетических изменений для оруденения Бакырчикского типа приведена на рис. 3.

4. Модель гидротермального плутогенно-метаморфогенного формирования золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд с доминирующей ролью руд, регенерированных при динамотермальных процессах орогенной стадии. Золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые месторождения плутогенно-метаморфогенного генезиса являются наиболее распространенными типами благороднометалльных месторождений, развитых в углеродисто-терригенных комплексах докембрия и фанерозоя. Они распространены во всех типах структур подвижных поясов (эпи-, пери- и интеркратонных), известны как в мезосинклинальных, так и в наложенных позднегосинклинальных и орогенных прогибах.

Для этих месторождений во всех типах геоструктур отмечаются следующие важные факторы их локализации:

развитие полициклического и полигенного гранитоидного магматизма (от позднегосинклинальных до посторогенных);

длительное развитие мощных зон смятия глубокого заложения, сопровождающихся в рудовмещающем структурном этапе разветвленной системой оперяющих разломов;

наличие в рудоносно-рудовмещающих углеродисто-терригенных комплексах «до-

норных» рудоносных горизонтов с рассеянной золото-сульфидной минерализацией.

Деструкция и регенерация первичных рудоносных минеральных комплексов в связи с динамотермальными процессами и рудообразующими флюидами гранитоидных интрузий приводит к формированию разномасштабных (по запасам и содержаниям металлов) месторождений.

Рассматривая характер распределения месторождений относительно гранитных плутонов, можно выделить три типовые обстановки: 1) надинтрузивно-интрузивную; 2) малоудаленно-умеренноудаленную; 3) удаленную.

Рассмотрим обстановки надинтрузивной и интрузивной зон на примере месторождений Сармичского и Чармитанского рудных полей Кызылкумско-Нуратинской золотоносной провинции.

Месторождения Сармичского рудного поля локализованы в терригенных породах повышенной карбонатности. Положение их контролируется линейной крутопадающей зоной смятия, расположенной в осевой части узкой грабен-синклинали. Рудовмещающие породы представлены переслаиванием углеродсодержащих слюдистых сланцев, олигомиктовых песчаников, известковистых алевролитов с линзами известняков (O—S). Перекрывают рудовмещающую толщу углеродсодержащие кремнисто-глинистые сланцы, слагающие ядерную часть грабен-синклинали. Под рудовмещающей толщей залегают вулканы толлит-базальтовой формации и породы углеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенного комплекса (R—V). В рудном поле широко распространены пояса даск и силлов габбро-диабазов, дайки кислого состава. Наблюдаются также апофизы скрытого интрузива. На удалении от месторождения расположен массив калиевых двуслюдяных гранитов. Рудовмещающие породы подверглись региональному дислокационному, а также на отдельных участках контактовому метаморфизму. Широко проявлены линейные ореолы метасоматических изменений: калишпатизация, альбитизация, окварцевание и серицитизация.

Главная рудоносная зона проявлена в виде системы сближенных субпараллельных взбросо-сдвигов. Она образует полосу шириной около 1 км и протяженностью около 20 км. Эта полоса характеризуется развитием

гармониевидной складчатости скалывания, диапировых антиклиналей, а также дисгармоничной складчатости пластического течения. Рудовмещающие структуры представлены зонами катаклазитов и брекчий мощностью 0,1 м до первых десятков метров. Характерно эшелонированное и многоярусное расположение как рудных зон, так и рудных тел в их пределах. Мощность рудных тел колеблется от десятков сантиметров до первых метров; их протяженность по латерали и падению — от десятков до первых сотен метров.

На месторождении известны несколько типов минерализации: 1) рассеянная бедная золото-сульфидная с тонкодисперсным золотом; 2) вкрапленно-прожилково-штокверковая кварц-карбонатная полисульфидная со свободным золотом; вкрапленно-жилково-прожилковая золото-кварц-калишпатовая; 3) жильная золото-полисульфидно-кварцевая. Промышленные рудные тела представлены разными их сочетаниями. Наиболее характерны малосульфидные кварцевые жилы и скопления сульфидов в окварцованных терригенных породах. Максимальные концентрации золота и серебра связаны с арсенопирит-сфалерит-галенитовой ассоциацией.

Месторождение Чармитан расположено на площади Чармитанского рудного поля. Среди выявленных и разведанных перспективных участков наиболее крупный расположен в эндо- и экзоконтактовой полосе интрузивного массива габбро-сиенит-граносиенитовой формации (D—C₁). Ороговикованные и скарнированные углеродсодержащие терригенные породы экзоконтакта массива сложены породами известково-кремнисто-терригенной и углеродисто-терригенной формаций (C—O), содержащими стратифицированные горизонты рассеянной золотоносной сульфидной минерализации. На глубине залегают вулканогенно-кремнисто-карбонатно-углеродисто-терригенные породы верхнего протерозоя. Характерна сильная дислоцированность рудовмещающих пород с развитием пологих и крутопадающих зон смятия, представленных окварцованными углеродистыми милонитами и динамосланцами с вкрапленностью золотоносных сульфидов. На месторождении развиты дайки синкинсматических лиственитизированных габбро-диабазов и дайки «пестрого» состава: сиенит-порфиры,

микроэссекситы, граносиениты, субщелочные гранит-порфиры. В породах рудовмещающей толщи на глубоких и средних горизонтах проявлен прогрессивный метаморфизм и гранитизация, на верхних — локальное скарнирование и ороговикование [1].

Рудные тела сконцентрированы в продольной и диагональной системах сколовых зон трещиноватости, являющихся оперяющимися относительно главной зоны смятия. Основными рудовмещающими структурами являются взбросо-сдвиги. Размещение рудных тел — кулисно-ярусное. Они разнообразны по морфологии и составу руд. Преобладают золото-кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией, в меньшей мере развиты линейные золотоносные минерализованные зоны и малосульфидные кварцево-жилково-прожилково-штокверковые зоны. Кроме того, встречаются небольшие плитообразные залежи золотоносных сульфидов. Кварцевые жилы с сульфидами, золотом и шселитом сопровождаются калишпатизацией, альбитизацией и серицитизацией. Минерализованные зоны (мощностью от 1 до 10 м) и штокверки сложены преимущественно минералами золотоносного кварц-сульфосольно-полисульфидного комплекса (сфалерит, галенит, антимонит, сульфосоли свинца, серебра, висмута). В качестве позднерудных ассоциаций выделяются серебро-сульфосольная и халькопирит-бурнонитовая, пространственно обособленные от золото-сульфидных руд.

Обстановка формирования золото-кварцевых месторождений в умеренноудаленной зоне рассматривается на примере Мурунтауского рудного поля (рис. 4, 5).

Мурунтауское рудное поле, включающее в себя помимо месторождения Мурунтау, месторождения Восточный Бесапан, Мютенбай, Триада, расположено в Южно-Тамдытауском рудном районе.

Рудовмещающий комплекс представлен песчано-алевролитово-сланцевыми породами бесапанской свиты (E—O—S), расчлененной на подсвиты (снизу вверх): «сероцветную» с горизонтами кремней, «пестроцветную», которая вмещает рудный штокверк Мурунтау, и «зеленосланцевую», обогащенную граувакками. Эти породы, за исключением нижней части разреза, входят в состав углеродистой терригенно-флишиоид-

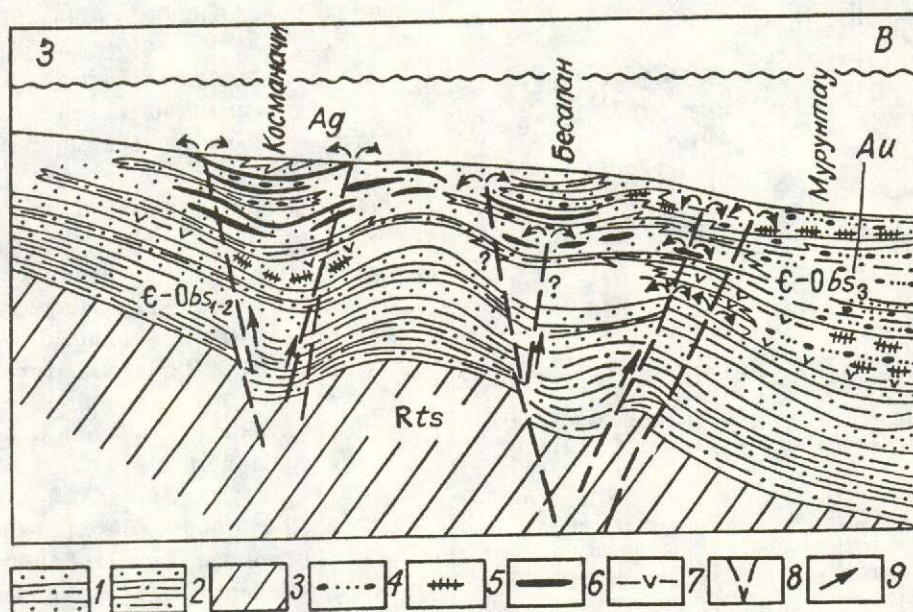


Рис. 4. Уровни первичного накопления золото-сульфидных, серебро-кремнистых горизонтов и рассеянной вкрапленности.

1 — фациально неоднородные отложения подсвиты «пестрый» бесапан, ϵ —Obs₃; 2 — алевролитно-песчано-сланцевые отложения низов разреза бесапанской свиты, ϵ —Obs₁₋₂; 3 — породы основания — тасказганский вулканогенно-осадочный комплекс, Rts; 4 — горизонты кремнисто-пиритовых микроконкреций с золотом от 0,05 до 1,5 — 2 г/т; 5 — сереброносные горизонты кремней с прослоями доломитов; 6 — золотоносные сульфидно-конкреционно-вкрапленные горизонты; 7 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 8 — конседиментационные разломы; 9 — направления поступления металлоносных растворов

ной, формации. Подстилающий месторождение тасказганский вулканогенно-осадочный комплекс (R—V) сложен породами формации кремнисто-карбонатного флиша (филлиты, кварциты, углисто-кремнистые сланцы, доломиты) и унимодальными толентовыми базальтами инициального магматизма. Надрудная толща — представлена породами известковисто-доломитовой формации, D₁₋₃.

Породы рудовмещающего комплекса («пестрого» бесапана) представлены металевролитами и филлитовидными сланцами с подчиненными прослоями песчаников, а также редкими линзами доломитов и кремнистых сланцев. В хлорит-гидрослюдистой составляющей пород широко распространено углеродистое вещество, фрамбоиды и микроконкреции пирита, линзы и прослои карбонатного и углеродисто-кремнисто-пиритового состава. Содержание золота в конкрециях пирита составляет от следов до 5

г/т. Хомогенные кварциты (кремни) содержат реликтовые колломорфные микротекстуры и отличаются повышенными концентрациями серебра (до 2,5 г/т).

Рудное поле расположено в северном крыле субширотного антиклинория, расчлененного на крупные блоки продольными зонами смятия и осложненного серией складок. На месторождении выделяются два главных субвертикальных разлома: Южный, разделяющий тектонические блоки Мурунтауского месторождения и Мютенбайского участка, и Бесапанский, проходящий севернее от месторождения.

Структурный каркас месторождения определяется сочетанием продольных и диагональных разрывов, образующих серию ромбовидных блоков. Предрудные деформации имели правосторонний сбросово-сдвиговый характер. Об этом свидетельствуют системы эшелонированных сколов, крутоосные

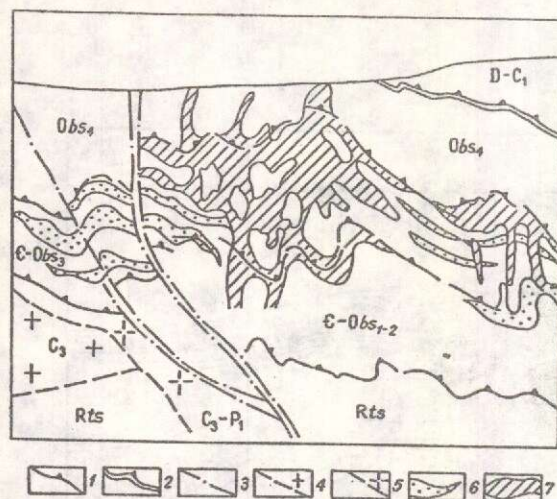


Рис. 5. Принципиальная схема строения Мурунтауского мегаштокверка.

1 — субслоистые надвиговые зоны внутриформационного расланцевания; 2 — главная надвиговая зона; 3 — крутопадающие сбросо-сдвиги (поздний этап формирования дуплекс-структуры и крутопадающих жильно-прожилковых зон); 4 — интрузии гранит-гранодиоритовой формации; 5 — лейкограниты; 6 — субсогласные метасоматические золоторудные залежи; 7 — штокверковые золото-кварцевые залежи

складки, сигмоидальные флексуры, сжатые в острых (северо-восточных) углах пересечения разрывов. Подобный тип сочленения разрывов возник в условиях сжатия (дуплекс сжатия). Синрудные деформации происходили в условиях локального растяжения и сопровождались левосторонними сбросо-сдвиговыми перемещениями по продольным и диагональным разломам.

Магматические образования представлены дайками плагиосиенит-порфиров и диоритовых порфиров, монзонит-порфиров, керсантитов, спессартитов, большая часть которых относится к внутриминерализационным и связывается с герцинским орогенным этапом (C_3-P_1). На юго-восточном фланге месторождения на глубине 4 км (по результатам глубокого бурения) присутствует крупный гранитоидный батолит, с которым парагенетически связаны рудоносные метасоматиты.

Рудные тела поделены на два морфогенетических типа. Первый тип представлен субсогласными пологими многоярусными залежами полосчатых метасоматитов биотит-полевошпат-кварцевого состава. Содержание золота в полосчатых метасоматитах составляет 1,5—2,5 г/т. Предполагается, что его накопление происходило за счет

переработки золотосодержащих расланцованных сульфидоносных аргиллитов и алевролитов.

Второй, главный, тип рудных тел образует крупный мегаштокверк, состоящий из четырех золоторудных залежей асимметричной конусовидной формы. Рудные тела второго типа образуют как крутопадающие, так и пологопадающие системы кварцевых жил и разноориентированных вблизи них кварцевых штокверков. Последние включают в себя кварц-сульфидные, кварц-турмалиновые, кварц-полевошпатовые и карбонатные прожилки. Рудоносные кварцевые жилы и штокверки отличаются более высоким содержанием золота (в среднем от 3,5—5 до 15—20 г/т). Они сложены кварцем (до 95 %) с подчиненным количеством турмалина, карбонатов, полевых шпатов и биотита. Рудные минералы (около 1, редко до 5 %) представлены пиритом, арсенопиритом, шеселитом, пирротинном; в меньшей степени распространены: сфалерит, халькопирит, галенит, самородное золото, сульфосоли висмута и серебра.

Выделяются следующие главные этапы становления золоторудных залежей:

дислокационного метаморфизма и сопряженных с ним синкинематических кварцевых жил;

раннего сингранитного щелочного метасоматоза с формированием золотоносных «полосчатых» биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитов;

формирования основного промышленного мегаштокверка со стволowymi крутосекущими и пологими золото-шеселит-кварцевыми жилами, сопровождающимися микроклинизацией;

последайковый с углеродистыми и кварц-альбитовыми метасоматитами и отложением сопряженных с ними кварц-турмалиновых и золото-арсенопирит-кварцевых прожилков;

формирования серицит-гидрослюдистых метасоматитов и серебро-сульфосольной минерализации.

Обстановки формирования золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых месторождений в зонах удаленных от гранитоидных массивов рассматриваются на примере Наталкинского и Нежданевского рудных полей. Наталкинское рудное поле располо-

жено в Омчанском рудном узле Колымского золотоносного пояса. Положение Омчанского рудного узла определяется участком складчатого осложнения крупной антиклинальной структуры. Наталкинское рудное поле расположено в синклинальной структуре второго порядка и сложено терригенными породами верхнепермского возраста.

Мощная вулканогенно-терригенная толща представлена переслаивающимися углеродсодержащими алевролитами, аргиллитами, в меньшей мере песчаниками и вулканомиктовыми породами. В основании разреза залегают черные глинистые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, местами с прослоями и линзами туфогенных сланцев. Выше залегает свита преимущественно туфогенных сланцев с линзами и пластами полимиктовых и граувакковых песчаников, вулканомиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Эти породы перекрыты алевропелитовыми сланцами и полимиктовыми песчаниками.

Вулканогенно-терригенная толща изменена в условиях катагенеза. Породы испытывали воздействие гравитационного уплотнения и стресса, в результате которых образовались сланцеватые текстуры и кливаж разрыва. Околорудные гидротермальные изменения представлены преимущественно карбонатизацией, серицитизацией и сопровождаются рассеянной вкрапленностью мелкозернистого пирита. Рудное поле разбито продольными разломами на ряд линейных блоков. Висячем боку главного разлома развиты многочисленные субпараллельные крутопадающие рудовмещающие трещины, выполненные милонитами и тектоническими брекчиями. На площади рудного поля развиты дайки кварц-альбитовых и кварцевых порфиров, а также более поздних спессартитов и диоритовых порфиров. На периферии поля известны два гранодиоритовых штока.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами, прожилковыми зонами, а также зонами окварцованных и сульфидизированных пород. В узлах пересечения продольных и поперечных нарушений развиты штокверки. Среди рудных преобладают арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и пирротин. Золото присутствует в самородной форме, в трещинках, друзовых пустотах

и интерстициях в кварце, частично в сростании с сульфидами, незначительная часть встречается в тонкодисперсной форме. Жильные минералы — кварц, альбит, доломит, анкерит, кальцит.

Нежданинское рудное поле расположено в Верхоянской металлогенической провинции (Якутия) и приурочено к шарниру крупной региональной флексуры, сложенной породами терригенного флиша. Рудовмещающие породы представлены ритмично переслаивающимися тонкослоистыми углеродсодержащими алевролитами и песчаниками поздней перми. Надрудная толща преимущественно песчаниковая. Для подрудной и рудовмещающей части разреза характерно разлинзование пород. Крупные линзы ограничены разломами субмеридионального и северо-восточного простирания. В их пределах развиты дисгармоничные складки. В надрудной толще развиты приразломные симметричные складки коромысла.

В северной части рудного поля откартирован интрузив гранодиоритового состава, на юге — мелкие штоки «пестрого» состава (от оливинсодержащего габбро до гранодиорита). В пределах рудного поля широко развиты дайки диоритовых порфиров и лампрофиров. Терригенные породы в пределах Нежданинского рудного поля метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Гидротермальные изменения выражены карбонатизацией, серицитизацией, сульфидизацией и окварцеванием.

Рудные тела приурочены к зонам дробления и подчиняются системе субмеридиональных и северо-восточных разрывов. Промышленные руды представлены окварцованными породами с золотоносными пирит-арсенопиритовыми прожилками и вкрапленностью, а также крутопадающими золото-сульфидно-кварцевыми жилами. Морфология рудных тел разнообразна. Наиболее распространены выдержанные по простиранию и падению лентовидные и линзовидные крутопадающие залежи прожилково-вкрапленных руд. В меньшей степени развиты плитообразные тела, свиты жил, системы прожилков, прилегающие к прожилково-вкрапленным зонам и крупным жилам, а также метасоматические кварцевые тела сложной морфологии. Рудные тела

испытывали послерудные деформации, выраженные в дроблении, будинаже, смещении рудных залежей, цементации их милонитовыми швами и рудной брекчией. В разлинзованных, будинированных рудах нередко наблюдается перекристаллизация, переотложение сульфидов и кварца.

Рассмотренное многообразие геолого-генетических моделей отражает естественное многообразие условий формирования месторождений золото-сульфидно-углеродистой серии формаций. Они образуют закономерный, обусловленный причинно-следственными связями, единый конвергентный ряд в пределах обширного экзогенно-эндогенного класса месторождений цветных и благородных металлов.

Говоря о причинно-следственных связях, определяющих структурирование указанного конвергентного ряда, необходимо подчеркнуть, что они отражают иерархическую систему явлений различных рангов. В их числе: масштабы и условия экстрагирования металлов из земной коры на путях транзита флюидов; геодинамические обстановки формирования металлогенических провинций, рудных районов и узлов, рудных полей и месторождений.

Исходя из приведенной группировки моделей конвергентного ряда, первичные источники рудного вещества, как и регенерационные растворы, участвуют в процессе формирования рудных концентраций. В общем виде выделяются два этапа рудоконцентрации.

В первый этап источниками как рудного вещества, так и растворов служат «первичные» флюиды мантийного или (и) корово-магматического происхождения, которые попадая в бассейны осадконакопления образуют стратиформную непромышленную концентрацию металлов. Содержание золота в сульфидах стратифицированных горизонтов «вкрапленных руд» варьируют в широких пределах от 10—20 мг/т до 1,5—2 г/т. Расчеты показывают, что их объемы в процессе последующей регенерации могут быть вполне достаточными для формирования крупных, а иногда и уникальных по запасам, месторождений со средними содержаниями золота от 2,5—3 до 5—7 г/т и более.

Формирование промышленных концен-

траций руд из «первичных источников», в рассмотренных выше гидротермально-осадочной (Кокпатаасс) и элизионно-катагенетической (Бақырчик) моделях месторождений, требует специфической обстановки в области рудоотложения, а именно — застойного (восстановительного) режима водообмена и устойчивых Р—Т параметров. Эти условия наиболее полно реализуются в «остаточных» прогибах мезо-миогеосинклиналей на позднегеосинклинально-предорогенном этапе формирования подвижных поясов.

При формировании элизионно-катагенетических месторождений растворение рассеянного рудного вещества, его переотложение и концентрация на геохимических барьерах (например, углеродистые, карбонатно-углеродистые горизонты) реализуется в закрытых системах при длительном развитии пара-диффузионного (файлюационного) процесса.

Источниками рудного вещества на втором этапе при формировании регенерированных руд метаморфогенно-гидротермального и плутоногенно-гидротермального типов являются: крупнообъемные рассеянные руды первого этапа, конкреционные и вкрапленные «рудные» горизонты, а также эксгаляционные «первичные» месторождения.

Отложение рудного вещества в различных литолого-структурных позициях в условиях приближенных или удаленных от гранитоидных плутонов осуществляется при различных Р—Т параметрах флюидных систем и при различной активности металлов в растворах, что в конечном итоге определяет как морфоструктурное, так и минеральное многообразие руд и метасоматических образований [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванкин П.Ф., Ажгирей Д.Г., Назарова Н.И. Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылкумов и Нуратинского хребта // Сов.геология. 1984. № 3. С. 67—71.
2. Курбанов Н.К., Арифулов Ч.Х., Ехиванов В.А., Романов В.И. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения терригенных комплексов // Руды и металлы. 1992. «Стартовый номер». С. 54—61.
3. Прогнозирование и поиски месторождений золота. Нарсеев В.А., Курбанов Н.К., Константинов М.М. и др. — М.: ЦНИГРИ, 1989.

Kurbanov N.K., Arifulov Ch.H., Kucherevski P.G., Romanov V.I., Kukshev V.I., Vishnevskaya N.A., Zvereva Ye.A.

GEOLOGICAL-GENETIC MODELS OF GOLD DEPOSITS IN CARBONACEOUS TERRIGENOUS COMPLEXES

Environments of gold deposits formation in carbonaceous-terrigenous complexes constituting a single convergent series of polygene-polychronous structures are considered, their main ore-forming types are identified: stratiform gold-sulfide-pyrite ones, gold-quartz-sulfide impregnated-veined, gold-quartz veined-streaky and stockwork; geological-genetic models are characterised.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ УСКОРЕННЫХ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОССЫПЯХ

ЦНИГРИ разработан эффективный комплекс экспрессного прогноза и поисков золота в корях выветривания и связанных с ними россыпях, позволяющий последовательно сужать площади опоскования до выявления промышленно золотоносных участков.

Отработка этих типов месторождений золота характеризуется высокой экономической эффективностью в связи с возможностью быстрого освоения их при сравнительно небольших капиталовложениях.

Комплекс состоит из ряда геоморфологических (структурно-формационный, металлогенический, шлиховой, структурно-геоморфологический), геофизических (частотных электромагнитных зондирований, измерений электромагнитных полей промышленной частоты, вызванной поляризации и магниторазведки), минералого-геохимических (определение окорудных, метасоматических, минералогических, геохимических ореолов рассеяния рудогенных элементов, легкоподвижных ионов и потенциалов).

Картируются последовательно от масштабов 1:200000 до 1:2000 эрозионно-структурные и денудационные депрессии в зонах разломов глубокого заложения, зоны карста, потенциально золотоносные отрезки палеодолин, линейно-площадные коры выветривания и карманы в них, элементы строения древнего погребенного рельефа (карстовые депрессии и воронки, погребенные долины, террасы), рудоносные участки и рудные тела в корях выветривания.

С помощью предлагаемого комплекса также проводится прогноз первичного золотого оруденения.

Применение комплекса позволяет значительно сократить объемы буровых работ.

Комплекс опробован на золотоносных корях выветривания и россыпях Северного Урала, Западной Сибири, на юго-востоке Якутии.

Вид реализации: ноу-хау, инжиниринг.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе. 49. В. ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411/412:550.812.1

© Коллектив авторов, 1994

ПОИСКИ СКРЫТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРИЗНАКОВ РЕГЕНЕРАЦИИ РУД

М. М. КОНСТАНТИНОВ, Т. Н. КОСОВЕЦ, С. Ф. СТРУЖКОВ, В. М. ШАШКИН
(ЦНИГРИ)

Пострудные дайки, жилы, тектонические нарушения, пересекающие на глубине рудные тела, сопровождаются на поверхности локальными аномалиями рудогенных элементов. Ореолы формируются путем переотложения вещества из рудных тел и служат индикатором скрытого оруденения. Новый поисковый «метод индикаторов» иллюстрируется на примере месторождений Северо-Востока России и Средней Азии.

Исследователи месторождений цветных и благородных металлов Г.Шнейдерхен, Е.А.Радкевич, И.Н.Томсон, И.Р.Плимер, Н.В.Петровская, М.С.Сахарова, И.А.Брызгалов и многие другие неоднократно отмечали признаки регенерации (переотложения) рудного вещества [12, 17, 7, 10]. Идея использовать их для поисков с практической апробацией привела авторов к разработке совокупности приемов, названных методом индикаторов. В этом методе использованы признаки частичного переотложения вещества скрытых рудных тел в надрудное пространство под воздействием магматических, гидротермальных и тектонических процессов.

Предшествующие исследователи уже предпринимали попытки использовать ореолы переотложения при поисках скрытых месторождений цветных и черных металлов. Одним из первых, предложивших опробовать тектонические нарушения при поисках скрытого оруденения, был, по-видимому, Я.Н.Кутина [4], который на примере рудных жил в Пршибраме (Чехия-Словакия) установил, что повышенные концентрации в зальбандах безрудных участков жил и нераскрытых трещин являются геохимическим критерием скрытого оруденения. Впоследствии К.В.Радугин, Е.В.Ярошинский [8] было предложено

использование ксеногенного магнетита в пострудных дайках диабазовых порфириров при поисках «слепых» железорудных месторождений контактово-метасоматического типа. На колчеданных месторождениях В.Г.Шигаревым, Г.Н.Пшеничным [11], Е.В.Ярошинским [13] и В.М.Рыфтиным [9] проводилось геохимическое опробование пострудных даек с целью увеличения глубинности поисков. Таким образом, использование минералогических и геохимических ореолов переотложенного рудного вещества в пострудных дайках и разрывных нарушениях ранее уже предлагалось на других типах месторождений, однако не получило широкого применения.

Разработанный авторами [14] метод индикаторов включает в себя специализированное опробование пострудных геологических тел — «лифтов»: даек, разрывных нарушений, кварцевых жил (рис. 1).

При пересечении скрытого рудного тела пострудной дайкой перераспределение рудного вещества происходит под действием магматической ассимиляции, контактового метаморфизма и постмагматических гидротермальных растворов. Внутри рудного тела образуются зоны выноса и вторичного эндогенного обогащения, а в надрудной толще, на значительном расстоянии от рудного тела, — зоны эндогенного переотложения,

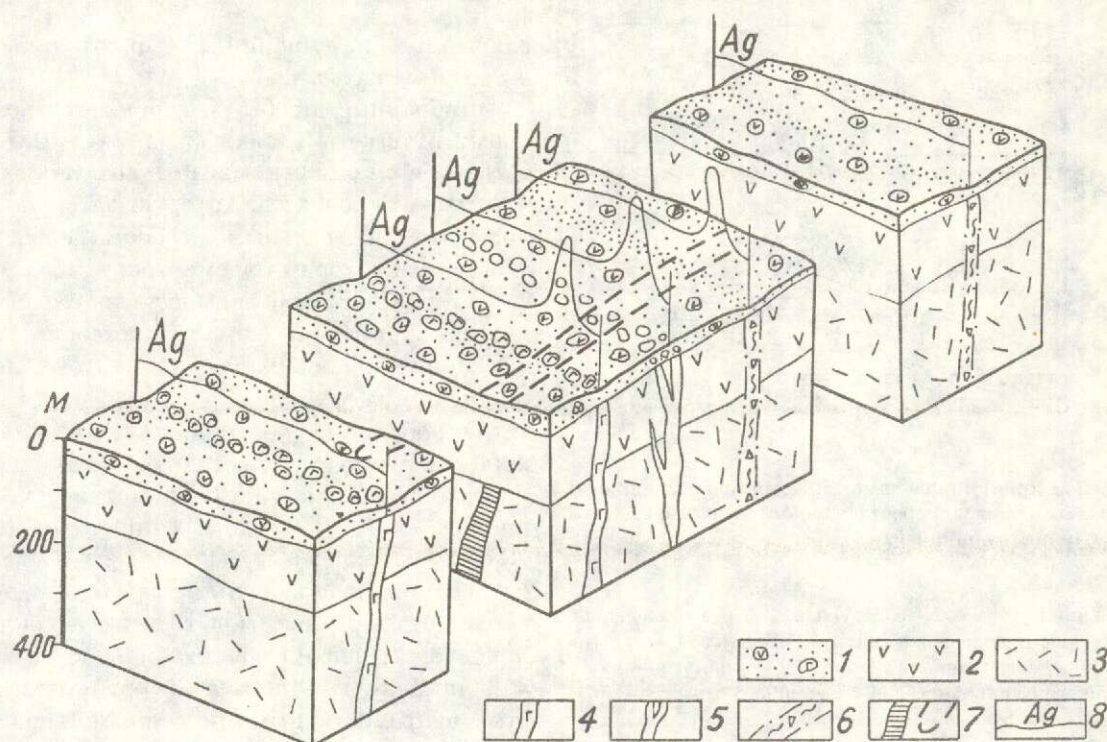


Рис. 1. Принципиальная схема локализации индикаторных ореолов серебра над скрытым рудным телом.

Толщи в разрезе: 1 — элювиальная; 2 — надрудная; 3 — рудовмещающая; пострудные геологические тела-«лифты»: 4 — базальтовая дайка, 5 — кварцевая жила, 6 — разрывное нарушение; 7 — рудовмещающий разлом; 8 — рудная жила

фиксирующиеся благодаря дайке-«лифту» (рис. 2).

Поиски по пострудным дайкам осуществляются следующим образом:

в рудном поле выделяются пояса пострудных даек на основе детальной геологической карты и изучения временных соотношений рудных тел и даек;

вдоль простирания даек располагающихся соответственно вкрест или диагонально простиранию перспективных на скрытое оруденение структур проводится минералого-геохимическое опробование (пробы истираются и анализируются спектральным способом) на Au, Ag, Sn, Pb, Zn, Cu и другие химические элементы;

одновременно осуществляется минералогическое картирование даек, в них отмечается наличие пиритизации и огипсования, предположительно указывающих на регенерацию вещества скрытых рудных тел. Для повышения достоверности картирования вкрапленной минерализации рекомендуется

анализировать материал даек на CO_2 , SO_4 и сульфидную серу;

отстраиваются геологические разрезы и анализируются эталонные соотношения в системе рудное тело — дайка — аномальная концентрация элементов-индикаторов. Результаты опробования за пределами эталонного участка выносятся на геологическую карту. По аномально высоким содержаниям анализируемых элементов можно судить о наличии на глубине скрытых рудных тел.

Вдоль зон разрывных нарушений, пострудных или подновленных в пострудное время, ведется специализированное опробование делювиального мелкозема. Обычно в таких зонах, пересекающих на глубине скрытые рудные тела, фильтруются подземные воды, которые частично окисляя руды, выносят к дневной поверхности элементы, образующиеся при их химической и частично механической (вследствие подвижек по разломам) дезинтеграции.

Наиболее обогащены индикаторными

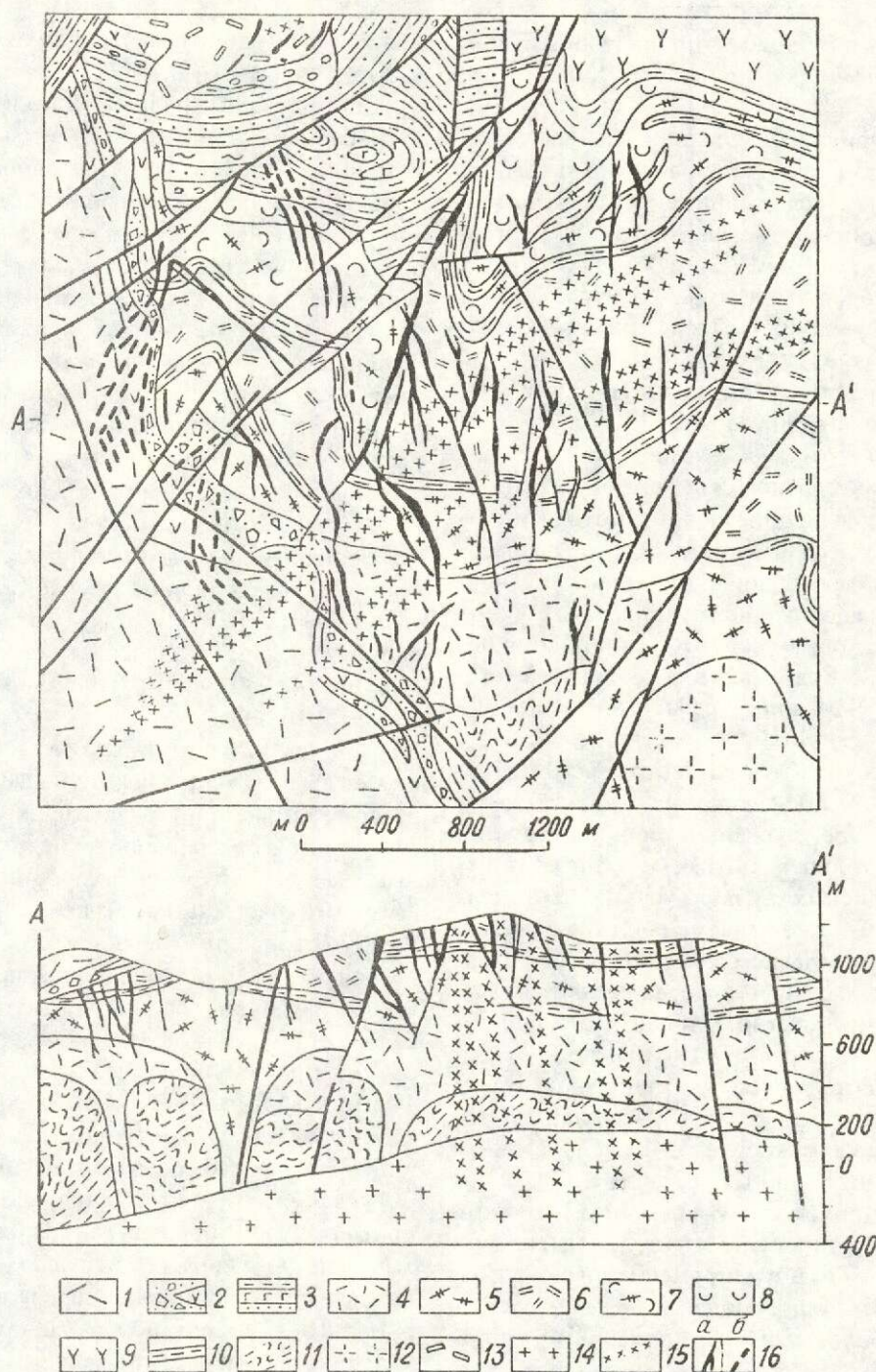


Рис. 3. Геологическая карта Дукатского золото-серебряного месторождения (по В.Е.Наташенко, 1992).

1 — верхнемеловые покровы риолитов; 2 — межформационный горизонт конгломерато-брекчий с покровами андезитов; 3 — нижнемеловые угленосные отложения с силлами андезито-базальтов, базальтов; нижнемеловая толща ультракалевых риолитов; 4 — мелкопорфировые риолиты, 5 — кристаллокластические игнимбриты риолитов, 6 — афировые риолиты, 7 — витрокластические игнимбриты риолитов, 8 — сферолоидные риолиты, 9 — риодациты, 10 — горизонты аргиллитов; 11 — триасовые сланцы, алевролиты; 12 — раннемеловые субвулканические невадитовые риолиты; 13 — позднемеровые субвулканические риолиты; 14 — биотитовые лейкограниты; 15 — дайки базальтов; 16 — рудные тела: а — выходящие на дневную поверхность, б — экранированные

серебра и/или других индикаторных элементов с помощью прибора РРК-103 «Поиск»;

оконтуривают площади распространения или отмечают точки находок кварца с повышенным содержанием серебра и/или других индикаторных элементов (по рентгено-радиометрическим данным) и отбирают из этих точек сколки на спектральный и пробирный анализы. Последний выполняет контрольную функцию;

по площадям распространения или точкам находок кварца с повышенным содержанием индикаторных элементов выделяют участки для поисков скрытого оруденения.

Примеры использования метода индикаторов. Метод индикаторов был разработан на месторождениях Дукатского рудного района, расположенного в пределах Охотско-Чукотского вулcano-плутоногенного пояса [3, 5], и ряде золото-серебряных месторождений Чаткало-Кураминской зоны Восточного Узбекистана.

Дукатское золото-серебряное месторождение локализовано в вулcano-купольной структуре, сложенной мощной рудовмещающей толщей кислых и ультракислых высококальциевых вулканитов раннего мела (рис. 3). Рудовмещающие риолиты с резким угловым несогласием залегают на терригенных породах триаса и перекрываются нижнемеловыми континентальными терригенными угленосными отложениями.

По бортовым частям купольной структуры развиты вулканиты верхнего мела, состоящие из нижней андезитовой и верхней риолитовой толщ. На глубине 1300 м под месторождением структурными скважинами вскрыт интрузивный массив лейкократовых биотитовых гранитов раннемелового возраста, сопровождающийся ореолами роговиков. Наиболее поздними (палеоген) являются пострудные дайки андезито-базальтов, образующие пояса шириной до 100—150 м и протягивающиеся на расстояние свыше 10 км. Рудные тела разбиты также серией пострудных разрывов.

Оруденение представлено сереброносными жилами и жильными зонами кварц-хлорит-адулярового (этап 1) и кварц-родонитового (этап 2) состава. Основные серебросодержащие рудные минералы: акантит, самородное серебро, кюстелит, пираргирит,

электрум. Средние содержания серебра — 300 г/т, золота — 0,8 г/т.

Сереброносные рудные жилы и жильные зоны раннего этапа приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и субмеридионального простирания, а жилы позднего этапа — к разрывам северо-западного простирания. Отмечается приуроченность большинства рудных тел к верхней части разреза рудовмещающей вулcanoгенной толщи, сложенной флюидальными фельзитами и витрокластическими игнимбритами. Рудные тела экранируются нижнемеловой углисто-алевролитовой толщей (континентальной молассой) и ниже-верхнемеловой толщей андезитового состава.

Западный фланг месторождения представляет собой эталонный участок со скрытым оруденением, в котором сосредоточено около 25 % всех запасов месторождения. Мощность надрудной толщи составляет 150—250 м.

При разведке Дукатского месторождения были получены убедительные данные о резком возрастании в пострудных дайках содержания серебра вблизи контактов с рудными телами. При пересечении дайки с высокими содержаниями серебра (или с пленочным самородным серебром) горной выработкой по падению этой дайки в дальнейшем вскрывалось, как правило, богатое рудное тело. Установлено, что основные количества серебра в дайках присутствуют в самородной форме в виде многочисленных примазок и тонких пленок по трещинам. Пластинчатая и пленочная морфология самородного серебра указывает на возможную гипергенную природу рудного вещества. Вблизи контактов даек с рудой в интервале 0,5—1 м наблюдается обогащение серебром пород и руд в 10—100 раз по сравнению с более удаленными участками; далес располагается менее отчетливо выраженная зона выноса (рис. 4). На верхних уступах Дукатского карьера в приконтактных частях даек андезито-базальтов развиты гипсовые прожилки с вкрапленностью пирита. Возможно причина их появления связана с внедрением даек в обогащенные метеорными водами туфы, что способствовало активной низкотемпературной гидротермальной деятельности с процессами переотложения серы сульфид-

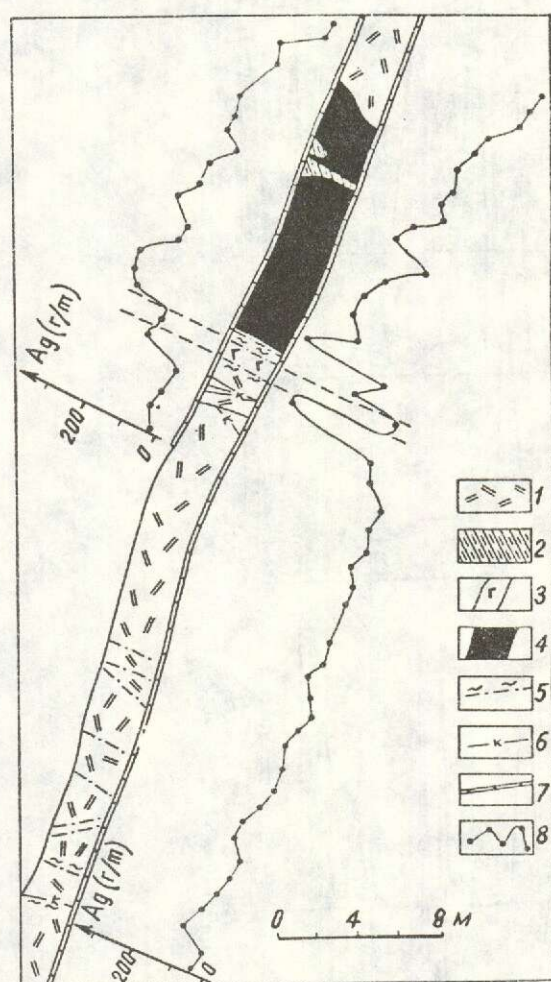


Рис. 4. Ореолы вторичного эндогенного обогащения в контактах пострудной дайки андезито-базальтов (план горизонта штольни).

1 — фельзиты риолитов; 2 — алевролиты; 3 — дайка андезито-базальтов; 4 — жила кварц-полевошпат-хлорит-сульфидного состава; 5 — разрывные нарушения; 6 — кварцевые прожилки; 7 — линия бороздowego опробования; 8 — график содержаний серебра, г/т (по данным пробирного анализа)

ных минералов рудных тел в сульфидной (пирит) и сульфатной (гипс) форме.

Проведенное опробование пояса пострудных даек андезито-базальтов, проходящего через Дукатское рудное поле (см. рис. 3), показало, что при пересечении золото-серебряных рудных тел в дайках возрастают содержания всех рудогенных элементов (серебра, свинца, меди, цинка, олова и других), особенно серебра и свинца (рис.

5). «Пилообразный» вид графиков элементов по профилю обусловлен тем, что аномальные участки отвечают не только скрытым и эродированным рудным телам, но и зонам рассеянной минерализации. Часть максимумов связана с зонами хлоритовых метасоматитов, сопровождающихся слабопродуктивной олово-серебряной минерализацией (в западной части разреза). Однако последние легко отбраковать по совпадению максимумов серебра и олова и наличию выходов хлоритовых метасоматитов. Содержания серебра в индикаторных ореолах над скрытыми рудными телами (в центральной части разреза) превышают местный геохимический фон (0,07 г/т) в 8—20 раз, свинца — в 8—30 раз (при фоне 0,004 %). Сдвиг максимумов свинца и серебра друг относительно друга в пределах одних и тех же аномалий, особенно хорошо фиксирующийся в случае наклонного залегания рудных тел, позволяет предполагать зональное строение регенерационных ореолов. Ширина индикаторных ореолов этих элементов составляет 300—500 м. В пределах одного ореола зачастую находится несколько рудных тел, что позволяет предполагать рассеивание рудного вещества в ходе регенерации. Это особенно хорошо видно на примере эродированных рудных тел (восточная часть разреза). В то же время изолированное скрытое рудное тело (в центральной части разреза) фиксируется отчетливой локальной аномалией. Таким образом, разрешающая способность метода позволяет фиксировать как отдельно расположенные скрытые рудные тела, так и их группы, но не дает возможности различать отдельные тела в группе. Интенсивность индикаторных ореолов прямо пропорциональна глубине залегания скрытых рудных тел: при глубине 250 м максимальные значения содержаний серебра в аномалии превышают геохимический фон в 8 раз, а при глубине 100 м — в 20 раз. Имеемые данные по содержаниям золота показывают, что в большинстве случаев его количество в дайках находится ниже чувствительности определений (0,002 г/т). Учитывая, что коэффициент рассеивания серебра в индикаторных ореолах (отношение среднего содержания в рудах к среднему содержанию в индикаторном ореоле) составляет $300 \text{ г/т} : 0,5 \text{ г/т} = 600$, можно

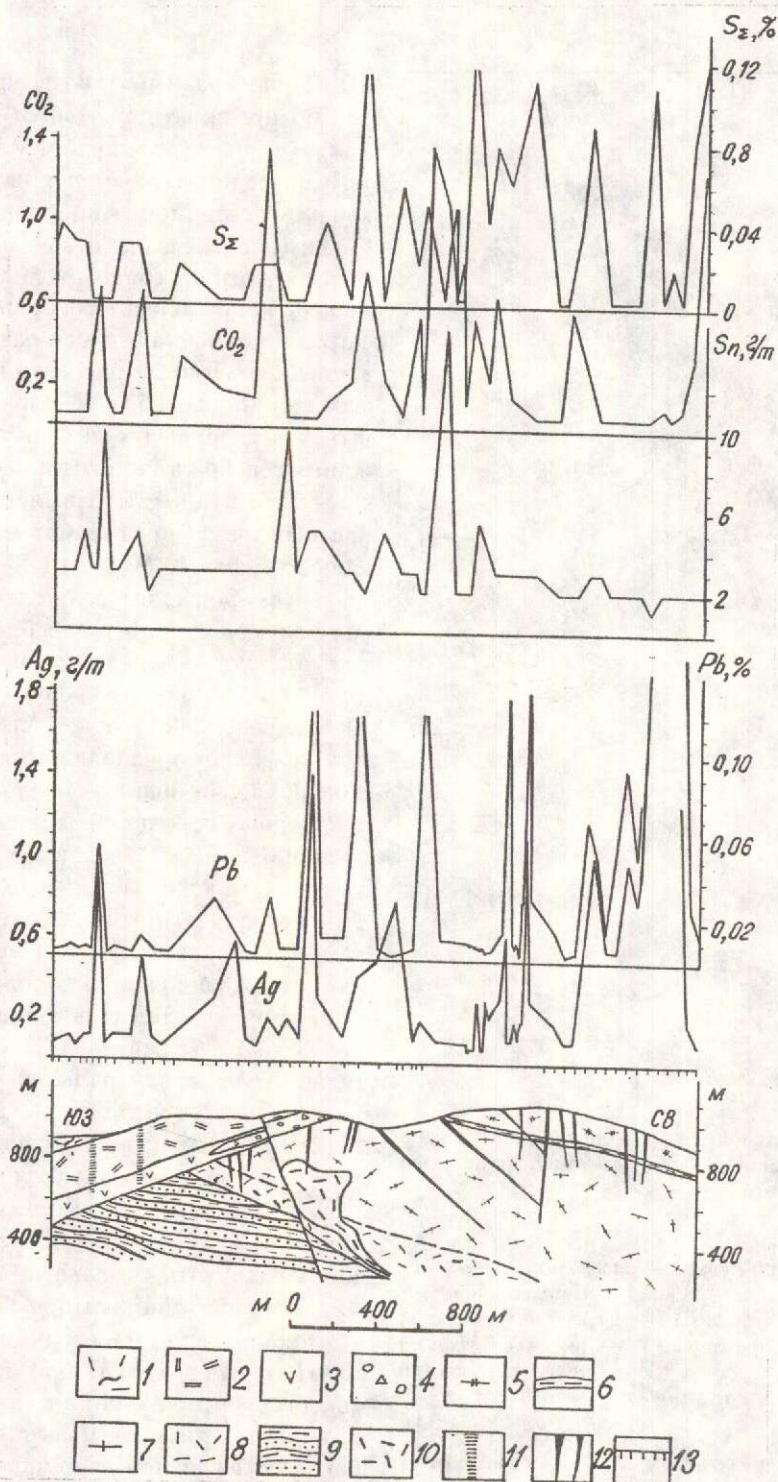


Рис. 5. Индикаторные геохимические ореолы в пострудных дайках андезито-базальтов по профилю через Дукастское месторождение (дайки находятся в плоскости разреза и поэтому не показаны):

надрудная верхнемеловая толща: 1 — флювиальные риолиты, 2 — фельзиты риолитов, 3 — андезиты и туфы андезитов, 4 — конгломерато-брекчии; рудовмещающая нижнемеловая толща: 5 — витрокластические игнимбриты риолитов, 6 — горизонт алевролитов, 7 — кристаллокластические игнимбриты риолитов, 8 — мелкопорфировые риолиты; 9 — подрудная верхнетриасовая толща: алевролиты, песчаники; 10 — раннемеловые субвулканические риолиты; 11 — линейные зоны хлоритовых метасоматитов; 12 — рудные тела; 13 — точки опробования

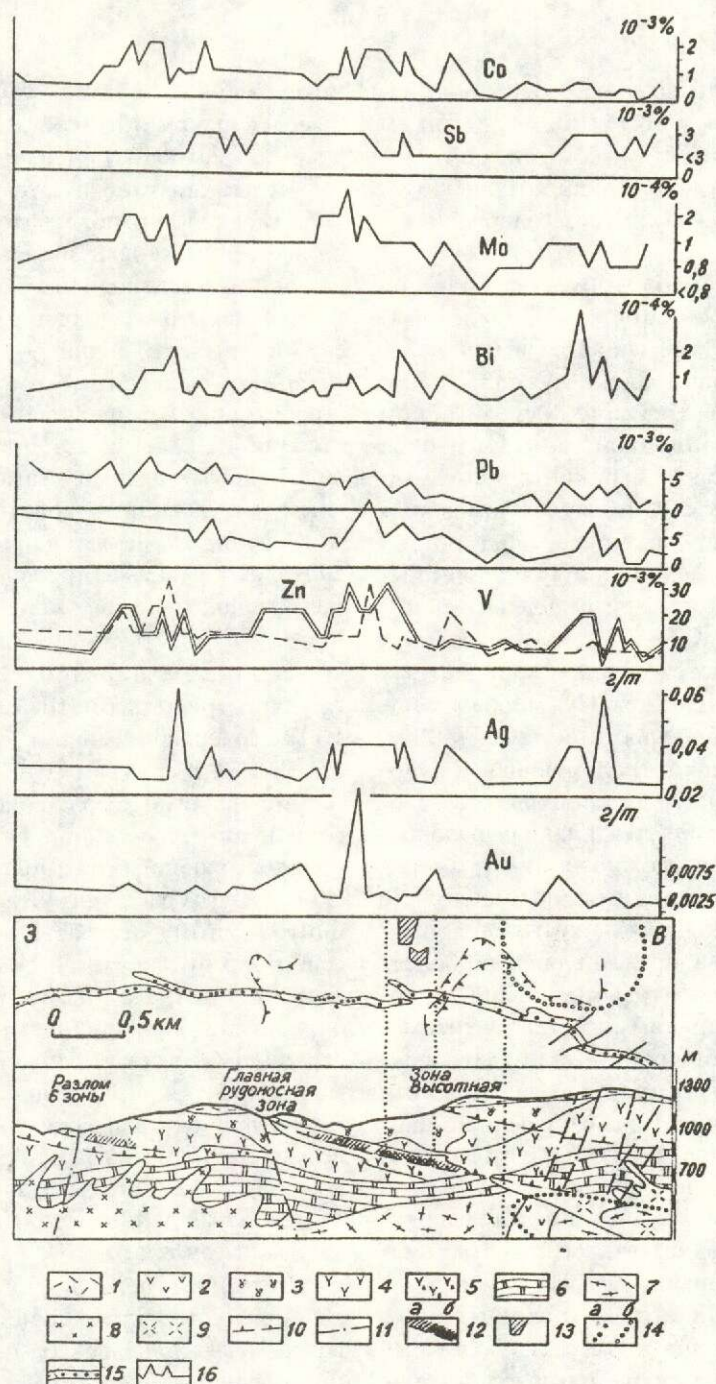


Рис. 6. Геохимический профиль по субширотной дайке гранодиорит-порфиров Каульдинского рудного поля.

1 — кластолавы, туфолавы, туфы дацитового состава, конгломераты, песчаники, С₂-3; 2 — лавы, туфы, туфолавы андезито-дацитовых порфиров, С₂ак3; 3 — субвулканические андезито-дацитовые порфиры, С₂ак2; 4 — лавы, лавобрекнии, туфы андезитовых, андезито-базальтовых порфиров, С₂ак1; 5 — субвулканические брекнии андезитовых порфиров, С₂ак1; 6 — известняки с прослоями доломитов, С₁; 7 — кварцевые порфиры, D₁-2; 8 — сиенито-диориты, монцититы алмалыкские, С₂; 9 — гранодиорит-порфиры, С₃-P₁; 10 — пологие вулканотектонические структуры каульдинского типа; 11 — тектонические нарушения; 12 — минерализованные структуры (а), рудные зоны (залегания) каульдинского типа (б); 13 — проекция рудных тел каульдинского типа на поверхность; 14 — контур молибденово-золото-медного штокверка (а), его проекция на поверхность (б); 15 — точки отбора проб в дайке гранодиорит-порфиров, T₁(?); 16 — геохимические профили по дайке гранодиорит-порфиров

предположить, что среднее содержание золота будет $0,8 \text{ г/т} : 600 = 0,001 \text{ г/т}$. Таким образом, на Дукатском месторождении золото не информативно в индикаторных ореолах, вследствие низких его содержаний в рудах.

Каульдинское золоторудное поле, по данным Ж.Н.Кузнецова, В.В.Сидорова, Н.Н.Дабижи [5], размещается в центральном тектоническом блоке Алмалыкского рудного района Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоны. Этот блок представляет собой грабен, контролируемый зоной продольных глубинных разломов вулканогенно-тектонического пояса. Выполнена структура преимущественно вулканогенными породами андезитовой и андезито-дацитовой формаций, C_2-C_{2-3} , из-под покрова которых обнажаются «окна» карбонатных пород среднего палеозоя. Суммарная мощность пород в грабене достигает 300—800 м.

Основной рудоконтролирующей и рудовмещающей структурой для скрытого золотого оруденения является Главная рудонесная зона (ГРЗ), прослеживаемая в субмеридиональном направлении на несколько километров и падающая на восток под углами 10—45°. Зона представлена карбонат-гидрослюдисто-хлоритовыми, кварц-гидрослюдистыми и кварцевыми метасоматитами, развитыми по субвулканическим лавобрекчиям и кластолам андезито-дацитового и андезитового состава (рис. 6). Средняя мощность кластолла порядка 80 м. Субпластовое золотое оруденение приурочено к зонам предрудных кварцевых, кварц-гидрослюдистых, кварц-карбонат-гидрослюдистых метасоматитов, с линзами, гнездами, прожилками молочно-белого халцедоновидного кварца и кальцита, характеризующимися повышенными концентрациями золота (до 1 г/т в участках с непромышленным оруденением, 3—15 г/т — в рудных телах). Морфология рудных тел линзообразная, в плане они имеют неправильно-изометричные очертания; их падение обычно согласное с падением рудовмещающих толщ. Располагаясь на разных стратиграфических уровнях, золото-кварцевые линзовидные залежи в плане не совпадают друг с другом.

Золоторудные промышленные тела в Главной рудной зоне размещаются на расстоянии примерно 500 м друг от друга в

интервале глубин 200—500 м, минимальные их параметры составляют несколько десятков метров в поперечнике.

Руды характеризуются усложненными колломорфными, полосчато-крустификационными и брекчиевыми текстурами. Сложены они халцедоновидным кварцем, адуляром, кальцитом с вкрапленностью и полосками пирита, реже — халькопирита, галенита, сфалерита, самородного золота. Продуктивный минеральный комплекс (золото-пирит-кварцевый) представлен убогосульфидными рудами с самородным дисперсным и пылевидным золотом, образующим микровключения в кварце, карбонате и сульфидах. Часть самородного золота имеет коллоидное и метаколлоидное происхождение.

Рудные тела окаймлены кварц-гидрослюдистыми метасоматитами мощностью до 10 м с содержаниями (в г/т) золота — 0,2, серебра — 0,3, сурьмы — 20.

Морфология ореолов околорудных метасоматитов и собственно рудных подчинена контролирующим их пологим тектоническим структурам, погружающимся на глубину. Поэтому исследование ореолов целесообразно проводить по скважинам. На поверхности же литогеохимическое опробование при мощности широко распространенных рыхлых отложений более 10 м малоэффективно. В связи с этим была предпринята попытка выяснить в таких условиях возможности метода индикаторов в «дайковом варианте» и сопоставить полученные результаты с данными по глубинным геохимическим ореолам.

В рудном поле выделяется несколько различных по составу серий даек триасового возраста — диабазовых порфиритов, сиенит-порфиритов, фельзитов, кварцевых порфиритов. Дайки пересекают все развитые на площади вулканогенные породы карбонового возраста и золоторудные тела, происхождение которых связывается с процессами вулканизма.

В центральной части рудного поля была опробована мощная протяженная дайка гранодиорит-порфиритов, T_1 субширотного простирания, хорошо прослеживаемая на местности. На протяжении 4,5 км по простиранию дайки отобрано сорок восемь проб (см. рис. 6). В плане дайка пересекает ряд поло-

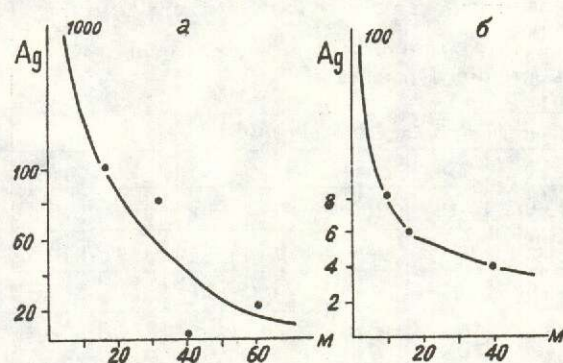


Рис. 7. Зависимость концентраций серебра в милинтах от расстояния до рудного тела, пересекаемого разломом:

А — богатого, с содержанием в руде 1000 г/т серебра; Б — бедного, с содержанием в руде 100 г/т серебра (см. табл. 2)

гих рудных тел каульдинского типа субмеридионального простираения; на поверхности — Главной и Высотной, а на глубине, предположительно — в Меридиональной и левобережной зонах.

В результате проведенных работ и построения графиков концентрации рудных элементов по дайковому профилю установлены несколько интервалов, обогащенных рудогенными элементами. При сопоставлении их с геологической ситуацией мы пришли к заключению, что геохимические ореолы вдоль дайки фиксируют не только скрытое золото, но и фланги локализованного в нижнем структурном ярусе молибденово-золото-медного оруденения порфирового типа и его геохимический ореол.

В рудном поле, по данным Е.З. Мещанинова, развито три типа эндогенных геохимических ореолов, соответствующих молибденово-золото-медной, свинцово-цинковой и золотой минерализации.

Содержания большинства элементов в послерудной дайке в целом на порядок ниже, чем в эндогенных ореолах, сопровождающих различные типы минерализации. Поэтому при анализе данных важна не интенсивность их концентраций, а тенденция изменчивости этих концентраций по пройденному профилю. По сравнению с кларком золота в земной коре, превышающем местные фоновые содержания в средних и кислых изверженных породах в 1,5—2 раза, содержания золота в дайке находятся на

уровне 0,5—1,5 кларка (0,002—0,006 г/т). На уровне кларковых находятся также содержания Cu, Ag, Co, Ga, Sn, Mn, В. На порядок выше кларка установлены концентрации Zn, Mo, Sc, на два порядка — Bi, Sb.

Аномальные участки, в разной степени контрастные относительно «фона», выделяются отчетливо по ряду элементов, как ореолообразующих для золотого оруденения (Au, Ag, Sb, Mo), так и устанавливаемых в рудоносных зонах в повышенных содержаниях, но дающих узкие и нечеткие ореолы.

При этом участку пересечения дайкой фланговых частей линзообразных золотоносных кварцевых метасоматитов в пологих сбросо-сдвигах (центральная часть профиля) отвечает комплексная геохимическая аномалия, в которую входят Au, Pb, Zn, Cu, Mo, Hg, Bi, Sb, а также Co, Ni, Ga, V, Ba. Содержания золота при этом в единичных пробах на порядок выше кларка.

Скрытому штокверковому молибденово-золото-медному оруденению порфирового типа, предположительно пересекаемому дайкой также на фланге (восточная часть профиля), соответствует сходный набор элементов, но с добавлением серебра.

Пересечению на глубине дайки и минерализованного разлома (западная часть профиля) отвечают повышенные в дайке содержания Ag, Zn, Bi, Mo, а также Co, Ga, V.

В мультипликативных показателях сигнал скрытого оруденения усиливается. В целом набор элементов в трех аномальных участках очень близок, но интенсивность и ширина ореолов различны. Наиболее контрастно проявленные в дайке ореолы золота, цинка, меди, молибдена свойственны собственно золотому оруденению. Комплексное оруденение порфирового типа характеризуется интенсивно проявленными индикаторными ореолами висмута, при меньших, по сравнению с предыдущим типом, параметрах ореолов золота, меди. Зона минерализованного разлома также отличается слабоконтрастными аномалиями цинка, висмута, молибдена и др. Такие элементы как серебро, свинец, сурьма присутствуют практически во всех аномальных участках в слабо повышенных и близких по значениям концентрациях. Параметры и пространственные соотношения индикаторных ореолов Au и Ag, Ag и Pb-Zn и других элементов

1. Распределение индикаторных элементов в парамагнитной (1) и немагнитной (2) фракциях милонитов Восточного разлома

Пробы	Фракция	Содержания элементов, г/т (Mn, Ca — в %)											
		Ag	Ba	Be	Co	Cu	Pb	Sn	Zn	Mo	Zr	Mn	Ca
В-5	1	80	20	2	—	10	200	10	200	10	30	0,04	0,5
	2	40	30	1	—	<10	100	10	—	10	30	0,02	0,5
В-7/1	1	80	20	6	40	300	>1000	—	2000	10	80	>1,0	0,5
	2	3	—	4	—	60	600	—	1000	<10	40	0,1	0,5

Примечание. Пробы проанализированы в спектральной лаборатории ЦНИГРИ, аналитик И.Ершова.

свидетельствуют об их зональном строении относительно первичного источника на глубине (рудного тела или его эндогенного ореола) (см. рис. 6).

Выполненное опробование показало, что потенциально рудоносные пологие тектонические структуры каульдинского типа в целом, а также интервалы, перспективные на скрытое оруденение, четко фиксируются на поверхности в послерудных дайках. Это отмечается даже в тех случаях, когда пересечение рудных зон дайками происходит на глубине до 200—300 и более метров. Разбровка аномальных участков, на основе анализа эталонов, возможна по ассоциациям ореолообразующих элементов и их ранжированным рядам.

В итоге опытно-методические работы, проведенные в Дукатском и Алмалыкском районах, показали высокую эффективность опробования пострудных даек при поисках скрытого оруденения в масштабе 1:10000. Глубинность поисков составляет более 200 м. Разрешающая способность позволяет выделять как отдельные скрытые рудные тела, так и их группы.

В рудных полях, где пострудные дайки отсутствуют или концентрируются в пределах сравнительно узких поясов, рекомендуется опробование пострудных разломов.

На Дукатском месторождении пострудные разломы смещают рудные тела в плане. В милонитах разломов отмечаются окатанные обломки руд. Было проведено геохимическое минералогическое изучение милонитов из зоны крупного разлома северо-восточного простирания (Восточный разлом), пересекающего скрытые и эродированные

рудные тела различного состава. Чтобы избежать разубоживания материала, пробы милонитов отбирались только из подземных горных выработок. Минералогический анализ фракции +0,5—0,25 мм протоочных проб милонитов, отмытых в лотке, показал, что основную часть материала в зоне разлома составляют оксиды и гидроксиды железа и марганца, а также различные минералы сильно дезинтегрированных горных пород (сростки составляют очень невысокий процент), метасоматитов и руд. Среди последних отмечаются сульфиды (преимущественно пирит) и кварц. Для сравнения отметим, что проба из рудного тела в точке его пересечения разломом состоит из пирита (80 %), кварца (15 %) и хлорита (5 %). По данным спектрального полуколичественного анализа, милониты этого разлома, пересекающего большое количество рудных тел, отличаются повышенными содержаниями серебра, бериллия, марганца, свинца; в некоторых пробах повышены также содержания меди и цинка (табл. 1).

Повышение в 2—20 раз концентраций серебра и других рудогенных элементов в электромагнитной фракции проб по сравнению с немагнитным остатком (табл. 2) подтверждает, что минералами-концентраторами рудогенных элементов служат оксиды и гидроксиды железа и марганца. Уровень концентраций рудогенных элементов существенно зависит от состава пересекаемого рудного тела. Так, вблизи родонит-кварцевых рудных тел в милонитах заметно повышены содержания кальция и марганца, а содержания серебра в индикаторном ореоле убывают по мере увеличения расстояния от

2. Зависимость содержаний индикаторных элементов в парамагнитной фракции милонитов из Восточного разлома (по поверхности) от расстояния до рудного тела, его состава и продуктивности

Пробы	Состав рудного тела; среднее содержа- ние в нем се- ребра в месте пе- ресече- ния с разломом	Рассто- яние от точ- ки оп- робова- ния до рудно- го те- ла, м	Содержания элементов, г/т (Mn, Ca — в %)											
			Ag	Ba	Be	Co	Cu	Pb	Sn	Zn	Mo	Zr	Mn	Ca
B-1	Родонит-	40	4	—	3	—	<10	100	—	400	—	40	>1,0	2,0
B-2	кварце- вое, 200	10	8	—	40	—	<10	60	—	1000	10	40	>1,0	3,0
B-3	г/т	15	6	100	2	10	<10	30	—	300	10	100	1,0	2,0
B-4	Сульфид-	40	2	20	1	—	<10	20	—	10	40	200	0,02	0,5
B-5	но-кварце- вое, 1000	30	80	20	2	—	10	200	10	200	10	30	0,04	0,5
B-6	г/т	15	100	40	4	—	200	400	—	300	10	80	0,1	0,5
B-7	Родонит- кварцевос 1000 г/т	60	20	40	4	—	100	1000	—	3000	10	60	>1,0	0,5

Примечание. Пробы проанализированы в спектральной лаборатории ЦНИГРИ, аналитик И.Ершова.

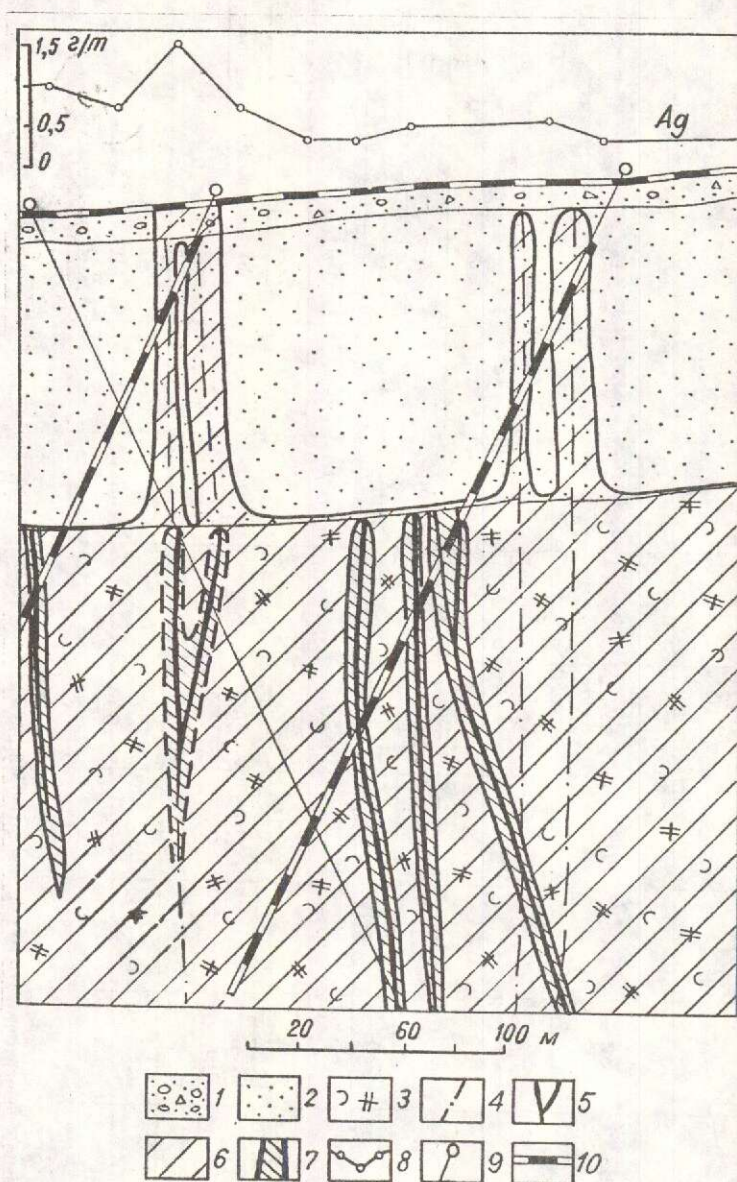


Рис. 8. Литогеохимический профиль через скрытое оруденение (рудное тело Дукатского месторождения).

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — экранирующая терригенная толща; 3 — рудовмещающая кислая вулканогенная толща; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудные тела; ореолы серебра: 6 — 1—10 г/т, 7 — больше 10 г/т; 8 — содержания серебра по литогеохимическому опробованию; 9 — скважины; 10 — опробованные интервалы.

рудного тела-источника (см. рис. 1). Полученные кривые (см. рис. 7) характеризуют эту зависимость как близкую к обратной экспоненциальной. Отмечена также отчетливая связь между концентрациями полезных компонентов в милонитах и продуктивностью рудных тел в участках пересечения разломами. Например, в 10 м от рудного

тела, уровень концентраций серебра в котором около 200 г/т, содержания серебра в милонитах составляют 8 г/т; по мере удаления от рудного тела эти содержания вначале быстро падают до 6 г/т, а затем на расстоянии 40—60 м — меняются и становятся стабильными (см. рис. 7Б). Сходным образом в 15 м от более богатого другого

рудного тела, характеризующегося концентрациями серебра порядка 1000 г/т, содержание серебра в милонитах составляет 100 г/т (см. рис. 7А). При этом содержания полезных компонентов в разломах, пересекающих богатые и бедные рудные тела, существенно различаются даже на большом расстоянии от последних. В среднем концентрации серебра в милонитах в непосредственной близости (первые метры) от рудного тела снижаются на порядок по сравнению с концентрациями в руде, затем через 50 м — еще на один порядок и далее остаются на одном уровне. Таким образом, содержания серебра в милонитах в 100 м от скрытого рудного тела примерно в 100 раз ниже, чем в самом рудном теле. Проведенные исследования показали принципиальную возможность использования индикаторных ореолов в пострудных разломах при поисках скрытого оруденения. Вместе с тем, в условиях отсутствия коренных выходов или искусственных обнажений разломов, возникает необходимость применения разработанной нами методики специализированного опробования рыхлого мелкозема над зонами разрывных нарушений.

Преимущество предлагаемого способа над традиционным литогеохимическим опробованием по вторичным ореолам можно продемонстрировать на примере фрагмента эталонного участка со скрытым оруденением на западном фланге Дукатского месторождения (рис. 8), не фиксируемого при традиционных литогеохимических поисках. Элювиальные и делювиальные отложения, а также экранирующая оруденение терригенная толща (общей мощностью 120 м) перекрывают рудовмещающую кислую вулканогенную толщу. Пострудные и подновленные в пострудное время разрывные нарушения пересекают на глубине скрытые рудные тела. Керна буровых скважин и элювиально-делювиальные отложения были опробованы методом пунктирной борозды с шагом 5 и 20 м соответственно. По данным опробования скважин, среднеинтенсивные ореолы серебра (1—10 г/т) характеризуют всю рудовмещающую толщу в целом, а в надрудной экранирующей толще проявлены исключительно вдоль новейших разрывных нарушений. Интенсивные ореолы серебра (более 10 г/т) и рудные тела в надрудную толщу не

проникают (по-видимому, это обусловлено относительно низким средним уровнем концентраций серебра в данном рудном теле — около 200 г/т). По данным традиционного литогеохимического опробования, элювиально-делювиальные отложения над скрытыми рудными телами характеризуются слабоинтенсивными, близкими к фоновым содержаниями серебра (0,5—1,0 г/т), проявленными в единичной точке над пострудным разрывным нарушением в западной части профиля (см. рис. 8). Фоновые содержания серебра над зонами разломов в восточной части профиля объясняются сильным разбавлением электромагнитного материала из этих зон посторонним немагнитным материалом (пробы анализировались по валовому составу, без выделения электромагнитной фракции). При этом необходимо учесть, что пробы отбирались по сгущенной сети (расстояние между точками опробования в профиле — 20 м против 50 м по «Инструкции ...», 1983» [2] и непрерывно (метод пунктирной борозды). Очевидно, что при дальнейшем разрежении сети вероятность попадания точки опробования в зону разрывного нарушения существенно уменьшится. Проведенное на данном участке опробование пострудных разломов по предлагаемому способу над всеми скрытыми рудными телами позволило выявить среднеинтенсивные (1—10 г/т) ореолы серебра.

Апробация предлагаемого метода на примере различных геохимических типов оруденения (табл. 3) показала, что ранжированные ряды комплексных аномалий в зонах пострудных разломов отражают состав пересекаемых рудных тел.

Таким образом, опытно-методические работы, проведенные в Дукатском рудном поле, показали высокую эффективность опробования пострудных разломов при поисках скрытого оруденения в масштабе 1:10000. В целом, глубинность метода по опробованию пострудных разломов оценивается нами величиной более 300 м. Разрешающая способность позволяет фиксировать как отдельные скрытые рудные тела, так и их группы.

При опробовании послепродуктивных кварцевых жил на Дукатском месторождении О.В.Артеменко [1], И.С.Расвской было установлено переотложенное самородное се-

3. Ранжированные ряды аномалий по результатам опробования разломов на объектах различных формационных типов

Формационный тип объекта	Состав руд	Название участка	Ранжированный ряд химических элементов
Au-Ag	Сульфидно-хлорит-полевошпат-кварцевый	Хрустальный	As > — Ag _{1,5} —Zn _{1,5} —Ba _{1,3} —Cu _{1,3} —Pb _{1,2}
	Сульфидно-родонит-полевошпат-кварцевый	Смелый	Ag ₂₅ —Pb ₂₃ —Cu ₁₀ —Mn ₁₀ —Mo ₁₀ —Zn ₈ —Be ₄ —Sn ₄
	Миаргирит-адуляр-кварцевый	Зеленый	Sb _{13,6} —As _{7,2} —Pb _{5,5} —Ag _{3,3} —Sn _{3,1} —Cu _{2,9} —Ba _{2,5}
	Пирит-кварц-карбонатный	Лунный	Ag—Pb—Cu—Hg
Ag-Pb-Zn	Сульфидно-хлорит-кварцевый	Лань	Ag ₁₂₀ —Sn ₄ ; Sn _{5,8} —Mn _{2,5} —Ag _{1,5} —Zn _{1,5} —Cu _{1,3} —Be _{1,3}
Ag-Sn	Сульфидно-хлорит-кварцевый	Напористый	Pb—Ag—As—Sb—Sn
	Кварц-сульфидно-хлоритовый	Холодный	Sn ₁₈₀ —Ag ₉₈ —As ₇ —Pb ₆₉ —Zn ₁₂ —Cu _{8,1} —Mn _{6,6}

ребро в ассоциации с друзовым и гребенчатым кварцем. Самородное серебро в кварце образует как самостоятельные выделения, так и сростания с переотложенными халькопиритом, галенитом и минералами серебра. Для регенерированного самородного серебра характерны уплощенные пластинчатые, чешуйчатые выделения размером до 0,5—1 см. Скопления регенерированного самородного серебра отличаются однородным внутренним строением, в его составе отсутствуют изоморфные примеси.

Этот факт подтверждает преимущество предлагаемого метода опробования слепопродуктивных кварцевых жил. Так, на участке Зеленый в северной части Дукатского рудного района известны многочисленные кварцевые развалы, которые трижды опробовались предшественниками (при проведении геологической съемки и при заверке аномалий АГСМ и литогеохимических). Однако лишь специализированное опробование кварцевых жил по описанной выше методике, с отнесением к аномальным проб с содержанием серебра более 50 г/т позволило выявить в белом крупнозернистом кварце спорадические высокие содержания серебра, предположительно связанные с пе-

рераспределением вещества скрытого рудного тела. Последующая проходка канав и буровых скважин подтвердила наличие слабоэродированного рудного тела мощностью до 5—6 м, которое в опробованных сечениях действительно не выходило на дневную поверхность (кварцевые развалы на дневной поверхности имели пострудный возраст), а другие его части были перекрыты мощными склоновыми отложениями.

Проведенные исследования свидетельствуют о достаточно высокой эффективности метода индикаторов для поисков скрытых рудных тел и их сближенных групп. Глубинность метода оценивается в 200—300 м. Для постановки работ требуется надежная геологическая основа, в частности, достоверно установленная последовательность геологических событий, включая историю развития магматизма, тектоники и место в этом процессе рудной минерализации.

При использовании метода желательна предварительная отработка эталонов, получение исходных данных по развитию процесса минералообразования, выявление продуктивных минеральных комплексов и их рудно-геохимического спектра.

Метод отличается большой «гибко-

стью», приспособляемостью к различным геологическим и ландшафтно-географическим условиям, имеются и большие перспективы для дальнейшего его развития. Необходимо продолжить разработку теоретических основ метода, поскольку реально геохимические профили и проведенное по ним опробование отражают интегральный эффект магматических, гидротермальных и частично приповерхностных факторов миграции рудного вещества. В этой связи также необходимо расширение круга хорошо изученных эталонов.

Основные результаты проведенных исследований таковы:

1. Разработанный авторами метод индикаторов, заключающийся в опробовании широкого спектра послерудных геологических образований — магматических, тектонических и гидротермальных — является новым, технологичным и эффективным методом поисков скрытых рудных тел месторождений золота и серебра.

2. Метод применим в разнообразных геологических обстановках, его глубинность оценивается в 200—300 м.

3. Применение метода эффективно в районах с хорошо изученными эталонами, где детально исследована и обоснована последовательность тектонических, магматических и гидротермальных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артеменко О.В. О минералогических особенностях регенерированных рудных минералов из сереброносных гидротермальных жил // Вестник МГУ. 1981. Сер. 4, геол. № 6. С. 93—97.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / С.В. Григорян и др. — М.: Недра, 1983.
3. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканических поясов мира. — М.: Недра, 1984.
4. Кутина Я.Н. Концентрация металлов в зальбандах безрудных участков жил и нераскрытых трещин — геохимический критерий для поисков скрытого оруденения (на примере рудных жил в Пришибраме, СССР) // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 377—410.
5. Мещанинова Г.С., Мещанинов Е.З. Распределение золота в минеральных комплексах месторождений Каульды // Зап. Узб. отд. ВМО. 1974. Вып. 27. С. 38—40.
6. Наталенко В.Е. Дукастское золото-серебряное месторождение // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Под ред. М.М. Константинова, И.С. Розенблума, М.З. Зиннатуллина. — М., 1992. С. 33—38.
7. Петровская Н.В. Интраминерализационное развитие деформации, перекристаллизации и переотложения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. — М., 1970. Вып. 87.
8. Радугин К.В., Ярошинский Е.В. Итоги и перспективы применения нового метода поисков «слепых» рудных тел с помощью изучения послерудных жил // Известия Томского политехнического института. 1964. Т. 127. Вып. 1. № 1. С. 179—183.
9. Рыфтин В.М. Использование геохимических особенностей даек для увеличения глубинности поисков и оценки колчеданных месторождений // Оценка прогнозных ресурсов скрытого эндогенного оруденения по данным геохимических работ. — М., 1983. С. 158—161.
10. Сахарова М.С., Брызгалов И.А. Важнейшие минерало-геохимические особенности вулканогенного золото-серебряного оруденения Северо-Востока Азии // Материалы 14-ой Тихоок. научной конференции. Владивосток, 1982. С. 141—147.
11. Шигарев В.Г., Пшеничный Г.Н. Геохимические особенности пострудных даек как поисковый критерий на слепые рудные поля колчеданного типа (на примере Сибайского месторождения, Южный Урал) // Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа, 1974. С. 3—96.
12. Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. — М.: ИЛ. 1957. С. 63—81.
13. Ярошинский Е.В. К поиску «слепых» полиметаллических месторождений // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1983. С. 157—160.
14. Konstantinov M.M., Dobrokhotova K.M., Strujkov S.F. Application of indicating haloes (signs of ore regeneration) for blind gold silver deposits prospecting // 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan. 24 Aug. -3 Sept. 1992. Abstracts. Vol. 3. P. 774.
15. Konstantinov M.M., Rosenblum I.S., Strujkov S.F. Types of silver epithermal deposits, Northeast Russia // Econ. Geol. 1993. Vol. № 7.
16. Panteleyev A. A Canadian Cordilleran Model for Epithermal Gold-Silver Deposits: Ore Deposits Models // Geoscience Canada Reprint Series. 1988. P. 31—44.
17. Plimer I.R. Hydrothermal mobilization of silver during retrograde metamorphism at Broken Hill, Australia // Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1980. № 10. P. 433—439.

Konstantinov M. M., Kosovets T. N., Struzhkov S. F., Shashkin V. M.

PROSPECTING FOR HIDDEN GOLD AND SILVER DEPOSITS USING EVIDENCE OF ORE REGENERATION

Post dikes, veins, faults intersecting orebodies at depth are accompanied by local anomalies of ore-forming elements at the surface. Aureoles are formed by redeposition of metals from ores and serve as indicators of hidden orebodies. A new «indicator method» designed for prospecting is illustrated with deposits of NE Russia and Middle Asia taken as examples

УДК 553.41:553.22

© Коллектив авторов, 1994

ВЕДУГИНСКОЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А. М. САЗОНОВ, А. Э. РОМАНОВСКИЙ, Г. И. ШВЕДОВ, С. И. ЛЕОНТЬЕВ,
Е. А. ЗВЯГИНА (Красноярский институт цветных металлов)

Впервые охарактеризовано золото-сульфидное оруденение в апосланцевых березитах Енисейского кряжа. Рассмотрены стадийность образования и минеральный состав руд; химический состав главных рудообразующих минералов; условия проявления золота в рудах.

В Енисейском кряже большая часть золото-рудных месторождений представлена кварцевыми жилами и жильными зонами. В последние годы объектами поисковых и разведочных работ в регионе являются метаморфогенно-метасоматические сульфидизированные золотоносные породы (месторождения Олимпиадинское, Ведугинское). Вопросы геологии и условий образования Олимпиадинского месторождения освещены в работах [2, 3, 8]. Ведугинское месторождение в настоящее время еще недостаточно изучено и заслуживает внимания как эталонный объект золото-сульфидно-вкрапленного оруденения в апосланцевых метасоматитах березитовой формации.

Геологическое строение месторождения. Месторождение расположено в районе брахиформно-складчатого строения с северо-западным (345°) простираем складок. Ядра антиклиналей сложены терригенно-глинистыми отложениями удерейской свиты сухопитской серии среднего рифея. Они обнажаются в виде изолированных субизометричных тектонических блоков среди отложений тунгусикской серии верхнего рифея. Ведугинское месторождение находится в южной периклинальной об-

ласти одноименной антиклинали. Рудные тела субсогласны со слоистостью и расположены в верхней части глинистой толщи удерейской свиты, а частично в песчано-алевролитно-глинистых отложениях пого-руйской свиты (рис. 1).

В районе месторождения широко развиты метасоматические породы. По мощности они достигают 900 м и прослеживаются по простиранию на 7 км. Регионально-метаморфические породы, распространенные на флангах полосы метасоматитов, принадлежат к биотитовой ступени зеленосланцевой фации с однообразным типоморфным комплексом породообразующих минералов (Би ± Хлд + Сер + Кв ± Аб + Илм)*.

* Здесь и далее по тексту приняты сокращения: Аб — альбит, Анк — анкерит, Ант — антимонит, Би — биотит, Блж — буланжерит, Бл.р. — блеклая руда, Бт — бертьерит, Гал — галенит, Гдм — гудмундит, Дж — джемсонит, До — доломит, ЖМРи — железо-магнети-альный рипидолит, ЖРи — железистый рипидолит, ЖСф — железистый сфалерит, Зо — золото, Илм — ильменит, Кв — кварц, ЛИл — лейкоксенизированный ильменит, Лкс — лейкоксен, Пи — пирит, Пирр — пирротин, Птд — пентландит, Ру — рутил, Сер — серицит, Схр — сахароваит, Тр — тетраэдрит, Тю — тюрингит, Улм — ульманит, Хлд — хлоритоид, Хп — халькопирит.

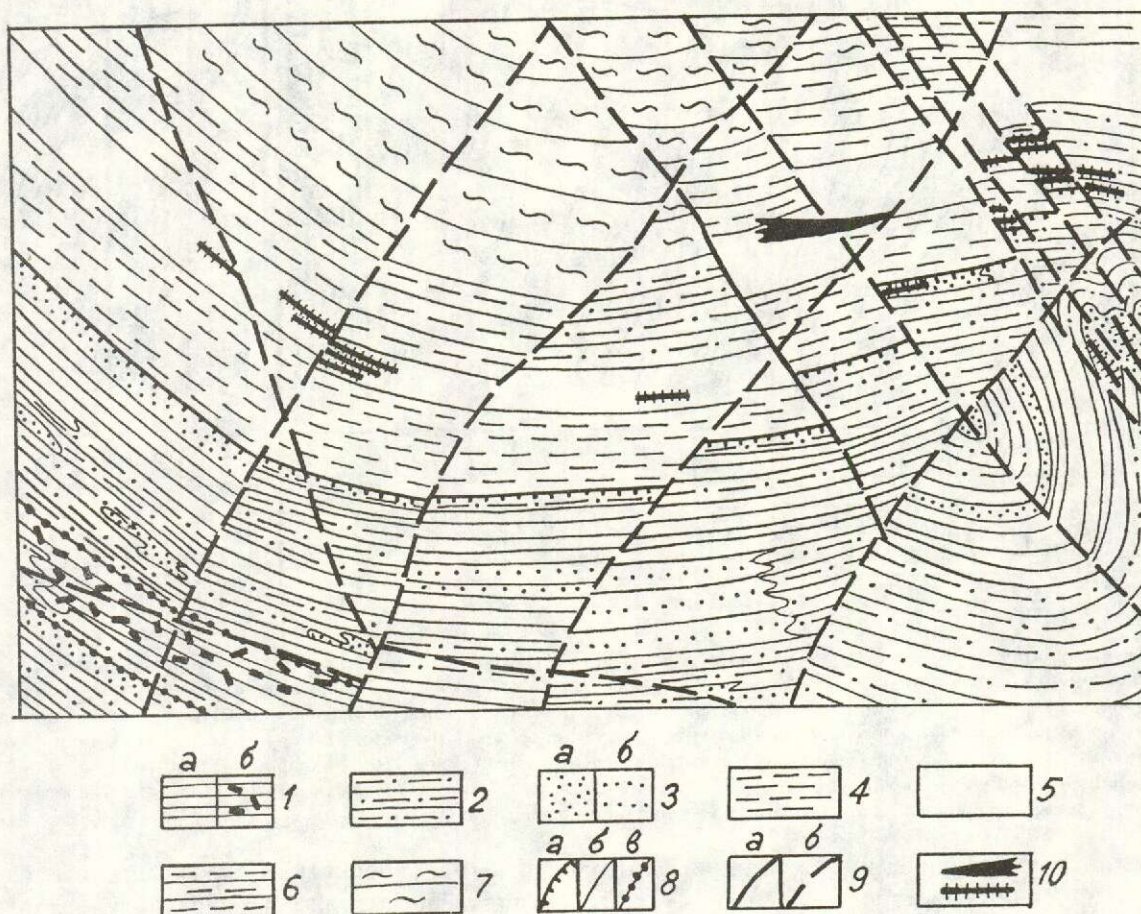


Рис. 1. Схема геологического строения Ведугинского месторождения (составил А.М.Сазонов):

отложения погорюйской свиты: 1 — сланцы: *a* — пелитоморфные серицитовые, *б* — хлоритоидные и биотит-хлоритоидные серицитовые; 2 — металевролиты серицитовые; 3 — кварцевые породы: *a* — кварцевые метаспесчаники, *б* — кварциты; сланцы удерейской свиты: 4 — серо-зеленые тонко-широко-слоистые хлорит-серицитовые, 5 — серые тонко-слоистые хлорит-серицитовые, 6 — темно-серые тонко-слоистые углистые кварц-серицитовые; 7 — зеленые пльчатые кварц-серицитовые с редким биотитом; 8 — границы: *a* — стратиграфические, *б* — литологические, *в* — изограда хлоритоида; 9 — дизъюнктивы: *a* — установленные, *б* — предполагаемые; 10 — золото-сульфидные тела

Термодинамические условия метаморфизма по ассоциации моноклинного хлоритоида с биотитом оцениваются значениями температуры 460—465°C и давлениями более 4 кбар [4]. Метасоматиты имеют зональное строение (рис. 2).

По петрографическому составу и минералого-геохимическим особенностям отчетливо выделяются осевая (тыловая), промежуточная и внешняя зоны метасоматических изменений (табл. 1). Наиболее контрастны по внешним признакам осевая и промежуточная зоны. Они располагаются в участках стержневых зон трещиноватости и

милонитизации, сопровождающихся интенсивным приразломным кливажом, полями складок волочения и кварц-карбонатными прожилками. Рудовмещающая структура месторождения приурочена к участку послойных срывов, сопряженному с зоной сжатия в южной части Ведугинской блок-антиклинали.

Здесь на контакте с соседней блок-антиклиналью проявились максимальные сжимающие усилия тектонических напряжений складчатого этапа, в результате которых южное крыло Ведугинской антиклинали опрокинута на север. Зона сжатия фиксирует-

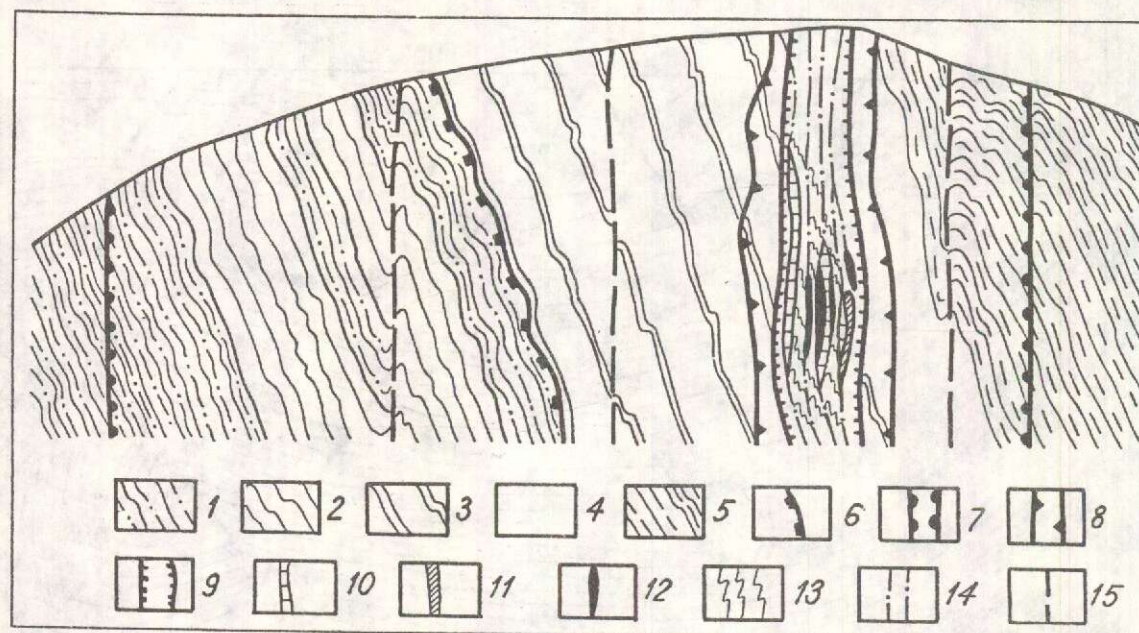


Рис. 2. Геологический разрез:

сланцы погорюйской свиты: 1 — метаалевролитовые, метаалевролитоглинистые тонко-ритмичнослоистые, 2 — пелитоморфные серицитовые тонкослоистые; сланцы удерейской свиты: 3 — хлорит-серицитовые тонко-широко-слоистые, 4 — хлорит-серицитовые тонкослоистые, 5 — углистые кварц-серицитовые тонкослоистые; 6 — граница погорюйской и удерейской свит; границы метаморфогенно-метасоматических зон: 7 — внешняя, 8 — промежуточная, 9 — осевая; типы золотоносных метасоматитов осевой зоны: 10 — кварцито-серицитолиты, 11 — серицитолиты, 12 — кварцитолиты, 13 — окварцованные и карбонатизированные сланцы; 14 — сбросовые нарушения осевой зоны метасоматитов, 15 — прочие разрывные нарушения

ся по высокобарической ассоциации биотит + моноклиновый хлоритоид.

В осевой зоне метасоматоза развиты золотоносные сульфидизированные кварцитолиты, серицитолиты, кварцито-серицитолиты и послойно окварцованные, карбонатизированные сланцы. Структурно-текстурный узор исходных пород тектонической зоны залечивается метасоматическими минералами и наблюдается в виде реликтов на фоне новообразованных агрегатов. Химизм метасоматического процесса (см. табл. 1) осевой и промежуточной зон характеризуется привнесением в первую K , S , H_2O , CO_2 и выносом Si , что отражает ведущие черты метасоматоза безрезитовой формации.

В промежуточной зоне метасоматитов предрудная тектоническая подготовка проявлена в меньшей мере, чем в осевой. Здесь милониты, мелкая складчатость, вплоть до пльчатости, гнездовая и рассеянная кристаллически-зернистая вкрапленность пирита, пирротина, карбонатов, прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава не повсеместны. Соответственно и метасоматические изменения пород проявлены фрагментарно вблизи кварцевых прожилков, суль-

фидных и карбонатных обособлений. Более существенные отличия пород промежуточной зоны от осевой и внешней выражаются в валовом химическом составе пород и составе породообразующих хлоритов, серицитов и карбонатов (см. табл. 1).

Породы внешней зоны метасоматитов по текстурно-структурному узору неотличимы от неизмененных сланцев и выделены по отсутствию в них биотита, хлоритоида, широкому проявлению лейкоксенизации акцессорного ильменита и повышенной частоте встречаемости кварцевых прожилков. Внешняя граница метасоматической зоны фиксируется по исчезновению биотита.

Минеральный состав и последовательность образования руд. Рудные тела представлены сульфидизированными метасоматитами, золотоносность которых зависит от объема вкрапленных сульфидных минералов. В рудах обнаружено более 40 прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических минералов, причем такие как электрум, аргентит, брейтгауптит, фалькманит, жозеит-В, кобальтин, сарторит и сахароваит не характерны для руд других месторождений Енисейского края. Хими-

1. Минералого-геохимическая характеристика метасоматитов

Параметры и признаки		Зоны метаморфогенно-метасоматических изменений		
		Осевая	Промежуточная	Внешняя
Типоморфные минеральные ассоциации	Породообразующие	ЖРи+Тю+Анк+Сид+Ру	Тю+До+Ру+Лкс	ЖМРи+Аб+Лил
	Рудные	Сульфиды, арсениды, антимониды, сульфосоли, теллуриды, самородные металлы и полиметаллы	Гал+Сф+Бл.р.	Хп+Пирр
Петрографические типы		Серицитолиты	Убогосульфидизированные хлорит-серицитовые сланцы	Хлорит-серицитовые сланцы
Химический состав (в числителе — %, (массовая доля), в знаменателе — коэффициент Барта)	SiO ₂	$\frac{58,79}{552}$	$\frac{54,65}{616}$	$\frac{57,97}{549}$
	TiO ₂	$\frac{1,61}{11}$	$\frac{1,44}{12}$	$\frac{1,06}{8}$
	Al ₂ O ₃	$\frac{19,65}{216}$	$\frac{18,53}{245}$	$\frac{20,10}{224}$
	Fe ₂ O ₃	$\frac{4,46}{31}$	$\frac{4,11}{35}$	$\frac{2,45}{17}$
	FeO	$\frac{1,4}{11}$	$\frac{8,3}{78}$	$\frac{6,31}{50}$
	MnO	—	$\frac{0,23}{2}$	$\frac{0,18}{2}$
	MgO	$\frac{1,19}{7}$	$\frac{2,42}{40}$	$\frac{1,86}{26}$
	CaO	$\frac{0,65}{6}$	$\frac{0,61}{7}$	$\frac{0,65}{6}$
	Na ₂ O	$\frac{0,22}{3}$	$\frac{0,22}{4}$	$\frac{0,19}{3}$
	K ₂ O	$\frac{5,67}{69}$	$\frac{3,71}{53}$	$\frac{3,88}{47}$
	P ₂ O ₅	—	—	0,88
	п.п.п.	6,11	4,8	4,52
	Сумма	99,75	99,02	99,25
	H ₂ O	0,34	0,54	0,25
	Собщ.	3,10	0,67	0,019

Параметры и признаки		Зоны метаморфогенно-метасоматических изменений		
		Осевая	Промежуточная	Внешняя
Рудогенные элементы, $n \cdot 10^{-3}\%$ (в числителе — среднее геометрическое, в знаменателе — коэффициент накопления)	Au	$\frac{0,27}{540}$	$\frac{0,0094}{19}$	$\frac{0,00056}{1,1}$
	Ag	$\frac{0,014}{2,8}$	$\frac{0,0081}{1,6}$	$\frac{0,0039}{0,78}$
	As	$\frac{120}{706}$	$\frac{11}{64}$	$\frac{3,4}{20}$
	Sb	$\frac{11}{157}$	$\frac{2,7}{39}$	$\frac{0,11}{1,6}$
	Pb	$\frac{2,7}{1,7}$	$\frac{1,3}{0,8}$	$\frac{0,67}{0,42}$
	Zn	$\frac{15}{1,8}$	$\frac{21}{2,5}$	$\frac{9,4}{1,1}$
	Mn	$\frac{13}{0,13}$	$\frac{30}{0,3}$	$\frac{14}{0,14}$
	AsSb/ZnMn	6,8	0,047	0,0028
	Zn/Mn	195	630	132
Содержание воды и углекислоты $\frac{H_2O}{CO_2}$ в газовой фазе включений жильного кварца		$\frac{464,6}{300,3}$	$\frac{26,8}{33,8}$	$\frac{12,5}{9,1}$

Примечание. Силикатные анализы петрогенных оксидов и полуколичественный спектральный анализ As, Sb, Pb, Zn и Mn выполнены в ЦХЛ ПГО «Красноярскгеология»; атомно-абсорбционное определение Au и Ag, а также хроматографический анализ газовой фазы включений в жильном кварце — в ОИГГМ СО РАН.

ческий состав главных рудных минералов Ведугинского месторождения приведен в табл. 2.

Процесс образования промышленных концентраций золота разделяется на дорудный и рудный этапы. Ранняя незолотоносная кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация связана с разобщенными агрегатами зернистых выделений пирита и арсенопирита и слабо проявлена на месторождении. Температура ее образования колеблется от 500 до 350°C [5]. Следующая по времени ассоциация имеет более широкое распространение, но по количественному выражению также незначительна. Наиболее характерны пирротин и кварц, образующие гнезда и линзы до 10 см мощности. В этих минералах отмечаются микроскопические обособления $Xp + ЖСф \pm Tr + Птд$.

Начало рудного этапа минералообразо-

вания знаменуется формированием золото-арсенопиритового парагенезиса. В небольших количествах вместе с ним отлагаются пирит и сарторит. Арсенопирит-II представлен тонкопризматическими и игольчатыми кристаллами, густо «насыщающими» метасоматиты. В составе арсенопирита отмечается преобладание серы над мышьяком (As/S — до 0,7) (рис. 3).

Золото тесно ассоциирует с арсенопиритом, встречается во включениях и сростаниях с ним. Температура образования арсенопирита-II по фазовой диаграмме состав-парагенезис-температура оценивается интервалом 424—375°C [5].

Следующая минеральная ассоциация сформировалась из сурьмяноносных растворов после интенсивного дробления рудовмещающих структур. В рудах выделяются два разобщенных во времени парагенезиса: Кв

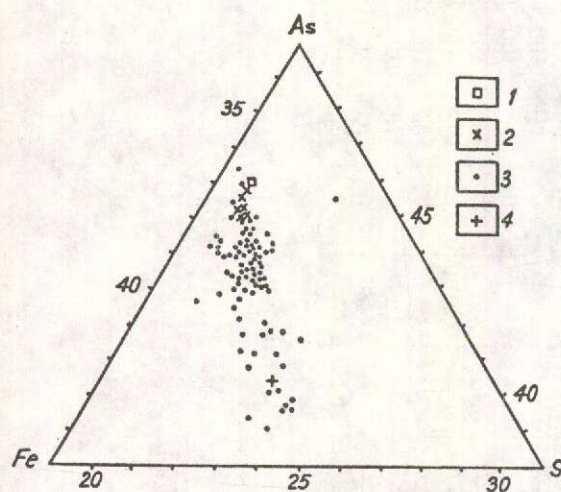


Рис. 3. Диаграмма химического состава арсенопирита:

1 — стехиометрический состав минерала, отвечающий кристаллохимической формуле FeAsS ; фигуративные точки состава минерала из руд месторождения: 2 — первой генерации, 3 — второй генерации, 4 — третьей генерации

+ Бт + Ант + Дж + Бдж + Схр и Улм + Гдм + Сур + Гал + Пи + Зо + Брт.

Заключительная стадия рудообразования связана с формированием кварц-карбонатных прожилков. Рудные минералы образуют в жилках незначительные концентрации пирита, арсенопирита, пирротина, сульфидов и сульфосолей сурьмы, меди, свинца, цинка, теллуридов, самородного висмута, сурьмянистого золота, ауристита и аргентита. Разнообразие состава прожилков свидетельствует об изменчивости окислительно-восстановительного потенциала и парциального давления серы в процессе минералообразования. В эту стадию при замещении пирротина происходит совместная кристаллизация пирита, марказита и магнетита, десульфидизация халькопирита с образованием кубанита и отложение теллуридов. Пирротин поздней стадии резко насыщен серой.

Состав самородного золота и особенности его проявления в рудах. Золото в рудах мелкое, макроскопические обособления встречаются исключительно редко. По времени образования выделены три генерации минерала. Золото-I представлено зернами с преобладающими размерами 0,02—0,05 мм. Окраска минерала желтая с красноватым оттенком. Морфология зерен

изометричная с овальными очертаниями, иногда пластинчатая со слабо выраженным удлинением. Золото-I ассоциирует с тонкопризматическим и игольчатым арсенопиритом-II, пирротинном и халькопиритом, образуя с ними сростания, и редко встречается в «выпотах» кварца. Наиболее выражена пространственная связь золота с арсенопиритом. Оно располагается в мелких трещинах, находится в цементе раздробленных агрегатов арсенопирита и часто нарастает на поверхности его зерен. Сростания золота-I с другими сульфидами отмечаются только при наличии в рудных агрегатах арсенопирита. Среди выделений золота-I отмечаются две химические разновидности с лигатурной пробой 954 и 929‰. Содержание серебра в золоте изменяется в интервале 1,57—6,34 % ртути — 1,01—0,048 %.

Золото-II ассоциирует с кварцем и карбонатами. Крупность золотинок в среднем составляет 0,1—0,12 мм. Морфология частиц угловатая и определяется формой интерстиций между вмещающими минералами. Наиболее крупные частицы золота сопровождаются ореолом мельчайших золотинок. Химические разновидности золота-II имеют пробу 952, 982 и 908 ‰. Примесь серебра составляет 0,618—3,07, ртути — 5,53—6,62, меди — 0,001—0,003 %.

Золото-III встречается в тесной ассоциации с минералами сурьмы. Оно обычно замещает бертьерит, гудмундит, тетраэдрит, при этом наблюдаются мельчайшие выделения ауристита. Очень редко золото-III ассоциирует в кварце со сфалеритом и халькопиритом. Форма золотинок неправильная, псевдоморфная, размер колеблется в интервале 0,015—0,075 мм. Окраска минерала бледно-оранжевая—желтая. По результатам микронзондового анализа установлено отсутствие в золоте-III серебра и незначительная (до десятых и сотых долей %) примесь меди и ртути. Главным примесным элементом является сурьма (до 4,32 %). Пробность золота-III — 950 ‰.

Кроме золота в рудах встречаются в незначительных количествах электрум и ауристит. Электрум обнаружен на участке выклинивания рудного тела в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, пирротинном, гетитом и ульманитом. Он представлен гломеробластовыми скоплениями мелких (от

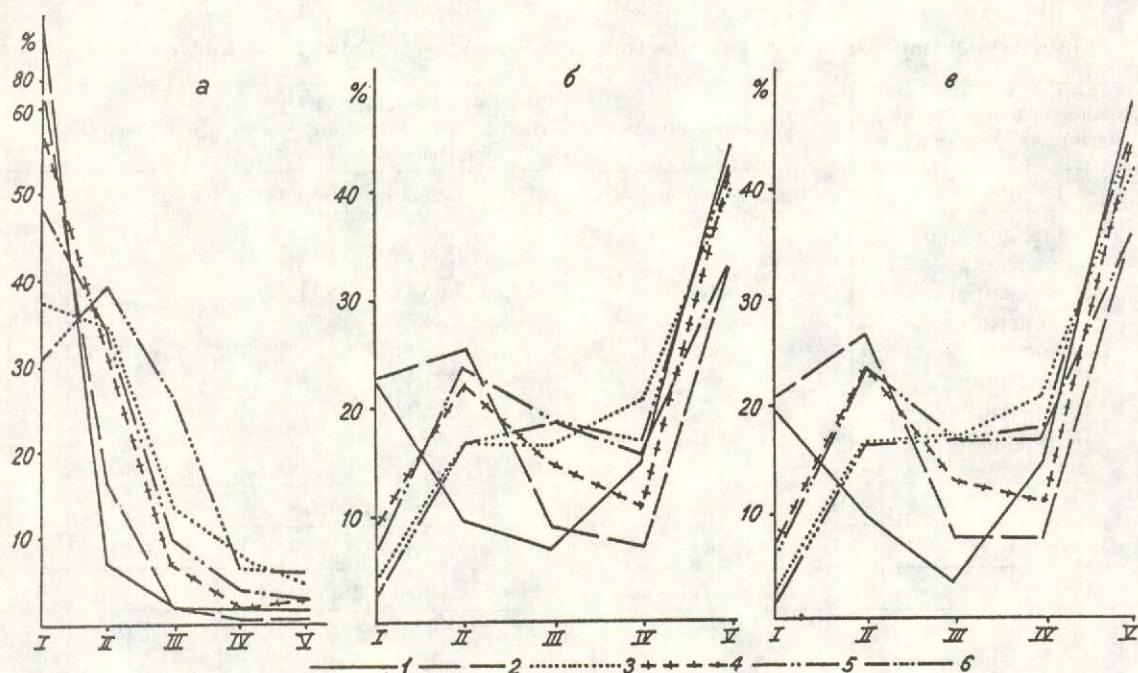


Рис. 4. Гранулометрический состав золота метасоматитов:

в %: а — количество частиц, б — масса, в — содержание золота, вносимого частицами разной размерности. Классы дискриминации частиц золота (диаметр, $n \cdot 10^{-3}$ мм; масса, $n \cdot 10^{-3}$ мкг; среднее содержание, вносимое одной частицей при навеске 0,36 г в г/т): I — 4, 0,88, 0,002; II — 7, 4,5, 0,012; III — 10,5, 12,4, 0,03; IV — 13,5, 25,6, 0,07; V — 19, 79,5, 0,22. Метасоматиты, в скобках — количество проб: 1 — внешней зоны (64), 2 — промежуточной (9); осевой: 3 — окварцованные и карбонатизированные сланцы (34), 4 — серицитолиты (5), 5 — кварцито-серицитолиты (17), 6 — кварцитолиты (11)

0,002 до 0,058 мм) зерен в гетите и кварце. Большая часть выделений электрума находится во включениях в псевдоморфозах гетита по пирит-пирротинному агрегату. Возможно, что собирательная кристаллизация электрума связана с процессом замещения сульфидов гетитом, так как в соседних зернах пирита и пирротина электрум не обнаружен. Следует отметить, что повышенные концентрации серебра характерны для сульфидных концентратов, содержащих наиболее мышьяковистый арсенопирит. Результаты изучения химического состава минерала показывают незначительные колебания главных и примесных элементов. Лигатурная проба минерала по шести измерениям — 575—584 ‰; концентрация железа — 0,02—0,36, меди — до 0,025, сурьмы — 0,03—0,14, серы — 0,03—0,43 %.

Ауристобит, так же как и электрум, отмечается на флангах рудных тел в ассо-

циации с золотом-III, тетраэдритом и бертьеритом. Обособления ауристобита едва достигают 0,01 мм. Результаты микрозондового анализа минерала приведены в табл. 2.

По результатам сцинтилляционного спектрального анализа 140 проб метасоматитов оценен гранулометрический состав золота во вмещающих породах и рудах (рис. 4). Установлено, что по количеству золотин в породах и рудах преобладает мелкое золото (0,003—0,005 мм), занимающее от 31 до 87 % общего количества золотин, но составляющее всего от 3 до 9 % общей массы и содержания металла в рудах. Около 50 % общей массы и содержания золота в руде приходится на II, III, IV классы (0,005—0,015 мм). Золото крупностью более 0,015 мм занимает в среднем около 40 % массы и содержания.

В табл. 3 приведены данные по составу золота и абсолютному возрасту главнейших

3. Химические типы золота и калий-аргоновый возраст месторождений Енисейского края

Месторождение, рудопро- явление, генерация золота	Количество анализов	Средняя пробность золота по максимумам частот встречаемости	Возраст
I. Золото-сурьмяные прожилково-вкрапленные в кристаллических сланцах и филлитах			
Олимпиадинское	48		847
I генерация	4	974	
II генерация	24	945, 933, 901, 841, 824	
III генерация	20	988	
Ведугинское	42		715, 691, 682
I генерация	16	954, 929	
II генерация	17	952, 928	
III генерация	9	950	
Удере́йское	4	938, 909, 834	605
II. Золото-сульфидно-вкрапленные в метабазитах			
Попутное	4	956; 932	—
III. Золото-сульфидные кварцево-жилые в филлитах			
Советское	41	945, 937, 904, 875, 752	830
Огне-Потеряевское	4	951	—
Заявка-14	4	994	—
Пролетарское	4	879, 859	706
Васильевское	65	979, 941	699, 583
Бабушкина Гора	18	905, 888, 876	—
IV. Золото-сульфидные кварцево-жилые в кристаллических сланцах			
Эльдорадо	15	865, 845	795, 780
Первенец	22	930, 920	—
Ударное	8	931, 915, 855	778
Александрово-Агеевское	12	903, 866, 820, 807	—
Герфед	16	947, 933, 884, 830	—
V. Золото-сульфидные кварцево-жилые в гранулитах и гнейсах			
Богунайское	14	742, 665	538, 526

Примечание. Пробность золота рассчитана по данным микрозондового анализа, выполненного на установке «Камебас-Микро» в ОИГГиМ СО РАН (аналитик Л.Н.Поспелова). Абсолютный возраст определен по биотиту и мусковиту, ассоциирующим с выделениями золота (анализы выполнены в лаборатории геохронологии ОИГГиМ СО РАН, аналитик А.В.Травкин).

месторождений Енисейского края. Золото Ведугинского месторождения аналогично по условиям проявления, физическим и химическим типоморфным признакам золоту Олимпиадинского месторождения. Золото I обоих месторождений преимущественно весьма высокопробное, содержащее в виде примесей незначительное количество серебра и меди. Золото-II этих месторождений ртутистое ($\text{Hg} = 3,7\text{--}10,57\%$), концентрация серебра не превышает 5 %. В золоте-III микрозондовым анализом серебро не установлено, но обычна примесь сурьмы (до 4,32 %). На Олимпиадинском месторождении золото-III представлено пористо-губча-

той разновидностью. Интенсивное очищение золота-III от серебра, по нашему мнению, связано с природным хлорированием руд на заключительных стадиях рудного процесса. В сурьмяных минеральных ассоциациях Удере́йского месторождения Э.Г.Дистановым и А.С.Борисенко (1977) отмечаются преимущественно хлоридные газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся при температурах $180\text{--}120^\circ\text{C}$ [1]. Эти авторы в месторождениях совмещенного золотого и сурьмяного типов Енисейского края предполагают существенно хлоридный состав растворов на завершающей рудный этап золото-сурьмяной стадии. По на-

шему мнению, возникновение губчато-пористой морфологии агрегатов золота-III связано с процессом температурного природного выщелачивания серебра из золота-I и II хлоридными растворами и происходит с перераспределением минерала. Высвободившееся при выщелачивании серебро идет на образование арсентита и электрума. Микроскопия руд свидетельствует о чрезвычайной «агрессивности» золота-III по отношению к вмещающим его минералам. Л.А.Николаева и С.В.Яблокова [7] связывают образование губчатой разновидности золота Олимпиадинского месторождения с гипергенными процессами. Изученные нами образцы руд с пористым золотом отобраны с глубоких горизонтов месторождения и не несут следов гипергенных процессов.

Золото кварцево-жильных месторождений регионов более крупное, чем прожилково-вкрапленных, хотя доля мелкого (менее 0,1 мм) обычно составляет около 50 %. Цвет минерала однообразный — ярко-желтый. Морфология золотин комовидная, пластинчатая, проволоковидная, скелетная, дендритовидная, крючковатая. Крупные золотины сопровождаются ореолом более мелких. Внутреннее строение агрегатов золота ксено- и гепидиоморфнозернистое. Среди зернистых агрегатов нередко отмечаются кристаллы кубического, октаэдрического, пентагондодекаэдрического, куб-октаэдрического, куб-пентагондодекаэдрического облика. Иногда встречаются сростки кристаллов чуждых золоту форм, напоминающие коленчатые двойники рутила. На Советском месторождении обнаружены неполные псевдоморфозы золота по кристаллам сфена с ильменитовой решеткой. На поверхности золотин проявлены отпечатки микрорельефа контактирующих минералов — кварца, карбонатов, сульфидов.

Средняя пробаность золота рудных месторождений обычно несколько выше пробаности золота из близлежащих россыпей. С приближением к гранитным массивам пробаность золота в рудных и россыпных месторождениях увеличивается на 100—170 %. В рудных месторождениях, расположенных в зоне контактовых ореолов гранитоидов, присутствует наибольшее количество химических типов золота. На месторождении Эльдorado фиксируется увеличение проба-

сти золота на 20—40 % при уменьшении крупности частиц в ряду 2; 0,5; 0,25; 0,1 и менее 0,1 мм. Содержание меди в минерале максимально в рудах месторождений, залегающих в наиболее древних толщах, и уменьшается в рудах среди более молодых отложений. Непродуктивные минеральные ассоциации, характерные для ранних и поздних стадий гидротермально-метасоматического процесса, содержат более высокопробное золото, чем продуктивные минеральные ассоциации. В случае телескопирования золоторудных минеральных ассоциаций отмечается повышение пробаности золота, либо появление золотин, резко отличающихся по пробаности.

Образование промышленного оруденения на Ведугинском месторождении связано с осаждением золота из гидротерм на тонкопризматическом и игольчатом арсенопирите-II, зернистых агрегатах пирита и пирротина. Причем наиболее эффективным осадителем золота является микрокристаллический арсенопирит. Пирит и пирротин заметно уступают в этом арсенопириту. Концентрированию золота сульфидами благоприятствует большая удельная поверхность, обусловленная мелким размером их густовкрапленных выделений. Наиболее благоприятны для осаждения золота такие участки кристаллов как границы зон роста, ребра, вершины, дислокации. Это подтверждается экспериментальными исследованиями М.С.Сахаровой с соавторами [9].

Как показывают геологические наблюдения, на отложение золота оказывает существенное влияние режим серы в растворах. Наиболее обогащены золотом руды, содержащие арсенопирит с избытком серы, а пирит и пирротин — близкие по составу к теоретическим. Вторым, очень важным признаком повышенной золотонности руд является сурьмяная минерализация. В строении тел с сурьмяной минерализацией отмечается симметричная минеральная зональность:

висячий бок, внешняя зона — джемсонит ± сурьма;

промежуточная зона — джемсонит ± бертьерит ± сурьма;

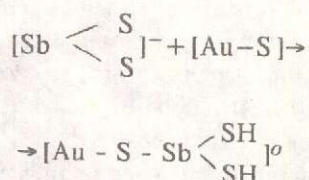
внутренняя (тыловая) зона — антимонит ± джемсонит ± бертьерит ± сурьма;

промежуточная зона — бертьерит ± джемсонит ± сурьма;

лежащий бок, внешняя зона — джемсонит ± сурьма.

В тыловых зонах сурьмяной минерализации отлагается антимонит, а на флангах активность сурьмы уменьшается и ведущее значение приобретают джемсонит и бертьерит. Высокозолотоносны участки рудных тел с сопряженной арсенопиритовой и полнопроявленной сурьмосодержащей минерализацией.

Благоприятная роль в переносе золота сероводородным гидротермальным флюидом, насыщенным сурьмой, подчеркивалась И.Я.Некрасовым [6]. На базе физико-химического моделирования процессов гидротермального рудообразования с участием сурьмы, висмута, золота, железа и серы этим автором показано, что растворимость золота и сурьмы в слабощелочных — нейтральных растворах ($pH = 6,9-7,2$) резко возрастает. Причем растворимость золота в сульфидных растворах, содержащих сурьму, закономерно увеличивается по мере растворения последней и достигает максимума при насыщении растворов сурьмой. И.Я.Некрасов предполагает образование золотосодержащего комплекса



Так как в щелочных растворах, равновесных с Sb_2S_3 , устойчиво соединение $HSb_2S_4^-$, то полученное гетерополиядерное соединение золота и сурьмы может быть электроотрицательным: $H_2AuSbS_3^0 \rightarrow H[AuSb_3]^- + H^+$.

Исходя из экспериментальных данных и фактической повышенной золотоносности участков с телескопированной мышьяковой и сурьмяной минерализацией, можно полагать, что имела место мобилизация и перетложение золота сурьмосодержащими растворами. При этом раннее золото укрупнялось, отлагалось золото второй и третьей генераций, а также ауристибит.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Золото-сульфидное оруденение при-

урочено к осевой зоне метасоматитов березитовой формации. Минералого-петрографические типы руд представлены сульфидизированными серицитолитами, кварцито-серицитолитами, кварцито-лититами, окварцованными и карбонатизированными сланцами. Зона метасоматических изменений вмещающих пород сланцевой толщи имеет мощность около 900 м и протяженность 7 км. Она приурочена к области сбросовых нарушений, где на отдельных участках развиты стержневые дизъюнктивы, интенсивный приразломный кливаж и милонитизация пород. Метасоматические новообразования в осевой зоне залечивают тектонический узор сланцев. Химический состав исходных пород претерпевает изменения березитового профиля.

2. В составе рудных метасоматитов широко распространены сульфиды, арсениды, антимониды, сульфосоли, теллуриды, самородные металлы и полиметаллы. Прожилково-вкрапленная минерализация в метасоматитах формировалась стадийно. Золоторудный процесс связан с отложением разновременных мышьяковых и сурьмяных минералов. Золото в рудах мелкое (сотые и тысячные доли миллиметра), различается по составу и времени образования. Установлены весьма высокопробный ртутистый и сурьмянистый химические типы минерала. Формирование сурьмянистого золота связано с природным хлорированием золота ранних генераций, чем объясняется отсутствие в нем серебра (мнее 0,01 %) и пористо-губчатая морфология частиц. Уровень золотоносности руд зависит от объема вкрапленных сульфидных минералов. Особенно высокозолотоносны участки рудных тел с сопряженной арсенопиритовой и полнопроявленной сурьмяной минерализацией. Сравнительная характеристика золота главных месторождений Енисейского кряжа отражает своеобразие золото-сульфидного оруденения. Возрастной диапазон золоторудного процесса в этом регионе занимает интервал 847—526 млн лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов В.С. Особенности формирования золоторудной минерализации Удережского месторождения: Автореф. канд. дис. Томск: Томск. гос. ун-т. 1985.

2. Звягина Е.А. Состав породообразующих минералов как индикатор условий формирования рудоносных метаморфитов // Минеральные кларки и природа их устойчивости. Душанбе, Дониш. 1986. С. 92—93.
3. Изотопно-геохимические характеристики зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах. Н.М.Заири, А.П.Глухов, И.И.Палкин, Е.А.Звягина // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 956—960.
4. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. — М.: Наука, 1979.
5. Крейг Дж. Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. — М.: Мир, 1983.
6. Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условий образования минералов редких и благородных металлов // Эксперимент в решении актуальных задачи в геологии. — М.: Наука, 1986. С. 348—368.
7. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфизм самородного золота зоны гипергенеза / Минералогия // Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1989). — М.: Наука, 1989. С. 178—183.
8. Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в пединтрузивной зоне / Л.В.Ли, Г.П.Круглов, О.И.Шохина, Б.П.Вербицкий // Геология рудных месторождений. Т. XXVI. 1984. № 1. С. 83—88.
9. Сахарова М.С., Кривницкая Н.Н., Ряховская С.К. Концентрирование золота вкрапленными сульфидами при гидротермальных процессах рудообразования в терригенно-осадочных толщах // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. С. 157—164.

Sazonov A.M., Romanovski A.E., Shvedov G.I., Leont'yev S.I., Zvyagina E.A.

VEDUGINSKOYE GOLD-SULFIDE DEPOSIT (YENISEISKI MOUNTAIN RANGE)

Gold-sulfide mineralisation in apschist berestites of Yeniseiski mountain range has been characterised. Stages of formation and mineral composition of ores; chemical composition of ores; that of main ore-forming minerals; conditions of gold occurrence in ores are considered

УДК. 553.411:412 (571.66)

© М.Е.Вакин, О.А.Наумова, 1994

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ БОГАТЫХ РУД НА ОЗЕРНОВСКОМ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (КАМЧАТКА)

М.Е. ВАКИН, О.А. НАУМОВА (ЦНИГРИ)

Показана позиция Озерновского месторождения в региональных структурах, особенности его геологического строения, состав рудовмещающих метасоматитов и продуктивных комплексов. Выявлены закономерности размещения золотого оруденения в линейных телах вторичных кварцитов и его связь с предрудным окварцеванием.

Золото-серебряное оруденение Камчатки связано с формированием вулканоплутонических поясов островодужного типа. Месторождения концентрируются в пределах дискретных площадей, которые в зависимости от размеров рассматриваются в качестве рудных районов и рудных узлов [1, 9]. Рудные узлы, в большинстве случаев, отве-

чают крупным сложно построенным длительно развивающимся вулканотектоническим структурам (ВТС) центрального типа площадью 200—400 км². Представителем последних является Правоукинская ВТС, вмещающая Озерновское месторождение. ВТС расположена в области пересечения систем северо-восточных разрывов, контро-

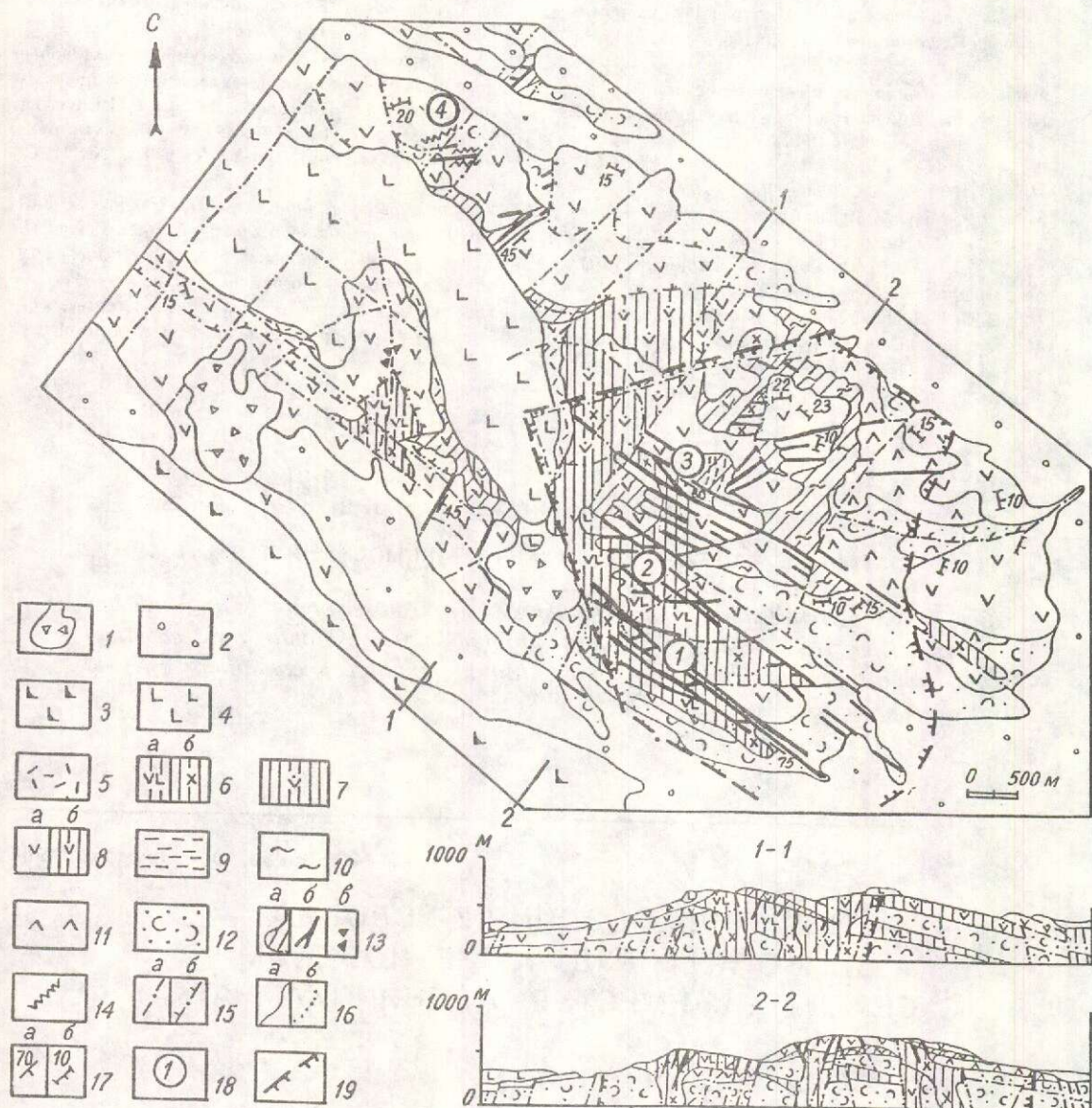


Рис. 1. Геолого-структурная схема Озерновского рудного поля и месторождения:

четвертичные образования: 1 — обвально-оползневые, 2 — рыхлые нерасчлененные, 3 — верхнечетвертичные субщелочные базальты, их шлаки, 4 — нижнечетвертичные субщелочные базальты; миоцен-плиоценовые образования: 5 — игнимбриды, их туфы; субвулканические интрузии: 6 — основные: а — андезито-базальтов, б — диоритовых порфиров, 7 — кварцевых андезитов; 8 — андезиты: а — покровные, б — субвулканические; 9 — алевролиты, туфопесчаники; 10 — игнимбриды; 11 — потоки дацитов; 12 — туфы андезито-дацитового состава; 13 — рудовмещающие вторичные кварциты: а — площадные, б — линейные по зонам дробления, в — в развалах; 14 — кварцевые и кварц-алеуляровые жилы; 15 — тектонические нарушения: а — крутопадающие, б — пологопадающие; 16 — границы: а — геологические, б — фациальные; 17 — элементы залегания: а — крутопадающих тел дорудных метасоматитов, б — кровли потоков; 18 — рудные участки; 19 — границы месторождения

лирующих положение Корякско-Центрально-Камчатского вулканно-плутонического пояса Палано-Командорской зоной поперечных дислокаций северо-западного простирания. Правоукинская ВТС — сложная неогеновая вулканно-плутоническая постройка диаметром 20—25 км, сложенная эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно средне-основного состава.

Озерновское рудное поле отвечает локальному палеовулкану (диаметром 8—10 км), сформированному в пределах линейного мобильного блока северо-западного простирания, осложняющего вулканно-плутоническую постройку. Морфология локальной вулканоструктуры и ее строение определяется господствующим тектоническим планом: штоки и дайки отчетливо вытянуты в северо-западном направлении, многочисленные силлообразные тела имеют пологое северо-восточное падение. Лавовые и пирокластические образования (андезито-базальты, андезиты, дациты и ограниченно проявленные игнимбреты риолитов) характеризуются периклинальным залеганием относительно центра вулканоструктуры, маркируемого многофазным субвулканическим телом средне-основного состава (рис. 1) Вулканы, слагающие постройку, имеют неогеновый возраст и принадлежат дифференцированной серии известково-щелочного типа, для отдельных групп магматических образований установлено несоответствие состава вкрапленников и базиса — признаки неравновесности и гибридизма. Выделяемый центр вулканической деятельности подчеркивается зональным распределением фаций пропилитов, площадным развитием вокруг него вторичных кварцитов и веерообразным расположением рудовмещающих линейных тел метасоматитов (рис. 2).

Озерновское месторождение приурочено к секторному клиновидному блоку, примыкающему к центру вулканоструктуры с юго-востока. С севера и запада этот блок ограничен диагональными (по отношению к ориентировке основных сдвиговых зон) разломами, юго-восточная граница месторождения совпадает с областью затухания рудовмещающих метасоматитов (см. рис. 1).

В пределах месторождения в основном развиты крутопадающие (65—85°) лево- и правосторонние сбросо-взбросо сдвиги се-

ро-восточного простирания в сочетании с пологопадающими (10—35°) тектоническими нарушениями северо-восточного падения. Ориентировка даек, линейных тел метасоматитов и основных рудных зон контролируется системой крутопадающих разломов северо-западного простирания и оперяющих их трещин. Пологие трещины северо-восточного падения влияют на морфологию поверхности субвулканических тел андезито-базальтов и контролируют размещение наиболее богатых рудных участков. Кроме продольных и поперечных (СВ и СЗ) тектонических нарушений на месторождении проявлена наиболее молодая диагональная система дизъюнктивов С—СВ простирания (60—65°), обусловившая малоамплитудные перемещения рудоносных тел метасоматитов. Разрывные нарушения фиксируются отчетливо выраженными зонами дробления и трещиноватости, вдоль которых последовательно развиваются различные типы измененных пород, рудный и пострудный минеральные комплексы.

По особенностям состава и характеру пространственно-временных соотношений с оруденением на месторождении выделяется три минеральных комплекса гидротермально измененных пород с унаследованным характером развития [6] (см. рис. 2 и 3).

Пропилиты относятся к наиболее ранним продуктам дорудных изменений, представлены среднетемпературной эпидот(пренит)-хлоритовой фацией и низкотемпературными фациями: цеолит-хлоритовой и карбонат-альбит-хлоритовой. Эпидот(пренит)-хлоритовые метасоматиты распространены в основном в субвулканических габбро-диоритах и андезито-базальтах. Наблюдается их отчетливая приуроченность к разрывным нарушениям, поэтому морфология зон измененных пород имеет ярко выраженный линейный характер, а в участках их сгущения — локальный площадной. Количество новообразованных минералов в этих пропилитах может достигать 60—100 %. Цеолит-хлоритовые пропилиты развиты незначительно, однако изменения подобного типа проявлены практически во всех исходных породах неогенового разреза, морфология зон преимущественно линейная или линзовидная. Наиболее широкое распространение имеет карбонат-альбит-хлоритовая

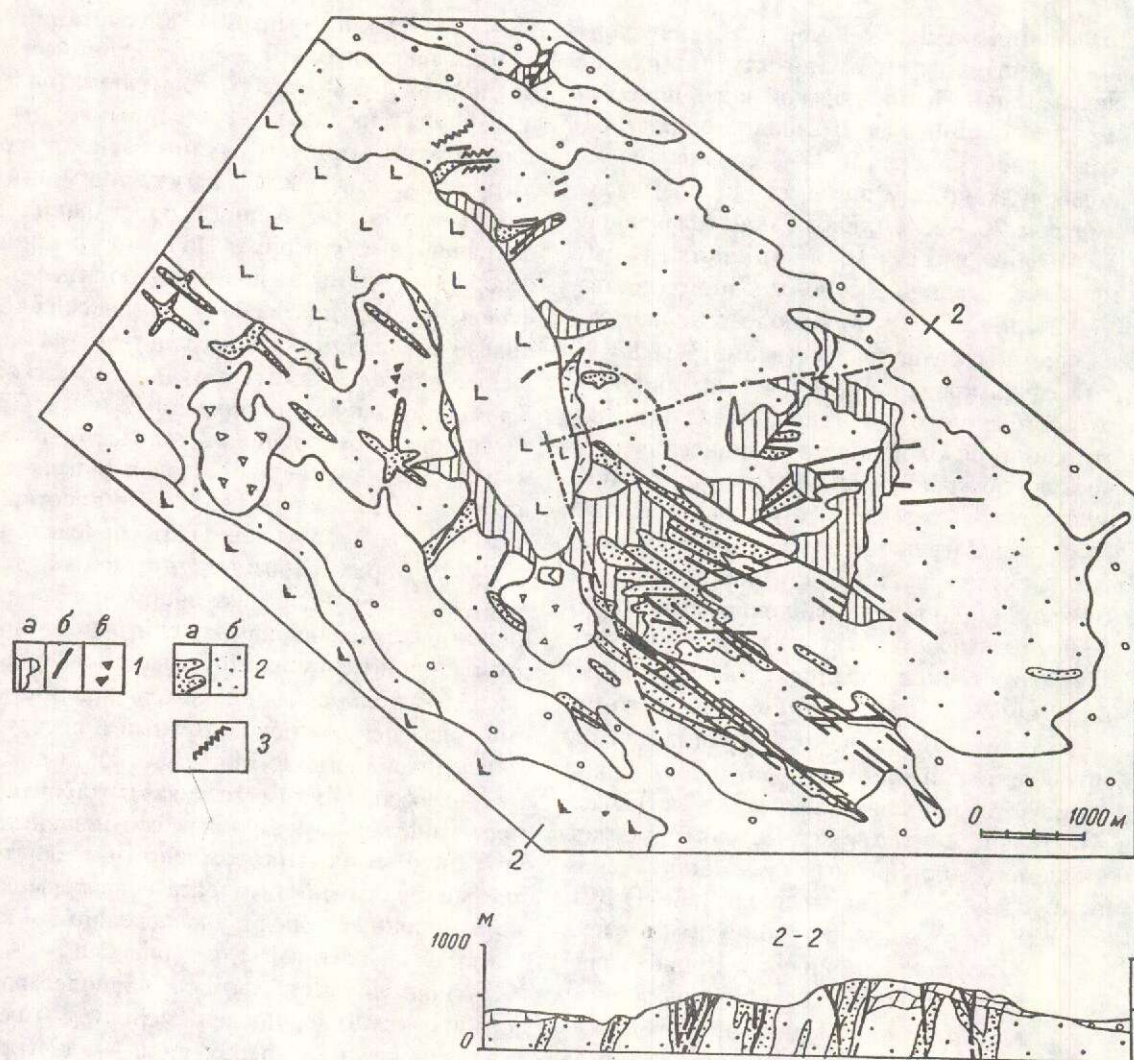


Рис. 2. Схема размещения гидротермально измененных пород на Озерновском рудном поле.

1 — вторичные кварциты: а — площадные, б — линейные, в — в развалах; 2 — пропилиты: а — эпидот(пренит)-хлоритовая фация, б — карбонат-альбит-хлоритовая фация; 3 — кварцевые и адуляр-кварцевые жилы

фация. Относящиеся к ней метасоматиты характеризуются площадным распространением, не обнаруживают четкой приуроченности к зонам нарушений, охватывая слабо трещиноватые блоки пород. Количество новообразованных минералов в них не превышает 5—15 %.

Дорудные метасоматиты комплекса вторичных кварцитов наложены на пропилиты и унаследованно развиваются вдоль тех же тектонических зон преимущественно северо-западного, реже субширотного простирания. Они образуют линейно-вытяну-

тые зоны и неправильно-изометричные поля площадного типа. В их составе выделяются метасоматиты следующих фаций: монокварцевые, алунит-кварцевые, диаспор-кварцевые, диаспор-кварц-пирофиллитовые, каолинит-диксит-кварцевые, кварц-каолинит-дикситовые и кварц-сметит-хлоритовые. Количество новообразованных минералов в них составляет 80—100 %. Ядерные части линейных тел метасоматитов сложены монокварцитами или алунит-кварцевой, диаспор-пирофиллит-кварцевой и диаспор-кварцевой ассоциациями. Периферические, от-

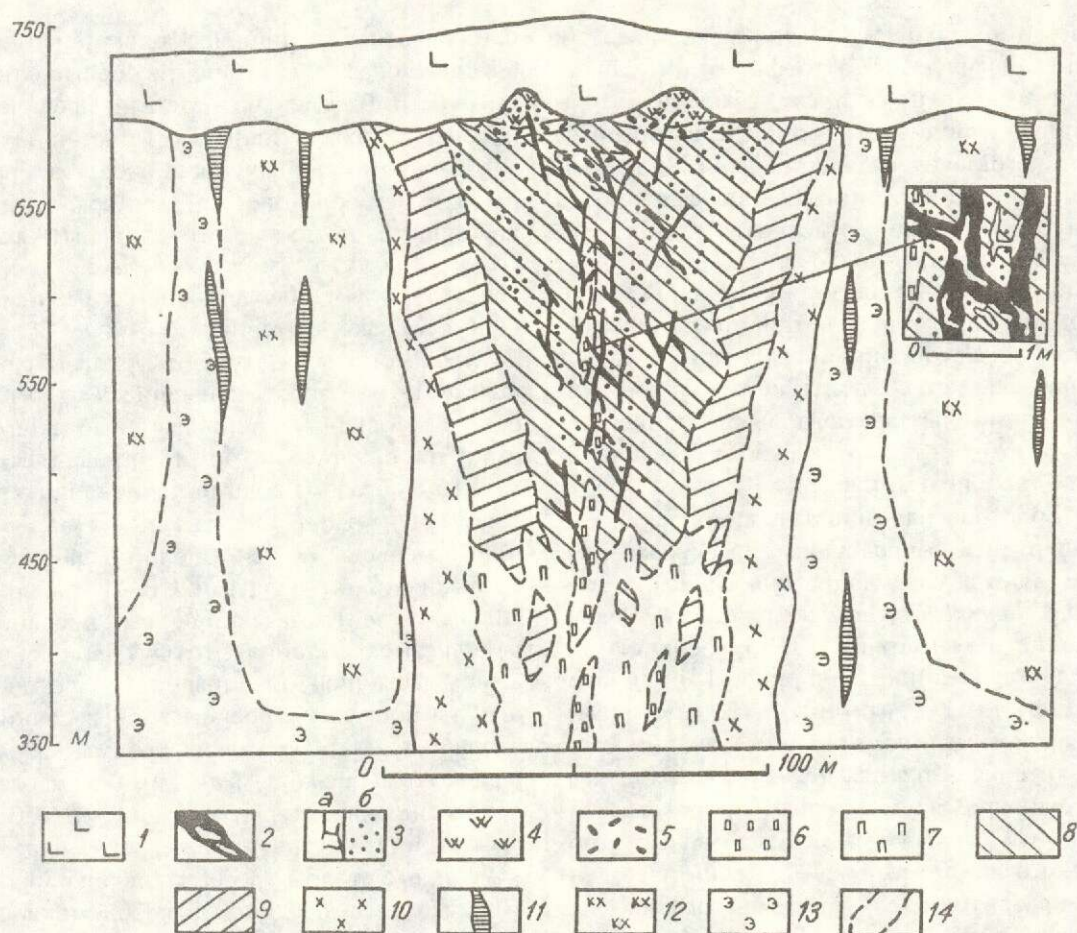


Рис. 3. Схема метасоматической зональности Озерновского месторождения.

1 — четвертичные базальты; 2 — рудные гнезда (белое) в кварц-пиритовых метасоматитах; 3 — предрудное прожилково-метасоматическое окварцевание, его фации: а — кварц-пиритовая, б — существенно кварцевая; дорудные метасоматиты: вторичные кварциты (4—10), пропилиты (11—13), их фации: 4 — монофазная, 5 — алуит-кварцевая, 6 — диаспор-кварцевая, 7 — диаспор-кварц-пиритовая, 8 — каолинит-диккит-кварцевая, 9 — кварц-каолинит-диккитовая, 10 — кварц-сметит-хлоритовая, 11 — цеолит-хлоритовая, 12 — карбонат-альбит-хлоритовая, 13 — эпидот(пренит)-хлоритовая; 14 — фациальные границы

носителем низкотемпературных частей разреза метасоматитов, представлены каолинит-диккит-кварцевыми, кварц-каолинит-диккитовыми и кварц-сметит-хлоритовыми разностями. Зональность тыловых фаций проявлена в закономерной смене высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными (диаспор-кварцевой, диаспор-кварц-пиритовой — монофазными и алуит-кварцевыми метасоматитами) от центральных частей вулканоструктуры к периферии, а в линейных зонах от нижних горизонтов к верхним (см. рис. 3). Комплекс

вторичных кварцитов является рудовмещающим. Линейные метасоматические тела этого комплекса в дальнейшем послужили минералогическим и геохимическим фоном для развития предрудных, рудоносных и послепродуктивных минеральных ассоциаций.

Предрудные метасоматиты образуют линейные и линейно-изометричные тела, унаследованно развивающиеся по ранее сформированным вторичным кварцитам. Для них характерно рассеянное и прожилковое окварцевание с переменным количе-

ством пирита и подчиненным количеством минералов ряда люционит-фаматинит, тетраэдрит-теннантит, энаргит, сфалерит, халькопирит и молибденит. В пределах предрудного комплекса выделяется две разновидности: существенно кварцевые и кварц-пиритовые метасоматиты, образующие соответственно локальные площадные поля и линейно-вытянутые тела, для последних характерны четкие тектонические контакты с вторичными кварцитами. Кварц-пиритовые метасоматиты образуют зоны типа «лестничных жил» вдоль сложной системы круто- и пологопадающих тектонических трещин (см. рис. 3).

Золотоносная минерализация, наложена на дорудные и предрудные преобразования. Выделяются следующие *продуктивные минеральные комплексы*: золото-гессит-гидроксилисто-кварцевый, теллур-сильванит-голдфилдит-диксит-кварцевый и золото-голдфилдит-кварцевый. Наибольшим развитием и промышленной значимостью характеризуются два последних комплекса, отвечающие двум главным природным типам руд: первый — с ведущей ролью самородного золота, второй — с преимущественным развитием теллуридов благородных металлов.

Рудные тела представлены «линейными штокверками» тонких (2—5 см) кварцевых прожилков, переходящих в минерализованные брекчии, в которых обломки предрудных метасоматитов или вторичных кварцитов цементируются темно-серым, серым с грязно-зеленоватым оттенком колломорфным метаколлоидным кварцем, несущим продуктивную минерализацию. Текстура руд прожилковая, брекчиевая до кокардовой, колломорфно-полосчатая.

Продуктивная минерализация чаще всего развивается в участках сочленения зон наложенного окварцевания предрудной стадии и блоков вторичных кварцитов, цементируя обломки тех и других. Довольно тесная корреляция интенсивности развития предрудного комплекса с проявлениями золотоносных ассоциаций объясняется, главным образом, унаследованием зон тектонической активности: крутопадающих СЗ, СВ, С—СВ простирания и пологопадающих СЗ простирания, причем максимальная предрасположенность к трещинообразованию

наблюдается в наиболее окварцованных блоках пород вследствие их повышенной хрупкости. В меньшей степени проявлено наложение продуктивных ассоциаций на образования вторичных кварцитов, где распределение золотоносной минерализации подчиняется не только структурному контролю, но и литологическому, избирательно обособляясь в наиболее пористых разновидностях метасоматитов.

Бедные, рядовые и убогие руды образуют круто- и пологосклоняющиеся прерывистые лентовидные и линзовидные скопления, положение которых определяется, главным образом, зонами сочленения крутопадающих СЗ и оперяющих их нарушений, в меньшей степени, пологопадающими разрывными структурами СВ—В падения. Линзы и ленты имеют весьма неровные, извилистые очертания, что обусловлено, видимо, частичной локализацией золотоносных комплексов в пористых образованиях вторичных кварцитов, не затронутых предрудным окварцеванием, то есть для рядового оруденения характерно сочетание литологического и структурного факторов контроля.

Рудные столбы [3, 4] заключают около 80 % металла, представляя собой уплощенно-линзовидные, полого- реже крутопадающие тела, в которых при детализации выделяются обогащенные участки в виде прерывистых полос, округлых сгустков, разрозненных точечных и облаковидных скоплений. При оконтуривании рудных столбов был применен метод накопления частостей содержаний [2]. Золотоносная минерализация рудных столбов пространственно ассоциирует с предрудными пирит-кварцевыми метасоматитами. Она унаследованно локализуется вдоль структурного каркаса, образованного сочетанием СЗ, С и СВ крутопадающих и СВ пологопадающих разрывных нарушений. Значительную роль в локализации рудных столбов играют зоны пологой трещиноватости, которые совпадают с морфологией рудовмещающих силлов, влияют на морфологию отдельных зон дорудных метасоматитов и в конце концов определяют форму тел кварц-пиритовых образований и конфигурацию собственно продуктивных комплексов. Последние располагаются в участках максимального по мощности и ин-

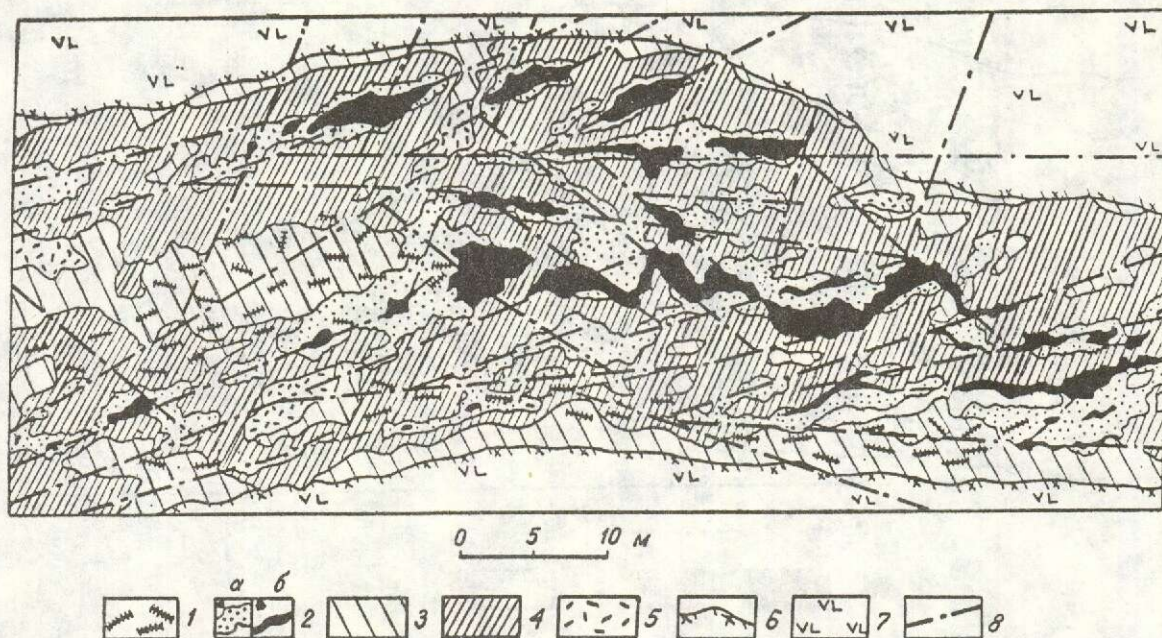


Рис. 4. Фрагмент главной рудной зоны Озерновского месторождения:

1 — пострудные изменения — зоны интенсивного прожилкового окварцевания; 2 — предрудные метасоматиты: а — существенно кварцевые, б — кварц-пиритовые; дорудные метасоматиты, их фации: 3 — кварц-каолинит-диккитовая, 4 — каолинит-диккит-кварцевая, 5 — alunит-кварцевая, 6 — кварц-сметит-хлоритовая; 7 — андезит-базальты; 8 — разрывные нарушения

тенсивности проявления пирит-кварцевого комплекса. Наблюдаемая закономерность в концентрации золотого оруденения может быть обусловлена электрохимическим взаимодействием золотоносных растворов с сульфидными минералами [7]. Для участков с богатыми рудными скоплениями характерен очень резкий переход к бедным и рядовым рудам, роль литологического фактора при формировании рудных столбов очень мала (рис. 4, 5).

Весьма неравномерное распределение золотоносной минерализации опосредованно связано с минералогической и петрофизической неоднородностями вторичных кварцитов, оказывающими значительное влияние на интенсивность проявления, фациальную принадлежность и морфологию образований предрудного прожилково-метасоматического комплекса. Области развития предрудных существенно кварцевых метасоматитов характеризуются расплывчатыми, извилистыми очертаниями и имеют четкий литологический контроль, располагаясь в наиболее пористых и петрофизически неоднородных образованиях вторичных квар-

цитов: alunит-кварцевых ($P_{эф.} = 11,5—17,7\%$), диаспор-пирофиллит-кварцевых ($P_{эф.} = 5,17—9,81\%$), кварц-каолинит-диккитовых ($P_{эф.} = 4,4—11,0\%$) и кварц-сметит-хлоритовых ($P_{эф.} = 10,0—26,0\%$) метасоматитах ($P_{эф.}$ — эффективная пористость).

Выводы:

1. Озерновское месторождение приурочено к сформированному в пределах мобильного блока северо-западного простираения локальному палеовулкану, осложняющему крупную длительного развития вулканотектоническую структуру центрального типа.

2. Основными элементами структуры месторождения являются зоны тектонических разрывов северо-западного простираения, неоднократное подновление которых обусловило унаследованный характер размещения субвулканических тел, даек и разновозрастных гидротермальных комплексов: дорудных — пропилитов, вторичных кварцитов и предрудного прожилково-метасоматического окварцевания.

3. Линейные метасоматические тела вторичных кварцитов послужили минерало-

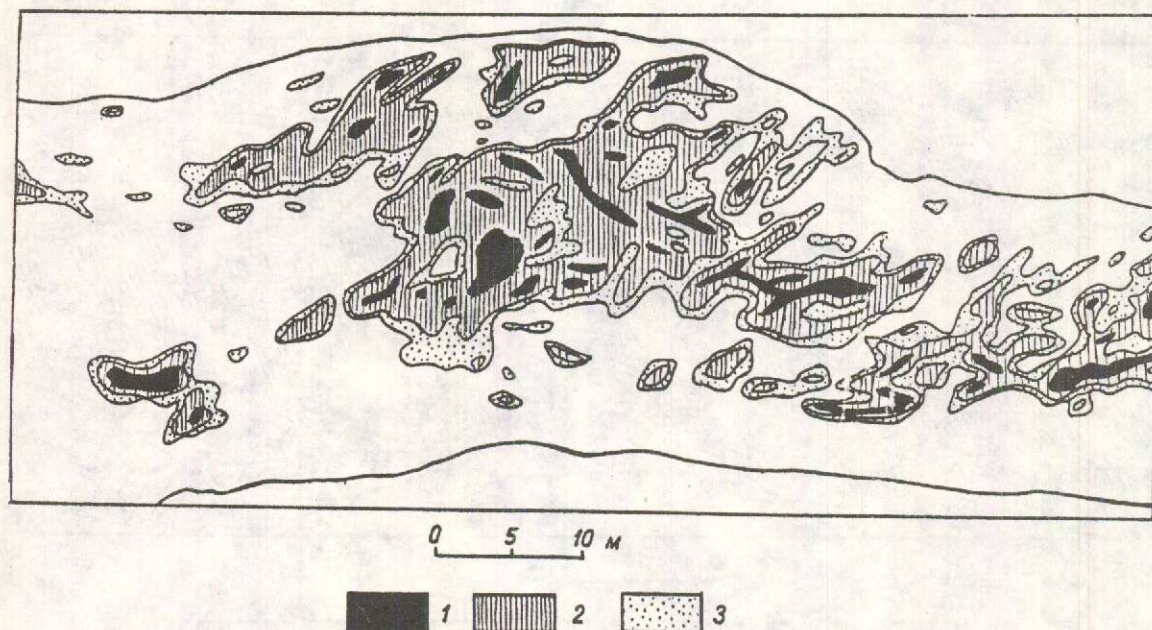


Рис. 5. Распределение золота в главной рудной зоне:

руды: 1 — богатые; 2 — рядовые; 3 — убогие; 4 — безрудные участки

гическим и геохимическим фоном развития предрудных, рудоносных и послерудных минеральных комплексов.

4. Золото-серебряное оруденение приурочено к линейным штокверкам кварцевых прожилков и относится к золото-теллуровой субформации. Наблюдается прямая зависимость интенсивности развития кварц-пиритовых метасоматитов предрудного комплекса и интенсивности проявления золотоносных ассоциаций. При этом золотоносная минерализация может быть наложена как на продукты предрудного комплекса, так и на образования вторичных кварцитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апрельков С.Е., Ежов Б.В. Вулкано-тектонические структуры Центральной Камчатки и связь с ними золото-серебряного оруденения // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских

вулканических поясов. — Владивосток, 1976. С. 325—326.

2. Каллистов Н.Л., Камышев Ю.И. К проблеме выравнивания показателей проб при подсчете запасов месторождений с высокой изменчивостью оруденения. — М.: Тр. ЦНИГРИ. Вып. 128. 1978. С. 68—94.

3. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Госгеолтехиздат, 1956.

4. Нарсеев В.А., Левин Г.Б. и др. Критерии выделения рудных столбов месторождений золота Казахстана // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск: Наука, 1972. С. 177—181.

5. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. — М.: Наука, 1989.

6. Сахарова М.С. Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении. // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск: Наука, 1972. С. 103—111.

7. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активизации кайназойского вулканизма. — М.: Наука, 1989.

Vakin M.E., Naumova O.N.

GEOLOGICAL-STRUCTURAL POSITION AND CONDITIONS OF HIGH-GRADE ORES LOCALISATION AT OZERNOVSKOYE GOLD-SILVER DEPOSIT (KAMCHATKA)

Position of Ozerovskoye deposit in regional structures is shown as well as features of its geological structure, composition of ore-hosting metasomatic and mineral associations. Gold mineralisation in linear bodies of secondary quartzites and its relation to pre-ore silicification are disclosed

УДК 553.411:551.21(571.651)

© В. А. Мачильский, 1994

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ИГНИМБРИТОВЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИМАГАДАНСКОГО РАЙОНА

В. А. МАЧИЛЬСКИЙ (ЦНИГРИ)

Рассмотрены особенности строения вулcano-тектонических структур Примагаданья. На литолого-петрографической основе типизированы породы сформированные при игнимбритовом вулканизме. Показана пространственная совмещенность центров вулканических структур и площадей с золото-серебряной минерализацией. Предполагается унаследованность магматических и последующих — рудоформирующих процессов.

Задача выделения конкретных ассоциаций вулканических образований, развитие которых могло бы привести к формированию золото-серебряного оруденения, и к настоящему времени остается актуальной для Северо-Востока России [5]. Огромный фактический материал, накопленный в Примагаданском рудном районе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), свидетельствует о приуроченности золото-серебряного оруденения к крупным вулcano-тектоническим структурам (ВТС).

Положение наиболее известных ВТС района контролируется поперечными к общему простиранию ОЧВП региональными разломами. В геофизических полях разломы выражены линейными зонами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести. Разграниченные ими блоки, характеризуются автономным развитием и металлогенической специализацией с преобладающей золото-серебряной минерализацией. В пределах этих структур намечается связь магматических образований определенного состава и рудной промышленной минерализации. В этом отношении наибольшее значение среди магматитов представляют высоко флюидизированные игнимбритовые разности. Поэтому при поисках заметный интерес могут представлять всевозможные вулканические постройки, слагаемые этими образованиями.

В наиболее изученной в районе Арманской ВТС, по данным гравиметрической съемки, фиксируется гравитационный локальный минимум сложной конфигурации,

охватывающий площадь выполненную в центральной части интрузивно-вулканическим поднятием (ИВП) с расходящимися в стороны апофизами интенсивностей. Гравитационная аномалия обусловлена находящимся на глубине крупным лакколитообразной формы гранитоидным телом с плотностью $2,45 \text{ г/см}^3$ [10]. В процессе построения моделей распределения аномалий силы тяжести и магнитного поля на площади ВТС удалось определить местоположение корневой системы интрузивного тела. Центральный магматический канал лакколита тяготеет к Аганскому куполовидному поднятию и располагающимся в его пределах вулканическим постройкам линейного типа (рис. 1).

Таким образом, использование гравитационных данных для уточнения контуров ВТС помогает конкретнее судить о границах рудного узла и принципиальных особенностях его глубинного строения. Метод магнитной составляющей естественного электромагнитного поля звуковых частот (ЕЭМП) позволяет фиксировать аномалии повышенной проводимости линейной ориентации до глубины свыше одного километра и способствует обоснованной интерпретации положения жерловых каналов и линейных вулканических сооружений.

Примечательно, что Арманская ВТС, включающая Карамкенский рудный узел, первоначально была выделена И.М.Сперанской, как «структура оседания», ограниченная площадью в 300 км^2 [3]. В настоящее

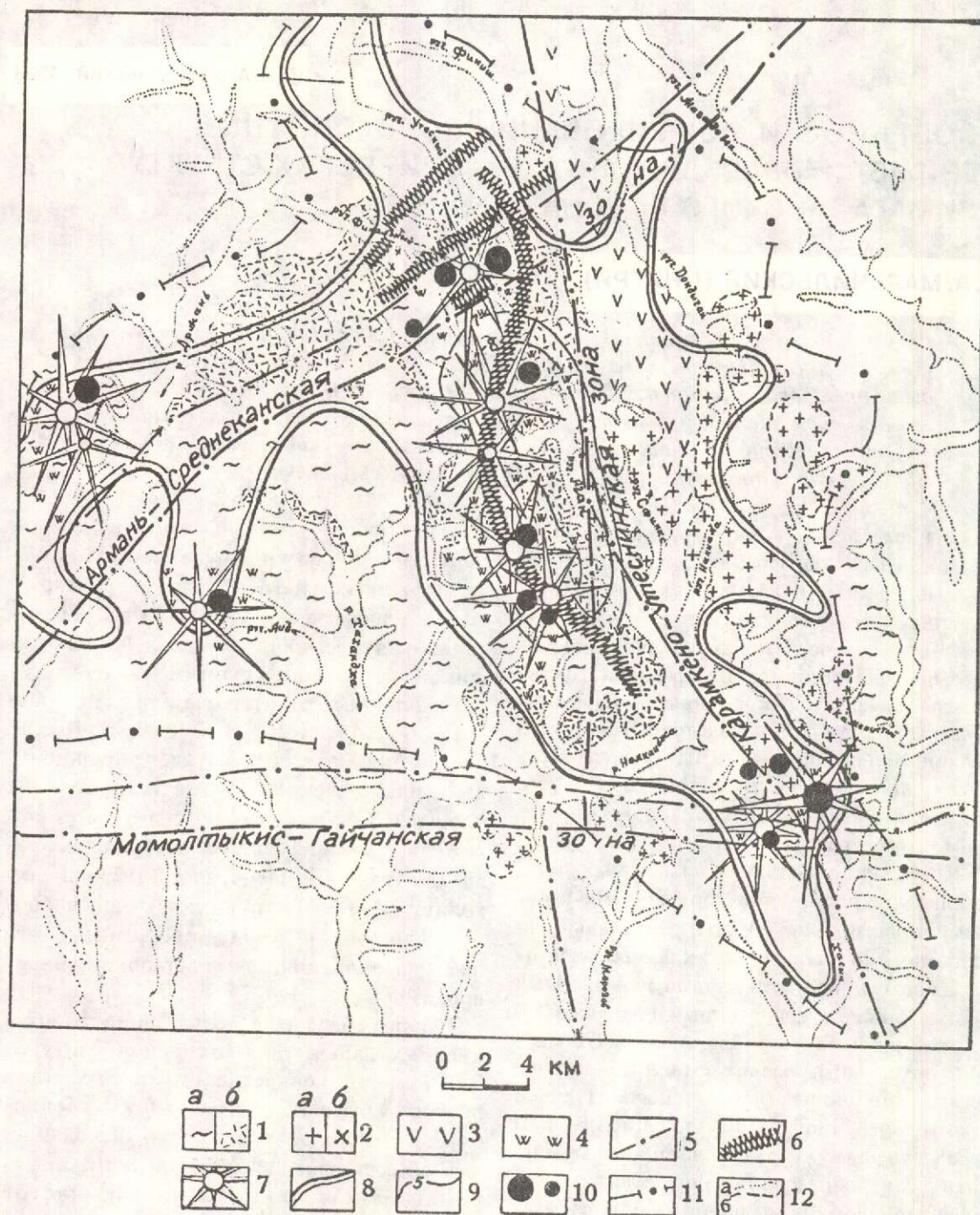


Рис. 1. Арманская вулcano-тектоническая структура с верхнемеловыми палеовулканическими постройками. Использованы геолого-геофизические данные В.В.Закандырина, Л.П.Смоленского, И.М.Сперанской, Л.В.Морозовой, Ю.С.Спасенных.

1 — вулканы: а — игнимбриты риолитов, б — туфолавы, лавы с прослоями игнимбритов, туфов; 2 — интрузии: а — граниты, б — гранодиориты; 3 — лавы андезитов, андезито-базальтов; 4 — зонально построенные поля метасоматитов; 5 — глубинные тектонические зоны; 6 — локальные магмораспределяющие разломы, выделяемые по геофизическим параметрам ЕЭМП; 7 — положение центров вулканической деятельности; 8 — глубинный контур гранитной интрузии; 9 — изолинии глубинного контура главного подводящего канала интрузии, цифрами обозначена глубина горизонтального среза в километрах; 10 — месторождения и рудопоявления; 11 — контур рудного узла; 12 — границы: а — аллювиальных рыхлых отложений, б — геологических образований

время в нее включена территория более 600 км².

Располагающаяся северо-восточнее Хакандинская ВТС площадью свыше 900 км², вмещающая Нявленгский рудный узел, была выделена Ю.Г.Кобылянским также как вулcano-тектоническая депрессия, хотя в структуре ее помимо депрессионных форм имеются интрузивно-купольные поднятия характеризующие начальный этап становления. Аналогичный принцип формирования присущ и Хилгалинской ВТС, ограниченной площадью 800 км² и включающей Ойринский рудный узел. Эта структура, выделенная Н.Н.Соболевым, как и предыдущие отнесена к категории депрессионных. В пределах намечившихся геофизических контуров, охватывающих аномалию гравитационного минимума площадью в десятки километров, отчетливо выделяются области корневой системы разобленных лакколитообразных тел составляющих единую морфоструктуру. В ее геологическом строении можно выделить как положительные так и отрицательные формы, зачастую подчеркнутые палеорельефом. Первые представлены интрузивно-вулканическими поднятиями, вторые — тектоническими депрессиями, выполняющими пространство между ними. Большинство известных вулканических аппаратов тяготеет к положительным морфоструктурным элементам.

Исходя из особенностей строения, можно предположить что на начальных этапах становлению ВТС и формированию на их площади локальных положительных и отрицательных форм способствовали восходящие тектонические движения обусловленные подъемом магматических масс к поверхности (этап общего расширения). Возникавшие конформные морфоструктуры в виде сводовых и купольных поднятий — орогенов завершались вулканическими сооружениями приповерхностных очагов. С окончанием вулканической деятельности связаны нисходящие движения с заложением прогибов и локальных депрессий (этап общего сжатия).

Рассмотренные ВТС отражают стадию завершения вулканизма ареального типа и намечившийся переход к центральному с различными их комбинациями. На смену площадных преимущественно трещинных излияний с множеством вулканических цен-

тров приходят извержения длительного и полициклического действия с последующим формированием стратовулканов (рис. 2).

В строении ВТС района наибольшим распространением пользуются породы нараулийской, хольчанской, улынской и ольской свит, относимые к верхнему мелу и входящие в состав андезитовой, игнимбритовой и контрастной групп формаций по классификации В.Ф.Белого [1]. Эта вулcano-плутоническая ассоциация представлена широким по составу набором пород — от туфов, лавовых потоков базальтов и двупироксеновых андезитов до субвулканических образований трахириолитов.

Особыми свойствами, отразившимися в специфике наземных извержений и формировании на глубине различных эксплозивно-брекчиевых тел, обладают породы с повышенной флюидизацией. К категории таких пород следует отнести все многообразие игнимбритовых разностей, автомагматических и эксплозивных брекчий, возникших в результате специфического игнимбритового вулканизма.

Понятие игнимбритового вулканизма связано с представлениями А.Стейнера [13], А.Ритмана [11], Г.М.Фремда [14], И.М.Сперанской [12], Е.Б.Яковлевой [15], Н.В.Короновского [6], относивших к нему извержения из анатектической магмы с исключительной насыщенностью летучими компонентами, образовавшиеся на поздних орогенных стадиях развития подвижных областей.

Проблема происхождения игнимбритов с момента первых публикаций Маршалла (1932, 1935) по сей день остается спорной. Благодаря работам отечественных исследователей, генезис данных образований за последнее десятилетие приобрел явно «лавовый уклон». В настоящее время противоречивость суждений о природе игнимбритов сменяется единством взглядов на наличие ликвационных процессов в исходном расплаве. По мнению А.А.Маракушева [8], к извержению такого типа приводят процессы дифференциации в магматическом очаге. Появляется новый тип расплава, отличающийся специфическим составом флюидов, способствующих ликвации и расслоению. Это приводит к высокой мобильности и инъ-

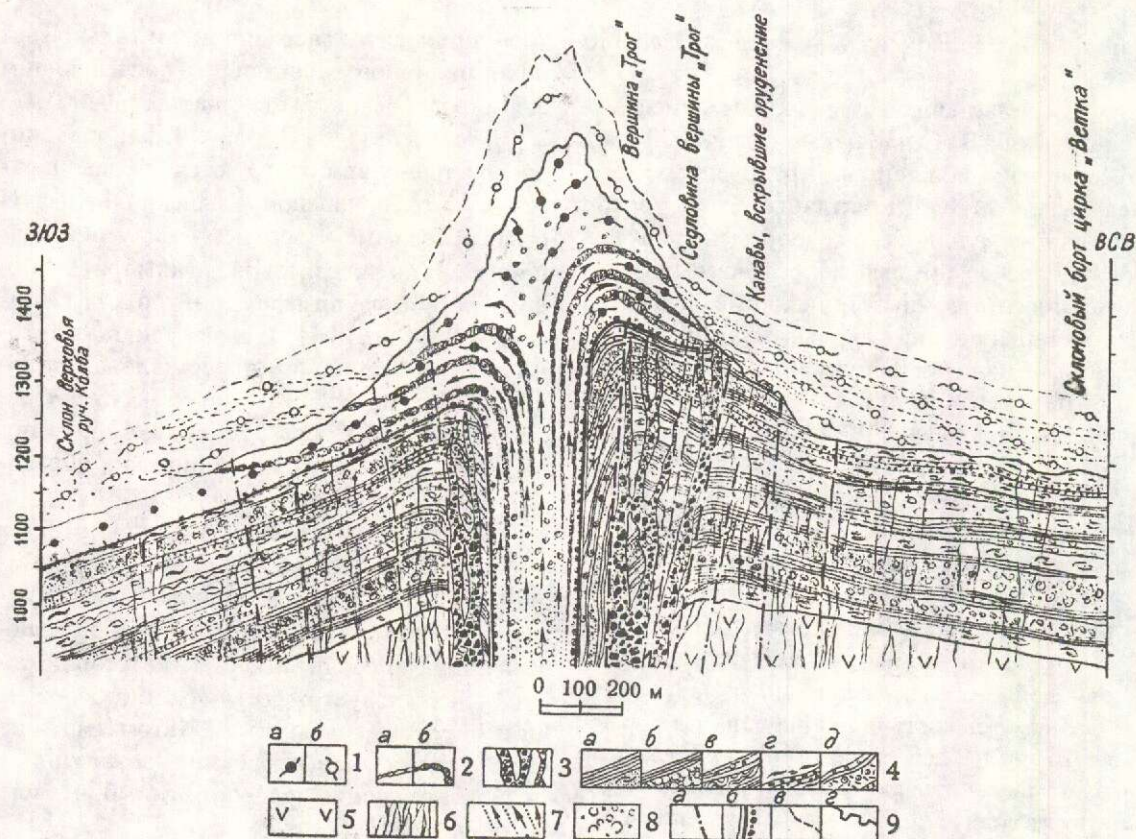


Рис. 2. Строение линейной экструзивно-эффузивной полициклической вулканической постройки (на примере субширотного геологического разреза в верховье руч. Луна).

1 — кристаллокластические игнимбриты с фьямме субэксплозивной фазы извержения: а — существующие, б — эродированные; 2 — жерловые и околожерловые разновидности фаций, маломощные прослои черных витрофиров субэффузивной фазы извержения: а — эродированные, б — существующие; 3 — жерловые группы фаций, преимущественно эксплозивные брекчии; 4 — переслаивающиеся толщи нижнего структурного этажа постройки: а — туфолавы с фельзитовой основной массой, б — лавы флюидальнополосчатые, в — сферолитовые лавы с прослоями пепловых туфов, г — игнимбриты, туфолавы с прослоями агломератовых туфов, д — толщи массивных сферолитовых лав; 5 — андезиты, андезито-базальты; 6 — область развития аргиллизитов и адуляр-кварцевых прожилков; 7 — направление движения одновременных потоков игнимбритов и их контуры; 8 — области жерловой фации выполненные сферолитами и фьямме повышенной размерности; 9 — границы и контуры: а — тектонических зон, б — жерловых каналов, в — эродированных частей вулканопостройки, г — современной поверхности и горных выработок

сционной способности изверженных формаций.

Зарождение на изучаемой площади высокофлюидизированного комплекса вулканических пород следует относить к началу позднего мела — времени формирования нижних структурных этажей вулканических сооружений. По химическому составу пород в Арманской ВТС можно судить о насыщенности их водой, калием и легколетучими соединениями (таблица).

На верхних уровнях палеовулканических построек в породах, помимо повышен-

ных содержаний легколетучих соединений, отмечается смена состава газовой-жидких включений. Для тонкофлюидальных лав характерно высокое содержание воды и калия, что, видимо, обуславливало расщепление расплава и, несмотря на высокую исходную вязкость из-за насыщенности кремнеземом, способствовало его подвижности. Повышенная растворимость в расплаве магнезиальных флюидов, таких как $\text{HCl-HF-B}_2\text{O}_3$, по-видимому, приводила к формированию пород с неравномерным распределением вкрапленников. Стекловатая основная мас-

Содержания воды и летучих соединений по 64 пробам пород Аганской и Мшистинской вулканических построек, % (весовая доля)

	H ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	HF	Cl	B ₂ O ₃
Аганская						
Среднее	$\frac{0,74}{1,65}$	$\frac{3,00}{4,81}$	$\frac{0,16}{0,04}$	$\frac{0,17}{0,01}$	$\frac{0,19}{0,01}$	$\frac{0,02}{0,003}$
Мода	$\frac{0,44}{1,3}$	$\frac{2,5}{5,7}$	$\frac{0,15}{0,09}$	$\frac{0,12}{0,009}$	$\frac{0,10}{0,01}$	$\frac{5 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$
Дисперсия	$\frac{0,34}{0,24}$	$\frac{0,19}{0,55}$	$\frac{2,68}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,04}{2 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,02}{8 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-4}}{2 \cdot 10^{-6}}$
Стандартное отклонение	$\frac{0,59}{0,49}$	$\frac{0,43}{0,74}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,21}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,16}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,01}{1 \cdot 10^{-3}}$
Стандартная ошибка	$\frac{0,14}{0,12}$	$\frac{0,10}{0,18}$	$\frac{0,01}{8 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,05}{10^{-3}}$	$\frac{0,04}{7 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{3 \cdot 10^{-3}}{3 \cdot 10^{-4}}$
Мшистинская						
Среднее	$\frac{0,52}{1,85}$	$\frac{3,67}{5,37}$	$\frac{0,09}{0,06}$	$\frac{0,08}{0,04}$	$\frac{0,06}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,02}{0,003}$
Мода	$\frac{0,6}{2,62}$	$\frac{3,9}{4,45}$	$\frac{0,12}{0,09}$	$\frac{0,09}{0,03}$	$\frac{0,01}{8 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$
Дисперсия	$\frac{0,02}{1,76}$	$\frac{0,72}{2,35}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{8 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-5}}{4 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{10^{-3}}{5 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-6}}$
Стандартное отклонение	$\frac{0,15}{1,33}$	$\frac{0,85}{1,53}$	$\frac{0,03}{0,02}$	$\frac{9 \cdot 10^{-3}}{0,02}$	$\frac{0,03}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$
Стандартная ошибка	$\frac{0,03}{0,33}$	$\frac{0,21}{0,38}$	$\frac{9 \cdot 10^{-3}}{7 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-4}}$

Примечание. Размер выборки равен 16; в числителе — верхний структурный этаж (литокристаллокластические игнимбриты); в знаменателе — нижний структурный этаж (тонкополосчатые флюидалные лавы)

са, по данным хроматографии и водных вытяжек, несет значительную долю газово-жидких флюидов, что, вероятно, и позволяло первичному расплаву со значительной долей (40 % и более) фенокристаллов перемещаться на расстояние превосходящее обычную протяженность лавовых потоков. Для такого типа пород весьма характерна резкая смена структурного облика. Так, в пределах площади прозрачного шлифа, порфировая структура с высокой долей кристаллов, может сменяться афировой с отчетливыми признаками флюидалного течения.

В пределах палеовулканических соору-

жений района среди многообразных типов флюидизированных пород были выявлены три наиболее характерные разновидности. К первым двум отнесены игнимбриты сформировавшиеся в процессе эффузивных и эксплозивных фаз извержений. По структурно-текстурным признакам среди них выделяются субэффузивные и субэксплозивные разновидности, которые, наряду с заметными отличиями крайних типов, характеризуются постепенными переходами между ними. Третья разновидность, формировавшаяся в обстановке близкой к интрузивной, отвечает автомагматическим брекчиям.

Если расположить выделенные разновидности игнимбритов по вертикальной составляющей единого эшелонированного потока пароксизмального извержения, то субэффузивный тип, со свойствами близкими к лавам, займет нижний уровень, а субэксплозивный, ближе стоящий к литокластическим туфам — вышележащий уровень. По условиям залегания отдельных потоков и толщ можно заключить, что каждый из типов мог извергаться самостоятельно, независимо один от другого. Предполагается, что в этих ситуациях могли возникать различной морфологии локальные потоки или значительные по площади покровы.

Эмульсионно-стекловатая основная масса первого типа игнимбритов носит текстурные признаки ламинарного течения расплава, участками переходящего в «вихревое». Вкрапленники (25—45 %) имеют оскольчатый облик, сохраняя в отдельных частях потока полный габитус (витропорфировые). Состав отдельных потоков этого типа может варьировать от андезитового и андезито-дацитового до риолитового.

Вторая разновидность игнимбритов отвечает частично туфолавам и литокластическим туфам. Их потокам был свойственен турбулентный характер перемещения. Нижние толщи туфолав зачастую насыщены окатанными включениями подстилающих пород. На микроуровне порода носит элементы флюидальности. Отдельные участки течения или линзовидные обособления стекловатой массы насыщены кристаллитами. Количество обломочной составляющей самых верхних уровней потоков может достигать более 60 %, при этом отмечаются элементы сортировки обломков по слоистости. Состав этой разновидности игнимбритов преимущественно кислый.

Извержение мощных лавообразных потоков, состоящих из плотной стекловато-эмульсионной массы насыщенной летучими, как предполагается, носило многоактный характер. Потоки, скатывавшиеся по относительно крутым склонам (35—40°, иногда более 80°), выполняли отрицательные формы рельефа. Верхние уровни эшелонированных потоков, обладавшие большей эксплозивной энергией и благодаря высокой насыщенности летучими, способны были покрывать значительные площади, в том

числе с пересеченным рельефом, и формировать сравнительно мощные покровы.

О наличии околожерловой группы фаций наглядно свидетельствуют крутопадающие (35—80°) потоки черных витропорфировых игнимбритов риолитового состава. Их мощность не превосходит 6—8 м, протяженность — 300—400 м (см. рис. 2). В непосредственной близости к жерловым каналам отмечаются шарообразные включения достигающие в диаметре более двух метров. Эти включения заимствованы из пород нижних горизонтов (игнимбритов, сферолитовых лав, гранитоидов). Окатывание их могло происходить как в жерловом канале, так и в процессе движения лавины по склонам вулкана.

В отличие от точки зрения И.М.Сперанской [12], автор полагает, что процессы спекания не являлись основополагающими при превращении расплава в породу для обоих типов игнимбритов. В шлифах отчетливо видна тонкополосчатая структура течения расплава, волочение и окатывание кристаллов-вкрапленников. Формирование «пепловых частиц», которые можно наблюдать наряду с флюидальностью в одном шлифе, по мнению А.Стейнера [13], происходит еще в глубинных очагах или каналах.

Помимо игнимбритов различного состава (от среднего до кислого), формирующих вулканические сооружения района в наземных условиях, следует отметить разновидности, становление которых происходит на субвулканическом уровне. Это, прежде всего, штокоподобные и дайкообразные тела с рвущими контактами, структурно-текстурные признаки которых близки к игнимбрикам изверженным на поверхность. Факты существования такого типа игнимбритов отмечены еще 50 лет назад С.Коттоном и несколько позднее Р.Куком. Первые публикации по Казахстану об интрузивных игнимбриках или автомагматических брекчиях относятся к началу 60-х годов [15]. Этим породам, как и наземным разновидностям игнимбритового ряда, свойственен оскольчатый характер минералов-вкрапленников, резко переменное их количество (от 10 до 80 %), многостадийность кристаллизации, гомогенные сростки, а также ранние выделения биотита и магнетита.

В некоторых ВТС есть образования, об-

ладающие сходными признаками. Они представлены уплощенными и линзообразными по морфологии телами с достаточно убедительными признаками их эффузивного происхождения. Отдельными исследователями подобные формирования относятся к категории автомагматических брекчий, что не согласуется, по мнению автора, с основным признаком выделения — наличием субинтрузивных условий становления. В противном случае это могут быть локальные потоки игнимбритов, их порфировые разности, состав которых, как показывают многие примеры, может изменяться от андезитового до риолитового.

Реально наблюдаемые колебания в составе игнимбритов вплоть до основных магматических дифференциатов свидетельствуют о процессах гибридизма в первичном расплаве. Это приводит, как отмечается целым рядом исследователей [4, 6, 8], к их повышенной продуктивности на минерализованных участках. Локально проявленные на рудных полях более основные по составу игнимбриты являются перспективно металлоносными. Так, для игнимбритов среднего состава Карамкенского и Вершинного рудных полей характерны более высокая температура ($800-650^{\circ}\text{C}$) и водная ($2045 \cdot 10^{-6}$ г/г навески) составляющие, повышенные содержания фтора и калия, повышенный фон ($0,003-0,05$ г/т) золото-серебряных содержаний, что приближает эти породы по ряду параметров к флюидно-эксплозивным брекчиям.

На завершающем магматическом этапе формирования высокофлюидизированного комплекса пород имеют место тела глубинных eksploзивных брекчий. Эти причудливой формы ветвящиеся тела скрытых eksploзий (см. рис. 2), наследующие от жерловых образований полимиктовый состав обломочной части, зачастую избирательно метасоматически изменены и минерализованы (золото до $1-1,5$, серебра — 10 г/т). Основная масса eksploзивных брекчий состоит из мельчайших обломков пород фундамента, скрепленных стекловатым базисом. В отличие от брекчий выполняющих жерловые каналы, во флюидно-эксплозивных разностях отмечаются повышенные содержания ($0,28-0,35\%$) углерода, а цементирующая масса, как и игнимбриты, бо-

гата газовой-жидкими флюидами. Помимо таких газов как CO_2 , CO , H_2 отмечается повышенное содержание CH_4 , солевых растворов Cl^- , F^- , а также K^+ , Ca^{++} , Mo^{++} . Исходя из состава газовой-жидких включений минерализованных eksploзивных брекчий, золото-кварц-адуляровых, а также пострудных кварц-флюоритовых жил (Арманская ВТС), можно судить о преемственности флюидно-магматических и рудных процессов.

Таким образом, заметная роль газовой-жидких магматических флюидов проявляется в процессе эволюции игнимбритового вулканизма и отражается в специфических особенностях продуктов его деятельности. Наиболее отчетливо это проявлено в eksploзивно-брекчиевых формированиях. Ранее было показано [4, 8, 9], что одним из решающих факторов, способствующих процессам дифференциации в расплаве и переносу рудоносных газовой-жидких компонентов, является повышенная степень флюидности магм на завершающих этапах эволюции вулканоплутонической системы. Представляется вполне оправданным то рудогенерирующее значение, которое следует придавать комплексам флюидизированных пород.

В результате геологических наблюдений были выявлены различные морфологические типы вулканических построек, получившие развитие в пределах исследуемого района. Важным фактором, влияющим на морфологию таких сооружений, по мнению А.Ритмана [11], является форма подводящего канала, который может быть «трубообразным жерлом или зияющей трещиной». По этим признакам выделяются центральные (или жерловые) и линейные (или трещинные) вулканические аппараты. Вулканические сооружения развитые вдоль трещинных каналов охватывают большие площади и несут значительные мощности изверженных пород. Этот тип линейно вытянутых вулканопостроек получил условное название «экструзивно-эффузивные».

В трех изученных ВТС преимущественное развитие по площади занимают постройки линейного типа. На примере Арманских вулканических сооружений установлено, что жерловые трещинные тела, выполнены брекчиями полимиктового состава мощно-

стью 15—20 м и фрагментарно прослеживаются на 60—80 м. Общее простирание валообразного вулканического сооружения составляет свыше 20 км и совпадает с аномальной зоной, выделяемой геофизическим методом ЕЭМП (см. рис. 1). Нижний структурный этаж таких сооружений в Арманской и Хакандинской ВТС слагают отдельные линейно вытянутые экструзивы, выполненные тонкофлюидальными лавами перемежающимися со стекловато-эмульсионными разновидностями игнимбритов, а также мало мощными прослоями вулканического пепла (см. рис. 2). Протяженность крутозалегающих (от 35 до 75°) в прижерловой части экструзивных языков достигает 800–900 м, а мощность составляет 400 м.

В результате фумарольно-сульфатарной деятельности, сопровождавшей вулканические процессы, были сформированы поля аргиллизитов с отчетливой вертикальной зональностью [3]. Толщи более поздних кристаллокластических и витропорфировых игнимбритов, перекрывающих термальные поля, являлись экранирующей средой для глубинных метасоматических и рудоносных флюидизированных растворов (рис. 3).

Иную структурную позицию занимают вулканические сооружения по форме близкие к изометрическим. Это более локальные и компактные сооружения с отчетливо проявленным тектоническим каркасом. Они отражают наиболее полно проявленную вулканическую деятельность с отчетливой дифференциацией вулканитов (от андезито-базальтового до риолитового состава) и являются перспективными на промышленные концентрации золото-серебряного оруденения. Этот тип вулканопостроек условно назван «экструзивно-субвулканическим».

Оба типа вулканических сооружений (см. рис. 1) могут совмещать в своем строении как интрузивно-вулканические поднятия (ИВП) — структуры, конформные первичному этапу становления, в пределах которых располагаются вулканические аппараты, так и локальные депрессии, возникшие на более поздних этапах и часто сопряженные с ИВП. На субширотном разрезе Аганской линейной палеопостройки (см. рис. 3) показан принцип формирования отрицательных морфоструктур. Предполагается, что продуктивная золото-серебряная

минерализация может локализоваться в равной мере как в положительных, так и отрицательных структурах. При этом следует учитывать, что ИВП, в силу лучшей обнаженности, исследованы более детально, в то время как депрессионные еще недостаточно опосредованы на скрытое оруденение.

Рудные поля тяготеют к глубинным наиболее вытянутым апофизам интрузивных масс или к периферическим частям ВТС. Границы рудных полей почти повсеместно совмещаются с контурами распространения вулканических образований и всецело зависят от типа вулканических построек. Они также могут быть изометричными и компактными или линейно-вытянутыми. К первой разновидности относятся: Карамкенское, Мшистинское, Аида-Жимолось в Арманской ВТС (см. рис. 1); Нявленгское в Хакандинской; Ойринское и Валунистое в Хилгалинской ВТС. Рудные поля линейно-вытянутых очертаний типичны для вулканических построек с трещинными каналами. Это Аганское и Финиш-Утесное в Арманской, а также рудное поле в верховье междуречья Вершинного и Липаритового ручьев в Хакандинской ВТС.

На рудных полях площадью не более 35—40 км² обычно сочетаются положительные и отрицательные формы вулканических построек. Так, в Карамкенском рудном поле наиболее продуктивные рудные тела тяготеют к околожерловому пространству и располагаются в пределах сопряжения ИВП (юго-западные фланги Магадавен-Хасынского поднятия) и локальной вулcano-тектонической депрессии. По данным минералого-геохимического опробования и разведочного бурения, в депрессионной части предполагается скрытое оруденение.

В Аганском рудном поле линейного типа (см. рис. 1, 3), располагающемся на склонах валообразной палеопостройки, трещинные жерловые каналы тяготеют к крупному линейному поднятию — периферическим областям гранитоидного массива «Сфинкс». Рудные тела, в виде мало мощных кварцадуляр-карбонатных жил с золото-серебряной минерализацией и зон ветвящихся прожилков, располагаются в непосредственной близости (100—200, редко более 500 м; участок Финиш) к околожерловым образованиям. В пределах распространения около-

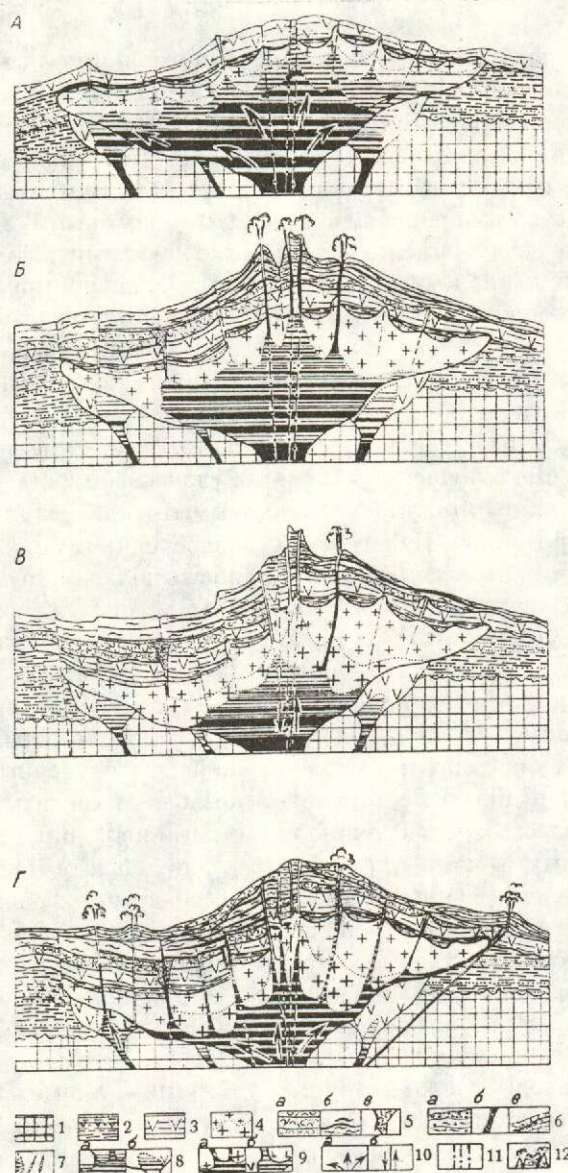


Рис. 3. Схема последовательности формирования Арманского лакколита и наземной вулканической постройки (на примере субширотного разреза Хаханджа-Аган-Сфинкс). На основе геофизических данных Л.В.Морозовой и Ю.С.Спасенных.

А — начало-середина позднего мела — становление Арманского лакколита; Б — середина-конец позднего мела — интенсивная вулканическая деятельность; В — поздний мел-палеоген — затухание магматической активности (процессы глубинной фумарольно-сульфатарной деятельности); Г — ранний палеогеновый этап тектоно-магматической активизации (эксплозивно-гидротермальные процессы); 1 — архей-протерозойский кристаллический фундамент; 2 — терригенная геосинклинальная формация (верхоянский комплекс); 3 — продукты вулканизма ранней андезито-гранодиоритовой ассоциации; 4 — дифференцированные гранитоиды; 5 — продукты вулканизма риолит-гранитовой ассоциации: а — тонкофлюидальные сферолитовые лавы, туфолавы, прослои кристаллокластических игнимбритов, б — литокристаллокластические игнимбриты с потоками черных витрофиров; в — экструзивные тела риолитов; 6 — продукты вулканизма смешанного состава: а — игнимбриты, б — eksploзивно-гидротермальные брекчии; в — игнимбриты андезитового состава и долериты; 7 — рудоносные тела в ореолах трещинных метасоматитов; 8 — дифференцированное распределение магматического расплава: а — в начальный этап формирования магматической камеры, б — в завершающий этап кристаллизации; 9 — поздние порции магматического расплава: а — риолит-гранитового, б — базальтового состава; 10 — направление движения: а — магматического расплава, б — перемещение блоков фундамента вдоль глубинных разломов; 11 — Карамкено-Утесинская зона глубинных разломов; 12 — вулканические аппараты с подводными колоннами магматического расплава.

жерловых фаций наблюдается вертикальная зональность «аргиллизитов» представленная сверху вниз: монокварцевыми, кварц-алунитовыми, кварц-каолинитовыми и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Депрессионная область, выполняющая долину реки Хаканджи, располагается западнее линейного палеовулкана и характеризуется значительными мощностями вулкани- тов.

Рудное поле Нявленга также частично лежит в области куполовидного поднятия, сформировавшегося в начале верхнего мела на этапе общего подъема будущей вулканической структуры. Нижние этажи, в значительной мере эродированной Нявленгской палеопостройки, также как Агано-Утеснинской и Мшистинской, сложены тонкополосчатыми флюидалными риолитовыми лавами. Рудные тела приурочены к ядру вулкано-купольного поднятия, выполненного андезитами предположительно жерловой группы фаций. Тип вулканопостроек, вмещающих Нявленгское рудное поле, относится, как уже упоминалось, к изометричным. Помимо изометричных в этой структуре имеют место постройки с трещинным типом жерловых каналов. Такова, например, постройка фрагментарно вытянутая вдоль правобережной части руч. Липаритовый и вдоль верхнего течения руч. Вершинный. Положение трещинных жерл линейного палеовулкана ориентировано вдоль северо-восточной Хакандинской зоны разломов. Массивы вторичных кварцитов в пределах жерловых фаций свидетельствуют о сольфатарных процессах на склонах некогда действовавших вулканов. Локализованы кварциты в нижнем структурном этаже постройки. Среди метасоматических пород выделяются: монокварцевая, кварц-каолинитовая, корунд-пирофиллитовая и пирофиллитовая фации [2]. Экранировали их кристаллокластические игнимбриты наиболее поздней — ольской свиты. В остальных рудных полях Хакандинской структуры уровень максимальной разгрузки рудоносных флюидов лежит значительно выше, чем в Нявленгском и Вершинном, затрагивая зачастую толщи игнимбритов.

На площади Хилгалинской ВТС положение золото-серебряного оруденения связано с наиболее крупными вулканическими

сооружениями в области ИВП, находящегося в междуречье Хилгалин-Кованый-Бумеранг. Наиболее изученное — Ойринское рудное поле приурочено к вулканической постройке Бумеранг-Нужный и контролируется сколовыми тектоническими зонами, вмещающими жильные тела с сульфидной пирит-арсенопиритовой минерализацией. Выделяются два этапа рудной минерализации: золото-серебряный и серебро-полиметаллический. Среди метасоматически измененных пород широко развиты околотрещинные адуляр-гидрослюдисто-кварцевые. Рудоносные зоны тяготеют к околожерловым группам фаций: лавам, кластолавам и лавобрекчиям андезитов. Наиболее типичное выполнение рудоносных зон мощностью 4—5 м, протяженностью 400–500 м — маломощные прожилки кварц-адулярного и адуляр-хлоритового состава.

Условия локализации участков с продуктивной минерализацией на площадях наиболее изученных ВТС рудного района, позволяют сделать предположение о существовании конкретных ассоциаций магматических образований, генетические особенности которых сближали их с процессами формирования близповерхностного золото-серебряного оруденения.

Флюидизированные комплексы участвующие в строении ВТС и ассоциирующиеся с проявлением золото-серебряной минерализации, помимо Примагаданского района, получили развитие в областях Восточного Забайкалья, Южного Приморья и Приамурья (Белая Гора, Многовершинное), а также в регионах палеозойского вулканогенного пояса Казахстана, Средней Азии (Кочбулак, Кызылалма, Чадак, Каульды).

Выводы:

1. Составными элементами исследуемых ВТС района являются интрузивно-вулканические поднятия (ИВП) — конформные морфоструктуры, отражающие этап становления всей структуры в целом в период орогенной тектоно-магматической активизации. На поверхности ИВП представлены гранитными массивами или вулканическими сооружениями. Сопряженные с ИВП локальные вулкано-тектонические депрессии (ВТД) отличаются наиболее мощными вулканическими накоплениями. Предполагается, что такие морфоструктуры в равной мере

могут быть потенциально рудоносными. Известные к настоящему времени месторождения золота и серебра размещаются преимущественно в приподнятых блоках — интрузивно-вулканических поднятиях, т.е. положительных структурах, в значительной мере подвергшихся эрозии. Отрицательные депрессионные структуры могут быть в той же мере перспективны на скрытое оруденение.

2. Границы рудных узлов (Карамкенского, Нявленгского, Ойринского) практически совпадают с контурами ВТС, обусловленных положением глубинных гранитоидных тел выявляемых по гравиметрическим параметрам.

3. На площади изученных ВТС в процессе игнимбритового вулканизма ареально-го характера, сформировались два типа вулканических построек:

а) линейные, с трещинными жерловыми каналами (экструзивно-эффузивные), с однородными по составу продуктами риолитового магматизма, сопровождающиеся мелкими проявлениями золото-серебряной, преимущественно прожилковой минерализации;

б) изометричные, с центральными каналами (экструзивно-субвулканические), отличающиеся более отчетливо проявленной дифференциацией вулканитов андезито-базальт-риолитового состава и сопровождающиеся промышленными концентрациями золото-серебряного оруденения.

4. Процессы дифференциации в магматическом очаге способствовали появлению флюидизированного комплекса пород, сформировавшего верхний структурный этаж вулканических построек. Флюидалные лавы с маломощными прослоями туфов и игнимбритов, слагавшие отдельные экструзивы, сменялись в верхней части разреза игнимбритовыми разностями насыщенными магмофильными флюидами (хлором, фтором и бором).

5. Флюидизированный комплекс пород, насыщенный газовой-жидкими составляющими, на завершающих этапах вулканизма дополнялся глубинными эксплозивно-брекчиевыми телами с повышенным золото-серебряным фоном. Выдвигается предположение о преемственности магматических и рудных процессов. Оно обосновывается при-

уроченностью рудных полей к палеовулканическим постройкам, рудных тел — к жерловой и околожерловой группам фаций; ростом летучих соединений во флюидизированных породах от более ранних к наиболее поздним, а также сходством газовой-жидких включений в породах и минерализованных жилах.

Автор выражает глубокую признательность за содействие в процессе подготовки данной статьи к публикации докторам геолого-минералогических наук М.М.Константинову и Г.В.Ручкину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — М.: Наука, 1978.
2. Бочарников Ю.Р., Ичетковкин Н.В. Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгской вулканогенно-тектонической депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан, 1980.
3. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. — Новосибирск: Наука, 1974.
4. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
5. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984.
6. Короновский Н.В. К проблеме игнимбритов. Бюлл. МОИП. Т. 51. Вып. 5. С. 106—120.
7. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. — М.: Наука, 1986.
8. Маракушев А.А., Яковлев Е.Б. Генезис кислых лав // Вестник МГУ. Сер. геол. № 1. 1985. С. 3—24.
9. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1982.
10. Морозова Л.В. Основные элементы региональных геофизических полей Примагданского района Охотско-Чукотского вулканогена и их возможное геологическое истолкование // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 119. М. 1975. С. 62—67.
11. Ритман А. Вулканы и их деятельность. — М.: Мир, 1964.
12. Сперанская И.М., Печерский Д.М. К вопросу об условиях образования разных типов игнимбритов // Тр. СВКНИ. Вып. 19. Магадан, 1964. С. 181—191.
13. Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия // Проблемы палеовулканизма. — М.: ИЛ, 1963. С. 199—207.
14. Фрейд Г.М. Морфологические типы игнимбритов и туфолав Южного Казахстана // Туфолавы и игнимбриты. — М.: АН СССР, 1961. С. 177—187.

15. Яковлев Е.Б. О некоторых особенностях кристаллизации магматических пород кремнекислого со-

става // Бюлл. МОИП. Отдел геолог. 1979. Т. 54. Вып. 2. С. 76—87.

Machil'ski V. A.

FORMATION OF GOLD-BEARING IGNIMBRITE VOLCANIC-TECTONIC STRUCTURES IN PRIMAGADANSKI REGION

Volcanic-tectonic structures of Magadan region are discussed. Rocks formed during ignimbrite volcanism are typified on a lithological-petrographic basis. Spatial coincidence of volcanic structure centers with areas hosting gold-silver mineralisation is shown. Inheritance of magmatic and ore-forming processes is suggested



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МНОГОФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА ЗАЛЕЖЕЙ И ШТОКВЕРКОВ

MULTIFACTORS MODELS OF GOLD DEPOSITS OF TYPE ORE BEDS AND STOCKWORKS

Атлас

Атлас содержит многофакторные модели 16 золоторудных месторождений (19 рудных тел) типа залежей и штокверков. 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 погрешностей оценки подсчетных параметров; концентрационный блок, где в виде проекций и планов с изолиниями содержания, мощности и метрограмма 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, в частности для геологов, связанных с оценкой, разведкой и геолого-экономическим анализом месторождений. Использование материалов атласа наиболее эффективно сказывается на ранних стадиях изучения объектов, когда объем разведочной информации ограничен.

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



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИ ОПАСНЫХ ОТХОДОВ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

А. И. РОМАНЧУК, Т. Н. МАТЕВИЧ, В. П. ИВАНОВСКАЯ (ЦНИГРИ)

Приводится краткий анализ экологической ситуации в промышленности России, в т.ч. Московского региона, характеристика отдельных видов отходов, классификация их по составу и оптимальные способы переработки.

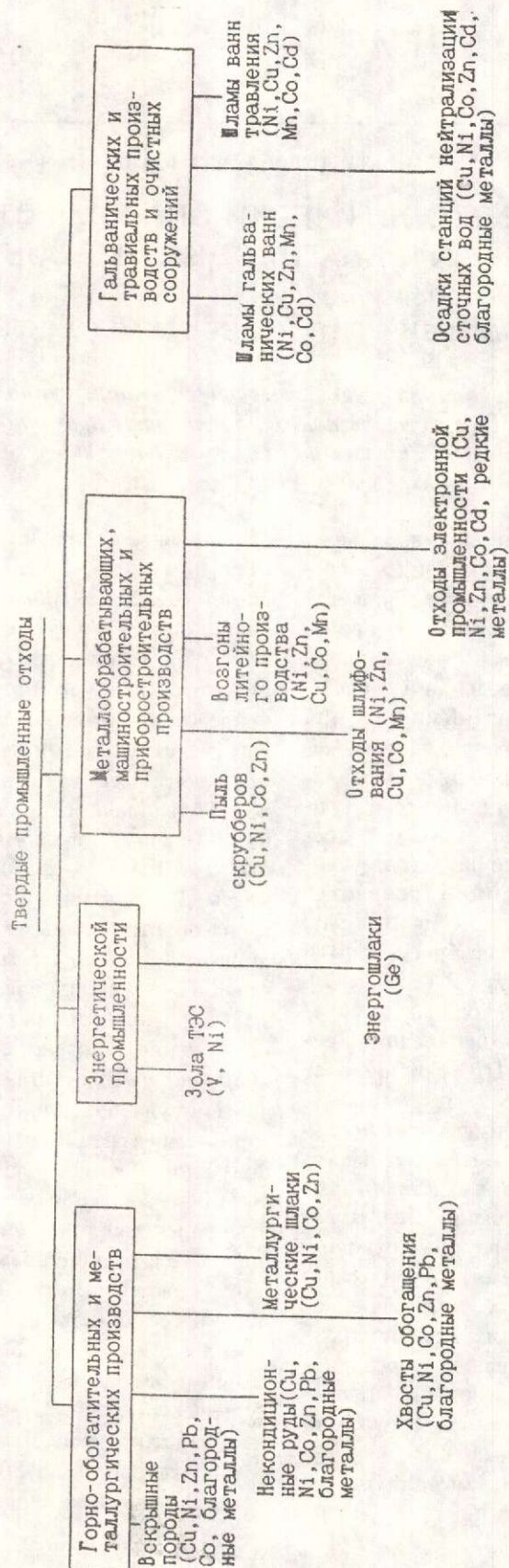
Промышленная эксплуатация минеральных ресурсов сопровождается постоянным ростом объемов отходов, которые увеличиваются в 2—3 раза быстрее, чем объемы производства, способствуя таким образом образованию техногенных месторождений. По данным международных организаций, при отсутствии активных природоохранных мероприятий и принимая во внимание дальнейшее развитие основных отраслей промышленности, примерно через 50 лет содержание оксидов железа в почве и воде удвоится, концентрация свинца возрастет примерно в 10 раз, ртути — в 100 раз, мышьяка — в 250 раз, а выбросы серы и азота в атмосферу возрастут в 2—3 раза [1]. В стране за последние три года максимальные разовые концентрации вредных веществ, превышающие 10 ПДК, отмечались более чем в 100 городах.

На рисунке представлен перечень производств, образующих отходы, содержащие тяжелые цветные и благородные металлы, которые практически не утилизируются. Выделены четыре основные группы отходов: горно-обогатительного и металлургического производств; энергетической промышленности; металлообрабатывающих, машиностроительных и приборостроительных предприятий; гальванических и травильных производств, в т.ч. осадки очистных сооружений после нейтрализации сточных вод.

Горно-обогатительные и металлургиче-

ские производства занимают одно из первых мест по объему складированных длительное время отходов. Примером могут служить общие запасы в стране складированных хвостов обогащения сульфидно-магнетитовых руд, которые исчисляются миллионами тонн и представляют собой источник для производства цветных металлов, серы, железа и нерудной массы для строительных материалов. Только на предприятиях Кольского горно-промышленного комплекса складировано около 170 млн т/год отработанной горной массы [2]. В целом за период эксплуатации горно-обогатительных комбинатов в хранилищах накоплено 1,5 млрд м³ отходов обогащения, для складирования которых занято 12748 га плодородных сельскохозяйственных угодий, а возрастающие расходы за их хранение уже достигают уровня затрат на добычу руды из недр. В металлургическом и горно-обогатительном производстве при получении 1 т металла образуется от 1000 до 5000 т вскрышных пород, от 30 до 100 т отвальных хвостов обогащения и от 1 до 8 т шлака [3]. Количественная характеристика потерь цветных металлов в цветной металлургии составляет: по горно-добывающему комплексу не более 15—20 %, по обогатительному переделу — до 80 %, по металлургическому — 25—30 %. Исключение составляет производство кобальта, основные потери которого (до 80 %) приходятся на металлургический передел.

Классификация твердых промышленных отходов по видам производства:



В скобках даны цветные и благородные металлы, теряемые в отходах

Значительным источником формирования промышленных отходов являются теплостанции (ТЭС), работающие как на жидком, так и на твердом топливе. Ежегодно в стране образуется свыше 100 млн тонн золо-шлаковых отходов (ЗШО), к настоящему времени уже накоплено около 1,3 млрд т ЗШО, а годовое потребление их не превышает 5—6 % [4]. Зольные остатки сжигания нефтяного топлива являются потенциальным источником ванадия, но в отечественной практике они не перерабатываются, хотя по данным Минэнерго в шламовых отходах накоплено более 2,5 тыс. т пентоксида ванадия.

Третья группа — отходы металлообработки, машиностроительных, приборостроительных предприятий — являются ценным вторичным сырьем для получения металлов из отходов. В основном это пыль очистных сооружений, возгоны сплавов литейного производства, отходы автоматической сварки, резки, шлифования и др. Утилизация их ограничена из-за сложности удаления масел, смазочно-охлаждающих жидкостей, абразивных паст, применяемых при обработке металлов.

Отходы гальванических и травильных производств (4 группа) образуются в каждом промышленном районе. В стране работает более 3000 крупных гальванических цехов, которые сбрасывают до 3 млрд м³ сточных вод, содержащих до 50 тыс. т цветных металлов. В связи с тем, что на предприятиях выполняются многопрофильные операции по обработке поверхности металлов, а сточные воды в конечном итоге объединяются, то и отходы их обезвреживания характеризуются многокомпонентностью и значительными колебаниями в составе ценных металлов — никеля, меди, цинка, кобальта и др. Более богаты цветными металлами шламы гальванических ванн, хотя выход их невелик. Значительно большие потери ценных компонентов связаны с осадками очистных сооружений, объемы которых с каждым годом растут, усугубляя экологическую ситуацию в промышленно развитых регионах страны. Так, например, в Москве ежегодно образуется 6 млн т промышленных отходов, из них 36 % складывается на полигонах и свалках. Ежедневно 2800 предприятий столицы сбрасывают в

городскую канализацию 720 тыс. м³ производственно-загрязненных сточных вод; в том числе 380 тыс. м³ без очистки. Наибольшее количество — 220 тыс. м³ /сутки промывных вод и 435 м³ /сутки отработанных растворов с общим содержанием тяжелых металлов 18,6 т /сутки образуют гальванические производства; концентрация которых в Москве на душу населения в 4—5 раз выше, чем в среднем по стране. Более 50 % сточных вод сбрасывается без очистки. В результате обезвреживания остаточной части ежегодно образуется 1,1 млн т гальваншламов, содержащих от десятых долей до нескольких процентов цветных металлов — меди, никеля, цинка и др.

Таким образом, содержание полезных компонентов в некоторых видах отходов выше, чем в традиционном минеральном сырье, но затраты на их извлечение, как правило, не окупаются в связи с относительно небольшим выходом, нестабильным и многокомпонентным составом отходов, причем часто соотношения присутствующих элементов нетипичны для природного минерального сырья (Cu—Cr; Ni—Cr; Ni—Zn и др.); что также приводит к дополнительным технологическим осложнениям и получению низких показателей. Регенерировать полезные компоненты и возвращать в производство на самих предприятиях — оптимальный способ переработки отходов. Однако организовать цикл регенерации растворов различного состава на множестве предприятий с небольшим объемом отходов на каждом не представляется возможным. В силу этих обстоятельств на большинстве предприятий существует централизованная система сбора всех растворов с нейтрализацией объединенных стоков гальванических и травильных производств, последующим отделением осадков и складированием образующихся твердых отходов.

Для практического решения задачи утилизации отходов специалистами института ЦНИГРИ при сотрудничестве с НПО «Эко-техпром» было проведено опробование отваловых продуктов более 40 предприятий Московского региона, разработана методика подготовки проб к комплексному анализу, который включал ряд методов: атомную абсорбцию, весовую, спектральный, пробир-

Классификация твердых промышленных отходов по химическому составу

Группа отходов	Характеристика группы	Пределы содержания элементов, %					
		никель	медь	цинк	железо	хром	свинец
1. Никельсодержащие	Гальваношламы	10—45	0,1—0,3	<0,1	0,3—5	0,01—0,1	<0,03
	Металлосодержащие отходы механической обработки	до 45	<0,05	0,003	>50	0,1	0,04
2. Медьсодержащие	Гальваношламы	сл.	50—55	0,01—0,07	0,05—0,25	0,01—0,6	0,05—0,5
	Шламы нейтрализации	<0,06	12—25	сл.	10—18	сл.	0,2—0,8
3. Цинксодержащие	Гальваношламы	сл.	<0,02	20—58	3—4	0,01—0,07	сл.
	Гальваношламы	0,4	0,1	7—8	0,3	—	0,02
4. Железосодержащие	Отработанные люминофоры	сл.	0,07	70,0	0,4	0,01	0,2
	Гальваношламы	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	>45	<1,0	сл.
5. Комплексные	Металлосодержащие отходы механической обработки	0,15—0,4	0,1—0,7	0,02—0,3	60—95	0,2—3,5	сл.
	Металлосодержащие отходы механической обработки	1—10	1—38	1—16	0,5—25	1—15	0,02—0,1
6. Ванадийсодержащие шламы ТЭС (3—8 % V ₂ O ₅)	Осадки нейтрализации сточных вод:						
	медьсодержащие	0,01—0,3	1,5—5	0,1—0,3	0,1—0,3	0,5—2,7	<0,01
	медно-цинковые	0,1—0,01	0,5—1	8—16	10—25	<2,0	0,03
	медно-никель-цинксодержащие	3—4	2,5—3	10	0,6	0,01	0,01
	содержащие благородные и редкие металлы	0,1—2,5	0,1—3,5	0,1—10	0,1—5	3—5	0,01—5
		(г/т): до 35 Au; до 900 Ag; 4000 La; 8000 Ce; 1400 Nd; 1100 Sm					
		0,5—1,2	0,02	0,04	13—42	0,2—2,8	0,02

ный, инструментальный нейтронно-активационный и др.

В таблице, на примере предприятий Москвы, приведена классификация вторичных твердых отходов по составу. При составлении таблицы использованы результаты изучения более 200 проб отходов, в соответствии с которыми выделены следующие группы: никель-, медь-, цинк-, железо-, ванадийсодержащие, а также комплексные отходы, в том числе содержащие благородные и редкоземельные металлы. Первые четыре группы могут быть условно разделены на две подгруппы:

1 — шламы гальванических и травильных ванн, представляющие собой пастообразную вязкую массу влажностью до 90 %, с высоким содержанием основного металла (никеля, меди, цинка или железа), при сравнительно низких содержаниях примесей;

2 — металлсодержащие отходы — продукты механической обработки металлов, отработанные люминофоры и др. В основной массе в них присутствуют сплавы, часто многокомпонентные (медь, никель, цинк, железо, кадмий и др.), при незначительных содержаниях примесей.

К пятой группе отнесены комплексные осадки станций нейтрализации отработанных растворов и промывных вод. Эти отходы характеризуются значительными колебаниями в составе как основных компонентов, так и примесей. В эту группу входят отходы, содержащие благородные и редкие металлы. Наряду с последними они содержат широкий спектр цветных металлов с колебаниями в содержании от десятой доли до нескольких процентов. В отдельную группу выделены ванадийсодержащие отходы, в которые наряду с ванадием входят также значительные

количества никеля. Повышенной ванадиевостью характеризуются шламы ТЭС, работающие на высокосернистом нефтяном топливе.

На основании комплексного исследования состава вторичных твердых промышленных отходов ряда отраслей и проведенной классификации с учетом их ценности и объемов наиболее перспективными с точки зрения утилизации следует считать осадки очистных сооружений, содержащие благородные и цветные металлы, металлсодержащие отходы, а также ванадийсодержащие шламы ТЭС.

Для переработки отходов целесообразна организация городских (региональных) центров, на которые будут поступать отходы нескольких предприятий. Такие центры могли бы получать из отходов промпродукты, пригодные для производства товарных металлов или строительных материалов на действующих предприятиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубов И.В. Повышение эффективности использования отходов электростанций // Энергетическое строительство. 1990. № 9. С. 33—35.
2. Псарев Г.М. Проблемы комплексного использования отходов производства предприятий Кольского горно-промышленного комплекса — пути решения // Тез. докл. науч.-техн. конференции «Комплексное освоение техногенных месторождений». — Челябинск. 1990. С. 109.
3. Равич Б.М., Окладников В.П. Комплексное использование сырья и отходов. — М.: Химия. 1988. С. 53.
4. Состояние ресурсосбережения в цветной металлургии в 1986—1991 гг. / Б.С.Тихонов, А.В.Первалов и др. // Обзорная информация, ЦНИИ-экономики и информации цветной металлургии. 1991. № 1. С. 1—42.

Romanchuk A.I., Matevich T.N., Ivanovskaya V.P.

USE OF ENVIRONMENTALLY HAZARDOUS WASTES FOR BASE AND PRECIOUS METALS PRODUCTION

A brief analysis of environmental situation in Russia including that of Moscow region is given; the paper also outlines characteristics of certain kinds of wastes; their classification by composition and optimal ways of processing

ДИСКУССИИ

УДК 553.2.001.57

© Ю. К. Воробьев, 1994

ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ю. К. ВОРОБЬЕВ

Рассмотрены три натуральных модели рудообразования, подтверждающие теорию рудных магм Дж.Э.Спёрра и его последователей. Показано, что ключевые механизмы эндогенного рудообразования — концентрация и обогащение рудных компонентов, образование жильных трещин и их заполнение — жестко связаны с процессом кристаллизации магматического очага. Сепарация и накопление примесей в остаточном расплаве и экструзии этой обогащенной примесями жидкости всегда сопутствуют кристаллизации любого сложного или загрязненного расплава. Таким образом, участие гидротерм не является обязательным для рудогенеза.

Обсуждение роли рудных магм в формировании рудных месторождений ведется уже давно [16]. В данной работе описаны простые физические модели, демонстрирующие механизм образования таких магм в кристаллизующейся системе и показывающие закономерности их появления в сложных природных условиях.

Теория рудных магм впервые наиболее полно была изложена Дж.Спёрром [16], согласно взглядам которого многие существенно кварцевые рудные жилы образованы при одноактном внедрении в трещины высококонцентрированных вязких масс, являющихся дериватами некоей исходной магмы. Различные аспекты этой теории получили дальнейшее развитие в трудах ряда отечественных геологов [5, 7, 9, 14]. В последнее время появились работы, рассматривающие рудно-магматический процесс как естественное продолжение процесса петрогенеза [1, 8].

Разные авторы вкладывают в понятие рудной магмы разный смысл. Общее в их представлениях то, что под рудными магмами понимаются высококонцентрированные среды, из которых при одноактном заполнении рудных жил кристаллизуется рудное вещество. Состав, агрегатное состояние и свойства этих сред могут значительно варь-

ировать. Особые рудные расплавы, например, сульфидные или окисные, хотя и существуют в природе, но для жильных месторождений являются частными и достаточно редкими. В большинстве случаев следует, видимо, говорить о вязкой гетерогенной жидкости на кремнеземистой основе, которую многие исследователи склонны считать гелями кремнезема [7, 9, 14].

Описываемые ниже эксперименты не являются попытками воспроизвести какой-то определенный состав рудной магмы в конкретной природной системе. Автор намерен лишь проиллюстрировать на простых физических моделях два наиболее существенных момента теории — реальность возникновения рудных магм и реальность образования ими рудных жил с повышенными концентрациями рассеянных (рудных) компонентов.

Но прежде чем переходить к описанию самих моделей, остановимся вкратце на некоторых закономерностях кристаллизации.

Рост кристаллов в грязных средах. Под «грязными» будем подразумевать среды, которые содержат компоненты, посторонние по отношению к растущему кристаллу. Для простоты в дальнейшем будут приниматься во внимание лишь изначально растворенные

в среде компоненты, так как, хотя грязные среды и могут содержать любое количество механических примесей, но характер взаимодействия с ними растущих кристаллов в общем виде понятен [12, 13, 15].

Определить количественный критерий загрязненности значительно сложнее; будем считать грязными среды с такой концентрацией примеси, которая вызывает при росте данного кристалла периодическое возникновение примесного барьера [2]. Критический уровень загрязнения очень сильно зависит и от вида среды, и от вида примеси. Для грубой оценки можно принять, что в водных растворах концентрации в несколько частей на миллион не вызывают сплошного барьера, но в расплавах и с такими концентрациями нужно считаться. Наиболее распространенный растворитель — вода — в лабораторных условиях на рост кристаллов не действует как примесь, но в неперемешиваемых природных средах это влияние может быть определяющим.

Вещественное взаимодействие кристалла со средой выражается прежде всего в избирательном поглощении кристаллом тех компонентов, из которых он состоит. Все остальные компоненты отталкиваются растущим кристаллом и накапливаются сначала в кристаллизационном дворике, а через последний — и во всем объеме остаточной жидкости. Отталкивание и накопление примесных компонентов происходит тем эффективнее, чем меньше соответствующие равновесные коэффициенты распределения

$$K_0 = \frac{C_{кр}}{C_{ж}},$$

где C — концентрации данного компонента в кристалле и в жидкости.

При малых $K_0 = (10^{-2} — 10^{-4})$ процесс сепарации компонентов среды растущим кристаллом происходит настолько эффективно, что концентрации примесей перед фронтом роста могут превысить пределы их растворимости в данных условиях. В этих случаях происходит *локальная гетерогенизация среды* [2] — на фронте роста выпадают соответствующие примесные фазы: твердые, жидкие или газообразные.

Сепарирующий эффект растущего кристалла отчетливо проявляется даже при кристаллизации такого чистого расплава, каким

является обычная (водопроводная) вода. Диаграмма на рис. 1 показывает, что кристаллизующийся лед эффективно отталкивает все определявшиеся компоненты: в первой порции льда, составлявшей $\approx 1/5$ от первоначального объема воды, концентрации всех компонентов снижаются в 2—8 раз по сравнению с исходным расплавом. Остаточный расплав, доля которого составляла $\approx 1/3$ от первоначального, напротив, обогащен всеми примесями (колонка II).

Нужно заметить, что действительные различия между колонками I, II, III на диаграмме (см. рис. 1) значительно больше, чем показано. Это связано с тем, что состав льда определялся как состав воды, которая из него получена. Она значительно грязнее, чем лед, так как в ее состав входят обильные газовые и газовой-жидкие включения. Сумму загрязнений, обусловленных этими включениями, следовало бы вычесть из колонки II и добавить к колонке III.

Опыты по кристаллизации льда из подкрашенных расплавов [3] показывают, что во включениях и в межкристалльных промежутках скапливается наиболее загрязненная примесями часть остаточного расплава, которая не замерзает даже при полном затвердевании расплава.

В связи с этими результатами, которые типичны для кристаллизации любых расплавов [10], нужно подчеркнуть два обстоятельства, определяющих рудогенез.

Первое — это накопление в остатке даже тех компонентов, исходные содержания которых весьма незначительны. Поскольку эти содержания (единицы или десятки мг/л или г/т) находятся на том же уровне, что и содержания в различных породах очень многих рудных элементов, то следует заключить, что кристаллизация может служить эффективным механизмом концентрации элементов с малыми кларками.

Второе важное обстоятельство состоит в том, что в той же остаточной жидкости, где концентрируются рассеянные элементы, накапливаются и летучие. Эффективность их накопления обусловлена тем, что компоненты с высокой упругостью паров, за редкими исключениями, практически нерастворимы в растущих кристаллах и характеризуются очень малыми коэффициентами распределе-

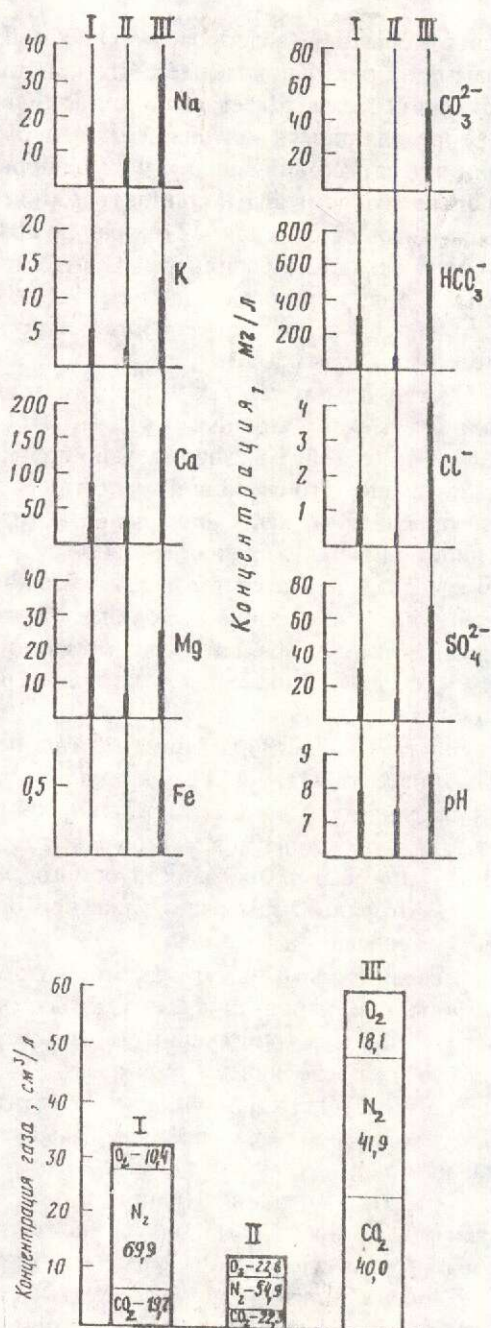


Рис. 1. Накопление примесных компонентов и растворенных летучих в жидком остатке при кристаллизации льда из почти чистой (водопроводной) воды.

I — исходный расплав; II — первая порция льда (1/3 по объему от исходной воды); обнаруженные примеси связаны с газовыми и газовой-жидкими включениями, от которых не удалось вполне избавиться; III — остаточный расплав (1/3 от исходного объема).

Концентрации Fe и CO_3^{2-} в пробах I и II ниже предела чувствительности анализа. Аналитики: И.Б.Игнатова, Г.Е.Каленчук, И.Б.Никитина

ния. Когда концентрация этих компонентов превысит концентрацию насыщения при данном давлении, то они выделяются перед фронтом роста в виде пузырьков газа. Автор уже отмечал важность этого явления для минералотермометрии по включениям [2, 3]. Здесь необходимо указать другое более важное следствие этого явления: если кристаллизующаяся система является замкнутой, то летучие накапливаются в непрерывно уменьшающемся объеме остаточной жидкости и по мере развития кристаллизации в системе возрастает давление. Таким образом, остаточная жидкость, в которой сконцентрированы рассеянные (рудные) элементы, оказывается готовой интродуцировать за пределы кристаллизующейся системы.

Модели жильного рудообразования.

Модель I. Физическое воплощение этой модели можно наблюдать в той же наиболее простой системе вода-лед, поведение которой исследовалось в предыдущем разделе. Ледяной шток, полученный при замерзании водопроводной воды в пластмассовой кювете для приготовления кубиков льда при температуре -15°C показан на рис. 2.

На схематическом разрезе (см. рис. 2) видно, что кристаллизация льда начинается от стенок кюветы. Первоначально кристаллизующийся лед растет весьма чистым, отгоняя все примеси в центр ячейки, где в остаточном расплаве накапливаются и примесные компоненты (см. диаграмму рис. 1), и газы, растворенные ранее в воде. Обычно теплоотвод через стенки и дно ячеек идет значительно быстрее, чем со свободной поверхности воды, благодаря чему слой льда на верхней грани кубика весьма тонкий и легко прорывается даже при небольшом давлении скопившихся газов. Остаточный расплав из середины ячейки изливается на поверхность и замерзает в виде одной или нескольких наледей. Однако, если дно ячейки неплотно прилегает к морозильнику, то кристаллизация льда на стенках идет значительно медленнее, и на поверхности воды образуется толстый слой льда, который прорывается весьма бурно и лишь при большом внутреннем давлении. Извергающаяся на поверхность гетерогенная остаточная жидкость адиабатически расширяется и мгновенно застывает в виде штока (см. рис. 2).

Изложенное толкование этой натурной

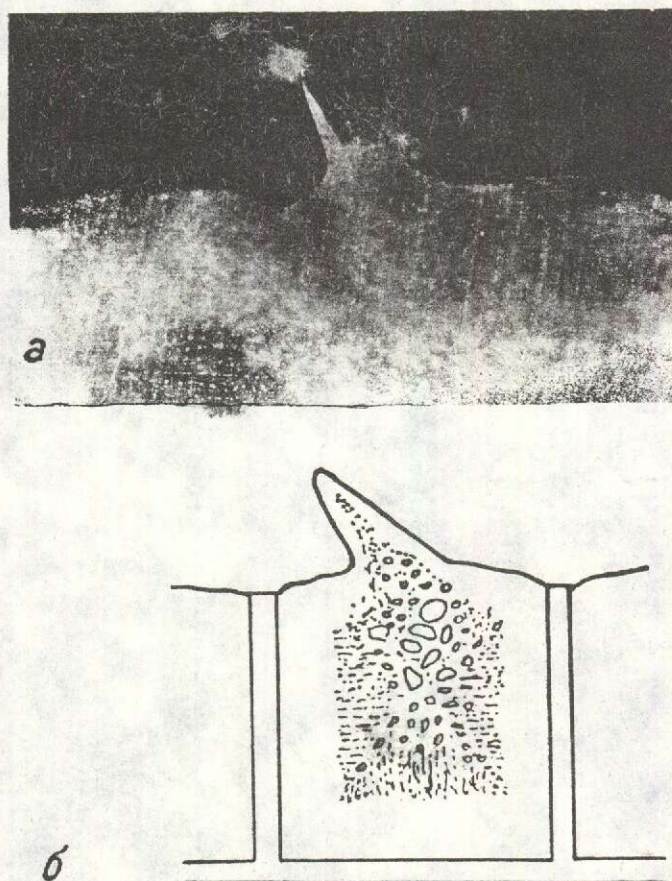


Рис. 2. Ледяной шток:

а — фото, б — схематический разрез. Пересыщенная растворенными летучими компонентами остаточная жидкость экструдируется через верхнюю, наиболее слабую стенку ледяного кубика. Увел. 2

модели легко опровергнуть. Основное возражение может состоять в том, что остаточная жидкость **выталкивается** не давлением скопившихся газов, а самого льда, который обладает, как известно, меньшей плотностью, чем вода. Кроме того, без аналитических данных, приведенных на рис. 1, качественное отличие остаточной жидкости от исходного расплава по содержанию «рудных» компонентов визуально не является очевидным. Другие модели были получены автором при изучении фазовых соотношений и закономерностей кристаллизации в системе Cu-Fe-S и свободны от этих недостатков.

Модель II. Шихта, имеющая состав халькопирита CuFeS_2 или близкий к нему и приготовленная из тщательно перемешанных порошков железа, меди и серы, рас-

плавлялась в вакуумированных ампулах при $\approx 1000^\circ\text{C}$, выдерживалась 4—6 ч при этой температуре, а затем 6—8 ч при температуре предполагаемой кристаллизации при 870°C , после чего в течение 1—5 ч охлаждалась до 800°C . Дальнейшая термическая история сульфидной булы для целей данной статьи не существенна.

Во множестве (около 100) проделанных опытов такого рода картина затвердевания во всех случаях была одинаковой. Слегка сплюснутая капля расплава при охлаждении первоначально покрывалась коркой халькопирита, сохраняя свою приблизительно сферическую форму. По мере кристаллизации халькопирита в остаточном расплаве внутри булы скапливались газы (SO_3 , SO_2 , H_2S , H_2O и пары серы), обособляясь в виде крупных и мелких газовых пузырей. Когда

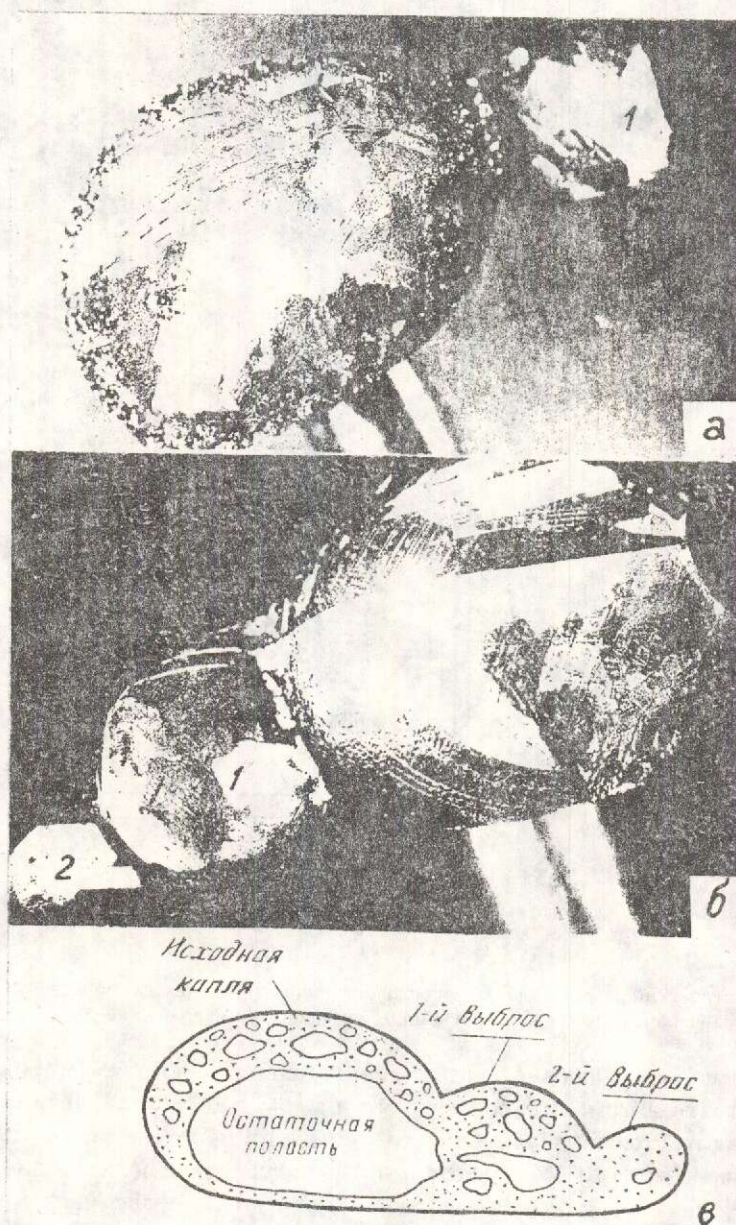


Рис. 3. Кристаллизация капли халькопиритового расплава:

а — внешний вид були при однократной экструзии остаточного расплава; *б* — то же при двукратной экструзии; *в* — схематический продольный разрез були, в котором видны газовые полости. Увел. 7,0 — первоначальная капля расплава; выбросы остаточного расплава: 1 — первый, 2 — второй

давление внутри затвердевшей оболочки становилось более ее прочности, оболочка трескалась, и происходило извержение (излияние) остаточного расплава. Этот процесс повторялся обычно два-три раза, иногда бо-

лее (рис. 3). Каждая последующая порция остаточного расплава была обогащена медью, характеризовалась более высоким отношением металлов к сере и застывала в виде капли меньшего диаметра рядом с

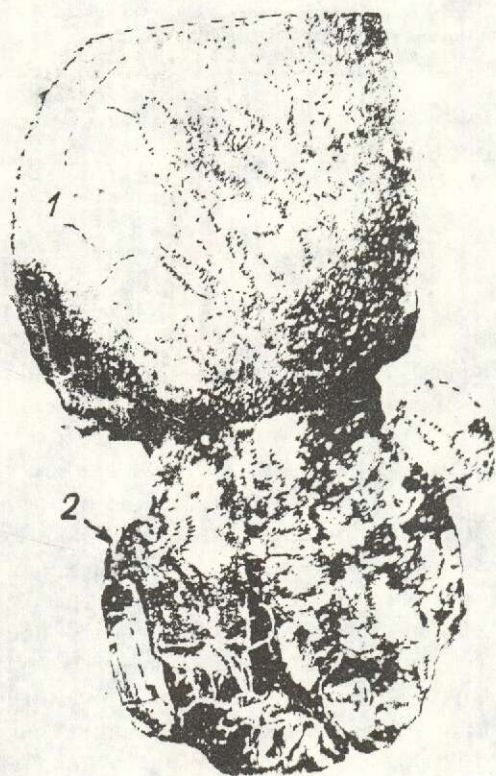


Рис. 4. Кристаллизация халькопиритового расплава с примесью золота.

На поверхности первоначальной капли (1) различима мелкая сыпь золота; на поверхности вторичной капли (2) видны крупные дендриты и сплошные поля, покрытые золотом (белое). Увеличение 12

предыдущей. Внутри затвердевшей капсулы на месте извергнутого расплава оставалась круглая полость (см. рис. 3).

Степень кристаллизационной сепарации компонентов расплава сравнительно невелика: халькопирит в ходе последовательных кристаллизаций, как говорилось, становится более медистым, менее сернистым (визуально более красным и быстро окисляющимся); кроме того, возрастает содержание борнита.

Модификацией этой модели является модель IIa — опыты с составами $\text{CuFeS}_2 + 0,5\% \text{Au}$. Термический режим был тем же, что и для чистого халькопирита в предыдущих опытах. Обнаружено, что введенная в шихту примесь золота концентрируется при кристаллизации халькопирита в остаточном расплаве. Почти все введенное в шихту золото сконцентрировалось во вторичной ма-

лой капле (рис. 4 и таблица), которая представляет собой застывший остаточный расплав, извергнутый из первоначальной капли в ходе ее кристаллизации. Основная масса золота сосредоточена на поверхности капель: в первоначальной капле оно транспортируется на поверхность твердофазной диффузией, а во вторичной — главным образом, за счет «фумарольной» деятельности остывающего остаточного расплава по многочисленным трещинам в оболочке. Приблизительно установленные (по площадной оценке) распределение и баланс золота оказались следующими (таблица).

Модель III — опыты с составами CuFeS . Если опыты с составами CuFeS_2 при малой степени сепарации компонентов и больших излившихся массах расплава можно считать аналогией вулканического извержения, то опыты с составами CuFeS воспроизводят картину «рудного поля» со множеством «рудных жил». Расплавленная шихта имела ту же термическую историю, что и в предыдущих случаях, но явления при ее затвердевании были существенно иными.

Охлаждающаяся капля расплава покрывалась пирротиновой коркой; по мере ее утолщения перед фронтом кристаллизации, направленным внутрь капли, накапливалось то, что не входило в состав пирротина — существенно медный расплав с небольшой примесью сульфидного компонента и газа. Когда под давлением последних корка разрывалась, то разрыв сразу же запечатывался весьма вязким расплавом. Лишь самые первые порции остаточного расплава имели состав, близкий к борниту, но основная его масса, внедрявшаяся в трещины, была представлена чистой металлической медью. Расплавы были сильно переохлаждены ($\Delta T \approx 500^\circ$) и на поверхности сразу же отвердевал, образуя скрученные и изогнутые медные нити. Профиль последних в основном соответствует очертаниям трещин, через которые они выдавливались (рис. 5). Нити постепенно или скачком утолщаются от вершины к основанию; это означает, что трещина раскрывалась по мере внедрения. Сами трещины — короткие, неправильных очертаний, заполненные продуктом крайней дифференциации расплава (металлической медью) — совершенно аналогичны по форме природным рудным жилам (см. рис. 5).

Распределение золота между первоначальным и остаточным расплавом

Сопоставляемые характеристики	Исходная шихта	Первоначальная капля	Экструдированный остаточный расплав (вторичная капля)
Сульфидная масса, г	1,829	1,416	0,407
Масса Au, г	0,01	≈0,001	≈0,01
Содержание Au, %	0,55	≈0,1—0,13	≈2—2,5

Поскольку продавливание вязкого расплава происходило медленно и существенно не снижало внутреннего давления, то вслед за первым разрывом и почти одновременно с ним возникало множество других, и при достаточно медленном охлаждении (≈ 12 при температуре от 800 до 20°C) вся буля покрывалась спутанными медными нитями (см. рис. 5).

При ускорении охлаждения длина медных нитей уменьшалась; при пятиминутной закалке с 800°C над трещинами-«жилами» возвышались лишь небольшие медные штики, высота которых была значительно меньше их простираия.

Полагая, что сила, приложенная изнутри к пирротиновой оболочке, уравновешивается (в момент непосредственно перед разрывом) упругими напряжениями в этой оболочке, внутреннее давление можно оценить по формуле [4]:

$$P_{\text{внутр.}} = \frac{2h\sigma}{R},$$

где h — толщина стенки ($\approx 0,15\text{ см}$);

R — радиус ($\approx 0,5\text{ см}$) пирротиновой капсулы;

σ — предел прочности материала на разрыв (за отсутствием справочных данных для пирротина использованы значения для чугуна: $(1-2,3) \cdot 10^9$ дин/см²; $\sigma_{\text{ср.}} \approx 1,65 \cdot 10^9$

дин/см² [6]. Подставляя числовые значения величин, находим:

$$P_{\text{внутр.}} = 0,6\sigma \approx 10^9 \text{ дин/см}^2 \approx 1000 \text{ бар.}$$

Этот результат, будучи лишь приближенной оценкой, показывает, что величина внутреннего давления в замкнутой кристаллизующейся системе может быть весьма значительной.

Обсуждение результатов. Описанные выше модели предлагают ответы на главные

вопросы рудообразования. Если рассматривать некий гипотетический резервуар, заполненный сложным магматическим расплавом, то начавшаяся с понижением температуры кристаллизация основных компонентов магмы неизбежно приведет — без участия каких-либо других механизмов — к концентрации в остаточном расплаве, с одной стороны, рудных и всех прочих рассеянных компонентов, у которых $K < 1$, а с другой стороны — к накоплению летучих компонентов с высокой упругостью паров, которые, в свою очередь, обеспечивают перенос концентрированной рудной массы и ее внедрение в окружающие породы. Естественно, что извергнутая из первоначального очага гетерогенная жидкость, которую можно называть рудной магмой (или просто магмой, дающей близповерхностные фации изверженных пород), после первой экструзии продолжает кристаллизоваться и может дать новые экструзии, но уже меньшего масштаба, как это было в модели II.

Рудные компоненты могут достигнуть концентрации насыщения уже к концу первой кристаллизации в исходном магматическом резервуаре (например, концентрации магнетита в рудных пироксенитах или габбро, концентрации хромита в дунитах). Но для элементов с малыми кларками, например, таких, как золото, необходимые для образования собственных фаз концентрации могут быть достигнуты лишь в результате ряда последовательных кристаллизаций. При этом такие концентрации часто достигаются не во всем объеме среды, а лишь локально на фронте роста кристаллов основных минералов — например, жильного кварца.

Модель замкнутой кристаллизующейся системы позволяет предложить ответ еще на один важный вопрос, связанный с жильным

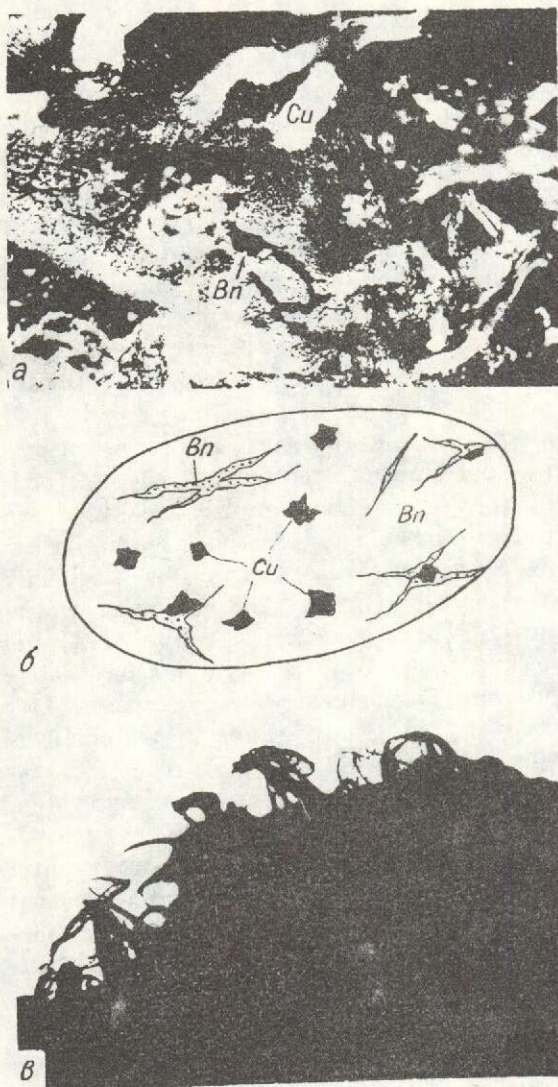


Рис. 5. Кристаллизация расплава CuFeS и выдавливание существенно медного расплава через пирротиную твердую оболочку були:

a — трещины в оболочке, заполненные ранней порцией борнитового (Bn) остаточного расплава, и нитевидные кристаллы — «штоки» металлической меди (Cu); *b* — схема борнитовых «жил» и медных «штоков» на поверхности були; *в* — нитевидные кристаллы меди на поверхности були (геневой снимок). Увел.: *a* — 50, *b* — 8, *в* — 20

рудообразованием. Она показывает, что возникновение трещин в стенках системы органически связано с накоплением летучих и возрастанием внутреннего давления. Этот механизм трещинообразования делает ненужным привлечение посторонних процессу кристаллизации внешних тектонических сил неизвестного генезиса, которыми обыч-

но и объясняют появление трещин. Нужно отметить также, что при этом механизме заполнение трещины жильной массой начинается в момент ее возникновения, временного разрыва между этими процессами, по-видимому, нет. Более того, сама трещина увеличивается в ходе выдавливания из нее вязкой массы. Высокая вязкость рудной магмы хорошо объясняет и множественность трещин, типичную для жильных месторождений — при извержении такой переохлажденной и быстро твердеющей магмы через единичную трещину не достигается существенного снижения внутреннего давления; заметное «сравливание» последнего происходит только при большом количестве таких трещин (модель III).

Сравнивая модели I, II и III, легко видеть разную степень сепарации изверженного вещества. В одном случае при высоком содержании летучих в изначальном расплаве внутри затвердевшей оболочки («магматического резервуара») быстро достигается критическое давление, необходимое для выброса, когда масса остаточного расплава еще велика, и последний мало отличается по составу от твердой фазы. Этот вариант близок к вулканизму, при котором изверженный расплав сравнительно мало отличается от первоначального — так же как и материал последовательных извержений в модели II (составы CuFeS_2). В таких кристаллизующихся системах сходство с вулканизмом очень велико, в том числе и морфологическое (рис. 6).

В отличие от природных вулканов стенки конуса (см. рис. 6) образованы первоначально затвердевшей коркой, а не шлаковым материалом. Хорошо видна большая ступенчатая кальдера обрушения в центре, образовавшаяся за счет проседания наружной корки в пустоту после выброса газов и расплава.

В случае малого количества летучих в начальном расплаве, давление, необходимое для взрыва, достигается на относительно поздней стадии кристаллизации, когда успевают сконцентрироваться в жидком остатке все элементы с низкими первоначальными содержаниями (с малыми кларками) — этот случай соответствует рудным жилам (модель III, состав CuFeS и до некоторой степени модель I).



Рис. 6. Лабораторный мини-вулкан — кристаллизующаяся капля галенитового расплава.

Видны три системы кольцевых концентрических трещин, ограничивающих ступени кальдеры, и капля (шток) остаточного расплава, застывшая в жерле вулкана. Увеличение 20

Подводя некоторые итоги, можно констатировать, что описанные модели дают ответ на два главных вопроса рудообразования: 1) каким образом отделяются от магматического очага и в необходимой степени концентрируются рудные компоненты и 2) каким способом рудные компоненты переносятся туда, где мы их находим, т.е. в рудные жилы. Образующаяся в ходе кристаллизации остаточная жидкость, насыщенная рассеянными (рудными) компонентами и летучими, обладает способностью к интрузии и образованию жил. Представленные здесь физические модели хорошо согласуются с теорией Дж.Спёрра [16] и работами других исследователей [1, 7, 9, 14]. Они не могут, однако, рассматриваться как модели тех или иных конкретных месторождений, а лишь

демонстрируют некие важные для рудообразования черты поведения кристаллизующейся системы. Анализ конкретных особенностей рудных магм (там, где можно предполагать их участие в рудогенезисе), их состава и консистенции требует подробного изучения конкретных рудных тел и выходит за рамки настоящей работы. Наши наблюдения позволяют лишь заметить, что нельзя настаивать на каком-то определенном *гомогенном* характере жилообразующей массы, называя ее гелем или расплавом.

К сказанному можно добавить, что целый ряд особенностей геологического строения, текстур, морфологии и характера руд различных жильных месторождений, позволяет предполагать участие рудных магм в их образовании. Среди таких особенностей отметим тесную пространственную и генетическую связь рудных жил с палеовулканическими взрывными структурами [11]; тесную связь и чередование во времени рудных жил и даек; макро- и микрофлюидальность и другие признаки вязкого течения, широко распространенные в рудах (рис. 7, 8), наличие в рудах высокотемпературных твердых растворов и продуктов их распада; высокие скорости охлаждения жильной массы и высокие скорости кристаллизации, характерные для концентрированных кристаллообразующих сред [2, 3]. Эти особенности свойственны, в частности, золоторудным месторождениям Дарасунского рудного поля и Джидинского вольфрамового месторождения, изучавшихся автором. В кварцевых жилах Джидинского месторождения (рис. 7) границы между слоями-ширами обычно маркированы тонкозернистым материалом: слюдой, смектитом, сульфидами, растертыми в результате внутреннего трения между отдельными слоями вязкой жильной массы. Существенно флюоритовые шлиры и прослои в зальбандах характеризуются очень сложной флюидальностью: каждый из них состоит из большого числа тонких прослоев и шлиров (≈ 1 см и менее), сложенных, кроме преобладающего флюорита, молочным кварцем, смектитовыми минералами и тонкозернистыми сульфидами свинца. Белый молочный кварц также обнаруживает весьма тонкую флюидальность, не показанную на рисунке и маркированную микроскопическими шлирами, состоящими из обиль-

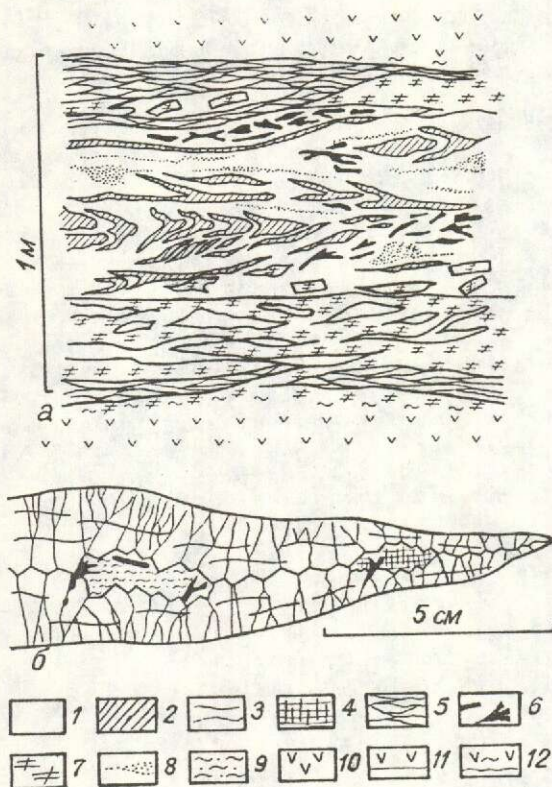


Рис. 7. Флюидальность в полиминеральной существенно кварцевой рудной жиле (Джидинское месторождение, Холтосонский рудник):

a — общий вид жилы в стенке штока; *b* — строение одного из шлиров молочно-белого кварца в нижнем калишпатовом прослое. 1 — непрозрачный молочно-белый кварц; 2 — прозрачный морин или дымчатый кварц; 3 — шлировидные скопления газовой-жидких включений; 4 — крупнозернистый флюорит в друзовых пустотах кварца; 5 — флюидальный мелкозернистый флюорит, тонкие слои которого чередуются с тонкими монтмориллонитовыми слоями; 6 — кристаллы вольфрамит; 7 — калиевый полевой шпат; 8 — галенит и другие сульфиды свинца (шлиры и тонкие прослои в молочно кварце); 9 — монтмориллонит в друзовых пустотах кварца; 10 — вмещающие диориты; контакты; 11 — приваренные, 12 — со следами подвижек

ных газовой-жидких включений. Следует добавить, что для глубоких горизонтов западного фланга Дарасунского месторождения характерны жилы (Горняцкая, Алмазная) со сплошными массивными халькопирит-пирротиновыми высокотемпературными рудами норильского типа.

Все изложенное в данной работе, разумеется, отнюдь не отрицает существования гидротермальных жил, в том числе и рудных, образованных в результате длительно-отложения минералов из истинных сла-

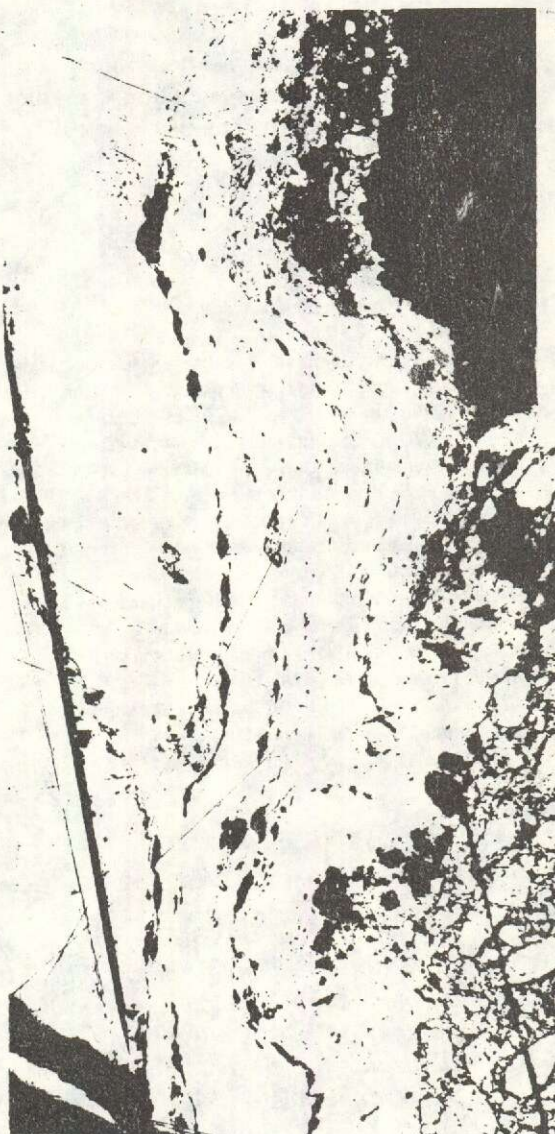


Рис. 8. Флюидальность галенитовой рудной массы (Теремкинское месторождение, Восточное Забайкалье).

Слои вязкого течения маркируются шлирами более темного халькопирита, мелкими кристаллами кварца («жирный пунктир») и тонкоигловатым турмалином (прослои мельчайших точек). Черное справа сверху — кварц; справа внизу — скопление раздробленных и слабо окатанных зерен раннего пирита, сцементированного кварцем и галенит-халькопиритовой массой. Увел. 122. Полированный шлиф

бокцентрированных водных растворов. Автор лишь намеревался показать, что участие гидротерм отнюдь не обязательно при формировании рудных месторождений, так как в кристаллизующейся магме реально

существуют и действуют — поскольку есть кристаллизация — иные механизмы концентрации и транспортировки рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильченко С.Ф. Контуры петрогенной концепции эндогенного рудообразования // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 169. С. 77—84.
2. Воробьев Ю.К. Локальная гетерогенизация среды при росте кристаллов минералов // Изв. АН СССР, сер. геол. 1988. № 3. С. 123—127.
3. Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. — М.: Наука, 1990.
4. Гегузин Я.Е. Живой кристалл. — М.: Наука, 1985.
5. Кормилицын В.С. Некоторые особенности процессов рудообразования в эндогенных мезозойских месторождениях Восточного Забайкалья // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. — М., 1966. С. 157—179.
6. Кэй Дж. В., Лэби Т.Г. Справочник физика-экспериментатора. — М.: ИЛ, 1949.
7. Левицкий О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. — М.: Наука, 1964.
8. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротяев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 3—20.
9. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. Всес. минер. о-ва. 1986. Ч. 115. Вып. 5. С. 563—568.
10. Тиллер У.А. Затвердевание // Физическое металловедение. — М.: Мир, 1968. Т. 2. С. 155—226.
11. Туговик Г.И. Рудоносные флюидно-эксплозивные структуры сульфидно-никелевых месторождений // Новые данные по геологии и рудоносности Монголо-Охотского пояса. — Владивосток, 1983.
12. Хаимов-Мальков В.Я. К вопросу экспериментального определения величины кристаллизационного давления // Рост кристаллов. — М.: Изд-во АН СССР. 1959. Т. 2. С. 17—39.
13. Чернов А.А. Процессы кристаллизации // Современная кристаллография. — М.: Наука, 1980. Т. 3. С. 7—232.
14. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. — М.: Изд-во АН СССР. 1955.
15. Шубников А.В., Парзов В.Ф. Зарождение и рост кристаллов. — М.: Наука, 1969.
16. Spurr J.E. The ore magmas. N.Y. 1923. Vol. 1.

Vorobyov Yu. K.

THE PHYSICAL MODELS OF THE ORE GENESIS

In this paper three physical models of ore genesis are considered. The all models confirm Spurr's theory of ore magmas. It is ascertain that the key processes of the endogenous ore formation — concentration and segregation of ore components, the formation of vein cracks and filling ones — are necessary connected with crystallization of magma chamber. The separation and accumulation of impurities in the residual melt and the extrusion of this melt — these phenomena are always accomplaning to crystallization of any comp;ex or impure melts. Thus the participation of the hydrothermal waters is not necessary for the ore formation.

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА АЛЕКСАНДРОВИЧА САВЧЕНКО

4 февраля 1994 года скончался научный сотрудник отдела цветных металлов ЦНИГРИ Александр Александрович Савченко.

Александр Александрович выбрал геологию как профессию после службы в Советской Армии и демобилизации в звании капитана. Свою трудовую деятельность он начал в 1963 г. в ВИМСе, участвовал в исследованиях по прогнозированию и поискам месторождений урана, меди и флюорита в Казахстане, Забайкалье и Красноярском крае. С 1978 г. Александр Александрович перешел в ЦНИГРИ и занимался изучением месторождений медистых песчаников; в течение многих лет руководил работами геологических партий института в Восточной Сибири. Он был организатором и непосредственным участником работ ЦНИГРИ на уникальном Удоканском месторождении и в Удоканском рудном районе, где были обоснованы направления геолого-разведочных работ в притрассовых районах БАМа. Большой вклад А.А.Савченко внес в изучение Игарского района Красноярского края.

Работая в течение ряда лет заместителем заведующего отдела, А.А.Савченко много сделал для организации и проведения НИР института.

Александр Александрович был неутомимым исследователем, хорошим организатором, прекрасным товарищем, знал и любил природу. Таким он сохранится в памяти и сердцах его товарищей по работе.

Ученый Совет ЦНИГРИ, коллеги и друзья

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ГРИГОРЬЕВИЧА ЗЛОТНИКА-ХОТКЕВИЧА

24 марта 1994 года на 60 году ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук Александр Григорьевич Злотник-Хоткевич, работавший в ЦНИГРИ с 1965 г. по 1993 г. Все исследования Александра Григорьевича были посвящены рудам месторождений колчеданного семейства, изучавшихся им на Большом Кавказе, Урале, в Мугоджарах и Юго-Западном Гиссаре. Итоги этих исследований вошли в его докторскую диссертацию «Условия формирования руд колчеданных месторождений в вулканогенных геосинклиналях» (1986 г.), которая явилась крупным творческим вкладом в развитие колчеданной проблемы.

В последующие годы Александр Григорьевич исследовал сходства и отличия руд месторождений древних и современных океанов, участвовал в океанологических экспедициях. Увлеченность Александра Григорьевича этим направлением и заслуженный научный авторитет стали основой для перехода его в институт Океанологии РАН, с чем связывались новые творческие планы. Однако быстро протекавшая болезнь оборвала его мечты.

Все кто знал и с кем сотрудничал Александр Григорьевич Злотник-Хоткевич навсегда запомнят образ требовательного, вдумчивого, талантливого исследователя.

Ученый Совет ЦНИГРИ, коллеги и друзья


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 извлечение алмазов, из которых не удается традиционными методами

применимость для обогащения 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 алмазности 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

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, И. В. Крсйтер, Л.Д.Овчининская

Сдано в набор
30.08.94
Подписано в печать
30.08.94
Тираж 300 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная №1
Печать офсетная
Заказ 114

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



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС УСЛУГ ПО ОЦЕНКЕ ВСЕХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ЛИЦЕНЗИРОВАНИЯ

Институт располагает новейшими технологиями и практическим опытом для выполнения независимой экспертизы по месторождениям, находящимся на любой стадии изучения, и проведения необходимого комплекса исследований, связанных с подготовкой к госэкспертизе запасов. Комплекс работ может быть полным или частичным по Вашему выбору. Он включает:

анализ закономерностей локализации и изменчивости оруденения с целью выявления возможности прироста запасов и направления разведочных работ

выбор и обоснование рациональной системы разведки, оптимальных параметров сети

оценка достоверности разведки и методики опробования месторождения по результатам заверочных работ или путем сравнения данных разведки и эксплуатации

проведение повариантных подсчетов запасов на ЭВМ с целью обоснования параметров временных или постоянных кондиций, подсчет запасов для госэкспертизы, заинтересованного жюри или потенциального инвестора традиционными и геостатистическими методами. Квалификация запасов по классификации ГКЗ и Гувера (США)

экспертиза и составление методической части проектов, ТЭО, отчетов, консультации по всему спектру вопросов оценки и освоения месторождения

оценка экономического риска освоения месторождения.

ЦНИГРИ располагает мощным информационно-справочным банком по проблемам оценки месторождений твердых полезных ископаемых России и стран СНГ. В штате института высококвалифицированные специалисты, эксперты ГКЗ и ЦКЗ, принимавшие участие в разведке и оценке многих месторождений СНГ и за рубежом.

Форма сотрудничества любая, на взаимовыгодных условиях.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-27-83
Телетайп: 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ МИКРОМОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ПОВЕРХНОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Традиционная методика изучения состава и строения самородного золота предусматривает изготовление препаратов в виде аншлифов или брикетов. Информация о морфологии уничтожается еще во время препарирования, а достоверный анализ приповерхностной зоны золотин на основные компоненты (Au, Ag) и примеси невозможен из-за искривления поверхности препарата на границе самородного золота с другими минералами или цементом брикета.

Авторы предлагают до изготовления брикетов или аншлифов исследовать золотинки с помощью комплекса методов, включающего растровую электронную микроскопию (РЭМ), энергодисперсионный анализ (ЭДА), электронную оже-спектроскопию (ЭОС) и структурное травление естественных поверхностей золотин.

Сочетание высокоразрешающей РЭМ с ЭДА позволяет диагностировать твердые включения в самородном золоте и минералы-узники на стенках вакуолей, вскрытых при окатывании золотин, распознавать элементы микроморфологии, обусловленные отложением золота на биологических подложках, кристаллизацией, коррозией, окатыванием, выявлять наросты вторичного и нового золота на остаточном.

Для обнаружения внутренних неоднородностей самородного золота (двойников, границ зерен и блоков, структур распада твердых растворов) мы рекомендуем проводить сравни-

тельное изучение в РЭМ золотин до и после структурного травления их естественной поверхности. Глубина и избирательность травления регулируются за счет изменения времени травления и путем подбора реагентов. Используя атлас стандартных оже-спектров минералов, можно определять и химическое состояние элементов. Важным преимуществом ЭОС является возможность определения легких элементов — кислорода, углерода, азота, не диагностируемых в ЭДА.

Систематическое применение предлагаемой методики позволило обнаружить ряд неизвестных ранее объектов и явлений, в том числе:

- полные псевдоморфозы самородного золота по бактериям и водорослям;
- выделения металлоорганических соединений золота и серебра в ассоциации с KCl, AgCl и псевдоморфозами самородного золота по водорослям;
- структуры распада твердого раствора в низкопробном золоте, состоящие из ультрамелких (0,1—0,2 мкм) индивидов, не поддающихся разрешению в оптическом микроскопе и при РСМА;
- углеводородные пленки на самородном золоте;
- концентрирование неструктурных примесей в самородном золоте на границах пирамид роста и межзерновых границах;
- образование пленок «хрупкого» золота вследствие ячеистого роста, вызванного накоплением неструктурных примесей;
- пленки сульфидов серебра и ртути на россыпном золоте.

RL 8.26.

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

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНЫ В СВЯЗИ С РАССЛОЕННЫМИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Разработка основана на обобщении результатов авторского изучения базит-гипербазитовых массивов Карело-Кольского региона и анализе литературных данных по зарубежным плутонам, которые послужили основой геолого-генетической модели платиноносного базит-гипербазитового интрузива.

Технология работ включает:

- локализацию рудоносных уровней в разрезе интрузива;
- выявление латеральной изменчивости рудоносных уровней с целью оконтуривания потенциально рудоносных площадей в плане и локализации участков, перспективных на обнаружение богатых руд;
- оценку прогнозных ресурсов и потенциального качества сырья.

На всех стадиях работы используется обобщенная модель платиноносного объекта, служащая эталоном для оценки информации, получаемой на конкретном массиве.

Основные характеристики: идентичность объекта с эталоном в отношении расчленения разреза на главные таксономические единицы; близость петрологических характеристик этих единиц на объекте и в эталонане; идентичность в последовательности выделения фаз объекта и эталона и бли-

зость их состава; наличие «скачков» в содержаниях ЭПГ, на порядок — два превышающие фоновые, в разрезе интрузива; совпадение повышенных содержаний ЭПГ с горизонтами определенного состава, занимающими определенное положение в разрезе (выдержанность по простирацию, падению и мощности).

Реализации разработки позволяет оценить объект на разных стадиях его исследования. Достоверность прогноза и оценки зависит от объема информации (детальности исследований) и равномерности распределения наблюдений в плане и разрезе.

Результаты представляются в виде карт, планов, разрезов и таблиц с пояснительной запиской, в которой содержится экспертные оценки и рекомендации.

Разработка апробирована при изучении отдельных массивов Карело-Кольского региона.

Область использования — прогнозные и поисковые работы различной детальности, экспертные оценки конкретных массивов или их групп.

Вид реализации — инжиниринг.

R 1.3.

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

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ОПРОБОВАНИЕ И ПЕРЕРАБОТКА ОТХОДОВ ПРОИЗВОДСТВА

Объектами опробования и переработки являются твердые отходы и сточные воды, содержащие тяжелые цветные металлы и другие элементы, образующиеся в процессе функционирования металлургических, машиностроительных, приборостроительных, химических предприятий. Например, анализ отходов гальванических производств ряда предприятий показал, что содержание в них металлов достигает следующих значений: меди — 6%; никеля — 2%; цинка, свинца — 6%; благородных металлов — 300 г/т; редкоземельных элементов — 8 кг/т.

По своему составу указанные продукты являются экологически опасными. В большинстве случаев отходы производства могут рассматриваться как сырье для извлечения черных, цветных и благородных металлов,

причем предприятия часто от достоверной информации о полном составе образующихся отходов.

Применение комплекса работ по определению характеристики отходов производства промышленных предприятий позволит решить задачи улучшения экологической обстановки в крупных промышленных центрах и вовлечения в производство дополнительного источника минерального сырья, включая отбор проб, определение состава и физико-химических свойств отходов при составлении экологического паспорта предприятия, определение ценности отходов и оценку возможности их утилизации, разработку и инжиниринговое обеспечение внедрения технологии.

Вид реализации — инжиниринг.

RL 13. 2.

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

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993