

**РУДЫ**

**И**

**МЕТАЛЛЫ**



**2/2000**

ISSN 0869-5997





ДОРОГИЕ КОЛЛЕГИ !

ПОЗДРАВЛЯЕМ ВАС

С ПРОФЕССИОНАЛЬНЫМ

ПРАЗДНИКОМ

ДНЕМ ГЕОЛОГА

РЕДКОМ



# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

**2/2000**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор И.Ф. МИГАЧЕВ**

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

**УЧРЕДИТЕЛЬ**

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

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И. Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2000





Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова

Компьютерный набор, верстка, оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

---

Сдано в набор 25.02.2000  
Подписано в печать 25.03.2000  
Тираж 370 экз.

Формат 297×420 1/2  
Бумага офсетная №1  
Печать офсетная

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

© «Руды и металлы», 2000



# СОДЕРЖАНИЕ

# CONTENTS

## Прикладная металлогения и недропользование

Гетманский И.И., Бурьянов А.В., Костин Ю.П., Тойбин В.З.

Использование геохимической информации при подготовке лицензионных соглашений и оценке участков нераспределенного фонда недр России

5

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

Аристов Вас.В.

Палеовулканические реконструкции и особенности размещения золото-серебряного оруденения в Балыгчан-Сугойском прогибе, Магаданская область

12

Стружков С.Ф., Чижова И.А., Константинов М.М.

Опыт разработки автоматизированной экспертной системы прогноза золоторудных месторождений на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

28

Кирмасов А.Б.

Структурная позиция мезозойских трубок щелочно-ультраосновных пород гряды Чернышева, Республика Коми

50

## Строение рудных месторождений

Полякова О.П.

Глубинные ярусы касситерит-силикатно-сульфидного оруденения в Комсомольском районе Приамурья

58

Ворошилов В.Г., Коротких С.А.

Структура Синохинского золоторудного поля, Горный Алтай

65

## Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Здорова Э.П., Никитина Л.П., Мандругин А.В., Вазжеркина Т.А.

Комбинированный пробирно-атомно-абсорбционный метод определения низких содержаний золота в минеральном сырье

71

Гордеев С.Г.

Измерения магнитного поля промышленных помех частоты 50 Гц

74

## Applied Metallogeny and the subsurface use

Getmansky I.I., Bur'yanov A.V., Kostin Yu.P., Tolbin V.Z.

Use of geochemical information for preparation of licence agreements and assessment of areas of the undistributed stock of Russian mineral resources

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

Aristov Vas.V.

Paleovolcanic reconstruction and peculiarities of distribution of gold-silver mineralization within the Balygychan-Sugoisky trough, Magadan district

Struzhkov S.F., Chizhova I.A., Konstantinov M.M.

Development of computerized expert system for prediction of gold deposits, the Okhotsk-Chukotka volcanic belt

Kirmasov A.B.

Structural setting of Mesozoic pipes of alkaline-ultrabasic rocks within the Chernyshev Ridge, Republic of Komi

## Structure of Ore Deposits

Polyakova O.P.

Deep-seated members of cassiterite-silicate-sulfide mineralization in the Komsomol'sky region, the Amur district

Voroshilov V.G., Korotkikh S.A.

Structure of the Sinyukhinsky gold ore field, Gorny Altai

## Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Zdorova E.P., Nikitina L.P., Mandrugina A.V., Vazherkina T.A.

Integrated fire assay-atomic-absorption method for determination of low gold grades in mineral raw material

Gordeev S.G.

Measurement of magnetic field of 50 cps industrial disturbances



## Дискуссии

Курбанов Н.К.

Месторождения карлинского типа в гетерогенном ряду месторождений золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства

78

## Поздравляем с юбилеем

Э.М.Денисову, В.П.Орлова, Г.В.Остроумова,  
В.Ф.Рогова, Р.В.Сиротинского

96

## Discussion

Kurbanov N.K.

Carlin-type deposits in a heterogenous series of gold-sulfide-quartz(carbonate)-carbonaceous deposit family

## Congratulations

E.M.Denisova, V.P.Orlov, G.V.Ostroumov,  
V.F.Rogov, R.V.Sirotnsky



# ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 550.84:351.82.3

© Коллектив авторов, 2000

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЛИЦЕНЗИОННЫХ СОГЛАШЕНИЙ И ОЦЕНКЕ УЧАСТКОВ НЕРАСПРЕДЕЛЕННОГО ФОНДА НЕДР РОССИИ

**И.И.Гетманский, А.В.Бурьянов, Ю.П.Костин, В.З.Тойбин (ИМГРЭ  
МНР России)**

*Геохимическая информация по всем регионам страны может быть использована при лицензировании и оценке участков нераспределенного фонда недр. Наиболее эффективным носителем ее служит прогнозно-геохимическая карта. Геолого-экономическая оптимизация технологических блоков ГРП с включением геохимических работ показывает незначительное повышение стоимости лицензионного макета геологической информации при очевидном увеличении его информативности.*

Накопленная геохимической службой информация практически по всем регионам страны и масштабам работ может быть использована с большой геологической и экономической эффективностью при лицензировании и оценке участков нераспределенного фонда недр. Наиболее эффективный носитель геохимической информации для решения указанных задач — геохимическая основа карты прогноза полезных ископаемых (прогнозно-геохимическая карта). На этой основе, являющейся по сути картой рудогенных геохимических аномалий, в заданном масштабе в плоскостном изображении фиксируются оконтуренные, идентифицированные и положительно оцененные геохимические аномалии (аномальные геохимические поля — АГП). Основные характеристики выделенных аномалий (АГП) приводятся по существующим инструктивно-методическим документам отрасли. Особое внимание уделяется установлению металлогенической категории прогнозируемых объектов (от рудных районов до месторождений), ожидаемого рудно-формационного типа, оценке прогнозных ресурсов и запасов полезных ископаемых. В прилагаемой к карте таблице (кадастре) отмечаются и другие параметры геохимических аномалий (со-

став, интенсивность, природная среда опробования и др.), которые в целом способствуют определению степени их перспективности и соответственно очередности заверочных работ.

Наличие таких карт в составе пакета геологической информации, характеризующей готовящийся к лицензированию участок недр, позволит более доказательно, по сравнению с собственно геологическими материалами, охарактеризовать следующие практически значимые аспекты:

более обоснованно определять границы геологического (горного) отвода по аномальным геохимическим полям различных иерархических уровней;

более достоверно определять размеры платежей за получение права пользования недрами на основании технико-экономических показателей, принятых методом аналогий по прогнозируемым рудным объектам (промышленно-генетический тип оруденения, количество  $P_2$ ,  $P_1$ — $C_2$  и качество ожидаемых полезных ископаемых).

Эти же показатели прогнозируемого рудного потенциала участка, подготавливаемого к лицензированию, помогут лицензиату в проведении необходимых технико-экономических расчетов.



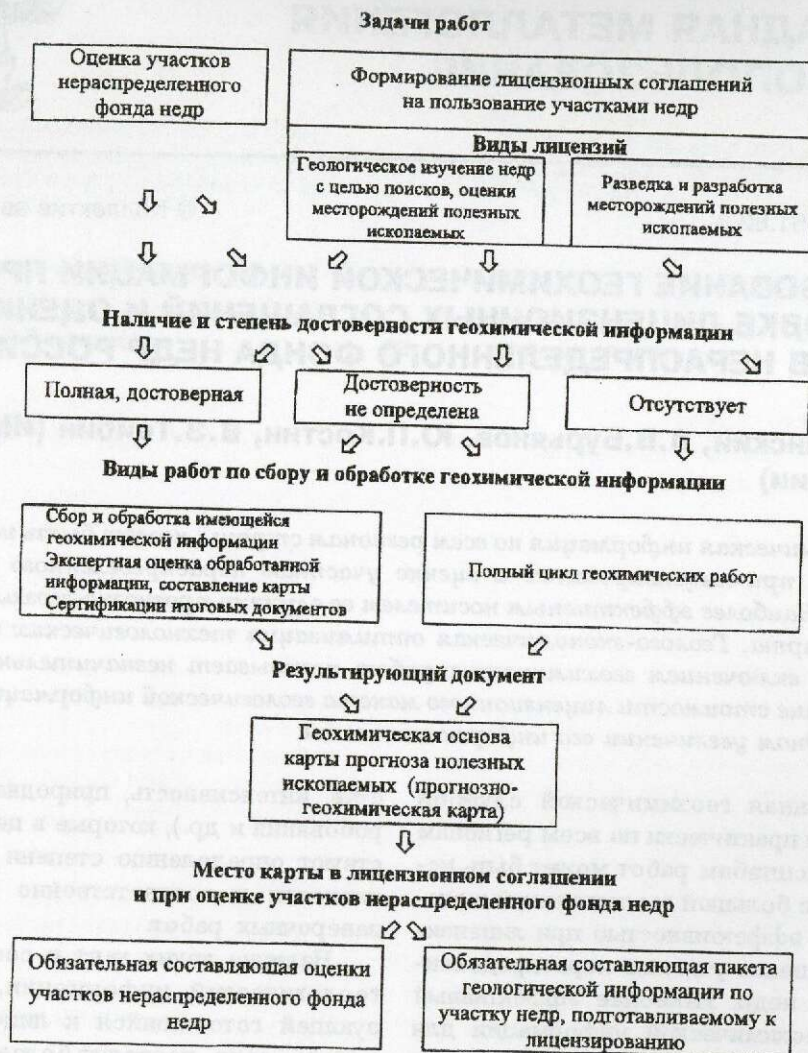


Рис. 1. Укрупненная технологическая схема геохимических работ при подготовке лицензионных соглашений и оценке участков нераспределенного фонда недр РФ

Составление карт целесообразно в масштабах лицензирования (первый вид лицензий «Геологическое изучение недр...» — 1:50 000, второй — «Разведка и разработка месторождений...» — 1:10 000 и крупнее) и масштабах оценки участков нераспределенного фонда недр.

Технологические схемы геохимических работ при подготовке лицензионных соглашений могут быть трех видов в зависимости от наличия и степени достоверности имеющейся геохимической информации (рис. 1).

1. При наличии полной достоверной геохимической информации, полученной при выполнении кондиционных геохимических работ в требуемом масштабе, проводится ее экспертная оценка в целях со-

ставления прогнозно-геохимической карты. Составление карты в данном случае осуществляется на базе имеющейся как фактографической (первичные геохимические данные — результаты анализа проб), так и накопленной геохимической информации (моноэлементные карты, карты комплексных аномалий и т.д.).

2. При неясной достоверности геохимической информации производится ее экспертная оценка и обработка, включая командировки экспертов в регионы. Предусматривается также проведение полного цикла геохимических работ (см. п. 3.) на отдельных участках оцениваемой площади (условно — 20% суммарной площади). Виды и методы геохимических работ опре-



деляются в подготовительный период в процессе геологического и ландшафтно-геохимического районирования изучаемой территории [8].

3. При отсутствии геохимической информации рекомендуется проведение на всей площади, подготавливаемой к лицензированию, полного цикла геохимических работ.

3.1. Определение, согласно договорным обязательствам «заказчик — исполнитель» (геологическое задание), геологических задач, для решения которых предусматривается применение геохимических методов.

3.2. Подготовительный период и опытно-методические работы.

3.2.1. Металлогеническое районирование изучаемой территории (мелко-средне-масштабный прогноз месторождений).

3.2.2. Создание априорных геолого-геохимических моделей рудных объектов определенной металлогенической категории, выявление которых ожидается в результате планируемых ГРП в конкретных геологических обстановках.

3.2.3. Ландшафтно-геохимическое районирование территории по условиям проведения геохимических работ (выбор геохимического метода или рационального комплекса методов).

3.2.4. Оценка достоверности результатов ранее выполненных геохимических работ.

3.2.5. Выбор в пределах изучаемой территории или на сопредельных площадях (при необходимости) участков опытно-методических работ в целях получения дополнительной информации для создания моделей.

3.2.6. Геолого-экономическая оптимизация параметров сети геохимического опробования по выбранным методам и определение требований к аналитическим исследованиям на базе априорных моделей.

3.2.7. Определение последовательности выполнения геохимических работ — опытно-методических, производственных (собственно опробование площади) и детализационных (оценка и переоценка перспективных площадей, рудопроявлений, геохимических аномалий).

3.2.8. Корректировка геологического задания по результатам опытно-методических работ (при необходимости).

3.3. Полевые работы. Выполняются согласно действующим инструкциям.

3.4. Аналитические исследования.

3.5. Метрологические работы по оценке качества сбора, обработки проб и аналитических исследований. Проводятся в соответствии с существующими методическими разработками (методика НСАМ и др.).

3.6. Обработка геолого-геохимической информации. Производится по известным методикам в соответствии с современными требованиями с учетом результатов исследований подготовительного периода, опытно-методических работ и др.

3.6.1. Выявление и оконтуривание аномалий (АГП).

3.6.2. Разбраковка аномалий и идентификация геохимических ореолов с последующим выбором участков для проведения детализационных работ.

3.6.3. Геологическая интерпретация геохимической информации (выполняется с учетом результатов детализационных работ).

3.6.4. Количественная оценка искоемых объектов (оценка и расчет прогнозных ресурсов и запасов полезных ископаемых).

3.7. Отчетность по результатам работ. Составление прогнозно-геохимической карты и пояснительной записки к ней.

За все время использования геохимических методов при поисках месторождений полезных ископаемых на территории РФ отобрано около 100 млн. геохимических проб, в том числе (%): по вторичным геохимическим ореолам рассеяния — 80; вторичным литогеохимическим потокам — 10; первичным литогеохимическим ореолам — 3; гидрохимическим ореолам — 3; прочим (атмохимический, биохимический, ионометрический методы и др.) — 4.

Геохимические методы применялись на всех стадиях и этапах ГРП как производственными, так и научными организациями отрасли. Примерно одна половина объемов геохимического опробования выполнена в процессе региональных геологических работ; другая — при поисках и разведке.



С позиций соответствия конечных результатов геохимических поисков действующим на соответствующий период времени инструктивным положениям (тем более современным требованиям к геолого-геохимической информации) большая часть проведенных работ не завершена и результаты их требуют переинтерпретации. В значительной мере это относится и к накопленным материалам по геохимическим аномалиям.

Всего на территории РФ выявлено и зафиксировано в реестрах бывших центральных геохимических партий (реже — в территориальных фондах) более 50 тыс. геохимических аномалий (аномальных участков). Из них проверено, детализировано, вскрыто горными и буровыми работами около 10%.

Резерв не проверенных и не интерпретированных геохимических аномалий (перспективных, по данным авторов первичной информации) включает 45 тыс. площадей. Это — ценный массив геохимической информации для геолого-экономической оценки участков недр при их подготовке к лицензированию.

Для мелко- и среднемасштабных работ рекомендуются параметры сети, разработанные ИМГРЭ [1, 2, 6, 7].

Стоимостные оценки геохимических технологий с учетом параметров поисковой сети, регламентированных Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений 1983 года [5], в современных ценах показывают следующее. Стоимость геохимических работ, проведенных в автономном режиме, корреспондируется и даже превышает стоимость геологической съемки, что объясняется существенно изменившейся структурой затрат и прежде всего резким увеличением удельного веса подрядных работ (аналитические работы и транспорт). Причем возросшая стоимость аналитических исследований весьма негативно сказывается на эффективности геохимических работ. Во времена внедрения Инструкции стоимость подрядных работ не превышала 25–30% затрат в целом. На сегодняшний день она составляет 50–65%, в то время как удельный вес камеральных работ — важнейшего вида исследований в условиях скудного финансирования отрасли — сни-

зился с 30–40 до 11–17% (табл. 1). Это положение как нельзя лучше иллюстрирует несоответствие нормативной базы отрасли современным экономическим условиям. Инструктивно-нормативная база нуждается в скорейшем существенном совершенствовании.

Геолого-экономической оптимизации параметров сети литогеохимического опробования при мелких и средних масштабах работ, проведенной в ИМГРЭ [1, 2, 6, 7], предшествовали обобщения и анализ материалов по широкому кругу вопросов методики и экономики производства геохимических работ: изучены отечественные и зарубежные публикации, касающиеся тематики исследований (библиография — сотни наименований), накопленные статистические данные о химическом составе, структуре и линейных параметрах литогеохимических ореолов месторождений различных рудных формаций (более 450 рудных объектов разного иерархического уровня), сметно-финансовые расчеты производства геохимических работ разного масштаба (150 вариантов), десятки прошедших госгеолэкспертизу проектов и смет. В результате была разработана методика и построены оптимизационные графики технико-экономических параметров производства геохимических поисков на ранних стадиях ГТР (рис. 2), а также предложены размеры сети и плотность отбора геохимических проб при литогеохимическом опробовании (табл. 2). Выводы и рекомендации были апробированы на нескольких конкретных объектах Северо-Востока России.

Для крупномасштабных работ — прогнозирования и оценки рудных объектов в ранге месторождения, рудного тела — рекомендуются моделирование искомого рудного объекта и геолого-экономическая оптимизация поисковой сети в каждом конкретном случае. Геолого-экономические оптимизационные работы могут быть проведены как на эталонном объекте, выбранном по аналогии, так и на аналоговой геолого-геохимической модели объекта.

Поиски объектов указанных иерархических уровней, особенно рудных тел, осуществляются, как правило, на площадях,



## 1. Сравнительная оценка структуры затрат на геохимические поиски, 1988—1999 гг.

| Масштаб,<br>методы работ | Стоимость основных видов работ, % |                    |                  |                      |        |           |
|--------------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------|----------------------|--------|-----------|
|                          | полевые                           | аналитиче-<br>ские | камераль-<br>ные | транспорти-<br>ровка | прочие | подрядные |
| 1:200 000                |                                   |                    |                  |                      |        |           |
| Первичные ореолы         | 28,2                              | 10,2               | 24,1             | 19,9                 | 17,0   | 30,1      |
|                          | 23,4                              | 14,5               | 16,5             | 36,0                 | 9,6    | 50,2      |
| Вторичные ореолы         | 30,3                              | 12,1               | 31,0             | 16,5                 | 16,1   | 28,6      |
|                          | 21,2                              | 25,5               | 14,3             | 31,3                 | 8,0    | 56,8      |
| Потоки рассеяния         | 19,5                              | 16,4               | 36,9             | 13,8                 | 25,5   | 30,2      |
|                          | 23,6                              | 14,0               | 16,5             | 36,5                 | 9,1    | 50,5      |
| 1:50 000                 |                                   |                    |                  |                      |        |           |
| Первичные ореолы         | 26,2                              | 11,1               | 27,2             | 18,6                 | 16,9   | 29,7      |
|                          | 24,8                              | 26,8               | 17,3             | 21,1                 | 10,0   | 47,9      |
| Вторичные ореолы         | 17,3                              | 14,9               | 39,4             | 12,3                 | 16,1   | 27,2      |
|                          | 18,0                              | 39,5               | 12,5             | 27,4                 | 7,4    | 56,9      |
| Потоки рассеяния         | 15,3                              | 15,2               | 42,4             | 8,2                  | 19,1   | 23,4      |
|                          | 21,1                              | 23,6               | 14,8             | 32,1                 | 8,4    | 55,7      |
| 1:10 000                 |                                   |                    |                  |                      |        |           |
| Первичные ореолы         | 25,7                              | 11,4               | 27,8             | 18,2                 | 16,9   | 29,6      |
|                          | 18,4                              | 41,1               | 12,9             | 20,2                 | 7,4    | 61,2      |
| Вторичные ореолы         | 14,7                              | 16,2               | 40,7             | 10,5                 | 17,9   | 26,7      |
|                          | 16,5                              | 47,3               | 11,3             | 17,8                 | 7,1    | 65,1      |

Примечание. Использована Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений, 1983 г.; цифры вверх — оценка стоимости работ в 1988 г., вниз — то же, в 1999 г.



Рис. 2. Принципиальная схема геолого-экономической оптимизации параметров сети литогеохимических поисков на примере работ по потокам рассеяния м-ба 1:200 000;

1 — стоимость технологических схем работ, согласно Инструкции 1983 г., со спектральным приближенно-количественным анализом проб на 30 элементов; 2 — то же, с использованием спектрометрии анализа проб; 3 — то же, в комплексе со шлихогеохимическим методом поисков; 4 — то же, с применением минералогических исследований

где уже имеются аналогичные рудные объекты. Оценка аномалий на предыдущих стадиях ГРП дает возможность судить о формационной принадлежности искомого объекта и с достаточной долей достоверности позволяет выбрать эталон для оптимизационных работ. В большинстве случаев имеющийся массив геохимической информации по эталонным объектам достаточен для проведения последних

В случае использования аналоговой геолого-геохимической модели объекта оптимизационные работы ведутся с адаптацией модели к местным географо-экономическим условиям. Разрядку сети по двум координатам и моделирование конфигурации сети рекомендуется проводить с отслеживанием потери геохимической информации по нескольким геохимическим показателям. Наиболее простой и надежный показатель — продуктивность ореола. Выбранные для отслеживания потери геохимической информации показате-



## 2. Размеры сети и плотность отбора геохимических проб при геохимических поисках среднего и мелкого масштабов

| Геологические задачи, этапы работ                                                                                                                           | Рекомендуемые размеры и конфигурация сети поисков, м                                            |                                 |                        | Плотность опробования, проб/км <sup>2</sup> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|------------------------|---------------------------------------------|
|                                                                                                                                                             | расстояние между профилями                                                                      | шаг отбора проб (от — до)       | степень изометричности |                                             |
| Литогеохимические поисковые работы по потокам рассеяния                                                                                                     |                                                                                                 |                                 |                        |                                             |
| Выявление литогеохимических потоков рассеяния эквивалентных таковым в пределах рудного района или узла, разбраковка площадей для постановки поисковых работ | 10 000—5000                                                                                     | 1000—500                        | —                      | 0,1—0,25                                    |
| Выявление литогеохимических потоков рассеяния эквивалентных таковым в пределах рудных полей и месторождений                                                 | 2000—1000                                                                                       | 500—250                         | —                      | 0,25—4                                      |
| Литогеохимические поисковые работы по первичным и вторичным ореолам                                                                                         |                                                                                                 |                                 |                        |                                             |
| Установление основных закономерностей состава и строения геохимического поля изучаемой территории                                                           | 2000                                                                                            | 2000—400                        | 1—2,5                  | 0,25—1,25                                   |
| Оконтуривание площадных геохимических аномалий                                                                                                              | —                                                                                               | Сгущение по профилям в два раза | —                      | 1—5                                         |
| Установление параметров, состава и строения аномального геохимического поля эквивалентного таковому в пределах рудного поля и месторождения                 | 2000—500                                                                                        | 800—200                         | 1—10                   | 2,5—15                                      |
| Идентификация литогеохимических ореолов в контуре обнаруженной аномалии, выявление геохимических показателей, разбраковка участков                          | —                                                                                               | Сгущение по профилям в два раза | —                      | 5—30                                        |
| Заверочные работы на перспективных участках геохимических аномалий                                                                                          | Объемы заверочных работ, в том числе горных и буровых, определяются проектом (программой работ) |                                 |                        |                                             |

тели должны быть адекватны задачам, стоящим перед этапом работ, для которого оптимизируется поисковая сеть (от выявления геохимической аномалии до оценки прогнозных ресурсов).

Проведенный цикл геолого-экономической оптимизации технологических блоков ГРР с детализационными геохимическими работами [3, 4] показывает несущественное повышение стоимости пакета геологической информации при очевидном увеличении его информативности, в чем обычно заинтересованы как лицензиат, так и федеральный орган управления фондом недр или его территориальные подразделения. Первый заинтересован в уменьшении риска инвестиций, вторые — в более

достоверной оценке размеров платежей за получение права пользования недрами.

В случае невозможности по каким-либо причинам включения геохимической основы карты прогноза полезных ископаемых в состав пакета геологической информации, характеризующей участок недр, готовящийся к лицензированию, в состав пакета в качестве сопутствующего документа должен войти контракт на проведение геохимических работ в масштабе лицензирования специализированным подразделением за счет лицензиата.

Желательно в укрупненные технологические схемы работ при подготовке недр к лицензированию на завершающем этапе включать детализационные геохимические



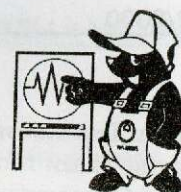
работы. Технологические схемы ГРП с детализационными геохимическими работами в масштабе лицензирования отвечают требованиям современной правовой базы. Геохимическая информация многофункциональна и позволяет с заданной вероятностью (степенью риска), соответствующей масштабу предстоящих работ, оценить многие параметры ожидаемых рудных объектов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойко Т.Ф. Поисковые сети и размеры лито-геохимических ореолов и потоков рассеяния // Проблемы геолого-экономической оптимизации сети наблюдений при геохимических работах. М.: ИМГРЭ, 1994.
2. Бурьянов А.В. Выбор рациональных сетей литогеохимических поисков // Проблемы геолого-экономической оптимизации сети наблюдений при геохимических работах. М.: ИМГРЭ, 1994.
3. Бурьянов А.В., Гетманский И.И., Костин Ю.П. Геохимическая информация при геолого-экономической оценке рудных объектов в условиях лицензирования недропользования // Тез. докл. на IV Международном форуме «Минерально-сырьевые ресурсы стран СНГ». СПб., 1998.
4. Бурьянов А.В., Костин Ю.П. Экономические и организационные аспекты использования геохимических технологий в развитии минерально-сырьевой базы России // Тез. докл. на Международном симпозиуме по прикладной геохимии. М.: ИМГРЭ, 1997.
5. Инструкция по геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1983.
6. Костин Ю.П., Тойбин В.З. Геолого-экономическая оптимизация сети литогеохимических поисков месторождений твердых полезных ископаемых // Проблемы геолого-экономической оптимизации сети наблюдений при геохимических работах. М.: ИМГРЭ, 1994.
7. Костин Ю.П., Тойбин В.З. Проблемы экономики геохимических поисков рудных месторождений в условиях рыночных отношений недропользования // Прогнозно-поисковая геохимия на рубеже XXI века. М.: ИМГРЭ, 1998.
8. Морозова И.А. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых. — М.: ИМГРЭ, 1992.



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



УДК 553.41 (571.65)

© Вас.В.Аристов, 2000

## ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОМ ПРОГИБЕ, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Вас.В.Аристов (ЦНИГРИ МПР России)

*Проанализировано геологическое строение Арылахской, Сарманской и Каховской вулканоструктур. На основе палеореконструкций составлены схемы вулканизма в меловое время. Установлена приуроченность оруденения к определенным стадиям вулканизма и к специфическим вулканическим структурам.*

Геологическое строение Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП) неоднократно изучалось как при поисках в его пределах оловянного оруденения начиная с 40-х годов (В.К.Политов, С.И.Филатов, Д.С.Харкевич, В.Н.Шурыгин и др.), таки после обнаружения в начале 70-х годов уникального золото-серебряного месторождения Духат и других золото-серебряных объектов (Ю.С.Бочарников, Н.В.Григорьев, А.Б.Дейтер, В.И.Зайцев, Т.И.Иевлева, А.И.Калинин, А.Г.Колесников, М.М.Константинов, А.Э.Ливач, В.Ф.Лоскутов, Ю.Н.Роднов, М.Г.Руб, И.Н.Томсон и др.). К настоящему времени опубликованы многочисленные данные о составе, изотопии и возрасте вулканических и рудных образований в пределах БСП.

Палеовулканические реконструкции позволяют связать во времени определенные этапы вулканизма с этапами (стадиями) рудообразования, определить вулканические критерии размещения оруденения [7]. Задача автора — выявление этапов вулканизма, особенностей вулканических извержений, структур, определяющих распределение продуктов вулканизма и возникающих при вулканизме, установление пространственной связи вулканических образований определенного типа с рудной минерализацией в центральной части БСП.

Работа выполнена на основе анализа имеющихся геологических карт м-бов

1:200 000 и 1:50 000 с привлечением материалов тематических исследований ЦНИГРИ, материалов детальных геологических съемок, коллекций и личных наблюдений автора. При палеовулканических реконструкциях анализировались состав вулканоплутонических ассоциаций, их положение в пространстве, особенности структурного контроля и характер размещения рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых. Для каждого этапа вулканизма по комплексу структурно-вещественных признаков, включавшему условия залегания геологических тел, состав интрузивных, субвулканических и покровных фаций магматизма, выделялись специфические вулканоплутонические структуры.

Балыгычано-Сугойский прогиб — крупная поперечная структура внешней зоны ОЧВП, приуроченная к трансформному разлому [6]. В его строении [12] выделяются три структурных яруса, отличающиеся типом дислокаций и формационным составом отложений. К нижнему ярусу относятся карбонатно-терригенные и терригенные образования пермско-юрской верхоянской серии, смятые в сложные линейные складки, к среднему — породы риолитовой и молассоидной формаций раннего мела, характеризующиеся спокойной голоморфной складчатостью, к верхнему — слабодисло-



цированные породы ранне-поздне меловой андезитовой и поздне меловой риолитовой формаций. Каждая вулканогенная формация слагает характерные структуры и сформирована за один этап вулканической деятельности. В пределах прогиба по высокой концентрации магматических образований установлен ряд сложно построенных вулканоструктур, ограниченных тектоническими границами и границами распространения различных фаций разновозрастных вулканогенно-интрузивных формаций (например Каховская [6, 11] и Арылахская [4]). Кроме того, возможно выделение сопоставимых по размеру простых вулканоструктур со сходными признаками, но включающих разновозрастные образования (Сарманская кальдера) (рис. 1, 2).

Арылахская и Каховская вулканоструктуры — раннемеловые депрессии с вулканическим обрамлением, инверсированные при внедрении гранитоидов и проявлении андезитового вулканизма в ранне-поздне меловое время. Границы Каховской вулканоструктуры в раннем — позднем мелу расширились за счет вовлечения в вулканическую деятельность западного ограничения БСП. Область вулканизма в пределах Арылахской структуры в это же время сократилась. Поздне меловой вулканизм в пределах обеих вулканоструктур проявлен в формировании депрессионных структур, выполненных продуктами кислого вулканизма, с интрузивным и субвулканическим обрамлением. Сарманская кальдера расположена между Арылахской и Каховской структурами и является депрессионной структурой обрушения. Ее образование связано с массовыми извержениями в позднем мелу продуктов кислого вулканизма.

**Раннемеловое время.** В раннем мелу (апт — альб) Балыгычано-Сугойский прогиб представлял собой область ультракалийевого риолитового вулканизма, сосредоточенного в пределах субмеридионального разлома, ограничивающего прогиб с востока, и оперяющихся северо-западных и северо-восточных разломах. Сближенные экструзивные и эксплозивно-эффузивные купола и линейные поля игнимбритов формируют дугообразные поднятия шириной до 6 км (в среднем 2 км), суммарной протяженностью более 40 км в

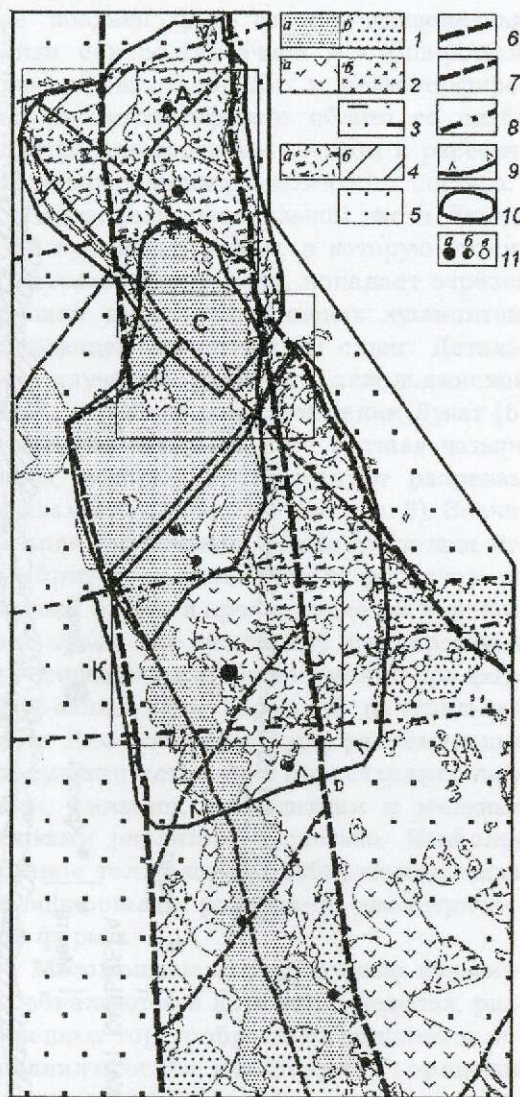


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Балыгычано-Сугойского прогиба:

1 — поздний мел, риолит-лейкогранитная вулканоплутоническая ассоциация (а — игнимбриты, туфы риолитов, б — субвулканические риолиты, лейкокраповые граниты); 2 — ранний — поздний мел, андезит-диоритовая вулканоплутоническая ассоциация (а — лавы и туфы андезитобазальтов, андезитов, дацитов, б — субвулканические андезиты и диориты, гранодиориты); ранний мел: 3 — угленосные вулканогенно-терригенные отложения; 4 — риолитовый комплекс (а — игнимбриты и туфы калиевых риолитов, б — субвулканические риолиты); 5 — триас-юрские терригенные отложения; разрывные нарушения: 6 — субмеридиональные в ограничении БСП, 7 — северо-восточного и северо-западного простирания, 8 — субширотные, связанные с меловой активизацией; вулканоплутонические депрессии: 9 — полиэтапные (А — Арылахская, К — Каховская), 10 — одноэтапные (С — Сарманская кальдера); 11 — месторождения (а — золото-серебряные, б — серебро-полиметаллические, в — касситерит-силикатные, олово-серебряные)



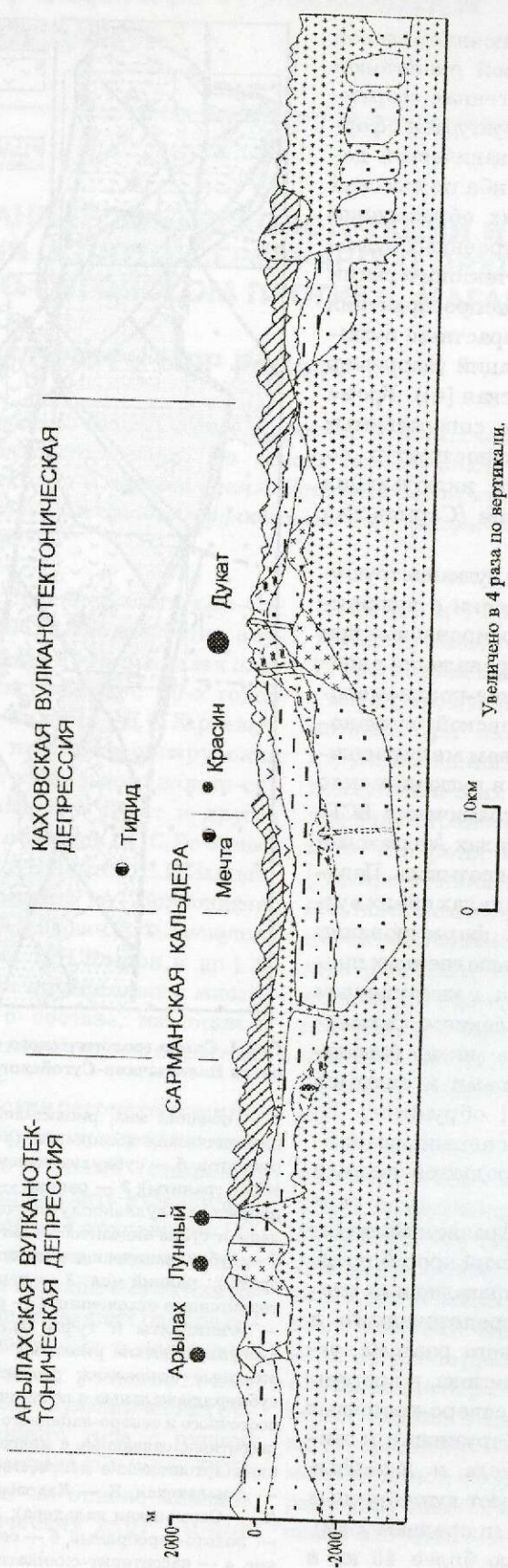


Рис. 2. Продольный разрез Бальгичано-Сутойского прогиба:  
усл. обозн. см. рис. 1



обрамлении грабенообразных прогибов. В прогибах накапливалась мощная (800—2000 м) нижнемеловая омсукчанская угленосная толща песков, глинистых илов и в меньшей степени грубообломочных осадков со значительной примесью кислого вулканогенного материала и кремнистых илов. Общий объем вулканических образований раннемелового времени оценивается в 200 км<sup>3</sup>. Рыхлые продукты раннемелового ультракалиевого кислого вулканизма объединены в аскольдинскую свиту. По петрохимическим данным [13] образование риолитов связано с кристаллизацией расплавов, поступавших из очагов кислой магмы, возникшей при переплавлении гранитного слоя земной коры. Абсолютный возраст риолитов аскольдинского комплекса, определенный рубидий-стронциевым методом,  $120 \pm 9$  млн. лет (баррем-альбское время) [14], при первичном отношении изотопов стронция  $0,70398 \pm 0,0023$ , что указывает на переплавление за счет привноса магматического флюида [10].

Разрезы аскольдинской свиты в Арылахской структуре разделены на три части (рис. 3). В восточной части депрессии наблюдается быстрая смена фаций и разностей пород по простиранию и падению, в западной — преобладают монотонные толщи средне- и мелкопорфировых риолитов с тонкой флюидалностью и подчиненным количеством пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. Вдоль западного борта вулканотектонической депрессии отложения аскольдинской свиты перекрыты средне-крупнопорфировыми риолитами, отнесенными к нижним частям сильно эродированных линейных покровов игнимбритов. Субвулканические образования в Арылахской структуре сформированы в три фазы внедрения. С первой связаны крупные субвулканические тела флюидалных афировых и мелкопорфировых фельзитовых риолитов, расположенные вдоль северо-западных и северо-восточных разломов, со второй — средне- и крупнопорфировые невадиты, образующие дайки и небольшие штоки вдоль субмеридиональных разломов. Порфировые вкрапленники представлены калишпатом и кварцем, текстура основной массы массивная, микроструктура фельзитовая. К наиболее

поздней фазе относят линзовидные дайки северо-восточной и субширотной ориентировки афировых и мелкопорфировых риолитов туфового облика со слабо девитрифицированным стеклом и рассеянными сферолитами альбитового состава.

В пределы центральной части Каховской вулканоструктуры, в которую входит Дукатское рудное поле, попадает отрезок крупной дуги аскольдинских вулканитов, оперяющей Омсукчанский сдвиг. Детальное изучение разрезов аскольдинской свиты в районе месторождения Дукат [6] позволило выделить в ее составе четыре части, которые соответствуют разрезам Арылахской депрессии (см. рис. 3). Значительное увеличение мощности толщи игнимбритов и фельзитовых риолитов по данным бурения прослеживается в линейных зонах, что указывает на вероятный трещинный характер извержений при формировании этих пород. В центральной части Каховской структуры раннемеловые субвулканические тела представлены дайками, силлами, лакколитами и мелкими штоками риолитового состава. Наиболее крупное тело сложено субвулканическими полифировыми риолитами изометрической формы.

Маломощные нижнемеловые вулканы обнажаются в двух узких полосах, разделенных горстообразным поднятием основания прогиба, к востоку от Сарманской кальдеры. Аскольдинские вулканы установлены также по структурным скважинам и составу литокластов в верхнемеловых игнимбритах в южной части кальдеры и проинтерполированы в северной ее части между выходами нижнемеловых вулканитов в Арылахской и Каховской структурах. Значительные поля игнимбритов или субвулканических тел отсутствуют.

На палеовулканических схемах Арылахской депрессии и Сарманской кальдеры (рис. 4, А, В) выделены линейные тела полифировых риолитов, связанные с трещинными извержениями, и области с преимущественным развитием покровных фаций, отвечающие преобладающему центральному типу извержений. В пределах Каховской вулканоструктуры выделена Дукатская палеостратовулканическая по-



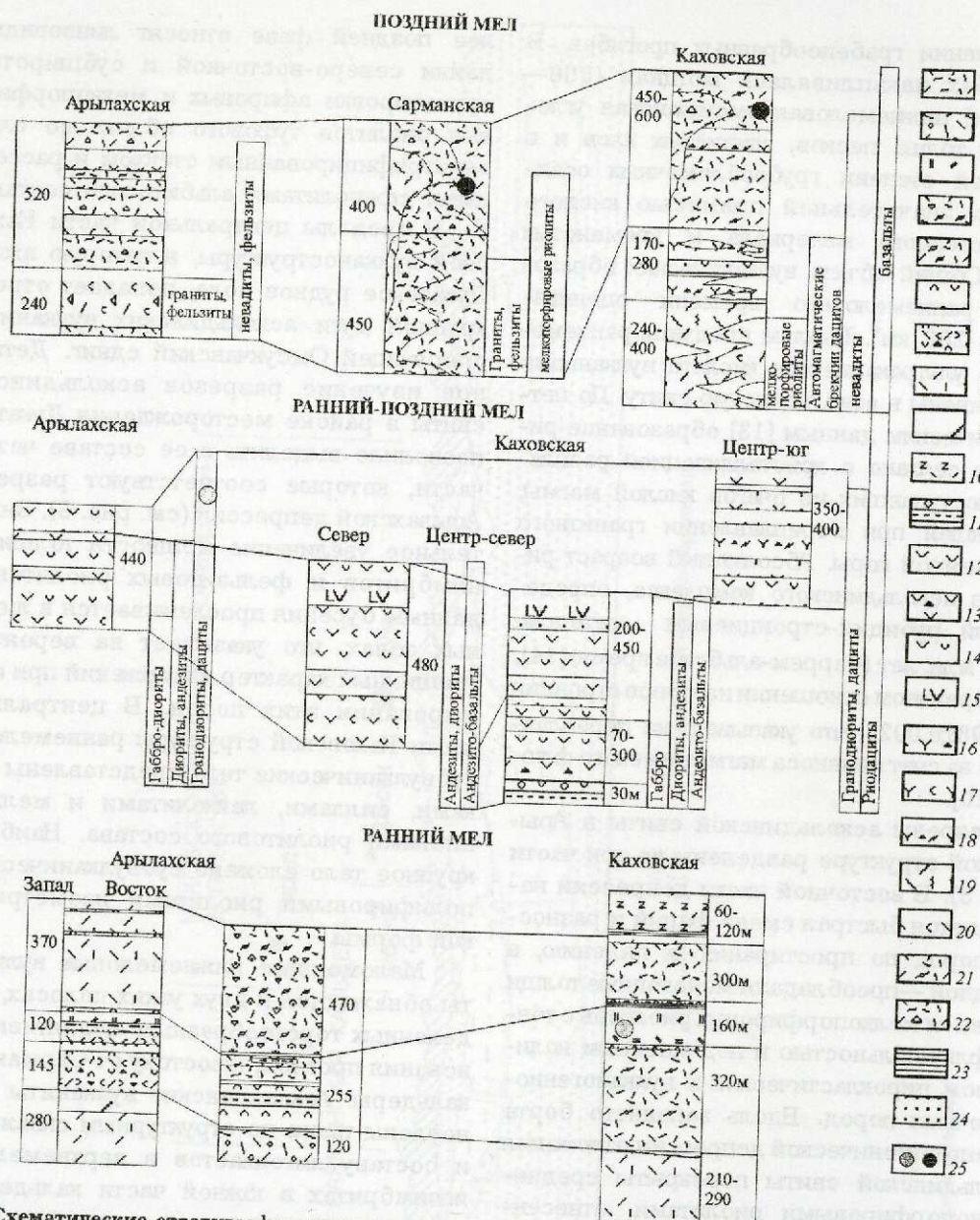


Рис. 3. Схематические стратиграфические колонки меловых вулканитов Каховской и Арылахской вулкано-полютоических депрессий и Сарманской кальдеры:

нижнемеловые вулканиты: лавы: 1 — риолитов топкофлюидальные серые, 2 — риолитов афировые светло-серые с миндалинами, 3 — фельзитовых риолитов; туфы и игнимбриты риолитов: 4 — пепловые с туфобрекчиями с обломками (до 3 см) пород фундамента, 5 — светло-серые кристаллокластические с прослоями лав риолитов, 6 — витрокластические светло-серые с прослоями лав риолитов с шаровой отдельностью, 7 — литокристаллокластические; порфировые породы (корни покровов игнимбритов, субвулканические тела): 8 — мелкопорфировые риолиты, 9 — средне- и крупнопорфировые риолиты, 10 — мелкопорфировые риодациты; нижне-верхнемеловые вулканиты: 11 — туфогравелиты с прослоями алевролитов и лавобрекчий андезитов; вулканиты андезитового состава: 12 — сериальнопорфировые, порфировые, афировые лавы, 13 — лавобрекчии, 14 — туфы от псаммитовых до псефитовых и агломератов; 15 — андезитобазальты; вулканиты дацитового состава: 16 — мелкопорфировые лавы и лавобрекчии, 17 — литокристаллокластические туфы дацитов и риодацитов, 18 — литокристаллокластические игнимбриты риодацитов; поздне-меловые вулканиты: 19 — массивные, афировые, сферолитовые, флюидальные риолиты (лавы, субвулканические тела), 20 — туфы игнимбриты риолитов с крупными обломками гранодиоритов, диоритов, алевролитов, песчаников; осадочные породы: 23 — аргиллиты, 24 — песчаники; 25 — месторождения (а — золото-серебряные, б — серебро-полиметаллические)



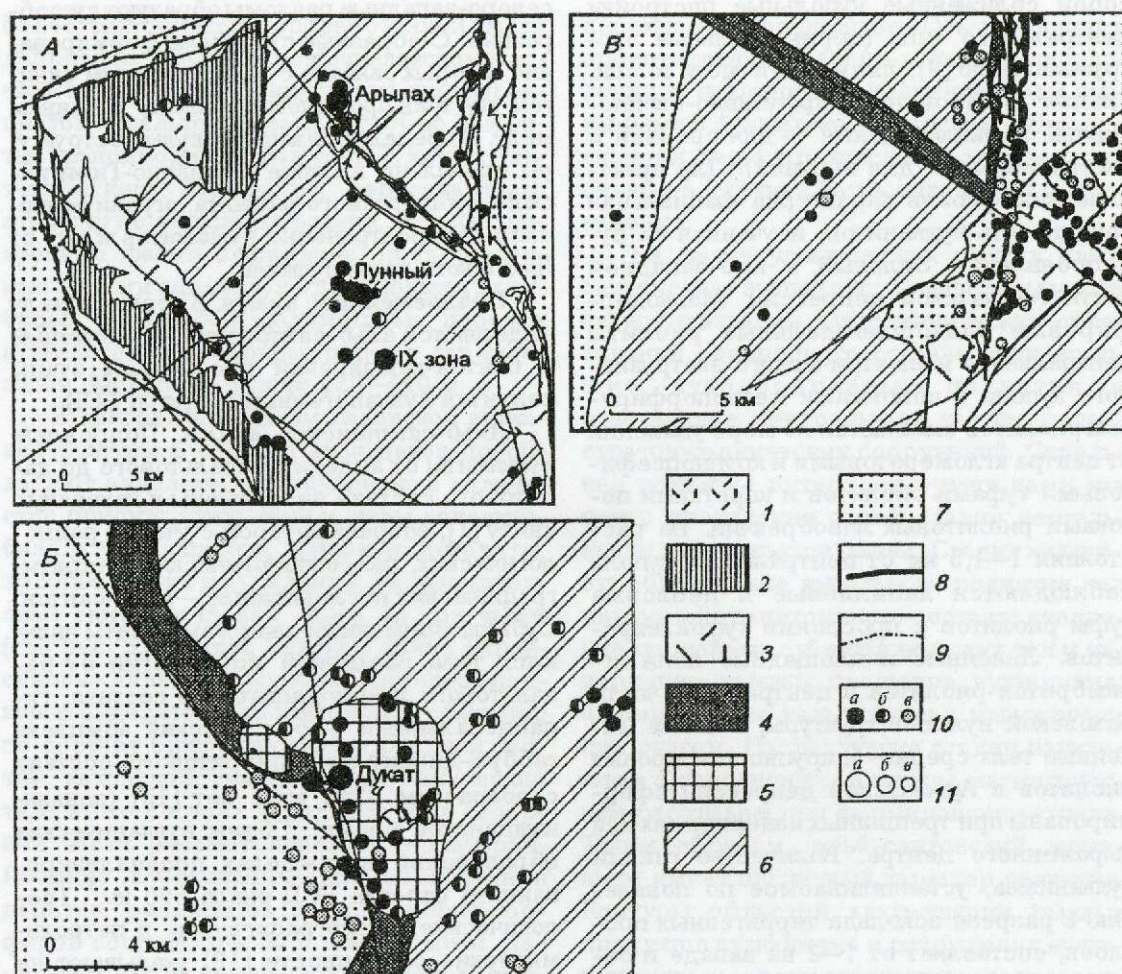


Рис. 4. Палеовулканические схемы участков на раннемеловое (апт — альб) время:

А — Арылахская вулканоплутоническая депрессия; В — центральная часть Каховской вулканоплутонической депрессии; В — северная часть Сарманской кальдеры; субвулканические тела риолитов: 1 — с установленным раннемеловым возрастом, 2 — тесно связанные с полями распространения асכולдинских вулканитов и терригенных пород омсукчанской серии (предположительно нижнемеловые); 3 — области вулканических поднятий (обращенный рельеф или перекомпенсированные прогибы и вулканогенно-интрузивные поднятия), связанные с площадными извержениями продуктов риолитового вулканизма; 4 — то же, скрытые под молодыми отложениями; 5 — вулканоплутонические поднятия, отвечающие крупным вулканическим постройкам центрального типа; 6 — область компенсированного осадконакопления, формирования мелководных отложений омсукчанской серии; 7 — область устойчивых поднятий, сложенная терригенными породами верхоянской серии; 8 — граница тектонически активной части БСП в раннемеловое время; 9 — раннемеловые разрывные нарушения; 10 — формационные типы проявлений рудных полезных ископаемых (а — золото-серебряные, б — серебро-полиметаллические, в — касситерит-силикатные, олово-серебряные); 11 — рудные объекты (а — месторождения, б — рудопроявления, в — точки минерализации)

стройка (см. рис. 4, В) с совмещенными линейными и купольными структурами. Площадь этого наиболее крупного в БСП раннемелового вулканического сооружения около  $50 \text{ км}^2$ . Небольшая ширина дугообразных полос асכולдинских риолитов и значительная доля в разрезах свиты массивных риолитов позволяют связывать ее формирование с экструзивными и эффу-

зивно-эксплозивными извержениями с низким содержанием флюидов. Появление сферолоидных структур в риолитах и игнимбригов риолитов в верхних частях разрезов свидетельствует о повышении флюидонасыщенности магм [8] на раннемеловом этапе вулканизма.

Отдельные вулканические сооружения в Арылахской структуре представляют



собой сближенные купольные постройки центрального типа (периклинальные экстррузивные, по [9], для нижней части толщи, сложно построенные эффузивно-эксплозивные периклинальные — для средней и экстррузивные — для верхней). Для вулканических куполов характерна фациальная зональность вулканитов, изученная на рудопроявлении Зеленый в юго-западной части Арылахской депрессии. Мелкопорфировые тонкофлюидальные риолиты центрального изометрического экстррузивного купола с обломками мелкопорфировых риолитов сменяются по мере удаления от центра агломератовыми и крупнопсефитовыми туфами риолитов и короткими потоками риолитовых лавобрекчий. На расстоянии 1–1,5 км от центрального купола наблюдаются лапилиевые и пепловые туфы риолитов с прослоями туфоалевролитов. Линейные и площадные поля игнимбритов риолитов в центральной части Кажовской вулканоструктуры, а также линейные тела средне- и крупнопорфировых риолитов в Арылахской депрессии сформированы при трещинных извержениях без выраженного центра. Количество стадий вулканизма, устанавливаемое по появлению в разрезе аскольда терригенных прослоев, составляет от 1–2 на западе и северо-западе до четырех на востоке и в южной части Арылахской депрессии. В Кажовской вулканоструктуре их количество не менее четырех, трещинные извержения, судя по появлению в разрезе игнимбритов, происходят на второй и третьей стадиях вулканизма, а на завершающей — формируются сближенные экстррузивные купола риодацитов. К востоку от Сарманской кальдеры предполагается развитие сближенных вулканических куполов различного генезиса.

Разрывные нарушения раннемелового времени фиксируются по линейным выходам субвулканических тел и продуктов вулканизма и имеют субмеридиональное и северо-западное простирание. Подчиненную роль играют разрывные структуры растяжения северо-восточного простирания, отчетливо проявленные на севере Арылахской депрессии и в пределах Сарманской структуры. В целом северо-восточные и

северо-западные разломы образуют дугообразные, С-образные структуры, формирование которых связано с левосторонним сдвигом по трансформному разлому в раннем мелу. В пределах Кажовской вулканоструктуры проявлено влияние Буюндино-Гижитинского субширотного разлома, ограничивающего распространение вулканитов к югу от Дукацкого палеовулкана.

**Позднемеловое время.** В позднем мелу выделяются альб-сантонский андезитовый и сантон-кампанский риолитовый этапы развития вулканогенных структур БСП.

**Альб-сантонское время.** Покровные вулканиты от андезитобазальтового до дацитового состава объединены в кажовскую свиту [1], возраст которой с учетом радиологических, палеонтологических и стратиграфических исследований — альб-сантон. Субвулканическими аналогами свиты являются тела различной морфологии от базальтового до риодацитового состава, гипабиссальными — быстринский комплекс габбро-диорит-гранодиоритового состава с возрастом  $82 \pm 4$  млн. лет [15] (коньяк-кампанское время). Объем вулканических образований в пределах проанализированного отрезка БСП около  $600 \text{ км}^3$ . Геологические, петрографические и петрохимические особенности [13] указывают на глубинное происхождение пород формации при привносе мантийных флюидов в очаги анатектической магмы.

Для сильно эродированной Арылахской вулканотектонической депрессии характерны изометрические участки скоплений субвулканических даек, силлов, небольших лакколитов и штоков дацитов, андезитов, диоритовых порфиритов, даек и штоков гранодиоритов среди отложений омсукчанской серии. В пределах структуры отмечается зональность состава субвулканических образований. В наиболее западной части депрессии развиты силлы и штоки габбро и андезитобазальтов, в восточной — преобладают дайки и силлы дацитов, в центральной — большая часть субвулканических тел сложена диоритовыми порфиритами и андезитами. Граница между зонами ориентирована в северо-западном направлении и примерно совпадает с осью зоны альб-сантонского вулканизма. В наи-



более тектонически проработанной части депрессии в полифазном Арылахском массиве наблюдается совмещение дифференциатов базальтовой магмы (габбро, диориты, гранодиориты, граниты). К югу от тектонического нарушения, пересекающего структуру с запада на восток, развиты покровные фации вулканитов, представленные туфами андезитов от пепловых до глыбовых. Отмечены маломощные прослои вулканогенно-осадочных пород и лав андезитов. Мощность толщи 420–440 м.

В центральной части Каховской вулкано-структуры в составе вулканитов преобладают андезиты, в подчиненном количестве присутствуют лавы и туфы андезитобазальтов, дацитов, туфоконгломераты, туфопесчаники и аргиллиты. Разрез каховской свиты разделен здесь на три части (см. рис. 3). Штоки, силлы и дайки пироксеновых андезитобазальтов, роговообманковых андезитов и диоритовых порфиритов по составу близки нижней и средней частям каховской свиты. Субвулканические тела этого состава локализируются в северной части рассматриваемой территории. Поздние субвулканические образования дацитов, риодацитов и гранодиорит-порфиритов сосредоточены в южной части. Дацитовые штоки имеют ровные крутопадающие в сторону вмещающих пород контакты. Их центральные части сложены автомагматическими брекчиями с большим количеством остроугольных обломков осадочных пород, а краевые — редкопорфировыми флюидалными дацитами. Штоки наиболее поздних риодацитов сосредоточены в полосе смены состава вулканизма с андезитового на дацитовый и в некоторых случаях пространственно совмещены с телами диоритовых порфиритов. Выделяется субширотная зона смены областей развития дацитового и андезитового вулканизма, представляющая собой участок Буюндино-Гижигинского разлома.

К востоку от Сарманской кальдеры достаточно широко развиты отложения нижней части каховской свиты — туфы и в подчиненном количестве лавы андезитов и андезитобазальтов. Субвулканические тела представлены андезитобазальтами и близповерхностными дайками и штоками

диоритовых порфиритов. Ось вулканизма ориентирована в северо-западном направлении и является продолжением оси вулканизма в Арылахской структуре. Отмечена скрытая под шороховскими отложениями северо-восточная ветвь андезитового вулканизма.

На палеовулканических схемах альб-сантонского этапа (рис. 5) выделены участки концентрации субвулканических образований однородного состава, фиксирующие куполообразные поднятия и отвечающие центральным частям палеостратовулканических сооружений. Отдельное поднятие интерпретируется нами как центр проявления одной стадии деятельности палеостратовулкана. Стадия включает: образование купольного поднятия над интрузией гранитоидного состава; внедрение послойных субвулканических тел и извержение рыхлых продуктов вулканизма; формирование кальдеры над магматическим очагом. Последующие стадии начинаются с заполнения кальдеры магматическим расплавом при формировании купола. Таким образом, альб-сантонский вулканизм имеет циклический характер развития. Контуры областей аккумуляции рыхлых продуктов вулканизма и разрушения вулканических построек отвечают границам вулканотектонических депрессий. Разделены области развития андезит-диоритовой и дацит-гранодиоритовой вулкано-плутонических ассоциаций. По результатам анализа схем можно выделить ряд особенностей альб-сантонского этапа вулканизма в пределах изученных участков.

В пределах Арылахской структуры площадь тектонически активной части БСП сокращается по сравнению с таковой в раннем мелу. Наблюдается инверсия центральной части раннемеловой депрессии, связанная с внедрением гранитоидного массива и смещением вулканизма к центральной части прогиба. Площадь прогибания коры уменьшается и смещается к югу. В альб-сантонское время область образования и размыва вулканических сооружений к северу от широтного разлома представляет собой палеостратовулкан с побочными кратерами и эффузивно-эксплозивным типом извержений, а к югу от тектонической ступени — области



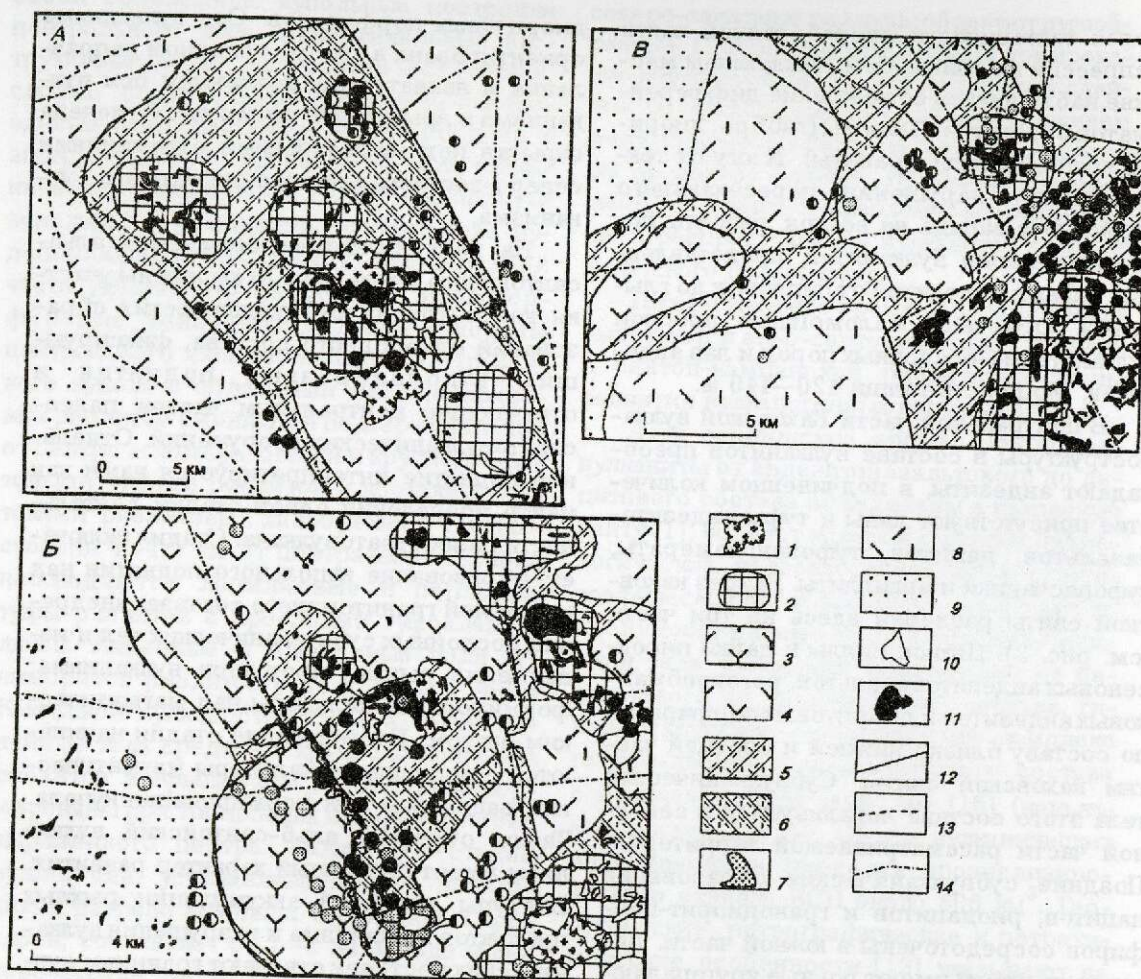


Рис. 5. Палеовулканические схемы участков на альб-сантонское время:

1 — кальдеры обрушения, заполненные интрузивными образованиями; 2 — вулканоплутонические поднятия; 3 — лавы и туфы андезитов; 4 — лавы и туфы дацитов; 5 — дацит-гранодиоритовые магматиты; 6 — андезит-диоритовые магматиты; 7 — горизонт надразломных конгломератобрекчий в основании таватумской свиты; 8 — аскольдинские вулканиты, терригенные породы омсукчанской серии; 9 — терригенные породы верхоянской серии; 10 — гранодиориты, дациты, риодациты; 11 — габбро, диориты, андезиты; 12 — в альб-сенманское, 13 — в раннемеловое время; 14 — альб-сенманские разрывные нарушения; остальные усл. обозн. см. рис. 4

аккумуляции вулканитов и вулканогенно-осадочного материала. Размеры вулкана с севера на юг 30—35 км, с запада на восток 25 км, что сопоставимо с размерами современных андезитовых вулканических построек (вулканы Шивелуч — 35×30 км, Ключевская сопка — 40×50 км).

Состав вулканитов шести наиболее крупных вулканоплутонических поднятий — от андезитобазальтов до дацитов. Суммарная площадь сближенных поднятий в центральной части Арылахской структуры около 30 км<sup>2</sup>. Исходя из состава вулканоплутонических

поднятий здесь можно выделить, по крайней мере, три стадии вулканизма. Развитие вулкана происходит в последовательности, характерной для современных андезитовых вулканов Камчатки и Средиземноморского пояса. На ранней стадии формируется туфовый конус(?) с узким кратером и большим количеством послойных инъекций субвулканических тел андезитобазальтов в восточной части депрессии. На поздних стадиях после депрессионной просадки в центральной части структуры возникают резургентные вулка-



нические постройки андезитового и затем дацитового состава. Центральная часть палеовулкана при истощении магматического очага испытывала неоднократные обрушения с образованием небольших кальдер, пространственное положение которых не меняется с самого начала андезитовых извержений. При возобновлении извержений кальдеры заполняются последовательно внедряющимися продуктами дифференциации магмы основного состава, формируя Арылахский массив. Для отдельных вулканических структур на склоне палеостратовулкана, представляющих собой кратеры-«паразиты», характерна фациальная зональность. Вблизи предполагаемых центров извержений в андезитах проявления флюидальности, наблюдается увеличение мощности прослоев кластолав. Удаленные фации представлены псаммопелитовыми литокристаллокластическими туфами и туффитами.

Размер альб-сантонской Каховской вулканоплутонической структуры 25×45 км. Здесь выделено несколько вулканоплутонических поднятий различного состава и возраста, которые относятся к различным стадиям формирования палеовулканической постройки. Наиболее крупные (диаметр до 9 км) поднятия с центральными штоками диоритов и более молодых гранодиоритов расположены соответственно к северо-западу и юго-западу от горст-антиклинали с выходами пород раннемелового структурного яруса и пород складчатого основания БСП. Границы горст-антиклинали тектонические, часто сопровождаются надразломными конгломератобрекциями. Небольшие вулканоплутонические поднятия, сложенные субвулканическими диоритовыми порфиритами и дацитами на севере и дацитами на юге, имеют наиболее интенсивно проработанные границы. По данным большинства исследователей [3, 6], горст-антиклиналь сформировалась при внедрении гранитоидного массива и представляет собой центральную часть плутонического поднятия. Площадь поднятия около 90 км<sup>2</sup>. Обращает на себя внимание практически полная инертность горст-антиклинали в отношении проявлений альб-сантонского вулканизма, что обу-

словлено ее положением в надкупольной части периферического магматического очага. При извержениях по краям этого очага и формировании депрессионных структур на поднятом блоке не происходило аккумуляции вулканогенного материала. Остаточные расплавы, обогащенные флюидной фазой, концентрируются в «подгорстовой» части периферического очага, а напряжения растяжения в куполе вызывают образование интенсивной трещиноватости, благоприятной для формирования гидротермальной системы.

Как и в Арылахской структуре, выделяются три стадии альб-сантонского вулканизма. На ранней стадии происходят формирование плутонического поднятия, извержения андезитового состава на его северном фланге, образование депрессии и кальдерных просадок в северном ограничении Дукатской горст-антиклинали. На средней стадии просадки заполняются диоритовым порфиритами и диоритами, на склонах депрессии образуются многочисленные кратеры-«паразиты» с резкой фациальной зональностью отложений, что характерно для «рассеянной» вулканической деятельности. Состав извержений меняется в антидромной последовательности от андезитов до андезитобазальтов. Образуются кальдерные просадки в южном ограничении горст-антиклинали. На последней стадии происходят заполнение кальдерных просадок субвулканическими дацитами, извержения дацитовой пирокластике, формирование гранодиоритовых интрузий и тектоническое дробление Дукатской горст-антиклинали. По-видимому, сразу после этого внедряются остаточные расплавы риодацитового состава и начинается рудотложение.

В пределах Сарманской кальдеры области концентрации субвулканических тел примерно совпадают с полем развития вулкаников покровной фации. Здесь не зафиксированы вулканоплутонические поднятия с отчетливо выделяющимся интрузивным заполнением кальдер.

В Балыгчано-Сутойском прогибе выделяются две зоны альб-сантонского вулканизма, расположенные кулисообразно и имеющие северо-западное простирание;



подчиненную роль играют субширотные и северо-восточные разломы. Пересечения этих разрывных нарушений контролируют размещение отдельных вулканических построек. В северной части Каховской вулканоструктуры преобладают северо-северо-западные и субширотные разломы, вдоль которых сосредоточены проявления вулканизма. В южной части вулканоплутонические поднятия контролируются пересечениями восточно-северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений.

*Сантон-кампанское время.* Покровные вулканы кислого состава объединены в шороховскую свиту, возраст которой соответствует сантон-кампанскому времени. Объем вулкаников оценивается в  $2000 \text{ км}^3$ . Типабиисальными аналогами свиты, вероятно, являются тела гранит-порфиров и лейкократовых гранитов (омсукчанский комплекс). Возраст пород омсукчанского комплекса 77–80 млн. лет [2] (кампанское время).

Шороховская свита представлена двумя горизонтами в южной части Арылахской депрессии (см. рис. 3). Субвулканические аналоги толщи — трещинные тела риолитов и дайки фельзитов. В пределах Каховской вулканоструктуры верхнемеловые риолиты и игнимбриды риолитов шороховской свиты образуют полосу шириной до 8 км вдоль западного борта Омсукчанской впадины. Свита сложена преимущественно кислыми игнимбритовыми породами и имеет четкое трехчленное строение.

Выделяются три фазы внедрения субвулканических тел шороховского комплекса. В первую внедрялись сложно построенные тела, трещинные интрузии афировых, мелкопорфировых риолитов массивной, флюидальной или сферолитовой текстуры. Гигантские тела автомагматических брекчий риолитов и риодацитов с крупными ( $1 \times 1,5 \text{ км}$ ) ксенолитами пород верхоянского комплекса и верхнемеловых вулкаников и биотитовых гранитов относятся ко второй фазе. Невадитовые риолиты слагают многочисленные штоки, протяженные (до 3 км) и мощные (от 50–300 м) трещинные тела, приуроченные к сбросам субмеридионального и северо-восточного простира-

ния, а также межпластовые залежи и многочисленные дайки, одна из которых протягивается по восточному обрамлению Дукатского рудного поля на 9 км.

Сарманская кальдера диаметром около 15 км сложена покровными и субвулканическими риолитами шороховской свиты. Выделены жерловая фация мелкопорфировых риолитов и покровная фация вулкаников, состоящая из околожерловой субфации крупнообломочных литокристаллокластических игнимбридов риолитов и игнимбритовой субфации, представленной витрокластическими, порфиорокластическими, кристаллокластическими игнимбридами. В подчиненном количестве распространены небольшие по площади потоки флюидальных риолитов. Центральное линзовидное субвулканическое тело сложено мелкопорфировыми игнимбридами, которые внедрялись на заключительной стадии извержения, и являлось близповерхностным питающим очагом. С наиболее поздним проявлением вулканизма связано внедрение пород ультракислого состава, слагающих небольшие экструзивные купола.

В соответствии с имеющимися данными на палеовулканических схемах для позднемелового этапа развития рассматриваемых структур (рис. 6) выделены палеовулканические сооружения трех стадий развития с разделением покровной и жерловой (субвулканической) фаций.

В Сарманской кальдере и в пределах Каховской вулканоструктуры область активного вулканизма смещается к западу от более раннего ее положения. Наибольший объем изверженного материала представлен различными по составу игнимбридами риолитов, что указывает на высокую газонасыщенность магматических расплавов. Наличие горизонтов грубой пирокластики с большим количеством ксенолитокластов в средней части разреза шороховской свиты свидетельствует о перерывах в вулканической деятельности и ее возобновлении с разрушением ранних построек и «взламыванием» пород основания вулканических построек. Обычны извержения по дуговым коническим трещинам с дальнейшей просадкой внутренней части дуги.



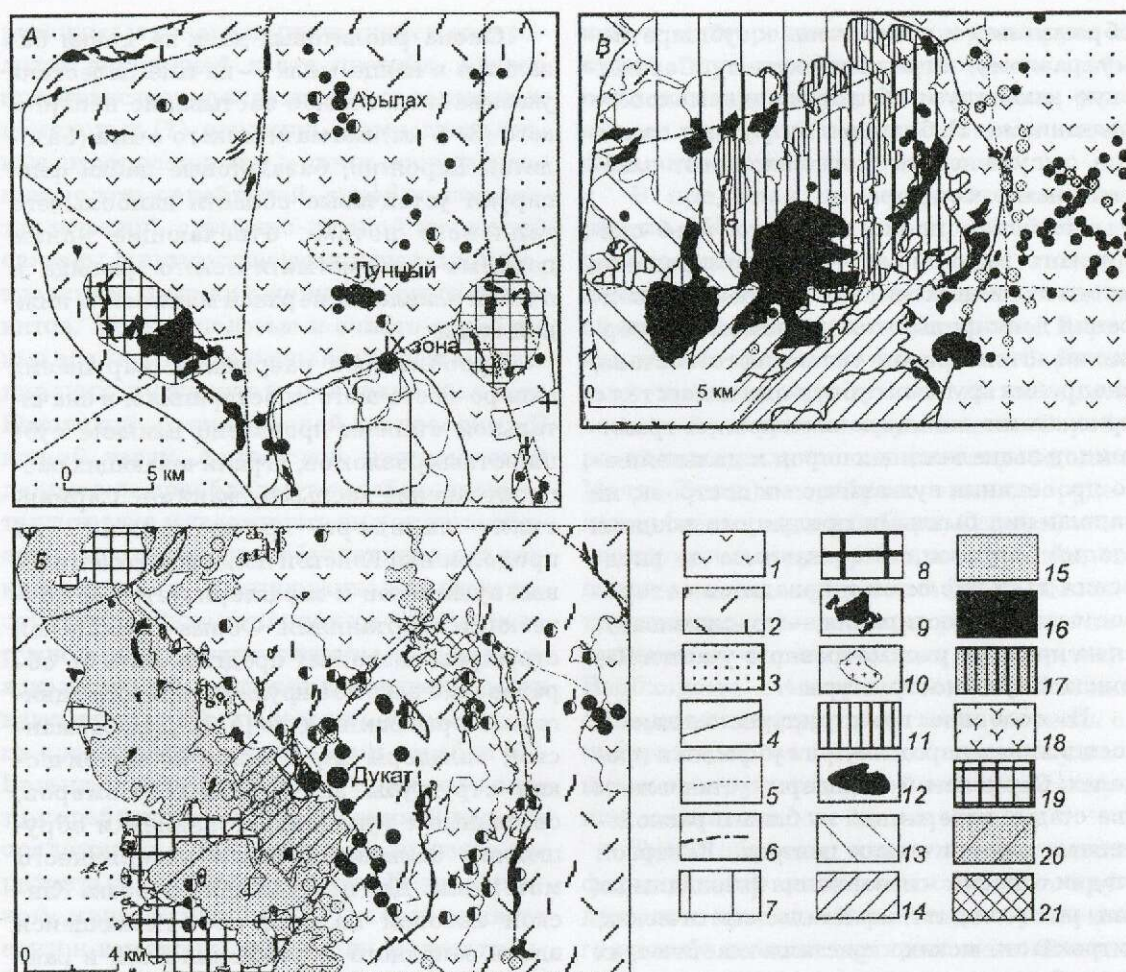


Рис. 6. Палеовулканические схемы участков на сантон-кампанское время:

1 — продукты андезитового вулканизма; 2 — продукты раннемелового риолитового вулканизма; 3 — нижнемезозойские меловые отложения; 4 — границы Сарманской кальдеры в турон-сантонское время; 5 — границы вулканически активной части БСП в альб-сеноманское время; 6 — разрывные нарушения; *поздне-меловые вулканические образования в пределах Арылахской вулканотектонической депрессии*; 7 — игнимбриты риолитов и туфы риолитов; 8 — площади концентрации субвулканических риолитов (корневые зоны вулканических построек); 9 — субвулканические мелкопорфировые риолиты, фельзитовые риолиты; 10 — лейкограниты омушканского комплекса (заполнение кальдер и пересечения разломов); *поздне-меловые вулканические образования в пределах Сарманской кальдеры*: вторая стадия вулканизма: 11 — покровные литокристалло-кластические и кристаллокластические туфы, 12 — субвулканические игнимбриты риолитов и порфировых риолитов; первая стадия вулканизма: 13 — порфирокластические туфы с различными по величине обломками, 14 — витрокластические туфы с различными по величине обломками; *поздне-меловые вулканические образования в центральной части Каховской вулканотектонической депрессии*: третья стадия вулканизма: 15 — игнимбриты риолитов, 16 — невадитовые риолиты; вторая стадия вулканизма: 17 — игнимбриты риодацитов с горизонтами туфов риодацитов и линзами андезитов, 18 — субвулканические риодациты, 19 — автомагматические брекчии риолитов и риодацитов; первая стадия вулканизма: 20 — лавы и туфы риолитов, 21 — афировые и мелкопорфировые субвулканические риолиты

Мелкие тела порфировых субвулканических и экструзивных риолитов фиксируют как отдельные центры извержений, так и трещины, возникшие при формировании кальдерной просадки над опустошенным магматическим очагом. Многочисленные дайки фельзитов, внедрившиеся на заклю-

чительном этапе мелового магматизма, ориентированы согласно с северо-восточными разрывными нарушениями, определявшими структурный план территории в конце мела — начале палеогена.

В Арылахской депрессии вулканы шороховской свиты развиты по ее южному



обрамлению и приурочены к субширотному разлому, ограничивающему Сарманскую кальдеру и область позднемелового вулканизма. Небольшие интрузивы гранитов омсукчанского типа заполняют альб-сантонские кальдеры.

Наиболее полно эволюция альб-сантонского вулканизма — от формирования многочисленных мелких построек и внедрения даек фельзитов, площадных извержений игнимбригов риолитового состава, внедрения крупных субвулканических тел с признаками взламывания кровлей гранитоидов вышележащих пород и дальнейшего проседания вулканических построек, их заполнения рыхлыми продуктами поздних стадий затухающего вулканизма до внедрения даек риолитов и невадитов северо-восточного простирания — прослеживается на примере рассмотренного участка Каховской вулканоструктуры.

По особенностям структурного плана и ассоциациям пород внутри субфаций в пределах Сарманской кальдеры установлены две стадии извержений из близко расположенных вулканических центров. К первой стадии относятся извержения флюидальных лав риолитов, литокристаллокластических, витрокластических, кристаллокластических игнимбригов риолитов, последовательно сменявших друг друга в пространстве. Отложения этой стадии вулканизма развиты к югу, юго-западу и западу от крупного субвулканического тела риолитов в верховьях руч. Комар. В составе второй стадии можно выделить два цикла однотипных извержений, направленных к северу от вулканического центра. Каждому циклу соответствует извержение литокристаллокластических и порфирокластических игнимбригов риолитов в центре и витрокластических и кристаллокластических игнимбригов риолитов на периферии вулканической постройки.

Наиболее поздними магматическими образованиями в пределах БСП являются палеогеновые дайки миндалекаменных оливин-пироксеновых базальтов северо-восточного простирания, развитые преимущественно в центральной части Каховской вулканоструктуры. Связанные с ними покровные фации полностью эродированы [6].

Смена риолитовых даек на дайки базальтов в конце мела — начале палеогена указывает на полное застывание неглубокого (3—5 км) магматического очага (батолита). Вероятно, базальтовые дайки фиксируют устойчивые области наибольшего теплового потока, отвечающие зонам подъема трансмагматического флюида и очагам плавления верхней мантии или нижней коры.

Преобладают разрывные нарушения северо-восточного простирания и в значительной степени проявлено влияние субширотных разломов, ограничивающих распространение кислых вулканитов. Сарманская кальдера расположена на продолжении Кэнской полосы верхнемеловых вулканитов и характеризуется ромбическими очертаниями. Форма Сарманской структуры позволяет предположить ее образование в изгибе крупного правого сдвига (зона растяжения, по [12]). Для Сарманской кальдеры характерны изометрические структуры значительных размеров, связанные с куполообразованием и обрушением больших объемов изверженного материала. Для центрального отрезка Кэнской лавовой полосы, протягивающейся вдоль западного обрамления БСП, в равной степени характерны как кольцевые структуры, связанные с проседанием и обрушением вулканических построек, так и линейные разрывные нарушения северо-восточного простирания. Линейные структуры проявлены на ранней и заключительной стадиях позднемелового этапа.

**Положение золото-серебряного оруденения в разновозрастных вулканических структурах.** Среднее по масштабам золото-серебряное месторождение Лунный расположено в висячем блоке разлома, ограничивающего Сарманскую кальдеру. Оруденение VI и VII зон месторождения Лунный не затрагивает позднемеловой гранитной фазы Арылахского массива. Положение месторождения в центральной части депрессии, где нет проявлений аскольдинского вулканизма (возраст  $87 \pm 2$  млн. лет [10]), позволяет предположить отсутствие связи между раннемеловым вулканизмом и оруденением. Рудные тела золото-серебряного месторождения Арылах (Булур) залегают в тер-



ригенных угленосных песчаниках и алевролитах внутренней части прогиба, однако пространственно ассоциируются телом нижнемеловых (?) риолитов. Немногочисленные рудопроявления и точки минерализации золото-серебряной, серебро-полиметаллической, сурьмяно-ртутной формаций связаны с вулканическими куполами и покровными фациями нижнемеловых вулкаников. Мелкие золотые и золото-серебряные объекты приурочены к выходам аскольдинских вулкаников в северной части Каховской раннемеловой депрессии. В южной части Арылахской раннемеловой депрессии преобладают серебро-полиметаллические и касситерит-силикатные объекты, что, возможно, обусловлено различной степенью эродированности вулканоструктур. Рудопроявления Дукатского рудного поля тесно связаны с выходами аскольдинских вулкаников; в вышележащих вулканиках известны находки рудного кварца с высокими содержаниями серебра [3]. Большая часть рудных тел крупного золото-серебряного месторождения Дукат сосредоточена в пределах фельзитового горизонта аскольдинской свиты. Возраст рудной минерализации [10] соответствует сантон-кампанскому времени. Возраст наиболее позднего этапа оруденения на Дукате определен в  $74 \pm 1$  млн. лет. Западный фланг месторождения Дукат (Смелый) перекрыт шороховскими вулканиками начальной стадии формирования крупной кальдерной просадки. Золото-серебряные месторождения вне зависимости от масштабов концентрируются в пределах вулканоплутонических (Арылах и Лунный) и плутонических (Дукат) поднятий альб-сантонского времени. Все рудные поля золото-серебряной формации располагаются в вулканоструктурах с отчетливо проявленными несколькими стадиями (ритмами) андезитового вулканизма и изменениями состава этих ритмов от основного до кислого. Месторождения Дукат, Смелый, Лунный, Арылах находятся в пределах зоны смены состава магматических ассоциаций с андезит-диоритовой на дацит-гранодиоритовую.

Необходимо отметить, что положение значительной части серебро-полиметаллических и олово-серебряных рудопрояв-

ний и месторождений не коррелирует с вулканоплутоническими поднятиями альб-сантонского времени, что, возможно, указывает на более поздний возраст этого формационного типа оруденения.

В пределах проанализированного участка Сарманской кальдеры известные рудопроявления золота, серебра, свинца, цинка и олова пространственно тяготеют к области раннемелового вулканизма. Верхнемеловые вулканики в пределах Сарманской кальдеры практически не содержат золото-серебряного оруденения. Серебро-полиметаллическое (месторождения Мечта, Тидид) и серебро-оловянное оруденения (месторождения Серп, Сарман) контролируются структурами поздних этапов позднемелового вулканизма (контакты экстрезивных куполов, пологие разрывные нарушения в верхнемеловых вулканиках). Необходимо отметить, что эти объекты обнаруживают пространственную связь с постройками раннемелового этапа вулканизма и отражают положение долгоживущих магматических очагов.

Таким образом, можно предположить формирование рассеянного золотого оруденения в пределах Бальгичано-Сутойского прогиба начиная с раннего мела. Тесная пространственная связь вулкаников обрамления раннемеловых депрессий и проявлений золото-серебряной минерализации позволяет предположить совпадение контуров раннемеловых депрессий и контуров рудных узлов с золото-серебряным оруденением. В центральной части депрессии [5] могли первично накапливаться рудоносные растворы и повышенные концентрации золота и серебра. Месторождения и рудопроявления с абсолютным возрастом  $87 \pm 2 - 84 \pm 1 - 74 \pm 1$  млн. лет объединяются в рудные поля пространственно близкие к выделенным альб-сантонским вулканоплутоническим и плутоническим поднятиям, что свидетельствует об их формировании в ходе окончания второго этапа вулканизма.

В заключение можно отметить следующее.

1. Для раннемелового (апт—альб) этапа развития вулканоплутонических структур в пределах БСП характерны формирование



узких линейных и дуговых зон ультракалийевого кислого вулканизма вдоль субмеридиональных северо-западных и северо-восточных разломов и образование в их внутренней и внешней частях пологих депрессий с накоплением углистых терригенных и вулканогенно-терригенных молассоидных толщ.

Для альб-сантонского этапа развития БСП наиболее характерны крупные вулканотектонические депрессии с дифференцированными по вертикали и латерали рыхлыми продуктами гомодромного андезитового вулканизма. В пределах прогиба вулканизм приурочен к кулисным северо-западным зонам субмеридионального простираения. Наблюдается отчетливый структурный контроль палеовулканических сооружений узлами пересечения разрывных нарушений северо-западного и субширотного простираения.

Для позднемелового (сантон—кампан) этапа развития БСП характерны кольцевые структуры, связанные с проседанием и обрушением вулканических построек, сложенных ультракислыми вулканитами известково-щелочного ряда, и линейные разрывные нарушения северо-восточного простираения, выполненные дайками риолитов. Линейные структуры проявлены на самой ранней и заключительной стадиях позднемелового этапа вулканизма.

2. Каждому этапу развития прогиба отвечают специфические вулканические сооружения. Вулканические постройки раннего мела представлены: центральными аппаратами небольшого размера одно-этапного развития — I тип; областями ареального вулканизма, совмещающими несколько извержений трещинного типа с образованием игнимбритов и субвулканических риолитов — II тип; центральным аппаратом значительного размера, характеризующимся длительным, многоэтапным развитием, с совмещением особенностей первого и второго типов вулканических построек — III тип.

Палеостратовулканы с многочисленными побочными кратерами и несколькими стадиями развития характерны для альб-сантонского этапа вулканизма. По концентрации субвулканических и интрузив-

ных тел и уменьшению мощности рыхлых продуктов извержений в них выделены вулканоплутонические поднятия, являющиеся отражением на современной поверхности выступа гранитоидного массива и примерно отвечающие центральным частям вулканической постройки. Многочисленные штокообразные интрузивные тела различного состава фиксируют поздние кальдеры обрушения в центральных частях построек.

Крупные палеовулканы центрального типа с массовыми извержениями газонасыщенных вулкаников в средней стадии, небольшие трещинные извержения ранней и поздней стадий, формирование экстрезивных куполов на поздней стадии определяют характер позднемелового этапа вулканизма.

3. Рудные узлы месторождений золото-серебряной и серебро-полиметаллической формаций пространственно совпадают с вулканотектоническими депрессиями раннего мела. Рудные поля отвечают вулканоплутоническим поднятиям альб-сантонского времени, в пределах которых проявлены несколько ритмов вулканизма: формирование купола — извержения рыхлых вулкаников и лав — образование кальдер и вариации составов ритмов от андезитового до дацитового.

4. Основными различиями Арылахской и Каховской вулканоструктур с золото-серебряными месторождениями и безрудной Сарманской кальдеры являются принадлежность последней к внешней части раннемеловых (апт-альбских) депрессий, обрамленных риолитовым вулканизмом, и ранне-позднемеловых (альб-сантонских) вулканоплутонических депрессий и принадлежность палеостратовулканических сооружений альб-сантонского времени к наиболее простым по составу (андезитобазальты) и короткоживущим (проявлен один ритм вулканизма).

5. В Каховской вулканоструктуре, содержащей крупное месторождение, расположена наиболее крупная в пределах БСП палеостратовулканическая постройка раннемелового времени (III тип). Для Арылахской депрессии известны вулканические постройки раннемелового времени (I и II типы).



Размеры купольного (плутонического) поднятия альб-сантонского времени в Каховской вулканоструктуре почти на порядок ( $90 \text{ км}^2$ ) превышают таковые вулканокупольных поднятий Арылахской вулканоструктуры, содержащей средние по масштабам объекты ( $20$  и  $30 \text{ км}^2$ ). В пределах этого поднятия известно максимальное количество (4) ритмов (купол — извержение — кальдера) вулканизма альб-сантонского времени; вулканиды меняются по составу от андезитобазальтов (габбро и габбро-диоритов) до кварцевых дацитов (гранодиоритов и гранитов). Для Арылахской вулканоструктуры удается выделить не более трех ритмов вулканизма; состав вулканидов альб-сантонского времени варьирует от андезитобазальтов до дацитов.

В пределах Каховской структуры в полном объеме проявлен позднемеловой вулканический цикл от внедрения ранних даек через площадные извержения до формирования кальдер и внедрения поздних даек и массивов лейкократовых гранитов. Позднемеловой вулканизм в Арылахской депрессии развит только по ее южному обрамлению вдоль широтного разлома в ограничении Сарманской кальдеры.

6. Проведенные палеовулканические реконструкции показывают, что оптимальным для формирования промышленного золото-серебряного оруденения является длительный (около 60 млн. лет), многоэтапный, дифференцированный вулканизм с образованием разнообразных морфологических типов локальных вулканических построек.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры ОЧВП. — Москва: Наука, 1977.
- Волков В.И., Аракелянц М.М., Роднов Ю.Н. Возраст магматизма и рудогенеза в Балыгачано-Сугойском наложенном прогибе Северо-Востока СССР по данным калий-аргонового метода // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М., 1983.
- Геологическое строение Дукатского месторождения / В.Е.Наталенко, А.И.Калинин, И.С.Равевская и др. // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1980. № 25. С. 61—73.
- Григорьев Н.В. Размещение золото-серебряного оруденения в Арылахской вулканотектонической структуре // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. № 24.
- Зональность золоторудных узлов в структурах активизации Северо-Востока России / С.Ф.Стружков, М.М.Константинов, В.В.Аристов и др. // Колыма. 1997. № 1. С. 5—16.
- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. — Москва: Недра, 1998.
- Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. — Москва: Наука, 1986.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. — Москва: Наука, 1971.
- Малеев Е.Ф. Вулканиды. — Москва: Недра, 1980.
- Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка ОЧВП // С.Ф.Стружков, М.М.Константинов, В.В.Аристов и др. // Колыма. № 9—10. 1994. С. 2—16.
- Позиция уникального Дукатского серебряного месторождения в Омсукчанском районе Приохотья / И.Н.Томсон, В.С.Кравцов, Н.Т.Кочнева и др. // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 4. С. 520—523.
- Политов В.К. Тектоническое развитие Балыгачано-Сугойского прогиба // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. Москва, 1972. С. 80—87.
- Руб М.Г., Роднов Ю.Н., Шашкин В.М. Особенности состава вулканоплутонических ассоциаций, сопровождающихся серебряной и олово-серебряной минерализацией // Советская геология. 1983. № 5. С. 82—94.
- Рубидий-стронциевые системы меловых вулканидов ОЧВП / А.П.Милов, П.А.Давыдов, И.Н.Котляр и др. // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1987. Вып. 690. С. 69—82.
- Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений) / А.А.Сидоров, М.М.Константинов, Р.А.Еремин и др. — М.: Наука, 1989.



УДК 553.411

© С.Ф.Стружков, И.А.Чижова, М.М.Константинов, 2000

## ОПЫТ РАЗРАБОТКИ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ЭКСПЕРТНОЙ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

С.Ф.Стружков, И.А.Чижова, М.М.Константинов (ЦНИГРИ МПР России)

*База данных экспертной системы содержит информацию о 129 рудных полях ОЧВП по 433 геологическим, минералогическим, геохимическим и геофизическим признакам. На основании использования оригинальных алгоритмов (с учетом частот встречаемости и характера взаимосвязи признаков) выбраны наиболее информативные признаки, определены их информационные веса (как положительные, так и отрицательные) и составлен сценарий экспертной системы. Он включает несколько блоков вопросов, служащих для оценки рудно-формационного типа и масштаба анализируемого рудного поля, а также рекомендации авторов по направлениям дальнейших работ. Вопросы носят косвенный характер, и поэтому ответы на них могут быть получены на ранних стадиях геологоразведочных работ (до бурения). Распознаваемость масштабов объектов в контрольных выборках составляет 95% и более. Экспертная система позволяет с помощью персонального компьютера за короткое время провести переоценку большого количества рудных полей.*

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) представляет собой золото-серебряную провинцию мирового класса [14]. В ее пределах известны такие месторождения, как Дукат, характеризующийся крупнейшими в России запасами серебра (13 600 т со средним содержанием 500 г/т и отношением Au/Ag 1/500) и развитой инфраструктурой, Джульетта, Лунный, Гольцовый, Арылах и др. [8]. Многие золотые и серебряные месторождения были найдены в 1970—1990 гг., и открытия продолжают до сих пор, несмотря на высокую степень изученности ОЧВП.

Переоценка формационных типов и масштабов известных рудопроявлений — один из апробированных алгоритмов новых открытий в условиях высокой изученности. Например, Дукатское золото-серебряное месторождение в течение нескольких десятилетий, предшествовавших его открытию в 1967 г., ошибочно фигурировало в списках рудопроявлений как мелкое непромышленное проявление олова. Такая переоценка наиболее сложна на ранних стадиях изучения объекта (до бурения),

когда отсутствует информация по главному прямому признаку (относится ли объект к промышленному месторождению или непромышленному рудопроявлению). Как правило, в этом случае не удастся выявить и небольшое (1—2) количество косвенных признаков, которые были бы жестко пропорционально связаны с главным прямым признаком. Возникает необходимость учета большого количества косвенных признаков, т. е. встает задача распознавания образов. Одним из подходов к подобной переоценке может служить формирование автоматизированного прогнозно-поискового комплекса [6] или компьютеризированной экспертной системы прогноза и поисков [9, 10]. Наличие богатого статистического материала позволяет рассматривать ОЧВП в качестве эталонной территории, на примере которой описан опыт разработки экспертной системы.

Цель исследований — составление сценария (набора вопросов к эксперту, вариантов его ответов и рекомендаций авторов системы по направлениям дальнейших работ), позволяющего с помощью современ-



ного персонального компьютера за короткое время переоценить большое количество известных рудопроявлений. По косвенным признакам и критериям на ранней стадии изучения распознается рудно-формационный тип объекта и оценивается его масштаб (вероятность выявления промышленного месторождения в пределах данного рудного поля).

**Методика исследований** включала следующие основные элементы: составление кодировочной таблицы-теста, содержащей все потенциально информативные признаки; формирование базы данных — описание (кодировка) объектов по принципу наличия или отсутствия анализируемых признаков; выбор эталонных объектов и составление обучающих выборок; математическая обработка данных по различным алгоритмам и программам распознавания образов, учитывающим частоту встречаемости и (или) характер взаимосвязи признаков; составление вероятностных математических моделей заданных классов путем выбора наиболее информативных признаков и вычисления их весов на основе логико-информационного анализа; проверка устойчивости сформированных моделей на контрольных объектах; составление базы знаний и сценария автоматизированной экспертной системы.

Кодировочная таблица — это расширенный вариант предназначенного для рудных полей различных типов универсального теста [4], включающий 433 геологических, минералогических, геохимических и геофизических признака.

База данных содержит информацию по каждому рудному полю в виде списка кодов признаков, отмеченных экспертом в результате изучения геологических, геохимических и геофизических материалов по данному объекту. Рудные поля включают как территории с хорошо изученными месторождениями, так и потенциально рудоносные площади, в пределах которых известны лишь рудопроявления с неясными перспективами.

Эталонные объекты включают рудные поля с известными хорошо изученными месторождениями и рудопроявлениями. Часть из этих объектов использовалась для

формирования обучающих выборок, а остальные — для контроля. По ряду эталонных объектов имеется для сравнения несколько описаний, составленных независимыми экспертами на разных стадиях изучения.

Согласно классификациям Н.А.Шило с соавторами (1969), М.М.Константинова (1984), А.А.Сидорова с соавторами (1989), было выделено шесть ведущих рудно-формационных типов месторождений: золото-серебряный, серебро-полиметаллический, олово-серебряный, золото-редкометалльный, золото-сульфидный, золото-кварцевый. Под рудными формациями вслед за Р.М.Константиновым [5] авторы понимают группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися в близких геологических условиях независимо от времени возникновения.

Региональная база данных составлена по 129 золото- и сереборудным полям ОЧВП (рис. 1). Она включает 74 золото-серебряных объекта (17 месторождений и 57 рудопоявлений), 22 серебро-полиметаллических (3 месторождения и 19 рудопоявлений), 17 олово-серебряных (4 месторождения и 13 рудопоявлений), 3 золото-сульфидных (1 месторождение и 2 рудопоявления), 8 золото-редкометалльных (1 месторождение и 7 рудопоявлений), 5 золото-кварцевых (2 месторождения и 3 рудопоявления).

Работа с базой данных была начата с расчета частот встречаемости признаков (как часто в процентном отношении встречается признак в данной выборке) в объектах различных формационных типов и масштабов (табл. 1). Сопоставление частот встречаемости признаков позволило определить набор признаков для дальнейшей работы. Затем по программе распознавания образов системы «Астра» [11, 12] была сделана попытка автоматически разделить изучаемые объекты по шести перечисленным выше формационным типам.

Оценка информативности признаков базируется на принципе общности свойств объектов, который основан на предположе-



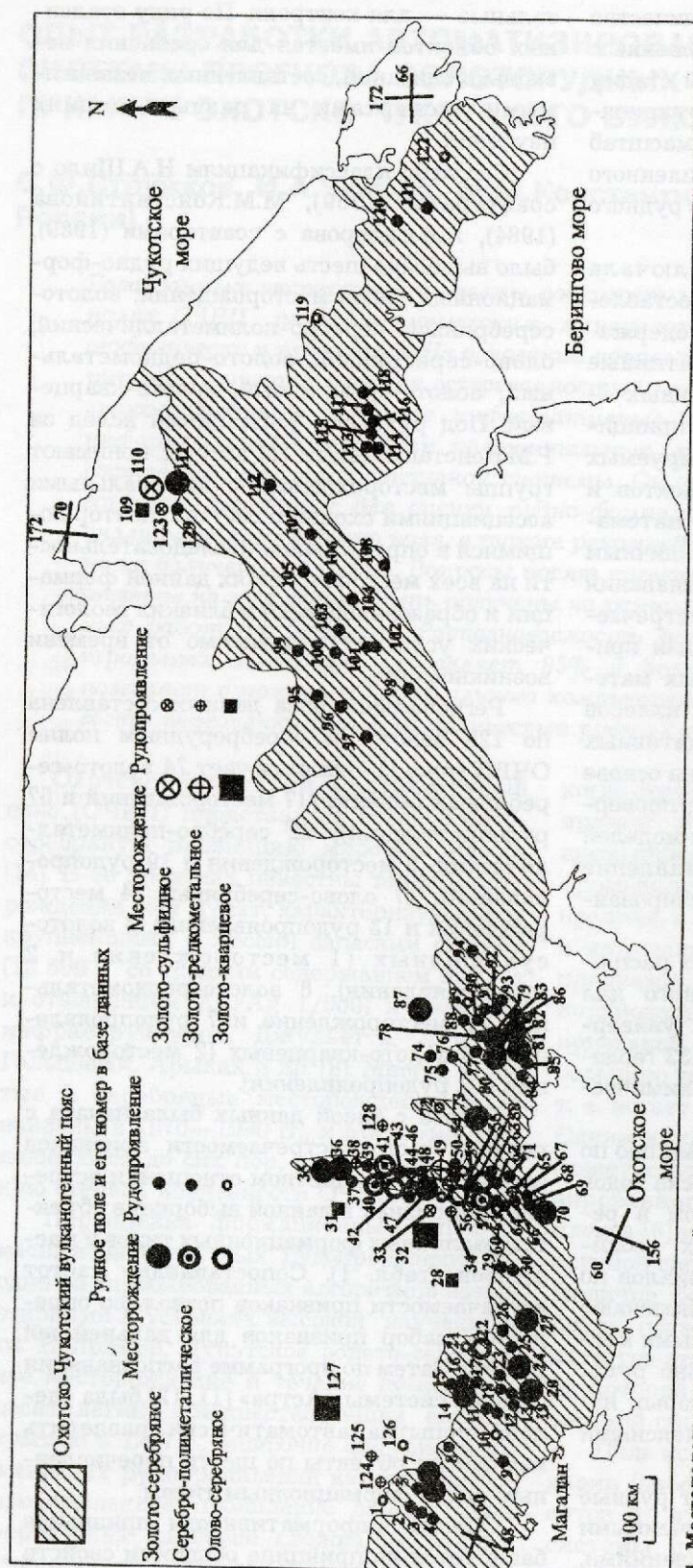


Рис. 1. Местоположение рудных полей, входящих в базу данных:

рудные поля: 1 — Хурен, 2 — Вурдалак, 3 — Сухое, 4 — Чайка, 5 — Утро, 6 — Серебряное, 7 — Сенон, 8 — Центральное, 9 — Ойра, 10 — Кандычан, 11 — Аган, 12 — Ущельное, 13 — Гайчан, 14 — Агазовское, 15 — Зеркальное, 16 — Правый Носогач, 17 — Чипычек, 18 — Угрюмый, 19 — Финиш, 20 — Карамкен, 21 — Ирганджа, 22 — Хета, 23 — Колхида, 24 — Утесное, 25 — Девятое, 26 — Тейгели-Глухаринское, 27 — Нялелга, 28 — Дайка Говорливая, 29 — Южное, 30 — Энтери, 31 — Громадинское, 32 — Амандырханское, 33 — Куполок, 34 — Тайник, 35 — Арылах, 36 — Лунный, 37 — Зеленый, 38 — Шумок, 39 — Аскольд, 40 — Мечта, 41 — Тидид, 42 — Малый Кен, 43 — Красин, 44 — Начальное-I, 45 — Начальное-II, 46 — Иргучан, 47 — Дукал, 48 — Непг, 49 — Подгорное, 50 — Контактное, 51 — Порожистое, 52 — Волнистое, 53 — Налетное, 54 — Малютка, 55 — Напористое, 56 — Карасайское, 57 — Гольцовое, 58 — Труд, 59 — Озерное, 60 — Верхне-Талское, 61 — Порфирное, 62 — Маймачан, 63 — Кэнрендя, 64 — Джет, 65 — Халали, 66 — Роговушка, 67 — Хаханзя, 68 — Докен, 69 — Спиридонч, 70 — Тейлй, 71 — Улыкское, 72 — Хақырчан, 73 — Оланджа, 74 — Западный, 75 — Коаргычан, 76 — Хивач, 77 — Протозный, 78 — Сумной, 79 — Ирбычан, 80 — Сопка Кварцевая, 81 — Старт, 82 — Дальнее, 83 — Эра, 84 — Невенрекан, 85 — Хойчан, 86 — Альдигич, 87 — Кубака, 88 — Сталкер, 89 — Широкая, 90 — Орош, 91 — Волчий, 92 — Длуустное, 93 — Вай, 94 — Кега, 95 — Мало-Пелелонское, 96 — Пестрый, 97 — Гангут, 98 — Серовское, 99 — Оранжевое, 100 — Горностаево, 101 — Косой, 102 — Верхне-Анадырское, 103 — Хайльвеем, 104 — Чинейвеем, 105 — Большой Камеш, 106 — Южский, 107 — Сквозной, 108 — Правый Ирвеем, 109 — Средне-Ичвеемское, 110 — Майское, 111 — Сопка Рудная, 112 — Красные Горы, 113 — Осеннее, 114 — Ныгчевеем, 115 — Жильное, 116 — Шах, 117 — Валунистое, 118 — Тереней, 119 — Лево-Алабашинское, 120 — Эрвеем, 121 — Пепенвеем, 122 — Диоритовое, 123 — Сыпучее, 124 — Комсомольское, 125 — Далекое, 126 — Обратное, 127 — Светлое, 128 — Октябрьское, 129 — Промежуточное



**1. Частоты встречаемости признаков в рудных полях различных формационных типов и масштабов, %**

| Признаки                                                            | Золото-серебряные  |                    | Серебро-полиметаллические |                    | Олово-серебряные  |                    |
|---------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------|---------------------------|--------------------|-------------------|--------------------|
|                                                                     | месторождения (17) | рудопоявления (56) | месторождения (3)         | рудопоявления (18) | месторождения (4) | рудопоявления (13) |
| 1                                                                   | 2                  | 3                  | 4                         | 5                  | 6                 | 7                  |
| <b>III. Структуры рудного района и узла</b>                         |                    |                    |                           |                    |                   |                    |
| Синклинорные зоны, грабен-синклинали                                | 5                  | 5                  | 0                         | 6                  | 0                 | 0                  |
| Сводовые поднятия, их секториальные блоки                           | 29                 | 13                 | 0                         | 6                  | 0                 | 9                  |
| Купольные поднятия                                                  | 10                 | 13                 | 0                         | 6                  | 0                 | 9                  |
| Мульды, вулканотектонические депрессии                              | 81                 | 32                 | 67                        | 28                 | 50                | 36                 |
| Краевые швы, шовные зоны                                            | 5                  | 3                  | 0                         | 0                  | 0                 | 9                  |
| <b>IV. Геологические формации, слагающие рудное поле</b>            |                    |                    |                           |                    |                   |                    |
| Диорит-гранодиоритовая (гранодиоритовых батолитов)                  | 10                 | 8                  | 0                         | 0                  | 0                 | 0                  |
| Габбро-диорит-плагиогранитовая (адамелитовая)                       | 24                 | 6                  | 0                         | 6                  | 25                | 27                 |
| Малых субвулканических и гипабиссальных интрузий пестрого состава   | 19                 | 30                 | 0                         | 22                 | 0                 | 9                  |
| Флишоподная песчано-алевритоглинистая                               | 10                 | 16                 | 0                         | 22                 | 0                 | 36                 |
| Молассоидная угленосная                                             | 19                 | 5                  | 33                        | 17                 | 0                 | 36                 |
| Кристаллических сланцев и гнейсов                                   | 5                  | 3                  | 0                         | 0                  | 0                 | 0                  |
| Андезитовая, андезито-базальтовая                                   | 67                 | 57                 | 33                        | 61                 | 50                | 36                 |
| Риолитовая (трахириолитовая, риолит-дацитовая, андезито-риолитовая) | 76                 | 73                 | 100                       | 61                 | 75                | 45                 |
| <b>V. Структуры рудных полей</b>                                    |                    |                    |                           |                    |                   |                    |
| <b>А. Складчатые структуры</b>                                      |                    |                    |                           |                    |                   |                    |
| Сжатые антиклинали                                                  | 5                  | 0                  | 0                         | 0                  | 0                 | 0                  |
| Брахантиклинали, штамповые антиклинали                              | 0                  | 0                  | 0                         | 6                  | 0                 | 27                 |
| Синклинали                                                          | 0                  | 3                  | 0                         | 6                  | 0                 | 0                  |
| Моноклинали                                                         | 0                  | 2                  | 0                         | 6                  | 0                 | 0                  |
| Флексуры                                                            | 0                  | 2                  | 0                         | 0                  | 0                 | 0                  |
| Локальные вулканотектонические депрессии и кальдеры                 | 48                 | 44                 | 33                        | 56                 | 50                | 36                 |
| Вулкано- и интрузивно-купольные поднятия                            | 52                 | 29                 | 67                        | 22                 | 50                | 55                 |



| 1                                                                                                  | 2  | 3  | 4   | 5  | 6  | 7  |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|----|-----|----|----|----|
| <b>Б. Разрывные и блоковые структуры</b>                                                           |    |    |     |    |    |    |
| Блоки на пересечении продольных и поперечных разломов                                              | 38 | 14 | 67  | 17 | 25 | 0  |
| Крупноамплитудные разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов                                            | 48 | 22 | 33  | 56 | 50 | 36 |
| Крупноамплитудные разломы типа надвигов                                                            | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Межиластовые, межформационные срывы                                                                | 0  | 0  | 33  | 0  | 0  | 0  |
| Крупные малоамплитудные зоны смятия и рассланцевания                                               | 10 | 3  | 33  | 6  | 0  | 9  |
| Крупные малоамплитудные зоны брекчирования                                                         | 19 | 13 | 0   | 0  | 0  | 9  |
| Зоны интенсивной трещиноватости                                                                    | 52 | 38 | 33  | 33 | 25 | 45 |
| Системы трещин оперения региональных разломов                                                      | 29 | 17 | 33  | 11 | 0  | 9  |
| Кольцевые и радиальные системы разрывов                                                            | 19 | 33 | 0   | 6  | 0  | 9  |
| <b>В. Элементы структур, контролирующие положение наиболее крупных рудных тел и рудных столбов</b> |    |    |     |    |    |    |
| Осевые зоны, шарниры складок                                                                       | 0  | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Тектонические блоки, вмещающие наиболее интенсивные деформации                                     | 33 | 14 | 0   | 11 | 0  | 9  |
| Изгибы и ветвления региональных разломов                                                           | 29 | 2  | 33  | 0  | 0  | 0  |
| Экзоконтакты интрузивов и субвулканических тел                                                     | 38 | 24 | 33  | 17 | 0  | 27 |
| Эндоконтакты интрузивов и субвулканических тел                                                     | 5  | 16 | 0   | 6  | 0  | 18 |
| Контакты даек                                                                                      | 5  | 8  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Контакты пород, контрастных по физико-механическим и химическим свойствам                          | 24 | 8  | 33  | 6  | 50 | 18 |
| Сопряжения и пересечения разрывов                                                                  | 71 | 63 | 67  | 78 | 50 | 73 |
| Пересечение разрывами даек и благоприятных горизонтов                                              | 5  | 2  | 33  | 6  | 0  | 18 |
| <b>VI. Морфология и условия залегания рудных тел</b>                                               |    |    |     |    |    |    |
| Жилы секущие                                                                                       | 90 | 87 | 33  | 61 | 25 | 82 |
| Жилы лестничные                                                                                    | 5  | 3  | 0   | 0  | 0  | 18 |
| Жильные зоны                                                                                       | 52 | 37 | 67  | 56 | 25 | 45 |
| Зоны прожилково-вкрапленной минерализации                                                          | 62 | 51 | 100 | 56 | 75 | 55 |
| Линзы и неправильные тела                                                                          | 0  | 2  | 33  | 6  | 0  | 18 |
| Залежи и пластообразные жилы                                                                       | 5  | 3  | 33  | 17 | 0  | 9  |
| Штокверки                                                                                          | 5  | 8  | 0   | 11 | 25 | 0  |
| Трубки                                                                                             | 0  | 0  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| <b>VII. Площадь рудного поля, км<sup>2</sup></b>                                                   |    |    |     |    |    |    |
| До 20                                                                                              | 52 | 56 | 33  | 67 | 50 | 91 |
| 20—40                                                                                              | 19 | 14 | 67  | 17 | 0  | 0  |
| 40—60                                                                                              | 10 | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Более 60                                                                                           | 5  | 3  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| <b>VIII. Магматические породы, распространенные в пределах рудного поля</b>                        |    |    |     |    |    |    |
| <b>Б. Дайковые образования</b>                                                                     |    |    |     |    |    |    |
| а) дорудные, внутрирудные                                                                          |    |    |     |    |    |    |
| Гранит-порфиры                                                                                     | 5  | 11 | 33  | 17 | 25 | 0  |
| Аплиты                                                                                             | 0  | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Фельзиты                                                                                           | 10 | 0  | 0   | 6  | 0  | 36 |
| Кварцевые порфиры                                                                                  | 5  | 3  | 0   | 11 | 0  | 9  |
| Диоритовые порфириты                                                                               | 19 | 25 | 0   | 11 | 0  | 9  |



| 1                                                         | 2  | 3  | 4   | 5  | 6  | 7  |
|-----------------------------------------------------------|----|----|-----|----|----|----|
| Долериты                                                  | 0  | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Габбро-диабазы                                            | 5  | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Лампрофиры                                                | 0  | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| б) пострудные<br>Диабазы                                  | 14 | 2  | 0   | 6  | 25 | 9  |
| Диоритовые порфиры                                        | 10 | 0  | 0   | 6  | 0  | 9  |
| Гранит-порфиры                                            | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 18 |
| Габбро                                                    | 5  | 0  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Базальты                                                  | 33 | 32 | 100 | 11 | 0  | 27 |
| Лампрофиры                                                | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| <b>В. Субвулканические образования</b>                    |    |    |     |    |    |    |
| Кислые субвулканические тела                              | 52 | 51 | 100 | 56 | 25 | 64 |
| Субвулканические тела среднего состава                    | 52 | 19 | 0   | 22 | 0  | 55 |
| Субвулканические тела основного состава                   | 19 | 3  | 0   | 6  | 0  | 18 |
| Автомагматические брекчии андезитов и андезитобазальтов   | 10 | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| <b>IX. Вмещающие породы</b>                               |    |    |     |    |    |    |
| Переслаивание песчаников, глинистых сланцев и алевролитов | 19 | 11 | 33  | 28 | 50 | 45 |
| Аргиллиты                                                 | 10 | 3  | 0   | 17 | 25 | 18 |
| Роговики                                                  | 0  | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Известняки                                                | 0  | 0  | 0   | 11 | 0  | 0  |
| Кварциты                                                  | 0  | 0  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Гнейсы                                                    | 0  | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Конгломераты                                              | 0  | 2  | 0   | 0  | 25 | 9  |
| Покровы кислых эффузивов и их туфов                       | 48 | 60 | 100 | 44 | 50 | 27 |
| Покровы средних и основных эффузивов и их туфов           | 57 | 43 | 33  | 33 | 50 | 9  |
| Субвулканические тела среднего и основного составов       | 24 | 19 | 0   | 22 | 0  | 27 |
| Субвулканические тела кислого состава                     | 33 | 14 | 33  | 33 | 50 | 36 |
| Гранитоидные интрузивы                                    | 5  | 6  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Массивы пород среднего состава                            | 0  | 0  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Дайки основного состава                                   | 0  | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Дайки среднего состава                                    | 0  | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Дайки кислого состава                                     | 0  | 3  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| <b>XI. Минералы гидротермально измененных пород</b>       |    |    |     |    |    |    |
| Адуляр                                                    | 86 | 41 | 0   | 0  | 0  | 9  |
| Актинолит                                                 | 19 | 3  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Алунит                                                    | 14 | 8  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| Альбит                                                    | 24 | 6  | 0   | 0  | 75 | 0  |
| Анкерит                                                   | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Апатит                                                    | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Биотит                                                    | 10 | 3  | 33  | 11 | 75 | 9  |
| Волластонит                                               | 5  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Гидромусковит                                             | 33 | 6  | 33  | 0  | 0  | 0  |
| Гидрослюда                                                | 86 | 40 | 67  | 28 | 0  | 27 |
| Диксит                                                    | 24 | 0  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| Доломит                                                   | 5  | 2  | 0   | 6  | 0  | 0  |



| 1                                                             | 2   | 3  | 4   | 5  | 6  | 7  |
|---------------------------------------------------------------|-----|----|-----|----|----|----|
| Кварц                                                         | 100 | 94 | 100 | 67 | 75 | 82 |
| Кальцит                                                       | 71  | 59 | 100 | 6  | 25 | 9  |
| Каолинит                                                      | 48  | 43 | 67  | 11 | 50 | 9  |
| Кумингтонит                                                   | 0   | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Магнезит                                                      | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Монтмориллонит                                                | 0   | 0  | 100 | 0  | 0  | 0  |
| Мусковит                                                      | 5   | 2  | 0   | 0  | 0  | 9  |
| Накрит                                                        | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Пирофиллит                                                    | 5   | 0  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Роговая обманка                                               | 5   | 0  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| Родонит                                                       | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Рутил                                                         | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Серицит                                                       | 52  | 51 | 100 | 44 | 50 | 36 |
| Сфен                                                          | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Турмалин                                                      | 10  | 5  | 0   | 0  | 25 | 0  |
| Флюорит                                                       | 5   | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Пренит                                                        | 0   | 2  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Пьмонтит                                                      | 5   | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Туллит                                                        | 5   | 2  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Хлориты                                                       | 76  | 59 | 0   | 39 | 75 | 73 |
| Цеолиты                                                       | 14  | 10 | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Цоизит                                                        | 14  | 0  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Эпидот                                                        | 67  | 48 | 0   | 28 | 0  | 18 |
| <b>XIII. Текстуры руд</b>                                     |     |    |     |    |    |    |
| Брекчиевые и брекчиевидные                                    | 76  | 59 | 67  | 28 | 25 | 45 |
| Сетчатые                                                      | 19  | 5  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Массивные                                                     | 57  | 37 | 67  | 44 | 25 | 36 |
| Полосчатые и каркасно-пластинчатые                            | 86  | 32 | 67  | 39 | 25 | 55 |
| Колломорфные                                                  | 76  | 14 | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Вкрапленные                                                   | 33  | 37 | 100 | 56 | 75 | 55 |
| Прожилковые                                                   | 43  | 56 | 67  | 39 | 25 | 36 |
| <b>XIV. Проба золота</b>                                      |     |    |     |    |    |    |
| 750—900                                                       | 5   | 0  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| 600—750                                                       | 14  | 8  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Менее 600                                                     | 33  | 11 | 67  | 6  | 0  | 0  |
| <b>XX. Характерные элементы первичных и вторичных ореолов</b> |     |    |     |    |    |    |
| Калий                                                         | 24  | 8  | 0   | 0  | 0  | 0  |
| Марганец                                                      | 52  | 21 | 67  | 33 | 0  | 18 |
| Свинец                                                        | 76  | 49 | 100 | 94 | 0  | 82 |
| Цинк                                                          | 86  | 44 | 100 | 90 | 75 | 82 |
| Вольфрам                                                      | 24  | 11 | 33  | 67 | 75 | 55 |
| Молибден                                                      | 62  | 40 | 33  | 83 | 75 | 73 |
| Олово                                                         | 48  | 33 | 100 | 89 | 75 | 73 |
| Медь                                                          | 62  | 41 | 67  | 78 | 75 | 82 |
| Ртуть                                                         | 33  | 5  | 0   | 6  | 0  | 0  |
| Бериллий                                                      | 10  | 6  | 0   | 11 | 0  | 0  |



| 1                                                            | 2   | 3  | 4   | 5  | 6   | 7  |
|--------------------------------------------------------------|-----|----|-----|----|-----|----|
| Никель                                                       | 5   | 6  | 0   | 6  | 0   | 0  |
| Кобальт                                                      | 14  | 8  | 0   | 11 | 0   | 0  |
| Барий                                                        | 19  | 3  | 0   | 22 | 75  | 36 |
| Фосфор                                                       | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Висмут                                                       | 14  | 0  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| <b>XXI. Гравиметрические данные, позиция рудного поля</b>    |     |    |     |    |     |    |
| В центральной части отрицательной аномалии                   | 24  | 21 | 0   | 33 | 0   | 27 |
| В периферической части отрицательной аномалии                | 62  | 57 | 100 | 56 | 100 | 73 |
| В центральной части положительной аномалии                   | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| В периферической части положительной аномалии                | 5   | 14 | 0   | 11 | 0   | 0  |
| В линейной высокоградиентной зоне                            | 5   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| В нейтральном поле                                           | 0   | 3  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| <b>XXII. Магнитометрические данные, позиция рудного поля</b> |     |    |     |    |     |    |
| В центральной части отрицательной аномалии                   | 0   | 3  | 0   | 6  | 0   | 9  |
| В периферической части отрицательной аномалии                | 24  | 30 | 33  | 22 | 50  | 45 |
| В центральной части положительной аномалии                   | 5   | 11 | 0   | 6  | 0   | 0  |
| В периферической части положительной аномалии                | 67  | 51 | 0   | 67 | 50  | 45 |
| В линейной высокоградиентной зоне                            | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| В аномально ровном магнитном поле                            | 5   | 3  | 67  | 0  | 0   | 0  |
| В нейтральном поле                                           | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| <b>XXIV. Минералы руд</b>                                    |     |    |     |    |     |    |
| Адуляр                                                       | 100 | 60 | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Агвиларит                                                    | 19  | 3  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Альбит                                                       | 29  | 14 | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Алунит                                                       | 5   | 3  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Ангидрит                                                     | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Анкерит                                                      | 14  | 0  | 0   | 0  | 25  | 9  |
| Алтаит                                                       | 5   | 0  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Антимонит                                                    | 43  | 5  | 0   | 6  | 0   | 0  |
| Апатит                                                       | 14  | 2  | 33  | 6  | 25  | 9  |
| Аргентит (акантит)                                           | 100 | 65 | 100 | 28 | 50  | 27 |
| Арсенопирит                                                  | 76  | 52 | 100 | 67 | 100 | 73 |
| Ауростибит                                                   | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Барит                                                        | 33  | 8  | 0   | 6  | 0   | 0  |
| Бертьерит                                                    | 5   | 0  | 0   | 6  | 0   | 0  |
| Борнит                                                       | 14  | 11 | 0   | 0  | 0   | 27 |
| Буланжерит                                                   | 0   | 3  | 33  | 0  | 25  | 0  |
| Висмутин                                                     | 5   | 2  | 0   | 0  | 25  | 0  |
| Висмут самородный                                            | 0   | 0  | 0   | 0  | 25  | 0  |
| Виттихенит                                                   | 5   | 0  | 0   | 0  | 0   | 9  |
| Волластонит                                                  | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |
| Вольфрамит                                                   | 0   | 3  | 0   | 0  | 0   | 9  |
| Вольфскит                                                    | 0   | 2  | 0   | 0  | 0   | 0  |



| 1                  | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   |
|--------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Галенит            | 90  | 75  | 100 | 83  | 100 | 91  |
| Гельвин            | 5   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Гематит            | 52  | 25  | 0   | 17  | 25  | 27  |
| Гессит             | 29  | 8   | 0   | 0   | 0   | 9   |
| Гидрослюды         | 76  | 16  | 33  | 6   | 25  | 27  |
| Гипс               | 14  | 2   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Гранат             | 33  | 5   | 0   | 11  | 0   | 0   |
| Гудмундит          | 0   | 2   | 0   | 6   | 0   | 9   |
| Глаукодот          | 5   | 3   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Гюбнерит           | 5   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Джемсонит          | 5   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Диксит             | 0   | 2   | 0   | 0   | 0   | 9   |
| Доломит            | 29  | 0   | 0   | 0   | 0   | 36  |
| Жозеит             | 5   | 2   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Золото, проба >700 | 52  | 35  | 0   | 11  | 0   | 9   |
| Золото, проба <700 | 67  | 19  | 33  | 0   | 0   | 0   |
| Ильменит           | 19  | 10  | 0   | 11  | 0   | 9   |
| Калаверит          | 0   | 0   | 0   | 6   | 0   | 0   |
| Кальцит            | 95  | 59  | 67  | 22  | 75  | 45  |
| Канфилдит          | 24  | 0   | 0   | 0   | 25  | 0   |
| Каолинит           | 43  | 11  | 33  | 6   | 50  | 9   |
| Касситерит         | 14  | 11  | 67  | 11  | 75  | 55  |
| Кварц              | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Киноварь           | 19  | 19  | 0   | 6   | 0   | 0   |
| Кобальтин          | 0   | 0   | 0   | 6   | 0   | 9   |
| Кубанит            | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 9   |
| Кутнагорит         | 5   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Кюстелит           | 38  | 8   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Леллингит          | 5   | 2   | 0   | 6   | 0   | 9   |
| Льонит             | 5   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Магнетит           | 43  | 14  | 33  | 11  | 0   | 9   |
| Марказит           | 62  | 13  | 100 | 11  | 50  | 36  |
| Матильдит          | 5   | 2   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Миаргирит          | 24  | 6   | 67  | 11  | 0   | 0   |
| Миллерит           | 0   | 2   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Молибденит         | 10  | 8   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Монтмориллонит     | 19  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Нагиагит           | 0   | 3   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Науманнит          | 19  | 2   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| Никелин            | 0   | 0   | 0   | 6   | 0   | 9   |
| Овихит             | 0   | 0   | 67  | 0   | 0   | 0   |
| Опал               | 10  | 2   | 0   | 0   | 25  | 0   |
| Петцит             | 5   | 2   | 0   | 6   | 0   | 0   |
| Пираргирит         | 81  | 35  | 100 | 28  | 25  | 9   |
| Пирит              | 90  | 87  | 100 | 83  | 75  | 73  |



| 1                      | 2         | 3         | 4          | 5         | 6          | 7         |
|------------------------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|-----------|
| Пирротин               | 38        | 19        | <b>100</b> | 0         | <b>50</b>  | 27        |
| Пирсеит                | 14        | 3         | 0          | 6         | 0          | 9         |
| Плагионит              | 0         | 0         | 0          | 6         | 0          | 0         |
| Полибазит              | 48        | 16        | <b>67</b>  | 6         | 25         | 0         |
| Плюмозит               | 5         | 0         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Прустит                | 38        | 14        | 0          | 6         | 25         | 0         |
| Реальгар               | 0         | 3         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Риккардит              | 0         | 2         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Родонит                | 19        | 5         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Родохрозит             | 24        | 13        | 0          | 6         | 0          | 0         |
| Рутил                  | 14        | 6         | 33         | 6         | 25         | 9         |
| Серебро                | <b>71</b> | 30        | <b>67</b>  | 28        | <b>75</b>  | 27        |
| Серицит                | 38        | 21        | 0          | 11        | 25         | 18        |
| Семсеит                | 0         | 3         | 0          | 0         | 0          | 9         |
| Сидерит                | 14        | 2         | 0          | 6         | <b>50</b>  | 9         |
| Станнин                | 10        | 0         | <b>67</b>  | 0         | <b>75</b>  | <b>55</b> |
| Стефанит               | 43        | 11        | <b>67</b>  | 0         | 25         | 0         |
| Сурьма                 | 0         | 0         | 0          | 6         | 0          | 0         |
| Сфалерит               | <b>90</b> | <b>71</b> | <b>100</b> | <b>67</b> | <b>100</b> | <b>73</b> |
| Теллур                 | 0         | 3         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Теллуrowисмутит        | 0         | 2         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Теннантит              | 14        | 10        | 0          | 0         | <b>50</b>  | 9         |
| Тетрадимит             | 10        | 11        | 0          | 0         | 0          | 18        |
| Тетраэдрит             | 33        | 29        | 33         | 0         | <b>50</b>  | 0         |
| Турмалин               | 19        | 10        | 33         | 17        | 25         | 36        |
| Фаматинит              | 38        | 6         | 33         | 6         | <b>50</b>  | 9         |
| Флюорит                | 14        | 3         | 33         | 6         | <b>75</b>  | 9         |
| Фрейбергит             | 29        | 5         | <b>100</b> | 6         | 0          | 0         |
| Халькозин              | 29        | 11        | 33         | 0         | 0          | 9         |
| Халькопирит            | <b>81</b> | <b>71</b> | <b>67</b>  | <b>56</b> | <b>75</b>  | <b>55</b> |
| Халцедон               | <b>52</b> | 3         | 33         | 0         | 0          | 0         |
| Халькостибит           | 5         | 2         | 33         | 0         | 0          | 9         |
| Хлорит                 | <b>52</b> | 43        | <b>67</b>  | 33        | <b>75</b>  | <b>82</b> |
| Хлорит-монтмориллонит  | 10        | 3         | 0          | 11        | 0          | 0         |
| Целестин               | 5         | 0         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Цеолиты                | 24        | 5         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Цинкениит              | 0         | 2         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Шеелит                 | 5         | 2         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Штернбергит            | 33        | 3         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Штрмейерит             | 38        | 11        | 33         | 0         | 0          | 0         |
| Энаргит                | 5         | 0         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Эпидот                 | 38        | 24        | 0          | 17        | 0          | 18        |
| Ялпаит                 | 5         | 0         | 0          | 0         | 0          | 0         |
| Пирролюзит, псиломелан | 19        | 6         | 0          | 0         | 0          | 0         |

П р и м е ч а н и е. В скобках — количество проанализированных объектов. Шрифтом выделены частоты встречаемости, превышающие или равные 50%.



жении, что объекты, образующие один класс (тип), обладают свойством подобия, отраженного в их характеристиках

Для выделения системы признаков, информативных для описания объектов класса  $A_k$  (где  $A_k$  — один из  $M$  изучаемых классов) и отделяющих их от объектов других классов, используется следующая функция:

$$\Delta p_j^k = p_j^{k1} - p_j^{k0},$$

где  $p_j^{k1}$  — вероятность того, что признак  $j$  встречается на объектах класса  $A_k$  и не встречается на объектах других классов;  $p_j^{k0}$  — вероятность того, что признак  $j$  не встречается на объектах класса  $A_k$  и встречается на объектах других классов.

В качестве разделяющего веса признака  $j$  для выделения объектов класса  $A_k$  используется функция:

$$p_j^k = \Delta p_j^k / \sum_{l=1}^N |\Delta p_l^k|.$$

Для вычисления функции принадлежности объекта исследования  $x$ , описанного в системе  $N$  бинарных признаков  $x = (x_1, x_2, \dots, x_N)$  предлагается следующая формула:

$$\phi^k(x) = \sum_{j=1}^N p_j^k x_j - \sum_{j=1}^N p_j^k (1 - x_j),$$

$$p_j^k > 0 \quad p_j^k < 0,$$

где  $x = (x_1, x_2, \dots, x_N)$ ;  $N$  — количество признаков;  $k$  — номер выделенного класса;  $j$  — номер (код) признака;  $p_j^k$  — информационный вес признака (степень важности признака  $j$  для идентификации класса  $k$ ).

Аналогичные функции можно построить для любых длин сочетаний информативных признаков, используя их в качестве составного признака и таким образом усложняя приведенную выше функцию.

Функции принадлежности  $\phi^1, \phi^2, \dots, \phi^M$  (где  $M$  — число изучаемых классов объектов) используются при построении решающего правила для идентификации объектов: объект относится к тому классу, для

которого функция принадлежности принимает максимальное значение.

Признаки  $j$ , имеющие положительное значение разделяющего веса  $p_j^k$ , интерпретируются как благоприятные для отнесения к классу  $A_k$ ; признаки  $j$ , имеющие отрицательное значение разделяющего веса  $p_j^k$ , как неблагоприятные. Чем ближе функция  $\phi^k$  к 1, тем более сильным сходством с классом  $A_k$  обладает данный объект. Если же все значения  $\phi^1, \phi^2, \dots, \phi^M$  близки к 0, то это доказывает несходство объекта с заданными классами и принадлежность к другому (неанализируемому) классу. В результате для каждого экзаменуемого объекта мы имеем набор коэффициентов, характеризующих степень его сходства с каждым из заданных классов.

В использованном алгоритме учитывались не только частоты встречаемости признаков, но и их взаимосвязь. Максимальный информационный вес присуждался тем признакам, которые участвуют в наибольшем числе их сочетаний, разделяющих заданные классы. Таким образом, каждый объект был охарактеризован степенью сходства с каждым из типов и автоматически отнесен к тому типу, с которым он обладает максимальным сходством (табл. 2).

Последующая математическая обработка данных по программе распознавания образов системы «Астра» имела своей целью разделение объектов по масштабам внутри золото-серебряного, серебро-полиметаллического и олово-серебряного типов. Масштабы оруденения оценивались нами лишь для этих трех типов, поскольку именно к ним в ОЧВП относятся много объектов и соответствующие выборки в региональной базе данных достаточно представительны. Объекты золото-редкометального, золото-кварцевого и золото-сульфидного типов охарактеризованы лишь с формационной точки зрения, так как они изредка встречаются в перивулканической зоне ОЧВП совместно с объектами трех первых типов. Используемый алгоритм допускает существование непрерывного ряда объектов по масштабам, возрастающим пропорционально увеличению числа положительных и уменьшению числа отрицательных признаков. Таким образом,











| Тип (выборка)                         | Объект                                           | Степень сходства |              |              |              |              |              |
|---------------------------------------|--------------------------------------------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|                                       |                                                  | Au-R             | Au-S         | Au-Q         | Au-Ag        | Ag-Pb-Zn     | Sn-Ag        |
| Серебро-полиметаллический (обучающая) | Неяг                                             | 0,000            | 0,000        | 0,020        | 0,051        | <b>0,246</b> | 0,106        |
|                                       | Волнистое                                        | 0,000            | 0,000        | 0,000        | 0,015        | <b>0,185</b> | 0,074        |
|                                       | Малютка                                          | 0,044            | 0,000        | 0,057        | 0,015        | <b>0,143</b> | 0,023        |
|                                       | Мечта                                            | 0,071            | 0,050        | 0,092        | 0,350        | <b>0,431</b> | 0,088        |
|                                       | Гольцовый                                        | 0,048            | 0,075        | 0,084        | 0,173        | <b>0,748</b> | 0,132        |
|                                       | Всего в классе 5 объектов, распознаваемость 100% |                  |              |              |              |              |              |
| То же (контрольная)                   | Тидид                                            | 0,104            | 0,113        | 0,112        | 0,365        | <b>0,657</b> | 0,177        |
|                                       | Начальный-II                                     | 0,103            | 0,105        | 0,000        | 0,022        | 0,049        | <b>0,313</b> |
|                                       | Иргучан                                          | 0,018            | 0,034        | 0,020        | 0,029        | 0,039        | <b>0,126</b> |
|                                       | Кэнгрендя                                        | 0,000            | 0,000        | 0,025        | 0,062        | <b>0,099</b> | 0,089        |
|                                       | Порфиговое                                       | 0,039            | 0,000        | 0,072        | 0,101        | 0,094        | <b>0,158</b> |
|                                       | Джет                                             | 0,037            | 0,000        | <b>0,129</b> | 0,110        | 0,099        | 0,058        |
|                                       | Роговушка                                        | 0,038            | 0,068        | 0,025        | 0,054        | 0,097        | <b>0,171</b> |
|                                       | Дюкен                                            | 0,042            | 0,040        | 0,020        | 0,095        | 0,082        | <b>0,359</b> |
|                                       | Угрюмый                                          | 0,018            | 0,000        | 0,056        | 0,016        | <b>0,140</b> | 0,079        |
|                                       | Хойчан                                           | 0,000            | 0,088        | 0,051        | 0,041        | <b>0,143</b> | 0,054        |
|                                       | Коаргычан                                        | 0,081            | 0,090        | 0,128        | 0,145        | 0,060        | <b>0,159</b> |
|                                       | Хивач                                            | 0,051            | 0,091        | 0,109        | 0,136        | <b>0,167</b> | 0,056        |
|                                       | Верхне-Анадырское                                | 0,014            | 0,134        | 0,061        | 0,066        | 0,039        | <b>0,137</b> |
|                                       | Утро                                             | 0,018            | 0,097        | 0,097        | 0,136        | <b>0,142</b> | 0,086        |
|                                       | Центральное                                      | 0,047            | 0,088        | 0,156        | 0,181        | <b>0,314</b> | 0,075        |
|                                       | Всего в классе 15 объектов, распознаваемость 53% |                  |              |              |              |              |              |
| Олово-серебряный (обучающая)          | Контактовое                                      | 0,042            | 0,034        | 0,000        | 0,029        | 0,049        | <b>0,510</b> |
|                                       | Напористое                                       | 0,018            | 0,000        | 0,049        | 0,031        | 0,133        | <b>0,405</b> |
|                                       | Труд                                             | 0,015            | 0,035        | 0,025        | 0,035        | 0,142        | <b>0,477</b> |
|                                       | Хаканзя                                          | 0,014            | 0,000        | 0,000        | 0,070        | 0,039        | <b>0,455</b> |
|                                       | Всего в классе 4 объекта, распознаваемость 100%  |                  |              |              |              |              |              |
| То же (контрольная)                   | Малый Кэн                                        | 0,000            | 0,000        | 0,061        | 0,046        | 0,055        | <b>0,095</b> |
|                                       | Налетное                                         | 0,023            | 0,000        | 0,062        | 0,016        | 0,100        | <b>0,143</b> |
|                                       | Карасайское                                      | 0,037            | 0,000        | 0,048        | 0,016        | 0,173        | <b>0,382</b> |
|                                       | Верхне-Тапское                                   | 0,042            | 0,000        | 0,000        | 0,088        | 0,081        | <b>0,115</b> |
|                                       | Хакырчан                                         | 0,048            | 0,053        | 0,074        | 0,022        | 0,096        | <b>0,158</b> |
|                                       | Широкая                                          | 0,033            | <b>0,119</b> | 0,061        | 0,044        | 0,090        | 0,113        |
|                                       | Хета                                             | 0,026            | 0,164        | 0,219        | 0,284        | <b>0,295</b> | 0,078        |
|                                       | Ирэганджа                                        | 0,000            | 0,000        | 0,119        | <b>0,177</b> | 0,042        | 0,023        |
|                                       | Хурен                                            | 0,037            | 0,084        | 0,092        | 0,059        | 0,094        | <b>0,134</b> |
|                                       | Кандычан                                         | 0,093            | 0,000        | 0,000        | 0,106        | <b>0,147</b> | 0,054        |
|                                       | Лево-Алабашлыное                                 | 0,042            | 0,017        | 0,046        | 0,056        | <b>0,081</b> | 0,024        |
|                                       | Диоритовое                                       | 0,051            | <b>0,184</b> | 0,039        | 0,049        | 0,149        | 0,000        |
|                                       | Обратное                                         | 0,104            | 0,050        | 0,057        | 0,000        | <b>0,168</b> | 0,051        |
|                                       | Всего в классе 13 объектов, распознаваемость 46% |                  |              |              |              |              |              |

П р и м е ч а н и е. Формационные типы: Au-R — золото-редкометалльный, Au-S — золото-сульфидный, Au-Q — золото-кварцевый, Au-Ag — золото-серебряный, Ag-Pb-Zn — серебро-полиметаллический, Sn-Ag — олово-серебряный. Шрифтом выделена максимальная степень сходства.



лежность к классу месторождений или рудопроявлений — путем сравнения полученного веса с пороговым значением в обучающей выборке (рис. 2). Подбор признаков в данном случае имел определяющее значение и был наиболее трудоемким. Он осуществлялся путем многовариантной обработки информации на различных признаках и эталонах до достижения в обучающей выборке оптимального уровня распознавания.

**Результаты исследований** включают сопоставление частот встречаемости признаков, автоматизированное распознавание формационных типов и масштабов объектов, а также сценарий экспертной системы.

*Сопоставление частот встречаемости признаков* в эталонных объектах различных типов и масштабов позволило нам выявить следующие закономерности (см. табл. 1). Из 433 признаков универсального теста для ОЧВП оказались информативны лишь 268. К информативным отнесены те признаки, которые позволяют различать рудно-формационные типы и масштабы объектов. Например, присутствие адуляра в метасоматических изменениях и рудах информативно для выделения золото-серебряных объектов, так как адуляр не встречен в объектах других типов. Присутствие кварца в метасоматических изменениях и рудах оказалось малоинформативным для распознавания формационного типа или масштаба, поскольку он отмечается практически на всех объектах.

Группы признаков I (региональные геологические структуры, определяющие размещение золоторудных провинций) и II (состав пород субстрата) малоинформативны для решения поставленных задач, так как подавляющее большинство рудных объектов ОЧВП характеризуется одними и теми же признаками. Например, субстрат изученных рудных районов имеет почти исключительно терригенный состав, что не позволяет использовать его для разделения рудно-формационных типов. В группе III (структуры рудного района и узла) выделяется ряд информативных признаков. Обращает на себя внимание более высокая частота встречаемости вулканотектоничес-

ких депрессий, чем купольных поднятий. В группе IV (геологические формации, слагающие рудное поле) наибольшей частотой встречаемости отличаются андезитовая и риолитовая формации. В подгруппе VA (складчатые структуры рудных полей) наибольшей информативностью обладают локальные вулканотектонические депрессии (кальдеры) и вулcano- и интрузивно-купольные поднятия. При этом на уровне рудных полей характерна смена соотношения положительных и отрицательных структур по сравнению с рудными узлами: купольные поднятия встречаются чаще, чем депрессии. Кроме того, к депрессиям приурочено приблизительно равное количество месторождений и рудопроявлений, а в купольных поднятиях преобладают месторождения. В подгруппе VB (разрывные и блоковые структуры рудных полей) информативен ряд признаков, среди которых можно выделить блоки на пересечении продольных и поперечных разломов, а также крупноамплитудные разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов. В подгруппе VB (элементы структур рудных полей, контролирующие положение наиболее крупных рудных тел и рудных столбов) наиболее часто встречаются сопряжения и пересечения разрывов.

В группе VI (морфология и условия залегания рудных тел) высокой частотой встречаемости выделяются секущие жилы, жильные зоны и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Группа VII (площадь рудного поля) информативна для оценки масштаба объектов. Группа VIII (магматические породы, распространенные в пределах рудного поля) характеризуется умеренной информативностью: среди пострудных дайковых образований преобладают базальты, а среди субвулканических — тела кислого состава. В группе IX (вмещающие породы) наиболее распространены покровы кислых эффузивов и их туфов. Группа X (метаморфизм вмещающих пород) представляется малоинформативной, поскольку большинство объектов ОЧВП характеризуется метаморфизмом зеленосланцевой ступени. Группа XI (минералы гидротермально измененных пород) отличается



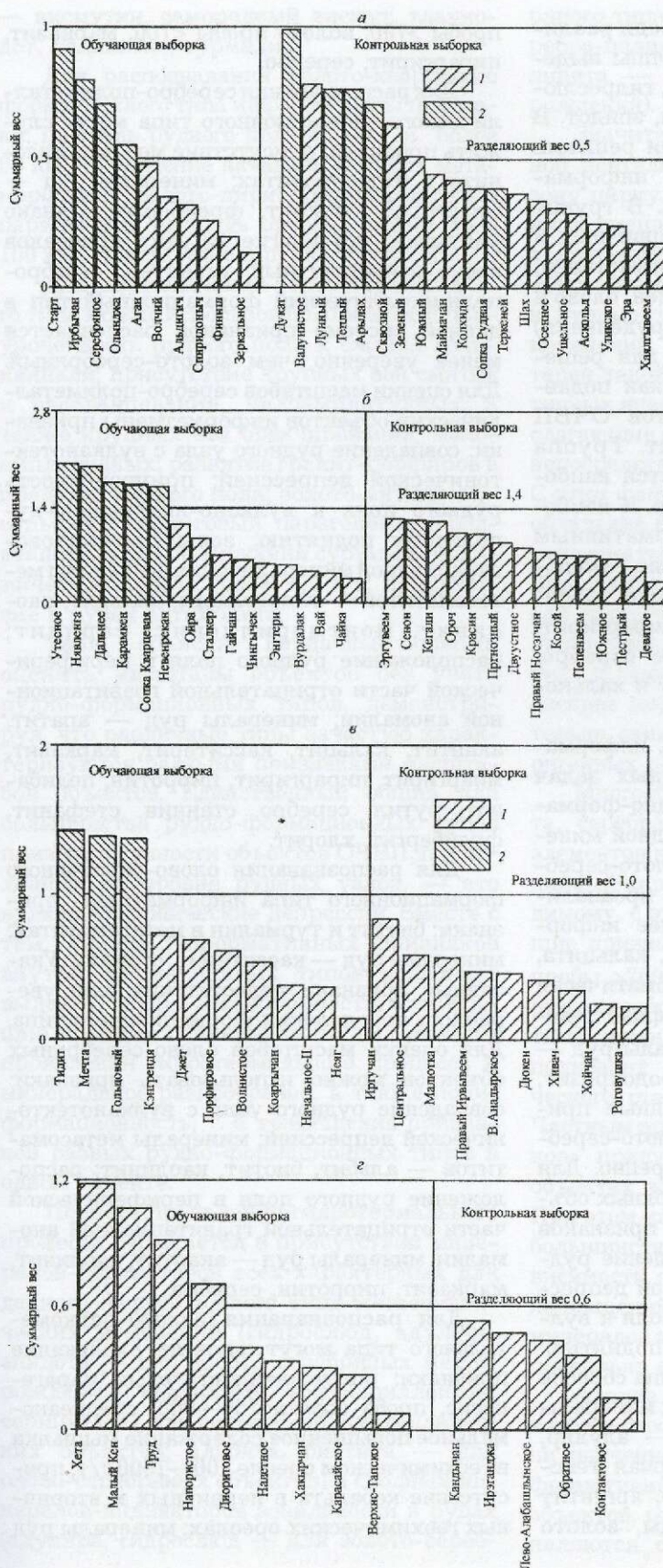


Рис. 2. Результаты оценки масштабов рудных полей:

объекты: а — золото-серебряные (подтип А), б — золото-серебряные (подтип Б), в — серебро-полиметаллические, г — олово-серебряные; 1 — рудопоявления, 2 — месторождения



высокой информативностью. Среди различных признаков данной группы выделяются адуляр, алунит, альбит, гидрослюда, кальцит, серицит, хлориты, эпидот. В группе XIII (текстуры руд) для решения поставленных задач наиболее информативна колломорфная текстура. В группе XX (характерные элементы первичных и вторичных ореолов) выделяются марганец, свинец, цинк, вольфрам, молибден, олово и медь. Группа XXIII (возраст оруденения) является малоинформативной для решения поставленных задач, так как подавляющее большинство объектов ОЧВП имеет позднемеловой возраст. Группа XXIV (минералы руд) отличается наиболее высокой информативностью. К наиболее распространенным информативным минералам руд относятся акантит, арсенопирит, галенит, самородное золото, касситерит, марказит, миаргирит, пираргирит, пирит, пирротин, самородное серебро, станнин, сфалерит, фрейбергит и халькопирит.

Далее приведены признаки, информативные для решения конкретных задач распознавания различных рудно-формационных типов и масштабов рудной минерализации. Для определения золото-серебряного формационного типа из проанализированных признаков наиболее информативны: присутствие адуляра, кальцита, гидрослюда и эпидота в метасоматически измененных породах; колломорфная текстура; проба золота <600; минералы руд — адуляр, кюстелит, родонит, родохрозит, пиролюзит, псиломелан. Указанные признаки позволяют выделять золото-серебряные объекты достаточно уверенно. Для оценки масштабов золото-серебряных объектов из проанализированных признаков наиболее информативны: совпадение рудного узла с вулканотектонической депрессией; приуроченность рудного поля к вулкано-интрузивно-купольному поднятию; крупноамплитудные разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов; жильные зоны; минералы метасоматических изменений — адуляр, гидрослюда, эпидот; колломорфная текстура; минералы руд — адуляр, аргентит (акантит), гематит, гидрослюда, золото

пробы >700, золото пробы <700, марказит, пираргирит, серебро.

Для распознавания серебро-полиметаллического формационного типа могут служить признаки: присутствие монтмориллонита в метасоматитах; минералы руд — миаргирит, овихит, фрейбергит. Однако учитывая, что многие из этих признаков носят конвергентный характер, серебро-полиметаллический формационный тип в данной системе признаков распознается менее уверенно, чем золото-серебряный. Для оценки масштабов серебро-полиметаллических объектов информативны признаки: совпадение рудного узла с вулканотектонической депрессией; приуроченность рудного поля к вулкано-интрузивно-купольному поднятию; зоны прожилково-вкрапленной минерализации; минералы метасоматитов — гидрослюда, кальцит, каолинит, монтмориллонит, серицит; расположение рудного поля в периферической части отрицательной гравитационной аномалии; минералы руд — апатит, акантит, кальцит, касситерит, марказит, миаргирит, пираргирит, пирротин, полибазит, рутил, серебро, станнин, стефанит, фрейбергит, хлорит.

Для распознавания олово-серебряного формационного типа информативны признаки: биотит и турмалин в метасоматитах; минералы руд — касситерит, станнин. Указанные признаки недостаточны для уверенного определения формационного типа. Для оценки масштабов олово-серебряных объектов можно использовать признаки: совпадение рудного узла с вулканотектонической депрессией; минералы метасоматитов — альбит, биотит, каолинит; расположение рудного поля в периферической части отрицательной гравитационной аномалии; минералы руд — акантит, каолинит, марказит, пирротин, серебро.

Для распознавания золото-редкометалльного типа могут служить следующие признаки: золото-леллингитовый парагенезис, проба золота 750—900; среднеаномальное повышенное содержание мышьяка в геохимическом ореоле 100—1000 г/т; присутствие кобальта в первичных и вторичных геохимических ореолах; минералы руд



— висмутин, самородный висмут, глаукодот, леллингит, турмалин.

Для распознавания золото-кварцевого формационного типа информативны признаки: площадь рудного поля 40—60 и более 60 км<sup>2</sup>; проявление начальных стадий метаморфизма; золото-пирит-арсенопиритовый парагенезис; площадь ореола золота 50—100 км<sup>2</sup>; присутствие в рудах бурнонита.

Для распознавания золото-сульфидного типа можно использовать признаки: приуроченность рудного поля к сжатой антиклинали; присутствие крупных зон смятия и расщепления, малоамплитудных, а также крупных зон брекчирования, малоамплитудных; развитие гранит-порфиров в пределах рудного поля; золото-антимонит-сульфоантимонитовый парагенезис; среднеаномальные содержания сурьмы в геохимическом ореоле более 100 г/т; присутствие в рудах антимонита.

Табл. 1 объясняет неудачные попытки оценить масштабы объектов без учета рудно-формационных типов, демонстрируя, что различные типы зачастую характеризуются разными признаками масштабов объектов. Единственный общий для большинства рудно-формационных типов признак крупности объектов ОЧВП, проявленный на уровне рудных узлов, — это вулканотектонические депрессии. Вместе с тем, анализ информативных признаков внутри формационных типов позволяет выделить общие закономерности, отличающие крупные объекты, такие как полнота проявления гидротермального процесса и минеральное разнообразие, а также полиформационность, т. е. совмещение признаков разных рудно-формационных типов в одном объекте.

Полнота проявления гидротермального процесса отражается в присутствии минералов-индикаторов всех характерных для данного формационного типа метасоматических изменений (гидрослюд, адуляра, эпидота — для золото-серебряных месторождений; каолинита, монтмориллонита, серицита — для серебро-полиметаллических объектов; альбита, биотита — для олово-серебряных объектов) и сходных минералов-индикаторов зональности в рудах (адуляра, гидрослюд — для золото-сереб-

ряного типа; кальцита, хлорита — для серебро-полиметаллических объектов; каолинита — для олово-серебряных месторождений).

Значительный размах гидротермальной деятельности отражается захватом в зону циркуляции растворов больших объемов вмещающих пород. Преобладающая доля петрогенных элементов, выщелачиваемых из вмещающих пород, «стягивается» в рудные тела и зоны метасоматических изменений. Для крупных объектов характерен такой размах возникающих конвективных ячеек, что в них захватываются все слагающие рудное поле породы, а не только непосредственно вмещающие оруденение. С этим фактором может быть связано преобладание в крупных объектах кальцита в метасоматитах и рудах, рутила в рудах. Дополнительное свидетельство интенсивной гидротермальной деятельности — наличие в золото-серебряных объектах родонита и замещающих его в зоне окисления оксидов марганца. Марганец предположительно заимствуется из вмещающих терригенных пород.

Многообразие форм нахождения золота, серебра, олова и других рудогенных элементов косвенно указывает на полистадийный характер рудообразования. По-видимому, с этим фактором связаны следующие признаки: аргентит (акантит), золото пробы >700, золото пробы <700, пираргирит, серебро — для золото-серебряного типа, акантит, миаргирит, пираргирит, полибазит — для серебро-полиметаллического, станнин — для олово-серебряного. Частным примером может служить «сквозное» присутствие марказита в крупных объектах всех трех формационных типов. При этом известно, что пирит отмечается в большинстве изученных объектов вне зависимости от масштабов, а количество сонахождений полиморфных модификаций минералов на одном объекте прямо пропорционально его крупности [3].

Анализ табл. 1 показал, что частоты встречаемости признаков зависят от степени изученности объектов. Так, высокоинформативными для выделения крупных объектов, согласно полученной статистике, являются сульфосоли серебра и другие



труднодиагностируемые минералы. Однако их отсутствие в большинстве рудопроявлений можно связывать с тем, что для их диагностики требуются такие редко применяющиеся на ранних стадиях изучения методы, как микрозондовый и др. Поэтому из дальнейшего рассмотрения при оценке масштабов объектов на ранних стадиях изучения были исключены труднодиагностируемые минералы: агвиларит, ауристит, бертьерит, буланжерит, бурнонит, вазсит, виттихинит, вольтскит, галлуазит, гессит, гудмундит, гюбнерит, джемсонит, жозеит, калаверит, канфилдит, кубанит, кюстелит, люционит, матильдит, миллерит, науманнит, никелин, овихиит, олигонит, пирсеит, плагионит, плюмосит, семсеит, теллурувисмутит, фаматинит, фрейслебенит, халькостибит, цинкениит, энаргит, ялпаит. Кроме того, частоты встречаемости признаков в значительной степени зависят от выборки. Например, большинство объектов трех рассмотренных формационных типов приурочены к кислым вмещающим породам — наиболее благоприятной вмещающей среде. Отсюда и многочисленные «дублирующиеся» признаки: рудное поле сложено породами риолитовой формации; в рудном поле развиты кислые субвулканические тела; вмещающие породы — покровы кислых эффузивов; вмещающие породы — кислые субвулканические тела. При дальнейшей обработке эта диспропорция выборки была устранена путем исключения из нее взаимозаменяющих признаков.

Таким образом, сопоставление частот встречаемости признаков в объектах различных типов и масштабов позволило получить статистическое обоснование известных и выделить ряд новых критериев оценки масштаба и формационной принадлежности золотого и серебряного оруденения, что помогло определить набор информативных признаков для дальнейшей работы.

*Автоматизированное распознавание формационных типов.* Попытка автоматически разделить эталонные объекты по масштабам без учета формационных типов не увенчалась успехом: в контрольной выборке правильно распознано лишь 55% объектов. Поэтому все эталонные объекты были разделены на шесть типов по форма-

ционной принадлежности: золото-серебряный, серебро-полиметаллический, олово-серебряный, золото-редкометалльный, золото-кварцевый, золото-сульфидный. Далее мы попытались выделить информативные признаки для разделения объектов по формационной принадлежности и лишь затем (внутри формационных типов) — по масштабам.

Учет не только частот встречаемости, но и взаимосвязи признаков позволил несколько расширить список информативных признаков. Для золото-редкометалльного типа выбрано 38 признаков, для золото-сульфидного — 37, для золото-кварцевого — 31, для золото-серебряного — 42, для серебро-полиметаллического — 19, для олово-серебряного — 31. В результате (см. табл. 2) в обучающих выборках распознаваемость составила 100%. В контрольных выборках распознаваемость варьировала и в целом совпадала с результатами, полученными при анализе частот встречаемости. В отчетливо выделяющихся типах золото-кварцевых и золото-сульфидных объектов распознаваемость составила 100%, в типе золото-редкометалльных объектов — 75% (рудопроявление Комсомольское с небольшим перевесом ошибочно переведено в золото-сульфидный тип). В хорошо выделяющемся классе золото-серебряных объектов распознаваемость составила 86%. Весьма низкая распознаваемость у серебро-полиметаллического типа за счет его близости к олово-серебряному — 53%, а 47% ошибочно отнесено к олово-серебряному типу. Сходный результат получен и по олово-серебряным объектам: правильно опознано лишь 46%, а 38% ошибочно отнесено к серебро-полиметаллическому типу. Рудопроявление Ирэганджа отнесено к золото-серебряному типу за счет присутствия адюльра в метасоматических изменениях и парагенезисов золота, что предположительно указывает на полиформационность данного объекта.

Таким образом, в данной системе признаков серебро-полиметаллический и олово-серебряный типы различаются плохо. Анализ контрольных выборок показал, что достоверные оценки формационного типа получаются при степени сходства с доминирующим типом более 0,3.



Неоднозначность результатов распознавания олово-серебряного и серебро-полиметаллического типов в данной системе признаков накладывает ограничение на автоматизированный вариант разбраковки рудных объектов по рудно-формационным типам. Чтобы избежать возможных ошибок, в окончательную версию экспертной системы была введена возможность назначения формационных типов экспертом. Оправданность данного подхода связана с тем, что в большинстве случаев эксперт в состоянии самостоятельно распознать серебро-полиметаллический и олово-серебряный формационные типы на ранней стадии изучения.

*Автоматизированное распознавание масштабов объектов.* Список информативных признаков представляет собой несколько расширенный вариант по сравнению с частотами встречаемости (за счет дополнительного учета взаимосвязи признаков). Внутри типов серебро-полиметаллических и олово-серебряных объектов разделение по масштабам произошло сравнительно хорошо.

Распределение весов серебро-полиметаллических объектов в обучающей выборке (см. рис. 2) демонстрирует 100%-ное распознавание. Пороговым значением веса, определяющего отнесение объекта к тому или другому классу, является 1,0 (вычисляется как среднее между максимальным весом рудопроявлений и минимальным весом месторождений — в данном случае соответственно 0,7 и 1,3). Распределение весов в контрольной выборке также показывает 100%-ное распознавание. Повышенными значениями весов обладают рудопроявления Начальное-1 и Иргучан. Распределение весов олово-серебряных объектов в обучающей выборке также демонстрирует 100%-ное распознавание. Пороговый вес равен 0,6. При 100%-ном распознавании объектов контрольной выборки немного повышенным весом отличаются рудопроявления Кандычан и Ирэганджа.

Тип золото-серебряных объектов оказался более разнородным. При оценке масштабов 50—66% обучающей выборки попали в иные типы. Потребовалась более детальная типизация золото-серебряных

объектов. Далее этот тип был разделен по геолого-структурным признакам (в основном по составу вмещающих пород) на два подтипа: А — объекты в кислых породах, слагающих вулканогенно-интрузивно-купольную структуру; объекты в терригенной толще над кислым субвулканическим телом; объекты в терригенной толще, в экзо- и эндоконтактовом ореоле гранитоидного массива; Е — объекты в кислых и средних породах, слагающих локальную вулканоструктуру.

Распределение весов золото-серебряных объектов подтипа А в обучающей выборке демонстрирует 100%-ное распознавание с пороговым весом 0,5, разделяющим месторождения и рудопроявления. Внутри класса рудопроявлений в обучающей выборке выделяется рудопроявление Аган, имеющее повышенный вес. В контрольной выборке из 19 объектов неправильно распознаны лишь пять объектов. Из них два объекта (Сквозной и Валунистое) переведены из класса рудопроявлений в класс месторождений, что заставляет обратить на них более пристальное внимание и подтверждается новыми данными геологоразведочных работ. Два мелких объекта (Сопка Рудная и Ущельное) переведены из класса месторождений в класс рудопроявлений, что объяснимо, учитывая небольшие объемы запасов. Лишь одна оценка из 23 определений, по-видимому, действительно ошибочная (рудопроявление Зеленый с небольшим перевесом переведено в класс месторождений), что составляет 95% распознаваемости.

Распознаваемость в обучающей выборке золото-серебряных объектов подтипа Е также составила 100% с пороговым весом 1,2. Внутри класса рудопроявлений в обучающей выборке можно отметить рудопроявление Невенрекан, имеющее повышенный вес. В контрольной выборке распознаваемость составила 100% (один объект из 14 — мелкое месторождение Сенон — отнесено к рудопроявлениям, однако, учитывая весьма небольшие объемы запасов, эта оценка может считаться верной). Обращают на себя внимание обладающие повышенными весами рудопроявления Кегаги и Эргуедем.



Высокая степень распознавания масштабов объектов в обучающих и контрольных выборках позволила шире использовать автоматизированный подход в окончательной версии экспертной системы.

Необходимо особо коснуться вопроса о достоверности автоматизированной классификации объектов в связи с их различной изученностью. Несомненно, существует тенденция к прямой зависимости между количеством признаков и масштабами объектов, но эта зависимость не является жесткой. Можно привести множество примеров обратного взаимоотношения количества признаков и оценки объектов (месторождение Теплый опознается по 43 признакам, а рудопоявление Колхида — по 69). Можно утверждать, что после введения ограничений на использование при оценке масштаба тех минералов, которые не всегда диагностируются на ранних стадиях изучения, все рудные поля были рассмотрены нами с одинаковой степенью достоверности. Это означает, что на стадии поисковых работ м-бов 1:25 000—1:10 000, когда требуется оценить потенциальное месторождение в пределах рудного поля, как правило, известны все признаки, используемые в тесте по оценке масштабов. Вместе с тем, установлено, что если количество признаков менее 30, то правильно оценить масштабы объекта практически невозможно. Поэтому такие объекты нами не оценивались, а в окончательную экспертную систему был введен дополнительный «счетчик» количества признаков, который при наличии менее 30 признаков автоматически делает вывод о недостаточной степени изученности и прекращает дальнейшее распознавание.

Другой аспект изученности — корректная кодировка, которая имеет принципиальное значение. Сопоставление данных независимых экспертов по одним и тем же объектам показало, что информация, полученная на стадии геологической съемки м-ба 1:50 000 (или более мелкомасштабных работ), часто бывает недостаточной или искаженной. В то же время, результаты поисковых работ м-бов 1:25 000—1:10 000 обычно дают достаточно четкий образ объекта, позволяющий без

ошибок классифицировать его по крупности.

Таким образом, при наличии более 30 признаков и корректной кодировке достоверная автоматизированная оценка объекта не зависит от количества признаков и может быть получена по данным поисковых работ м-бов 1:25 000—1:10 000.

*Сценарий автоматизированной экспертной системы* включает несколько блоков вопросов, ориентированных на распознавание формационного типа (блок 1), более детальное геолого-структурное расчленение золото-серебряных рудных полей (блок 2), оценку масштаба золото-серебряных полей подтипов А (блок 3) и Е (блок 4), серебро-полиметаллических (блок 5) и олово-серебряных (блок 6) рудных полей. В каждом вопросе предусмотрено три варианта ответов (да, нет, не знаю). Все варианты охарактеризованы различными положительными или отрицательными формационными весами. После тестирования вычисляется алгебраическая сумма формационных весов выбранных экспертом вариантов. Затем эта сумма сравнивается с пороговым значением, позволяющим отнести рудное поле к тому или иному типу и оценить его перспективность. В каждом блоке предусмотрено соответствующее заключение об объекте прогноза.

Сходные автоматизированные экспертные системы известны как в России, так и за рубежом [1, 7, 10]. Однако распознаваемость рудных объектов в отечественных аналогах [4] составляла лишь 70—85%. Система, предложенная авторами в настоящей статье, отличается степенью распознавания 95% и более. Причины высокой степени распознавания состоят в предварительном разделении объектов по формационным типам и отдельной оценке масштабов внутри каждого типа. Кроме того, использованные авторами оригинальные алгоритмы [11, 12] обладают рядом преимуществ по сравнению с известными ранее. В частности, преимущество предложенных авторами алгоритмов над алгоритмом «Кора» [2] заключается в неограниченности длины сочетаний признаков. Известная за рубежом сходная автоматизированная экспертная система «Проспектор» [13, 15] основана на информационных



весах, назначаемых экспертом, исходя из его личного опыта. Отличие предлагаемой системы состоит в статистической обоснованности информационных весов.

В результате выполненной работы сделаны следующие основные выводы.

1. Составлена база данных по 129 рудным полям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, включающая 433 геологических, минералогических, геохимических и геофизических признака.

2. Статистический анализ и математическая обработка частот встречаемости и взаимосвязи признаков в объектах различных типов и масштабов позволили определить наиболее информативные признаки и их информационные веса для распознавания.

3. На основе наиболее информативных признаков разработана статистически обоснованная автоматизированная экспертная система оценки вулканогенных золото- и сереброрудных полей, включающая распознавание формационного типа и масштаба рудной минерализации.

4. Выявленные закономерности (при условии необходимой адаптации к местным геологическим особенностям) могут быть использованы в других, менее изученных, частях Тихоокеанского пояса.

5. Перспективы проведенных исследований заключаются в расширении базы данных за счет золото-серебряных объектов других регионов и использовании таких признаков, как абсолютный возраст, изотопные характеристики, данные газожидких включений и другие, которые будут широко применяться в будущем, но пока относятся к труднодиагностируемым.

Авторы благодарят экспертов Ю.С.Бочарникова, Е.М.Доброхотову, А.Г.Колесникову, А.Э.Ливача, Л.С.Назарова, Ю.Н.Роднова, Н.И.Третьякову за содействие в составлении базы данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаец А.Н., Вострокнутов Е.П., Вострокнутова А.И. Новый подход к автоматизации прогнозирования на основе технологии экспертных систем // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Математические методы и автоматизированные системы в геологии. 1986. Вып. 3. С. 1—12.
2. Вайнцвайг М.Н. Алгоритм обучения распознаванию образов «Кора». Алгоритмы обучения распознаванию образов. — М.: Советское радио, 1973.
3. Кантор М.З. Обнаружение пар полиморфных модификаций экономически ценных минералов как критерий оценки масштаба месторождения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1161—1165.
4. Константинов М.М., Константинов Р.М., Чижова И.А. Геологические и минерало-геохимические факторы формирования золото-серебряного оруденения // Советская геология. 1979. № 3. С. 116—124.
5. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973.
6. Кривцов А.И., Нарсеев В.А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Советская геология. 1983. № 1. С. 17—27.
7. Кушлин А.П. Применение распознающих программ при металлогенических исследованиях // Колыма. 1967. № 5. С. 37—39.
8. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Под ред. М.М.Константинова, И.С.Розенблюма, М.З.Зиннатуллина. — М.: ВСЕГЕИ, 1992.
9. Поспелов Г.С. Искусственный интеллект — основа новой информационной технологии. — М.: Наука, 1988.
10. Уотерман Д. Руководство по экспертным системам. — М.: Мир, 1989.
11. Чижова И.А. Алгоритмы распознавания геологических объектов с корректировкой эталонной выборки // Теоретические проблемы кибернетики. Саратов, 1987. С. 3—6.
12. Чижова И.А. Экспертная система «Астра»: структура и технология разработки. Методы и системы технической диагностики. — Саратов: Изд-во СГУ, 1993.
13. Duda R.O., Gaschnig J.G. and Hart P.E. Model design in Prospector consultant system for mineral exploration. Expert systems in the micro-electronic age. — Edinburgh: Edinburgh University Press. 1979. P. 153—167.
14. Metallogenesis of Mainland Alaska and the Russian Northeast / W.J.Nokleberg, T.K.Bundtzen, D.Grybeck et al. U.S. Geological Survey. Open-file Report 93-339. 1993.
15. Recognition of a hidden mineral deposit by an artificial intelligence program. / A.N.Campbell, V.F.Hollister, R.O.Duda et al // Science. 1982. Vol. 217. P. 927—929.
1. Бугаец А.Н., Вострокнутов Е.П., Вострокнутова А.И. Новый подход к автоматизации про-



УДК 551.243 (470)

© А.Б.Кирмасов, 2000

## СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ТРУБОК ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, РЕСПУБЛИКА КОМИ

**А.Б.Кирмасов (ЦНИГРИ МПР России)**

*Рассмотрены основные структурно-тектонические факторы, контролирующие размещение лампроитоподобных пород гряды Чернышева. Показано, что данную структуру можно отнести к внутрикоровой транспрессивной зоне, сформировавшейся в течение раннеюрского коллизийного этапа. Положение известных трубок щелочно-ультраосновных пород в бассейне р. Шарью определяется локальными концентраторами растягивающих напряжений в условиях общего сжатия или сжатия со сдвигом (транспрессии).*

Обнаружение в пределах гряды Чернышева в бассейне р. Шарью штоков, даек и трубок щелочно-ультраосновных пород [5] (предположительно калиевых базальтоидов или близких к лампроитам пород) позволяет рассматривать данный район в качестве потенциально перспективного для поисков месторождений алмазов. Выполненные небольшие объемы шлихоминералогических работ (И.В.Деревянко, В.А.Жарков, 1996) показали наличие в аллювиальных отложениях рек Заостренная, Шарью, Большая Сарьюга хромита, перовскита, хромсодержащего пиропса; известна также единичная находка кристалла алмаза в аллювии р. Заостренная. Штоки, дайки и трубки щелочно-ультраосновных пород размером от 10—30 до 300 м [5] прорывают палеозойские породы и имеют интрузивные контакты с триасовыми долеритами, на основании чего предполагается их позднетриасовый, возможно, ранне-среднеюрский (?) возраст.

Гряда Чернышева представляет собой крупную (20—45×350 км) дугообразную в плане, сложодислоцированную структуру, южная часть которой разделяет Большесыннинскую и Косью-Роговскую впадины, а северная ограничивает с запада Предуральский краевой прогиб [13]. Гряда имеет складчато-надвиговое строение и сложена дислоцированными силурийско-нижнепермскими карбонатными и верхнепермско-нижнетриасовыми терригенно-вулканогенными отложениями (рис. 1).

Структура гряды Чернышева сформировалась в постранинтриасовое время [12, 13]. Исходя из имеющихся данных, есть все основания полагать, что внедрение щелочно-ультраосновных магматитов происходило на заключительных стадиях становления данной структуры или непосредственно после структурообразующих процессов. Намечающаяся временная корреляция между этими событиями позволяет предположить, что структуры и магматические объекты гряды могут быть составными частями единого деформационно-магматического структурного парагенеза (по В.А.Галкину, 1997). Как показывает анализ строения кимберлитовых и лампроитовых полей, внедрение трубок и даек осуществляется в динамически активной среде [14 и др.]. Определение механической обстановки (сжатие, растяжение, сдвиг и др.) в течение этапа тектономагматической активизации и анализ структуры позволяют выделить концентраторы сжимающих и растягивающих напряжений в условиях неоднородной геологической среды [10], т.е. выявить зоны повышенной проницаемости в данных кинематических условиях. Таким образом, в рамках более общей задачи оценки алмазоносного потенциала гряды Чернышева нами делается попытка ответить на вопрос о влиянии структурно-тектонических факторов на размещение известных объектов щелочно-ультраосновных пород.



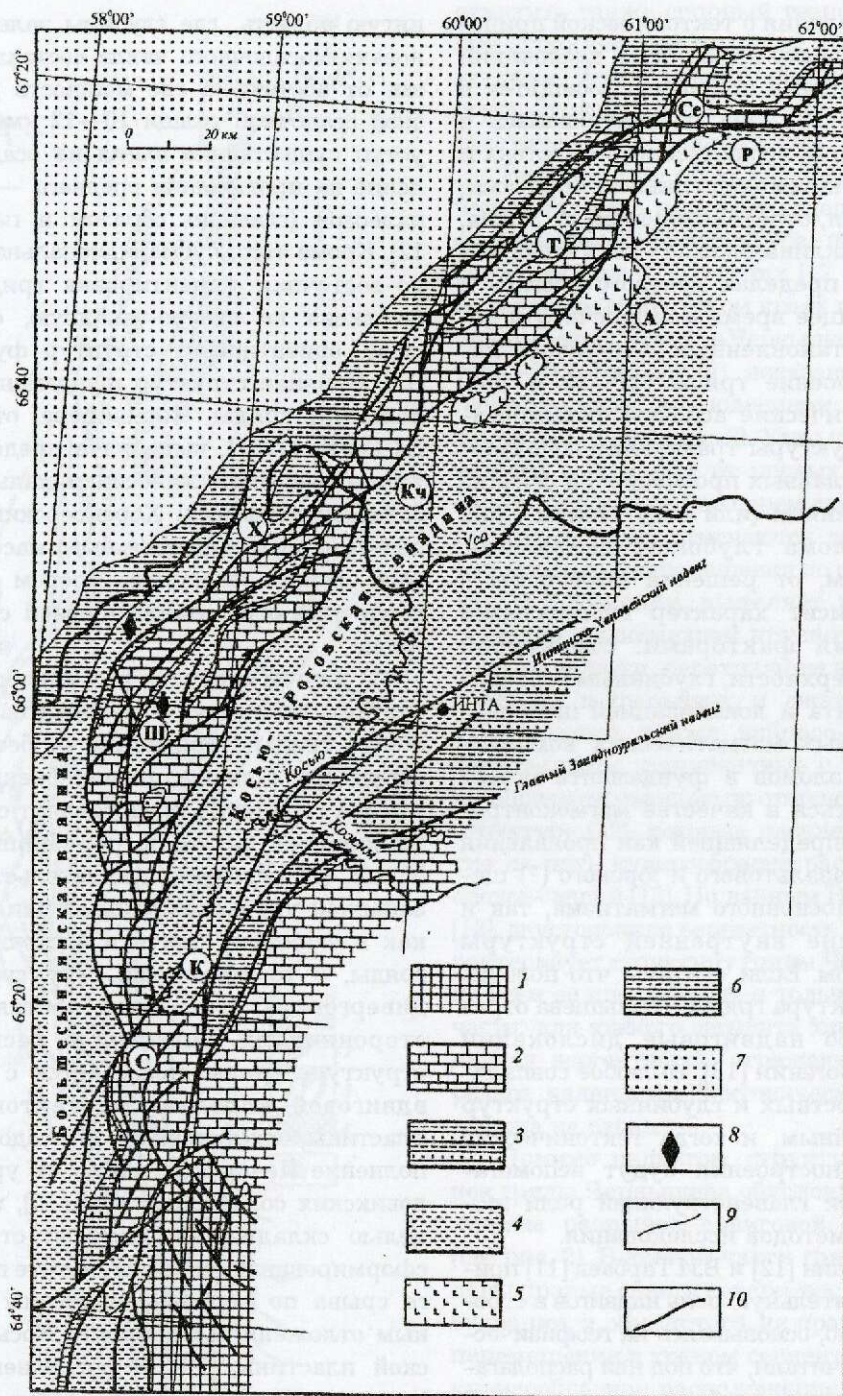


Рис. 1. Тектоническая схема гряды Чернышева, по данным [12, 13] с дополнениями:

1 — области современного распространения доуралид; 2 — карбонатные шельфовые комплексы (силур — нижняя часть нижней перми); 3 — флишевая орогенная формация (верхняя часть нижней перми); 4 — верхняя и нижняя угленосные молассовые орогенные формации (верхняя пермь — триас); 5 — выход на поверхность нижнетриасовых базальтов; 6 — области распространения платформенных молассоидных формаций (верхняя юра); 7 — платформенная посторогенная формация (нижний мел); 8 — участки развития трубок и даек нижне-среднеюрских (?) ультракалиевых трахитов; 9 — геологические границы; 10 — разрывные нарушения; блоки гряды: С — Сыннинский, Ш — Шарью-Заостренский, Х — Хоседауский, Т — Тальбейский, Се — Северный; структуры Косью-Роговской впадины: К — Косьюская депрессия, Кч — Кочмеская ступень, А — Абезская депрессия, Р — Роговское поднятие



Представления о тектонической природе зоны складчато-надвиговых дислокаций гряды Чернышева подробно приводятся в работах [11—13]. Она рассматривалась в качестве горста, ограниченного с востока и запада крупноамплитудными сбросами, антиклинория, ответвляющегося от Урала, или мегаантиклинали, выступа складчатого основания в пределах краевого прогиба и т.д. В настоящее время можно считать достоверно установленным чешуйчато-надвиговое строение гряды [11—13 и др.], однако генетические аспекты формирования этой структуры трактуются по-разному. Одно из главных противоречий связано с существованием (или отсутствием?) под грядой разлома глубокого заложения. Вместе с тем, от решения именно этого вопроса зависит характер взаимосвязей между тремя факторами: структурой гряды на поверхности, глубинным строением фундамента и локализацией щелочно-ультраосновных магматических комплексов. Зона разломов в фундаменте может рассматриваться в качестве мажорантующей, определявшей как проявления триасового базальтового и юрского (?) щелочно-ультраосновного магматизма, так и формирование внутренней структуры гряды в целом. Если считать, что поверхностная структура гряды Чернышева отражает только надвиговые дислокации уральской орогении [13], то любое совпадение поверхностных и глубинных структур будет случайным, и тогда тектонические прогнозные построения будут вспомогательными при главенствующей роли геофизических методов исследования.

Н.И.Тимонин [12] и Б.И.Тарбаев [11] признавали значительную роль надвигов в строении гряды, но, основываясь на геофизических данных, считали, что под ней располагается зона разлома глубокого заложения. С глубинным разломом связывали наличие в гравитационном поле интенсивного линейного максимума, резко ограничивающего с юго-востока гравитационный максимум северо-западного простирания, приуроченный к Адзвинскому поднятию фундамента [1]. По данным сейсморазведки и бурения в фундаменте дислокациям гряды Чернышева отвечает уступ, отделяющий западную припод-

нятую область, где глубины залегания основания осадочного чехла составляют 5—7 км, от восточной, где мощность палеозойской осадочной толщи 10—12 км [11]. Этот уступ существенно влиял на осадконакопление на протяжении среднего — позднего палеозоя (главным образом в перми) [11, 12]. Кроме того, субмеридиональная и северо-восточная ориентировка гряды резко наложена на северо-западную, субтиманскую, ориентировку структур фундамента [12]. Влияние структур фундамента на положение гряды Чернышева отмечал и В.Г.Гецен (1987), выделяя в пределах Восточно-Печорской эвгеосинклинальной зоны байкалит (тиманид) Хорейверский срединный (микроконтинентальный) массив, который служил «жестким» упором в фундаменте при образовании шовной структуры гряды.

С другой стороны, ряд исследователей считает, что чешуйчато-надвиговое сооружение гряды Чернышева — бескорневая структура. Однако предположение о том, что эта структура представляет собой тектонический останец, переброшенный с Урала [2], требует доказательств общей западной уральской асимметрии структур как в западной, так и в восточной части гряды, в то время как структура гряды дивергентна. Последнее обстоятельство сторонниками гипотезы о бескорневой структуре гряды связывается с моделью вдвиговой аллохтонной тектонической пластины, «вклиненной» в осадочное выполнение Печорской плиты на уровне ордовикских соленосных толщ [9], или с моделью складчато-надвиговой структуры, сформировавшейся в результате послонного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям на фронте Косью-Роговской пластины [13]. В последнем случае Восточно-Чернышевский надвиг рассматривается в качестве ретронадвиг. Многие из предложенных В.В.Юдиным [13] доводов в пользу бескорневой природы поднятия достаточно спорны. Так, нельзя утверждать, что в пределах гряды Чернышева отсутствуют разновозрастные магматические образования (здесь распространены триасовые базальты и долериты, юрские щелочно-ультраосновные породы). Можно



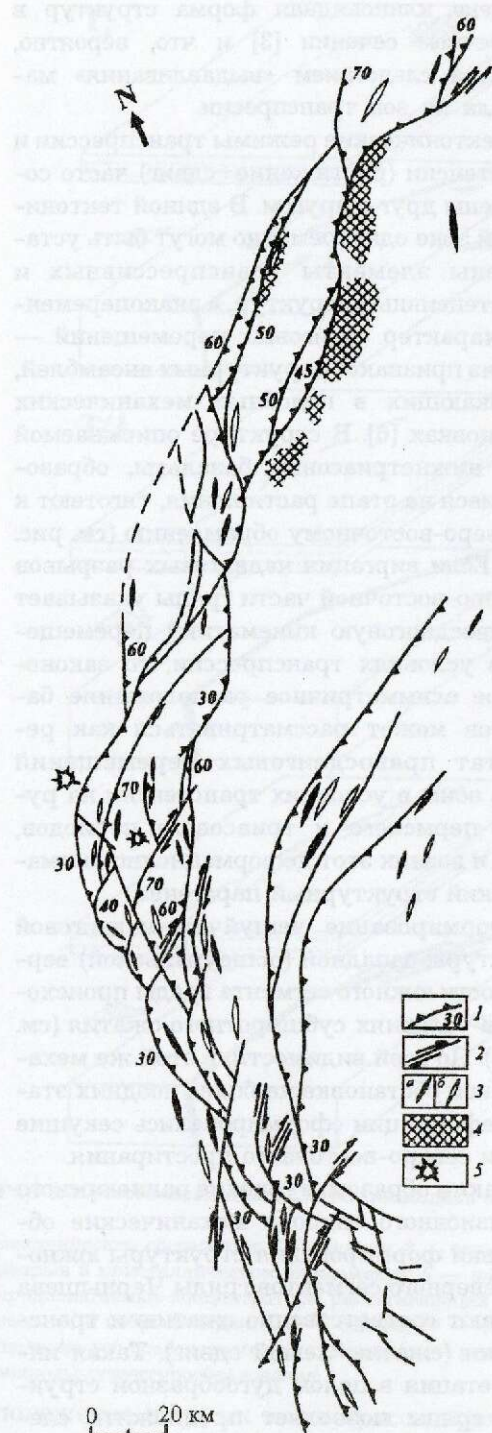


Рис. 2. Структурный рисунок гряды Чернышева, по данным [12] с дополнениями:

1 — надвиги и взбросо-надвиги, цифрой указаны углы падения сместителей разрывов; 2 — сдвиги; 3 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклиналиных); 4 — площадь развития нижнетриасовых базальтов; 5 — поле развития даек и трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород

отметить также спорный тезис об отсутствии существенной разницы в глубинах залегания фундамента; сомнительна точность (первые десятки километров) палинспастических реконструкций.

Вместе с тем, ответ на вопрос о тектонической природе поднятия содержится непосредственно в его структуре, подробно охарактеризованной в работах [12, 13]. Надвиги на западном и восточном краях поднятия (соответственно Западно-Чернышевский и Восточно-Чернышевский) доказаны бурением, геологическими наблюдениями и сейсморазведкой [12 и др.] (рис. 2). Углы падения сместителей составляют от первых градусов до 40—50° при амплитуде перемещений до 10 км и более. Нередко отмечаются левосдвиговые составляющие перемещения по разрывам [12, 13]. Н.И.Тимонин выделяет парагенезис структур, включающий крупноамплитудные пологие надвиги, переходящие на отдельных участках в шарьяжи, и сжатые складки. Установлены также взбросо-сдвиги или сбросо-сдвиги, сопряженные с надвигами и косоориентированные по отношению к общей структуре [12], которые расчленяют поднятие на пять кулисообразно расположенных блоков-чешуй [13]. По данным Н.И.Тимонина [12], двусторонняя вергентность надвигов характеризует структуру гряды Чернышева не на всем ее протяжении, а только в северной части; для южного сегмента характерна западная вергентность, отражающая однообразное надвигание тектонических чешуй с востока на запад.

Помимо надвигов, структурный рисунок гряды Чернышева обуславливается наличием разрывов сдвиговой кинематики (см. рис. 2). В южной части гряды установлены правые сдвиги северо-восточного простирания, и, кроме того, на правосдвиговые перемещения в южном сегменте указывает кулисообразное расположение надвиговых чешуй. Для северного сегмента гряды характерны разрывы левосдвиговой кинематики субмеридионального простирания; при этом общий структурный рисунок гряды определяется как левосдвиговой [12]. Сдвиговой структурный парагенез подчеркивается также наличием в северо-восточной части поднятия виргации разрывов (типа «конского хвоста»), что является



одним из определяющих признаков структурных рисунков зон сдвига. Отмечаются также сбросы уральского простираия — по восточному борту в южной части гряды, по западному — в северной [11].

Таким образом, общий структурный рисунок гряды Чернышева характеризуется наличием серии надвиговых чешуй (при моновергентном западном положении поверхностей сместителей в южном сегменте гряды и дивергентном — в северном) в сочетании со сдвигами. Сбросы, по всей видимости, могли образоваться позднее надвиго-сдвигового парагенеза структур.

Исходя из приведенных данных, можно сделать выводы о структурной эволюции гряды Чернышева. Северный сегмент гряды отличается строением, свойственным зонам транспрессии. Тектонический режим транспрессии в механическом плане соответствует сочетанию обстановок чистого и простого сдвигов [6, 15]. В коровом масштабе сильная транспрессия реализуется через горизонтальное укорочение и преимущественно вертикальное удлинение, что приводит к выдавливанию материала из зон транспрессии. Если в нижней части коры деформация локализуется в субвертикальных шовных зонах, то в приповерхностных условиях (5—7 км) перемещение материала чаще всего происходит по дивергентным системам выполаживающихся надвигов, что в совокупности создает в поперечном сечении характерную структуру «пальмового дерева» [6]. Обязательный элемент зон транспрессии — сдвиговые деформации.

Дивергентная система надвигов, система секущих левосторонних сдвигов, виргация разрывов северного сегмента гряды, также указывающая на левосдвиговую кинематику, свидетельствуют об образовании структуры гряды Чернышева в обстановке транспрессии. Это предположение подтверждается геофизическими данными [3], согласно которым в фундаменте Печорской плиты под грядой Чернышева отмечаются локальные кулисообразно расположенные узкие выступы основания различной амплитуды. С северо-запада и юго-востока выступы ограничены разломами, сходящимися в зону единого дизъюнктива на глубине 6—8 км, чем обу-

словлена клиновидная форма структур в поперечном сечении [3] и что, вероятно, является следствием «выдавливания» материала из зон транспрессии.

Тектонические режимы транспрессии и транстенсии (растяжение+сдвиг) часто сопряжены друг с другом. В единой тектонической зоне одновременно могут быть установлены элементы транспрессивных и транстенсивных структур, а знакопеременный характер сдвиговых перемещений — один из признаков структурных ансамблей, возникающих в подобных механических обстановках [6]. В структуре описываемой зоны нижнетриасовые базальты, образовавшиеся на этапе растяжения, тяготеют к ее северо-восточному обрамлению (см. рис. 1, 2). Если виргация надвиговых разрывов в северо-восточной части гряды указывает на левосдвиговую кинематику перемещения в условиях транспрессии, то закономерное асимметричное расположение базальтов может рассматриваться как результат правосдвиговых перемещений вдоль зоны в условиях транстенсии на рубеже пермского и триасового периодов, когда и возник этот деформационно-магматический структурный парагенез.

Формирование чешуйчато-надвиговой структуры западной (общеевропейской) вергентности южного сегмента гряды происходило в условиях субширотного сжатия (см. рис. 2). По всей видимости, в этой же механической обстановке на более поздних этапах деформации сформировались секущие сдвиги северо-восточного простираия.

Таким образом, в течение раннеюрского коллизионного эпизода механические обстановки формирования структуры южного и северного сегментов гряды Чернышева отвечают соответственно сжатию и транспрессии (сжатие+левый сдвиг). Такая интерпретация в целом дугообразной структуры гряды позволяет предложить следующую кинематическую модель ее развития.

В начале триаса (периода ослабления складчатых деформаций в Уральском регионе) в течение кратковременного растяжения образовались покровы базальтов в северо-восточной части гряды и ее обрамлении, закономерное асимметричное рас-



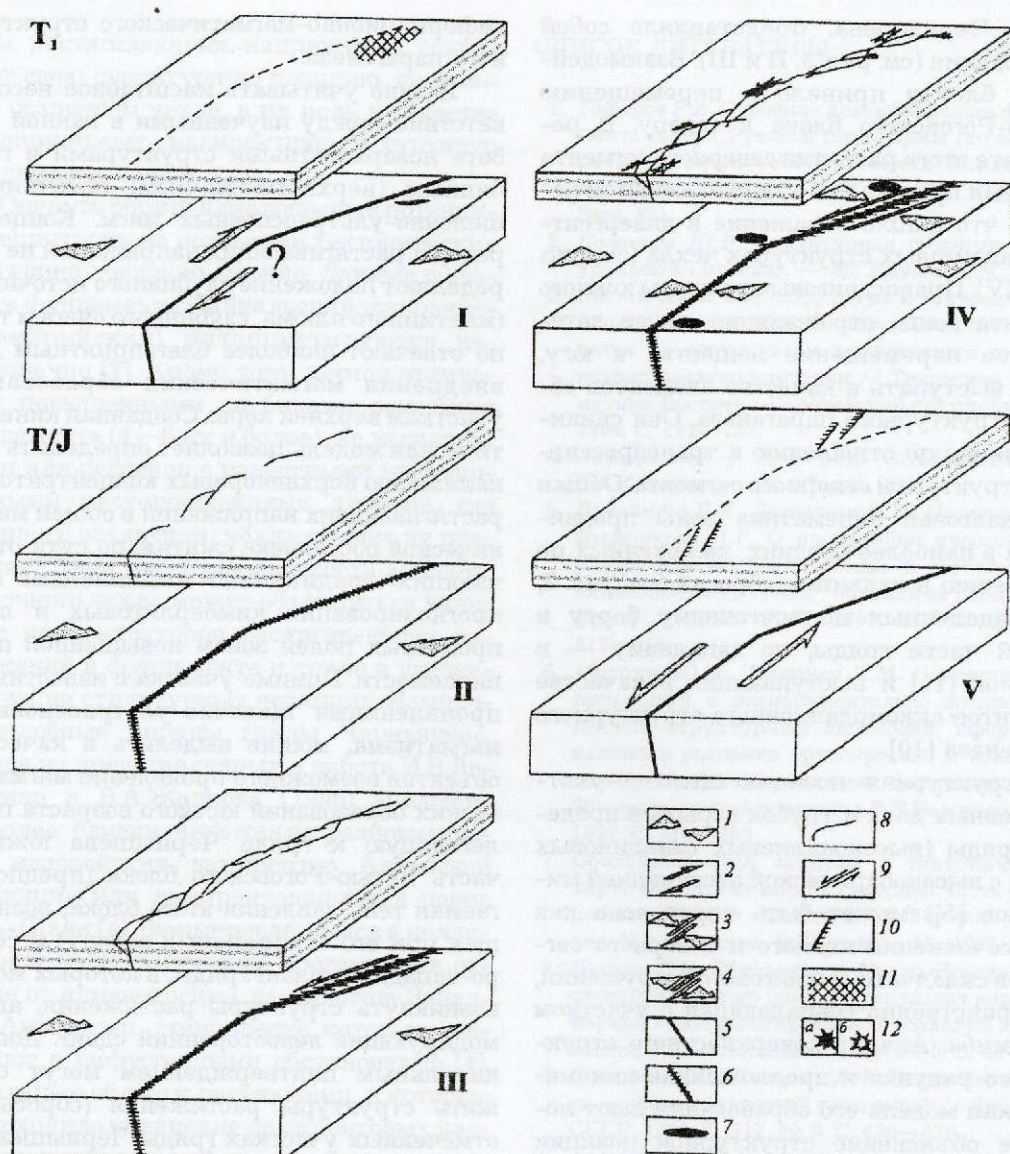


Рис. 3. Качественная кинематическая модель образования структуры гряды Чернышева:

механические обстановки: 1 — сжатия, 2 — сдвига, 3 — транспрессии, 4 — транстензии; 5 — предполагаемый разрыв в кристаллическом фундаменте; 6 — зоны сжатия и транспрессии в зоне разрыва фундамента; 7 — предполагаемые концентраторы растягивающих напряжений в фундаменте; структуры осадочного чехла: 8 — надвиги и взбросо-надвиги, 9 — сдвиги, 10 — сбросы; 11 — нижнетриасовые базальты; 12 — поля развития щелочно-ультраосновного магматизма (а — установленные, б — прогнозируемые); I—V — предполагаемые эпизоды структурообразования

положение которых можно рассматривать как результат правсдвиговых перемещений по разлому в фундаменте (рис. 3, I). Этот эпизод связан с общей тектонической обстановкой растяжения на рубеже палеозоя и триаса, когда территория Урала находилась на окраине гигантской области рассеянного рифтогенеза и траппового магматизма [8].

На рубеже триаса и юры процессы структурообразования в пределах гряды были обусловлены взаимодействием блоков фундамента в условиях субширотного регионального сжатия и их отражением в чехле. Этим объясняется различие в строении южного и северного сегментов. Западное ограничение Косью-Роговского блока, над которым располагается южный сегмент



гряды Чернышева, представляло собой зону сжатия (см. рис. 3, II и III). Взаимодействие блоков привело к перемещению Косью-Роговского блока к северу. В результате этого развитие северного сегмента поднятия протекало в транспрессивном режиме, что нашло отражение в дивергентных надвиговых структурах чехла (см. рис. 3, III, IV). Правосдвиговые разрывы южного сегмента зоны, отражающие общее латеральное перемещение вещества к югу, могут выступать в качестве элементов общего структурного парагенеза. Они синкинематичны по отношению к транспрессивным структурам северного сегмента. Общая левосдвиговая кинематика зоны проявилась и в наиболее поздних, наложенных по отношению к надвигам, сбросах (см. рис. 3, V), выделенных по восточному борту в южной части гряды, по западному — в северной [11] и выступающих в качестве элементов аккомодационного структурного парагенеза [10].

Структурная позиция щелочно-ультраосновных даек и трубок взрыва в пределах гряды (высококалиевых санидиновых пород с высокобарической ассоциацией минералов [5]) может быть определена как зона сочленения южного и северного сегментов складчато-надвигового сооружения, пространственно совпадающая с участком его изгиба. Анализ поверхностного структурного рисунка и предложенная кинематическая модель его образования дают логичное объяснение структурной позиции щелочно-ультраосновных пород, внедрение которых происходило в позднем триасе — юре [5], т.е. субсинхронно с выделяемым для Уральского региона раннеюрским коллизийным эпизодом [8]. Внедрение щелочно-ультраосновных пород в осадочный чехол происходило на участке концентрации растягивающих напряжений в зоне динамического влияния выступа (клина) Косью-Роговского блока в общей механической обстановке субширотного сжатия (см. рис. 3, IV). Одновозрастность (в масштабе геологического времени) деформационных и магматических событий, а также их генетические взаимосвязи позволяют рассматривать щелочно-ультраосновные дайки и трубки в составе единого

деформационно-магматического структурного парагенеза.

Нужно учитывать масштабное несоответствие между изученными в данной работе поверхностными структурами и глубинным (верхнемантийным) источником щелочно-ультраосновных магм. Концентраторы растягивающих напряжений не определяют положение глубинного источника (мантийного плюма, глубинного очага и т.д.), но отвечают наиболее благоприятным для внедрения магматических образований участкам верхней коры. Созданная кинематическая модель позволяет определить локализацию верхнекоровых концентраторов растягивающих напряжений в общей механической обстановке сжатия, по сути отвечающих традиционно выделяемым при прогнозировании кимберлитовых и лампроитовых полей зонам повышенной проницаемости. Помимо участка с известными проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма, можно выделить в качестве объектов возможного проявления магматических образований юрского возраста прилегающую к гряде Чернышева южную часть Косью-Роговского блока (предполагаемая тень давления этого блока, возникшая при его отжимании к северу) и северо-западный фланг гряды, в которых могли возникнуть структуры растяжения, аккомодирующие левосторонний сдвиг. Дополнительным подтверждением могут служить структуры растяжения (сбросы) в отмеченных участках гряды Чернышева.

Предложенная качественная модель, учитывающая взаимодействие структур фундамента и чехла, может быть проверена при тектонофизическом моделировании. Вместе с тем, сделанные выводы актуальны и для варианта бескорневой тектонической природы гряды Чернышева. В этом случае сохраняются все отмеченные закономерности структурообразования. Основным структурообразующим фактором будет не взаимодействие между собой блоков фундамента, а воздействие на чехол Печорской плиты крупной Косью-Роговской надвиговой пластины, на фронте которой могла сформироваться чешуйчато-надвиговая структура гряды Чернышева [13]. При такой интерпретации concentra-



торы растягивающих напряжений сохраняют свою структурную позицию, но только в осадочном чехле, а их роль в качестве потенциальных магмоактивных структур фундамента неясна.

Оценить общий алмазодонный потенциал территории на основании тектонических критериев довольно сложно. Данные о возрасте фундамента (байкальский или раннедокембрийский) интерпретируются неоднозначно [7]. Кроме того, регион отличается повышенными глубинами залегания фундамента (4—6 км и более), не характерными для регионов с известными промышленными месторождениями алмазов, где мощность осадочного чехла обычно не превышает 2—3 км. Проницаемость мощного осадочного чехла может объясняться наличием концентраторов растягивающих напряжений в фундаменте и чехле в указанных выше структурных позициях. Лампроитоподобные породы гряды Чернышева, исходя из представленных в работе И.В. Дервянко и В.А. Жаркова (1996) анализов, наиболее близки некоторым разновидностям мезозойских лампроитов Алданской провинции или лампроитоподобных пород Тянь-Шаня [4], формировавшимся в коллизионной геодинамической обстановке в отличие от алмазодонных лампроитов Западной Австралии, становление которых связывают с рифтогенными обстановками [4]. Локальные области растяжения, в которые происходило внедрение лампроитовых расплавов в пределах Алданской провинции, контролируются разрывными нарушениями сдвиговой кинематики. Просматривается определенная аналогия, а именно связь проявлений внутриплитного магматизма в обоих случаях с коллизионными событиями в пределах складчатых поясов и активными проявлениями сдвиговых (транспрессивных?) режимов. С другой стороны, эта аналогия не может считаться полной, так как изучаемые объекты принадлежат к различным тектоническим элементам земной коры. Таким образом, с точки зрения тектонических критериев, поднятие Чернышева можно рассматривать как мало-перспективную в отношении алмазодонности структуру, по крайней мере до появления новых данных.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Тр. ГИН. Вып. 85).
2. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. — М.: Наука, 1984.
3. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., 1994. С. 121—133.
4. Лампроиты / Под ред. О.А. Богатикова, В.А. Кононова. — М.: Наука, 1991.
5. Лукьянова Л.И., Дервянко И.В., Маричев А.М., Дымникова Н.Г. О проявлении мезозойского ультракалиевого магматизма и перспективах алмазодонности гряды Чернышева (Полярный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 5. С. 617—619.
6. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстензии // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию со дня рождения В.В. Белоусова). М., 1997. С. 219—258.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. — М., 1996.
8. Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66—75.
9. Соборнов К.О., Пильник Л.Ф. Гряда Чернышева — фронт вдвиговой пластины? // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 2. С. 430—433.
10. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65—72.
11. Тарбаев В.И. Тектоника гряды Чернышева // Геология и нефтегазодонность северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. Вып. IV. С. 14—15.
12. Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева. — Л.: Наука, 1975.
13. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. — Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994.
14. Deakin, A.S., White S.H. Shear zone control of alkali intrusives; examples from Argyle, Northwestern Australia and Yengema, Sierra Leone, West Africa // Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration. Proceeding of the Fifth International Kimberlite Conference. 1991. Vol. 2. P. 251—258.
15. Jones R.R., Tanner R.J. Strain partitioning in transpression zones // J. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. № 6. P. 793—802.



# СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.45:553.261

© О.П.Полякова, 2000

## ГЛУБИННЫЕ ЯРУСЫ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КОМСОМОЛЬСКОМ РАЙОНЕ ПРИАМУРЬЯ

О.П.Полякова (ИГЕМ РАН)

*Показана приуроченность основных минеральных типов касситерит-силикатно-сульфидного оруденения в Комсомольском районе к трем структурным этажам рудомещающего разреза. В верхнеюрских терригенно-осадочных породах (нижний этаж) развит касситерит-турмалин-кварцевый тип оруденения; в кислых вулканитах нижнего мела (средний этаж) — касситерит-сульфидно-кварцевый с высоким содержанием среди сульфидов халькопирита, пирротина, станнина; в вулканитах среднего и основного составов позднемелового возраста (верхний этаж) — касситерит-галенит-сфалеритовый с сульфосолями олова, свинца, висмута, сурьмы, серебра. Составлена обобщенная модель касситерит-силикатно-сульфидной рудной системы района, отражающая особенности размещения минеральных типов оруденения этой системы в общем значительном вертикальном диапазоне ее развития. Модель может использоваться в прогнозных целях как в Комсомольском районе, так и в других с подобным оруденением.*

Комсомольский оловорудный район находится в Нижнем Приамурье в восточной части Хингано-Охотского вулканогенного пояса. На фоне других рудоносных территорий пояса он выделяется широким развитием месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, наличием весьма крупных месторождений и значительными общими запасами руд. В геологическом строении района участвуют толщи трех структурных этажей, прорванные позднемеловыми интрузивами и перекрытые пострудными покровами андезитобазальтов и базальтов неоген-четвертичного возраста.

Верхнеюрские терригенно-осадочные образования нижнего структурного этажа включают четыре седиментационных цикла, начинающихся песчаниками и заканчивающихся алевролитами. Породы смяты в крупные складки северо-восточного простирания, которое в центральной части района резко меняется на меридиональное. Полагают, что

резкий изгиб складок обусловлен влиянием глубинного разлома в фундаменте [9, 10]. Мощность верхнеюрских образований около 3000—3500 м.

Нижнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс среднего этажа представлен кислыми вулканитами — риолито-дацитами и их туфами с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников, которые входят в состав холдаминской свиты. Свита состоит из пяти пачек. Суммарная мощность ее до 800—900 м. Максимальная мощность характерна для двух прогибов, расположенных вдоль восточной и западной границ района.

Верхнемеловой вулканический комплекс амутской свиты представлен в основном андезитобазальтами и их туфами. Мощность свиты около 900—1000 м [9, 10].

Как и многие другие районы развития касситерит-силикатно-сульфидного оруденения, Комсомольский район расположен в области пониженной мощности земной



коры [9, 10]. При этом все магматические комплексы несут признаки участия в их формировании полигенных мантийно-коровых очагов. Показателем этого являются, в частности, характерные для пород отношения  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  близкие к 0,7063—0,7075 [10].

Интрузивные образования в районе представлены тремя комплексами: пурильским, силинским, чалбинским. Все они сформированы в достаточно узком временном интервале и образуют следующий ряд: 115—110 млн. лет — пурильский комплекс, 97—86 млн. лет — силинский, 90—80 млн. лет — чалбинский [3]. Последние два комплекса формировались, по-видимому, с некоторым перекрытием во времени. С каждым комплексом связана рудная минерализация, в соответствии с чем в районе проявлены три этапа рудообразования [3, 8].

С пурильским комплексом связана медная и молибденовая минерализация порфирового типа и жильная молибденовая висмут- и золотосодержащая. Породы и рудные проявления пурильского комплекса развиты преимущественно в южной части района. С силинским комплексом, который включает породы от габбро до гранитов, характеризуется несколько повышенной общей щелочностью, преобладанием калия над натрием и четкой геохимической специализацией на олово и бор, парагенетически связано промышленное касситерит-силикатно-сульфидное оруденение. Возраст оруденения по данным определения абсолютного возраста кварцевослюдистых околорудных метасоматитов около 90 млн. лет (В.Н.Дубровский и др., 1979). Оловорудные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации развиты в центральной части района, где концентрируются вокруг двух наиболее крупных массивов монцитонитов — Лево-Хурмулинского и Силинского. Здесь сосредоточено до 75% всех известных месторождений олова, в том числе и самые крупные из них — Фестивальное, Солнечное и Октябрьское (Ю.И.Бакулин, 1991). Месторождения образуют два рудных узла, основным из которых является Силинский. Последний включает, наряду с другими, три названных выше крупных месторождения. В

пределах узла месторождения располагаются преимущественно у северного и южного контактов массива. Примечательно, что эти две группы месторождений различаются по комплексу главных металлов. Руды северной группы месторождений, наряду с оловом, содержат высокие концентрации свинца и цинка, руды южной — свинец и цинк содержат в очень малом количестве и характеризуются высоким содержанием меди. Наличие в месторождениях южной группы значительных запасов медно-оловянных руд сближает их с известными медно-оловянными месторождениями провинции Корнуолл в Юго-Западной Англии.

С чалбинским комплексом, образованным в заключительный этап позднемеловой тектономагматической активизации, связаны небольшие грейзеновые проявления с оловом, редкоземельные ториевые и др., но все они не имеют промышленного значения. Породы комплекса слагают крупный одноименный массив в юго-западной части района. В соответствии с распределением трех комплексов и связанного с ними оруденения выделяют три металлогенические зоны: юго-западную, южную и центральную. Важнейшая из них — центральная.

Структура района определяется сочетанием сводового поднятия — главной орогенной структуры периода позднемеловой тектономагматической активизации — и систем крупных разломов северо-восточного, северо-западного, близширотного и субмеридионального простирания. Разломы первых трех направлений заложились задолго до формирования основного сводового поднятия. Два северо-восточных разлома — Кур-Мячанский и Холдаминский — ограничивают район соответственно с северо-запада и юго-востока, а два широтных — Курмиджа-Пурильский и Лево-Хурмулинский — с юга и севера. В период формирования сводового сооружения вдоль обрамляющих район северо-восточных и широтного Лево-Хурмулинского разломов образовались компенсационные прогибы, выполненные нижнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами и несогласно перекрывающими их верхнемеловыми вулканитами.



Разломы меридионального простирания, количественно преобладающие над разломами других направлений, заложились и развивались в основном в период орогенеза. Определенное влияние на становление этих структур оказывал и меридиональный раскол фундамента [10]. Будучи в основной своей массе связанными со сводовым сооружением, разломы развиты преимущественно в пределах центральной области свода, где они группируются в виде широкой меридиональной полосы. В полосе разломы располагаются на расстоянии определенного «шага» друг от друга, равного 2,5—3 км.

К числу крупных меридиональных зон, являющихся основными рудоконтролирующими структурами, относятся Амутская, Солнечная, Лучистая, Перевальная, Придорожная, Марсовая, Звериная и Чалбинская. Некоторые из этих структур контролируют по два месторождения. Например, зона Солнечная включает Солнечное и Озерное месторождения, Перевальная — Перевальное и Фестивальное, а Придорожная — Придорожное и Октябрьское.

Важное влияние на локализацию оруденения, кроме структурных факторов, оказывали литологические особенности рудовмещающих структурно-формационных комплексов юры и мела. Наиболее благоприятными для замещения и образования руд оказались флищевые части разреза юрской толщи, горизонты переслаивания туфогенно-осадочных пород в вулканитах среднего структурного этажа и части разреза со сложным чередованием вулканитов разного состава в верхнем структурном этаже.

Можно полагать, что на рудообразование влияла также поверхность раздела между двумя фациями региональных метасоматитов. По-видимому, она служила своеобразным геохимическим барьером, на котором происходило изменение кислотности и других свойств восходящих глубинных восстановленных щелочных рудообразующих гидротермальных растворов, а это способствовало интенсификации процессов рудообразования и приводило к изменению состава руд. В биотититах нижней зоны региональных метасоматитов преобладают

малосульфидные руды, в которых олово находится в виде окисного соединения — касситерита, а в пропилитах верхней зоны развиты руды с высоким содержанием разнообразных сульфидов и сульфосолей. В этих рудах олово концентрируется в основном в виде сернистых соединений — стannина и сульфостаннатов.

Региональные метасоматиты характеризуются повышенным содержанием олова и других рудогенных элементов по сравнению с породами, не затронутыми метасоматическими преобразованиями. Вероятно, такие метасоматиты могли служить дополнительным источником олова и других компонентов во время гидротермального рудообразования.

Оловорудные месторождения Комсомольского района — яркие представители турмалинового минерального типа касситерит-силикатно-сульфидной формации. По данным большинства исследователей, к числу устойчивых гипогенных минеральных ассоциаций этих месторождений относятся (от ранних к поздним): кварц-турмалиновая, кварц-касситеритовая, кварц-сульфидная и кварц-карбонатно-сульфидная. Кроме того, на некоторых месторождениях распространены более поздние кварц-карбонатно-флюоритовые, кварц-хлоритовые и другие практически безрудные ассоциации. Полагают, что рудообразование протекало в пять стадий, в течение которых и были образованы перечисленные гипогенные ассоциации [9, 10]. В большинстве случаев на месторождениях доминируют первичные руды, и только в единичных зонах процессы окисления получили значительное развитие.

В месторождениях обнаружено более 50 гипогенных и 20 гипергенных минералов. Главные рудные минералы первичных руд — касситерит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, пирит, марказит; подчиненные — вольфрамит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, станнин, франкеит, шеелит, метациннобарит; редкие — блеклые руды, магнетит, самородный висмут, галеновисмутин, висмутит, айкинит, кобальтин, серебро, золото, кубанит, скуттерудит, матильдит, валлериит. Главные жильные минералы — кварц, турмалин, серицит, хлорит, сидерит, анкерит,



олигонит; подчиненные — флюорит, аксинит, кальцит, эпидот, клиноцоизит, альбит, биотит, ортоклаз; редкие — апатит, цеолит, цоизит, брукит, анатаз, сфен, рутил, циркон. Основные гипергенные минералы — лимонит, гидрогётит, халцедон, каолинит, малахит, азурит; второстепенные — халькантит, ковеллин, халькозин, самородная медь, церуссит, англезит, куприт; редкие — борнит, брошантит, скородит, хлоантит.

Месторождения Комсомольского района формировались на значительном удалении от источников рудообразующих растворов, в условиях развития оруденения в большом вертикальном диапазоне (до 1,5—2 км), постепенного снижения температуры и давления, изменения во времени и пространстве состава и свойств рудообразующих растворов, отчетливого проявления зональности отложения [6—9]. При таком развитии гидротермально-рудной системы последовательные продуктивные гипогенные минеральные ассоциации оказались разобщенными на разных вертикальных уровнях рудоносных зон и слагают три рудных яруса — нижний, средний и верхний, локализованные на разных структурных этажах геологического разреза. Рудовмещающий разрез, как отмечалось, включает три структурных этажа, разделенных поверхностями несогласия. Структурные этажи различаются по литологии, физическим свойствам пород, характеру дивижонктивных нарушений.

Нижний рудный ярус включает касситерит-турмалин-кварцевый тип руд. Руды этого типа в качестве подчиненных минералов содержат вольфрамит и арсенопирит, в качестве примесей — пирротин, халькопирит, галенит и др. Количество вольфрамита в рудах повышается по направлению к верхнему уровню яруса, к границе раздела между нижним и средним структурными этажами, которая одновременно является и границей между биотитовой и пропилютовой зонами объемных региональных дорудных метасоматитов. Главный промышленный тип руд нижнего яруса — оловянный, который на отдельных месторождениях в верхнем уровне яруса сочетается с оловянно-вольфрамовым.

В среднем ярусе характер оруденения

резко меняется. Главенствующую роль в составе руд здесь играют сульфиды с преобладанием пирротина, халькопирита и станнина, подчиненное развитие имеют касситерит и вольфрамит. Существенно изменяется и комплекс жильных минералов. Турмалин имеет подчиненное развитие, широко распространен хлорит. Хлорит становится как основным жильным минералом, так и основным минералом в гидротермально измененных околорудных вмещающих породах. Главный тип промышленных руд среднего яруса — медно-оловянный, который местами характеризуется наличием повышенных содержаний вольфрама.

Верхний рудный ярус сложен в основном кварц-карбонатно-сульфидными рудами с высоким содержанием минералов свинца и цинка — галенита и сфалерита, подчиненным развитием станнина, пирротина, халькопирита и других сульфидов, а также касситерита и сложного комплекса разнообразных сульфосолей сурьмы, свинца, серебра, висмута и олова. Из сульфосолей олова достоверно установлен франкеит. Станнин и франкеит подверглись гипогенному разложению с образованием тонкозернистого касситерита и других минералов. Содержание вторичного касситерита в отдельных зонах весьма высокое, заметно превышает содержание первичного значительно более крупнозернистого касситерита. Руды в этом случае относятся к труднообогатимым. Основной промышленный тип руд яруса — оловянно-свинцово-цинковый.

Рудные ярусы различаются не только по составу руд, но также по морфологии рудных тел, характеру гидротермальных околорудных изменений вмещающих пород, температурным условиям формирования руд, давлению в рудообразующих растворах и другим признакам.

В нижнем ярусе развиты крутопадающие жильные тела, наложенные на турмалиниты. В среднем ярусе сочетаются крутопадающие и пологозалегающие тела. Последние сформированы при замещении отдельных благоприятных горизонтов в вулканогенно-осадочных образованиях холдаминской свиты. Для верхнего яруса характерно сочетание сложных по форме



круто- и пологозалегающих тел и зон прожилково-вкрапленного оруденения.

На всех ярусах рудные тела сопровождаются ореолами окolorудного изменения вмещающих пород, накладывающимися на объемные региональные предрудные метасоматиты — биотититы и пропилиты. На нижнем ярусе типичным окolorудным изменением пород является турмалинизация, на среднем — хлоритизация, на верхнем — карбонатизация.

По данным Д.К.Кокориной и др. [6], образование руд касситерит-силикатно-сульфидной формации в Комсомольском районе происходило при температуре 450—500°C. При этом три основные рудные ассоциации, локализованные на разных уровнях рудовмещающих разломов, формировались в следующих температурных интервалах: 440—350, 350—250 и 280—200°C. Одновременно с изменением температурных условий рудообразования изменялось давление в рудообразующих растворах. Установлено, что в течение всего периода формирования гипогенных минеральных ассоциаций давление в рудообразующих растворах снижалось. В результате оно понизилось от 50 до 4 МПа [6].

Во время формирования руд изменялись также состав, свойства и концентрация растворов. Ранние ассоциации образовывались из слабокислых многокомпонентных растворов преимущественно хлоридно-калий-натриевого состава; в период развития сульфидных ассоциаций растворы были очень близки к нейтральным и с относительно пониженной концентрацией, а к концу процесса гипогенного рудообразования они были слабощелочными бикарбонатно-кальциевыми с более высокой концентрацией, чем в сульфидные стадии [6].

Рудные зоны месторождений Комсомольского района возникли на разной глубине, занимают различную позицию в общем вертикальном диапазоне развития касситерит-силикатно-сульфидного оруденения и принадлежат к образованиям разных рудных ярусов. Типичным примером рудных образований нижнего яруса является зона Главная Солнечного месторождения, нижнего и среднего — зона Ягодная

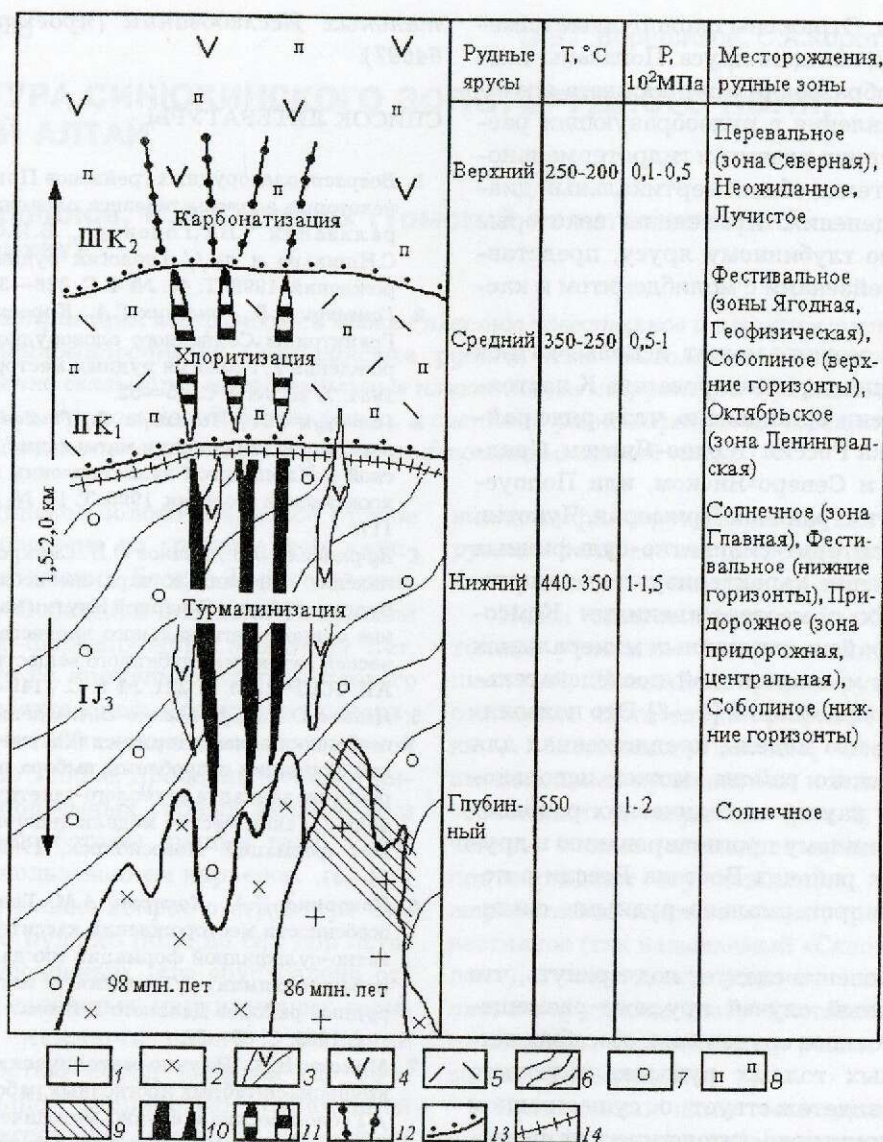
Фестивального месторождения с развитыми в ней различными типами оруденения, верхнего — зона Северная Перевального месторождения [7, 9].

При доминирующей вертикальной разобщенности гипогенных продуктивных минеральных ассоциаций с образованием рудных ярусов в районе известны месторождения, представленные рудными зонами с четко проявленным телескопированием последовательных гипогенных ассоциаций касситерит-силикатно-сульфидной системы. Примером последних служит месторождение Придорожное, в рудных зонах которого на одном гипсометрическом уровне локализованы все гипогенные минеральные ассоциации касситерит-силикатно-сульфидной формации. По-видимому, это связано со специфическими условиями рудообразования. К такому совмещению минеральных ассоциаций могло привести, например, многократное повторное приоткрывание в период рудообразования одних и тех же интервалов рудоконтролирующих структур.

Определенный интерес представляет обнаружение в районе глубинного яруса оруденения, локализованного в нижнем структурном этаже [1, 2, 8, 11]. Он выявлен в результате разведочных работ на глубоких горизонтах месторождения Солнечное и расположен практически на уровне корневых частей рудных зон касситерит-силикатно-сульфидной формации. Рудный ярус представлен грейзеновым типом оруденения кварц-касситеритной формации, содержащим молибденит и локализованным в апикальной части интрузивного тела, сложенного гранитами поздней фазы силинского комплекса. Грейзены кварц-слюдистые с турмалином и включениями касситерита и молибденита [1, 2, 11]. Содержание металлов в этих образованиях очень низкое, поэтому практического интереса они не представляют. Но факт выявления глубинного оруденения кварц-редкометальной формации очень важен. Не исключено, что в других участках района этот же самый тип оруденения будет характеризоваться иными содержаниями металлов.

Имеющиеся материалы позволили создать обобщенную модель гидротермально-





Обобщенная модель гидротермально-рудной системы месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации Комсомольского района, составлена с использованием работ [1, 7, 11]:

интрузивные породы силинского комплекса: 1 — лейкократовые граниты, 2 — монцитонитовые гранодиориты, 3 — диоритовые порфириды; вулканы: 4 — андезиты, андезитобазальты и их туфы (амутская свита, верхний мел), 5 — риалито-дациты с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников (холдаминская свита, нижний мел); 6 — верхнеюрские терригенно-осадочные породы; региональные метасоматиты: 7 — биотититы, 8 — пропилиты; минеральные типы оруденения: 9 — касситерит-кварц-молибденитовый, 10 — касситерит-турмалин-кварцевый, 11 — касситерит-халькопирит-кварцевый, 12 — касситерит-галенит-сфалеритовый; 13 — границы между структурными этажами; 14 — граница между зонами региональных метасоматитов; I—III — структурные этажи

рудной системы касситерит-силикатно-сульфидной формации Комсомольского района (рисунок). В ней отражены основные информативные данные о глубинном строении гидротермальной системы и некоторые сведения об изменении физико-химических условий ее формирования. Показаны смена по вертикали основных мине-

ральных типов оруденения с образованием трех рудных ярусов и позиция этих ярусов в рудовмещающем разрезе района — локализация их в пределах трех структурных этажей разреза, разделенных поверхностями несогласия. Определена позиция оруденения по отношению к двум фациям региональных метасоматитов — биотититов и



пропилитов. Отражены околорудные изменения пород каждого яруса. Показаны температуры образования руд каждого яруса, перепад давления в рудообразующих растворах в период развития гидротермально-рудной системы, общий вертикальный диапазон оруденения. Приведены некоторые сведения по глубинному ярусу, представленному грейзенами с молибденитом и касситеритом.

Данная модель может использоваться при глубинном прогнозировании. К настоящему времени установлено, что в ряде районов Востока России (Южно-Янском, Средне-Янском и Северо-Янском, или Полоусном, в Якутии, районах Приморья, Чукотки и др.) касситерит-силикатно-сульфидные месторождения характеризуются наличием сходных с месторождениями Комсомольского района гипогенных минеральных ассоциаций и аналогичной последовательностью их образования [4—6]. Это позволяет считать, что модель, предложенная для Комсомольского района, может использоваться для научно-методических разработок по глубинному прогнозированию в других рудных районах Востока России с подобными гидротермально-рудными системами.

В заключение следует подчеркнуть, что рассмотренный случай ярусного размещения разных типов оруденения, обособившихся в разных толщах рудолокализирующего разреза, свидетельствует о существенном влиянии структурно-литологических факторов на условия локализации руд. Необходимо также отметить, что в практике поисково-разведочных работ в районах развития оруденения касситерит-силикатно-сульфидной формации важно учитывать ценную информативную роль даже слабо проявленных верхнеярусных типов оруденения и сопровождающих их гидротермальных изменений вмещающих пород. И те и другие образования указывают на возможность наличия глубинных ярусов оруденения с медно-оловянными, оловянно-вольфрамовыми и оловянными рудами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундамен-

тальных Исследований (проект 97-05-64697).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Возраст оловорудных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации /В.Г.Гоневчук, Б.И.Семеняк, С.И.Ишихара и др.// Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 328—335.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения //Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26. № 6. С. 45—52.
3. Гоневчук Г.А., Ишихара С., Гоневчук В.Г. О возвратной корреляции магматизма Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон //Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 3. С. 114—117.
4. Ефременко Э.А., Иванов О.П. Синхронное проявление однотипных паратенезисов в оловорудных районах Северной Якутии как отражение единого регионального процесса геохимической эволюции глубинного вещества //Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 5. С. 1149—1152.
5. Иванов О.П., Ефременко Э.А. Специфические особенности касситерит-силикатно-сульфидной формации и проблемы выбора непротиворечивого варианта ее геолого-генетической модели //Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 24—31.
6. Кокорина Д.А., Кокорин А.М. Генетические особенности месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации (по данным термобарогеохимии) //Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 68—82.
7. Макеев Б.В. Научно-методические основы крупномасштабных прогнозных работ на олово //Геологические и научно-методические основы изучения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: ВИМС. 1987. С. 6—14.
8. Металлогения Комсомольского оловорудного района /В.Я.Асманов, А.Л.Вокуев, В.Г.Гоневчук и др. //Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 85—113.
9. Минерализованные зоны Комсомольского района /Е.А.Радкевич, П.Г.Коростелев, А.М.Кокорин и др. — М.: Наука, 1967.
10. Онихимовский В.В. Геология промышленных типов оловянных месторождений Приамурья //Геология и металлогения Приамурья. Владивосток, 1977. С. 18—85.
11. Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в оловорудных месторождениях Дальнего Востока /П.Г.Коростелев, В.Н.Гвоздев, С.Б.Демашев и др. //Тихоокеанская геология. 1994. № 3. С. 57—71.



УДК 551.243

© В.Г.Ворошилов, С.А.Коротких, 2000

## СТРУКТУРА СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

**В.Г.Ворошилов, С.А.Коротких (Томский политехнический университет)**

*Геометризация поверхностей кровли пластов известняков и изучение систем трещиноватости на Синюхинском рудном поле позволяют достаточно уверенно связывать моноклиналильные пликативные структуры с раннескладчатым этапом каледонского цикла, а системы разновозрастных трещин со складчатостью, гранитизацией и рифтогенезом земной коры.*

Синюхинское золото-скарновое рудное поле расположено на границе двух крупных тектонических блоков Горного Алтая — Уймено-Лебедской и Бийско-Катунской структурно-формационных зон. За 50 лет, прошедшие со времени открытия первого рудного участка, здесь пробурено с поверхности более 1000 скважин с максимальной глубиной до 1200 м, пройдены десятки километров подземных горных выработок и скважин, отработаны рудные тела, в том числе с использованием карьеров.

Тем не менее, вопрос о структуре Синюхинского рудного поля до сих пор остается дискуссионным. Это обусловлено отсутствием надежных маркирующих горизонтов, исключительно высокой насыщенностью пород дайками (до 50—60%), большой мощностью современной коры выветривания, сложной разрывной тектоникой. После работ многих исследователей [3, 5—7 и др.] считалось общепризнанным омоложение моноклиналильного разреза с юго-востока рудного поля на северо-запад (рис. 1). Однако это положение было пересмотрено в последнее время геологами Горно-Алтайской экспедиции [2]. Попытки увязать между собой быстро выклинивающиеся линзы известняков на участке Файфановский привели автора упомянутой статьи к необходимости привлечения гипотезы о масштабных многосотметровых надвигах и сдвигах, в результате чего толща, всегда считавшаяся верхней, оказалась нижней, но «надвинутой» на все остальные породы. Заметим в этой связи, что столь грандиозные перемещения

никак не фиксируются на других участках рудного поля, где все разрезы увязываются без привлечения названного механизма.

Нами многометровые карбонатные толщи участков Файфановский, Полушахтный, Новый интерпретируются как составные части единой рифовой постройки — биогермного массива, имеющего с вмещающими вулканитами контакты типа «срастания» и «впритык» (рис. 2, в). Полученные в самое последнее время данные подтверждают эту концепцию. Горными выработками вскрыта южная граница известняков (так называемый «Сквозной разлом») и установлено наличие лишь извилистого крутопадающего контакта рифового массива, пересекаемого роями даек без всякого их смещения.

Проведенная нами геометризация поверхностей кровли наиболее выдержанных пластов и линз известняков с использованием всех имеющихся данных позволила достаточно уверенно отрисовать пликативные структуры рудного поля, включая складки 2-го порядка (рис. 3). Основная структура рудного поля — моноклинал с падением пластов на северо-запад, что соответствует преобладающему простиранию каледонид на Алтае. Возможно, эта моноклинал является фрагментом крупной купольной структуры, связанной с формированием массива плагиогранитов саракшинского комплекса (см. рис. 1). Более мелкие осложняющие складки пространственно ассоциируют с выходами гранодиоритов синюхинского комплекса. В результате наиболее значительного по мас-



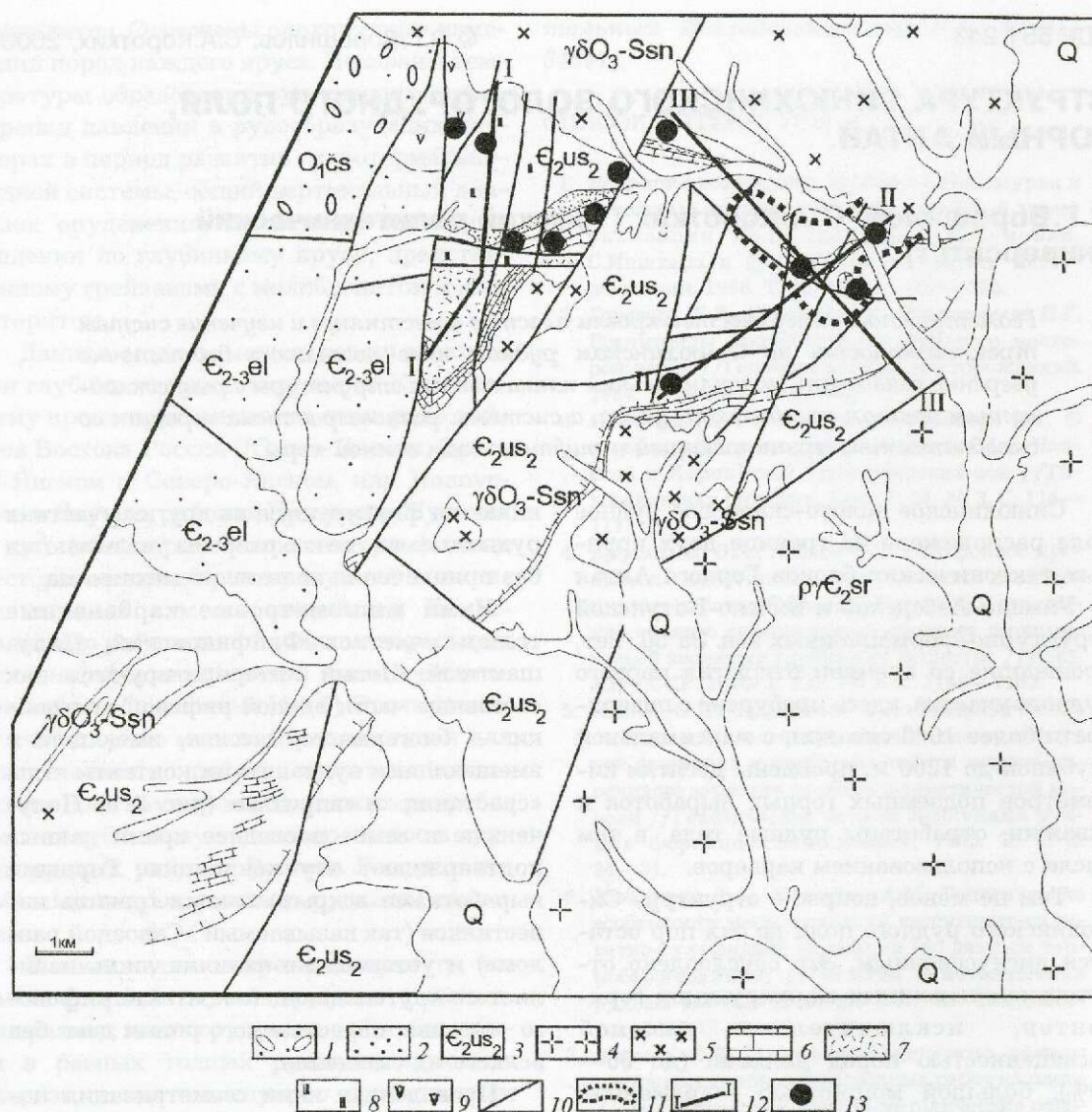


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Синохинского рудного поля:

1 — терригенные отложения чойской свиты; 2 — терригенные отложения еландинской свиты; 3 — вулканогенно-терригенные отложения средней подсвиты усть-семиной свиты; 4 — плагииграниты саракокшинского комплекса; 5 — гранодиориты синохинского комплекса; 6 — известняки; 7 — туфы риолитов; 8 — лабрадоритовые порфириды; 9 — андезитобазальты; 10 — разрывы; 11 — контур Файфановского биогермного массива; 12 — линии разрезов на рис. 2; 13 — рудные участки

штабам флексурного изгиба пластов на контакте с гранодиоритами в северной части рудного поля простирание пород меняется на  $90^\circ$  — от субмеридионального до субширотного. Амплитуда флексуры превышает 500 м, к ней приурочены рудные тела участков Юбилейный, Приконтактовый, Рудная Сопка. Кроме того, на удалении первых сотен метров от контакта интрузива нами откартированы более мелкие антиклинальные и корреспондирующие им

синклинальные складки, также параллельные этому контакту. На рис. 3 они обозначены цифрами 1 и 2. Складка № 1 прямая, асимметричная, южное ее крыло падает под углом около  $20^\circ$ , северное — постепенно выкручивается до  $60^\circ$ , переходя в приконтактовую флексуру (см. рис. 2). Вертикальная амплитуда складки 30—50 м, размах крыльев 150 м, прослеженная протяженность около 400 м. К этой структуре приурочен участок Полушахтный.



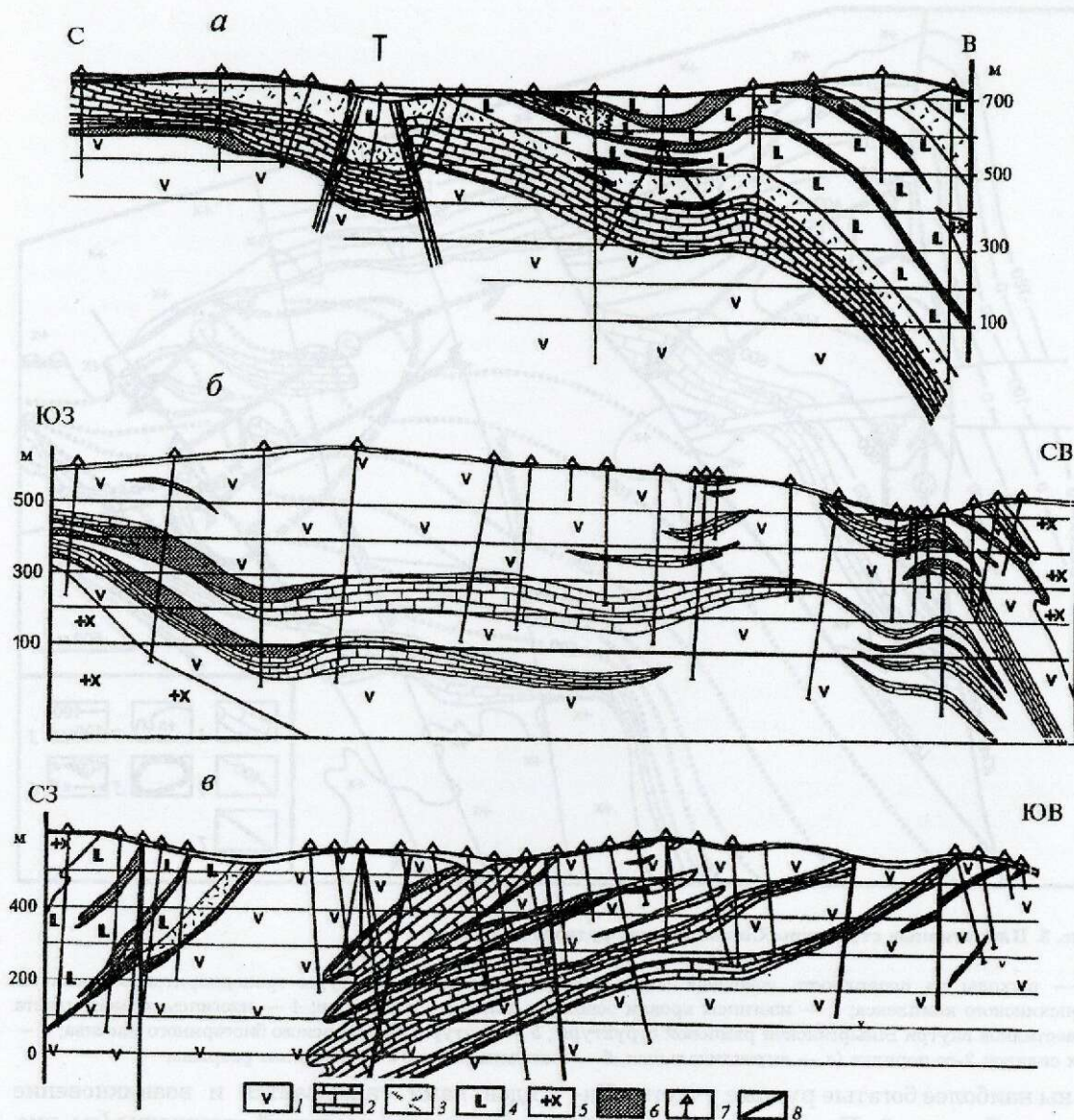


Рис. 2. Схематические геологические разрезы через Сипюхинское рудное поле:

1 — андезиты, трахиандезиты и их туфы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — туфы риолитов; 4 — лабрадоритовые порфиры; 5 — гранодиориты; 6 — скарны; 7 — буровые скважины; 8 — разрывы; разрезы (а — по линии I—I, б — по линии II—II, в — по линии III—III)

Антиклинальная складка № 2 прослежена на протяжении около 3,5 км от участка Надежда на западе до участка Новый на востоке рудного поля. Осевая плоскость ее наклонена на юг под углом  $60-70^\circ$ , что связано с послойным проскальзыванием пород вдоль мощных пластов известняков. Вертикальная амплитуда поднятия возрастает снизу вверх от 50—80 м в кровле пласта известняков до 100—150 м в скарновых горизонтах среди лабрадоритовых

порфиров (см. рис. 2). Описанную структуру, таким образом, можно отнести к складкам продольного изгиба со скольжением [1], связав ее формирование с динамическим воздействием межформационных и межпластовых интрузий гранитоидов. Складка асимметричная, ее южное крыло более крутое ( $40-50^\circ$ ), северное — пологое ( $15-20^\circ$ ). К плоскостям отслоения в шарнире складки № 2 приурочены седловидные залежи скарнов, с которыми свя-



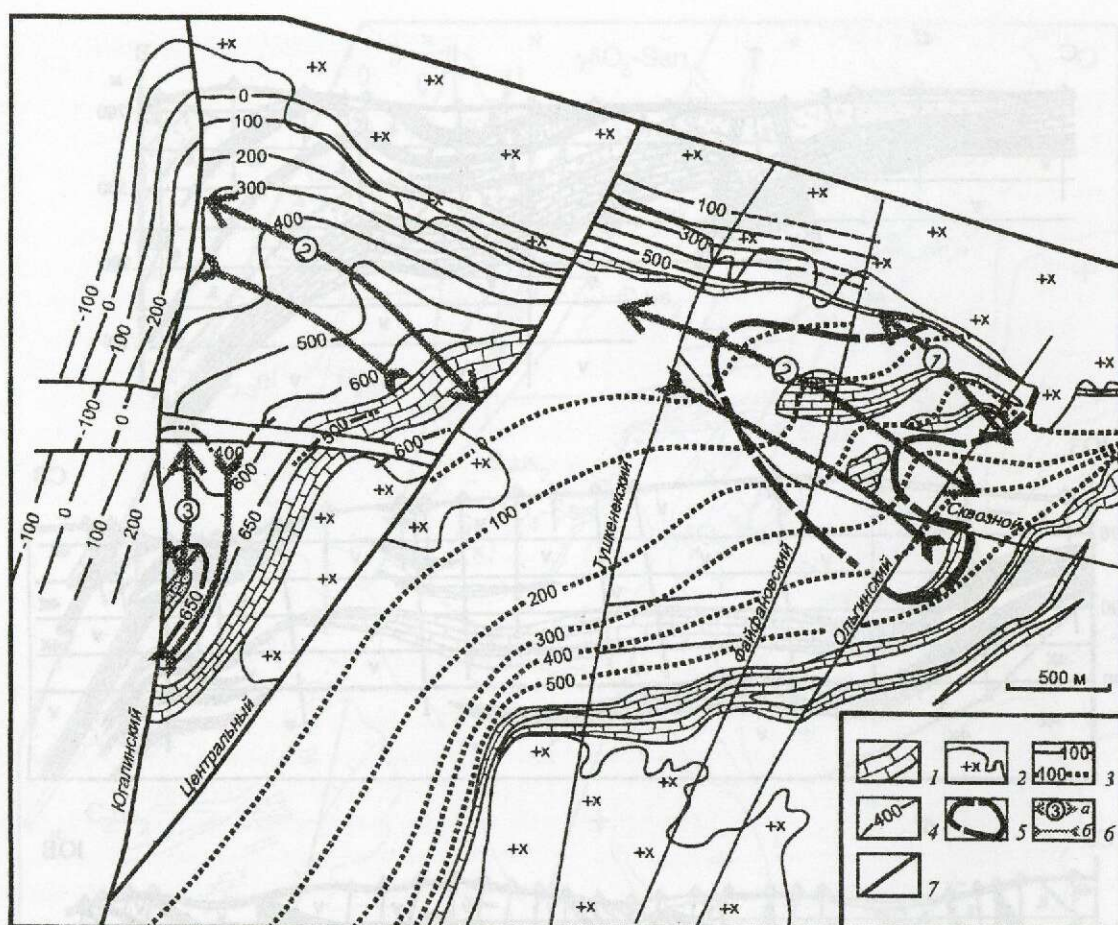


Рис. 3. Пликативные структуры Сипюхинского рудного поля:

1 — выходы на поверхность основных пластов известняков; 2 — контуры гранодиоритовых массивов синюхинского комплекса; 3 — изогипсы кровли основных пластов известняков; 4 — изогипсы кровли пласта известняков внутри Ыныргинской рамповой структуры; 5 — контур Файфановского биогермного массива; 6 — оси складок 2-го порядка (а — антиклинальных, б — синклиналиных); 7 — основные разрывы

заны наиболее богатые рудные участки Надежда, Западный, Первый Рудный, Файфановский. За Югалинским разломом складка выражена слабо, падение пород здесь довольно крутое ( $40-50^\circ$ ) на запад, что отражает либо приразломную флексуру, либо серию ступенчатых сбросов. Для более определенного вывода данных недостаточно. К югу складка № 2 через синклиналь переходит в основную моноклиаль. Вертикальная амплитуда синклинали складки 50—70 м, размах крыльев около 150 м. В восточной части рудного поля к ней приурочен выход скарированных известняков участка Новый. В целом синклинали структуры значительно менее продуктивны, чем антиклинальные.

С динамическим воздействием гранито-

идов нами связывается и возникновение субширотной рамповой структуры (см. рис. 2, а), ранее интерпретировавшейся как трещинный вулкан [4]. Первоначально она заложилась, видимо, как синклинали складка, но блокирование ее гранитоидами горы Высокая привело к возрастанию углов падения крыльев, появлению послыльных срывов, а затем и взбросов по продольным разрывам позднекладчатого парагенезиса. К оперяющим эти разрывы трещинам отрыва приурочены рудные тела Ыныргинского участка.

В юго-западной части рудного поля, в структурном клине между Югалинским и Центральным разрывами, закартирована субмеридиональная антиклинальная складка № 3 с вертикальной амплитудой



30—40 м и размахом крыльев 200 м. Роль складки в размещении оруденения неясна и, судя по всему, невысока — она подсечена несколькими скважинами, ни в одной из которых повышенные концентрации золота не выявлены. Через узкую (100—150 м) синклиналь эта структура сочленяется со штамповой складкой, облекающей гранодиориты горы Высокая. На современном срезе картируется лишь западный фрагмент структуры в виде флексурного изгиба пласта известняков на контакте с гранитоидами. Подобной же штамповой складкой сопровождается выход гранодиоритов синюхинского комплекса на участке Тушкенек. Золотоносные скарны приурочены здесь к перегибу пласта известняков у контакта с интрузивом (см. рис. 2, б). Концентрация золота в таких структурах ниже, чем в вышеописанных антиклиналях.

Таким образом, по степени благоприятности для локализации золотого оруденения пликативные структуры рудного поля можно расположить в ряд (по убывающей продуктивности): шарниры субширотных антиклинальных складок — крылья антиклиналей — приконтактовые флексуры и крылья штамповых складок — замки синклиналей.

Формирование основной структуры рудного поля, моноклинали, нами связывается с раннескладчатым этапом каледонского цикла. Ось максимального сжатия в этот

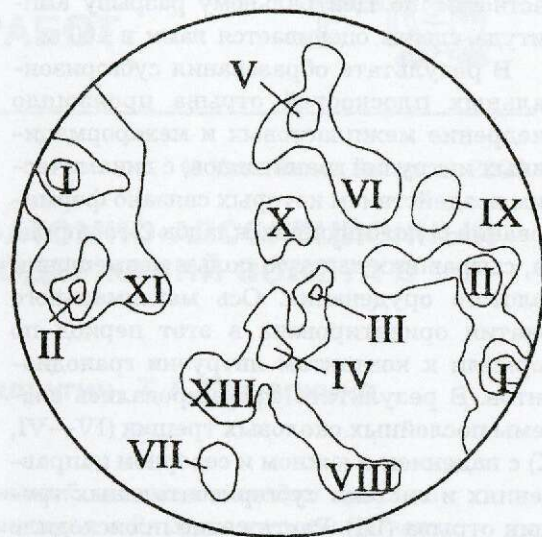


Рис. 4. Сводная диаграмма элементов залегания основных систем трещин Синюхинского рудного поля, составлена на основе 265 частных диаграмм

период была ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения — в вертикальном. В этот же этап сформированы продольные субмеридиональные крутопадающие трещины скола регионального распространения (рис. 4, системы I и II; таблица). К ним относятся наиболее крупные разрывы рудного поля — Югалинский, Центральный, а также некоторые более мелкие нарушения. Все они, по общему мнению, были рудоподводящими. Перемещения по этим нарушениям на раннескладчатом этапе носили сдвиговый характер. В

Системы трещиноватости Синюхинского рудного поля

| Номера систем | А з и м у т<br>п а д е н и я,<br>градус | У г о л<br>п а д е н и я,<br>градус | Встречаемость<br>от общего числа<br>диаграмм, % | Доля от общего<br>числа трещин,<br>% | Генезис<br>трещин |
|---------------|-----------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------------------------|-------------------|
| I             | 295—310                                 | 70—90                               | 100                                             | 24,5                                 | Скол-сдвиг        |
| II            | 115—130                                 |                                     |                                                 |                                      |                   |
|               | 255—275                                 | 70—90                               | 55                                              | 14,9                                 | То же             |
|               | 75—95                                   |                                     |                                                 |                                      |                   |
| III           | 170—200                                 | 5—20                                | 33                                              | 6,5                                  | Отрыв, скол       |
| IV            | 170—200                                 | 20—40                               | 74                                              | 10,7                                 | Скол              |
| V             | 355—20                                  | 50—70                               | 45                                              | 6,0                                  | То же             |
| VI            | 30—50                                   | 45—60                               | 25                                              | 6,0                                  | »                 |
| VII           | 185—200                                 | 75—80                               | 13                                              | 3,6                                  | Скол-раздвиг      |
| VIII          | 140—160                                 | 70—80                               | 13                                              | 3,0                                  | Скол              |
| IX            | 70—85                                   | 30—50                               | 26                                              | 4,2                                  | Отрыв             |
| X             | 335—20                                  | 15—35                               | 19                                              | 6,0                                  | Скол              |
| XI            | 245—270                                 | 50—60                               | 20                                              | 4,8                                  | То же             |
| XII           | 52—65                                   | 65—85                               | 16                                              | 3,0                                  | »                 |
| XIII          | 195—220                                 | 50—60                               | 8                                               | 3,0                                  | »                 |



частности, по Центральному разрыву амплитуда сдвига оценивается нами в 400 м.

В результате образования субгоризонтальных плоскостей отрыва произошло внедрение межпластовых и межформационных интрузий гранитоидов, с динамическим воздействием которых связано формирование осложняющих складок 2-го порядка, сыгравших важную роль в размещении золотого оруденения. Ось максимального сжатия ориентирована в этот период по нормали к контактам интрузии гранодиоритов. В результате сформировались системы послонных сколовых трещин (IV—VI, X) с падением в южном и северном направлениях и система субгоризонтальных трещин отрыва (III). Растяжение происходило также и в горизонтальном направлении, вследствие чего часть ранее заложившихся крутопадающих субмеридиональных сколовых трещин трансформировалась в трещины отрыва и заполнилась дайками диорит-гранодиоритового состава.

В последующий этап континентального рифтогенеза происходило внедрение комплекса субщелочных даек кислого и основного составов, также использовавших ранее заложившие субмеридиональные разрывы. Интенсивное растяжение земной коры сопровождалось формированием серии сбросов по субмеридиональным разрывам, в результате чего все западнее расположенные блоки рудного поля опущены относительно восточных на десятки—сотни метров. В итоге большая часть субмеридиональных разрывов рассматривается в настоящее время как сбросо-сдвиги.

Кроме описанных основных систем трещин, в рудном поле локально проявлены и другие. Системы VII и VIII связаны, оче-

видно, со скрытым субширотным глубинным разломом древнего заложения, контролирующим в целом оруденение Синюхинского и Ашпанакского рудных полей. Трещины системы IX — наиболее молодые, поскольку распространены в основном в дайках, формируя своеобразные «лестничные жилы» эпидозитов. Их наличие указывает на проявление этапа сжатия в промежутке между внедрением даек диорит-гранодиоритового состава и началом рудообразования. Остальные системы (XI—XIII) проявлены эпизодически и интерпретируются как оперяющие.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1975.
2. Гусев А.И. Геология и золото-медно-скарновое оруденение Синюхинского рудного поля в Горном Алтае // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 79—89.
3. Жабин В.В. О природе полосчатости в известняках эффузивно-осадочных отложений нижнего кембрия Синюхинского рудного поля // Тр. СНИИГГиМС. 1964. Вып. 35. С. 101—113.
4. Лузгин Б.Н. Проявление вулканических процессов на Синюхинском рудном поле // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1965. Вып. 3. С. 179—185.
5. Лузгин Б.Н. Типы разломных структур Синюхинского рудного поля на Алтае // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. С. 159—168.
6. Николаев С.С., Неверович Е.И. Золоторудные месторождения Синюхинского рудного поля в Горном Алтае // Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов, М., 1958. Вып. 3. С. 43—54. (Тр. ЦНИГРИ).
7. Щербakov Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. — Новосибирск: Наука, 1974.



# АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 543:546.59

© Коллектив авторов, 2000

## КОМБИНИРОВАННЫЙ ПРОБИРНО-АТОМНО-АБСОРБЦИОННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ НИЗКИХ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА В МИНЕРАЛЬНОМ СЫРЬЕ

**Э.П.Здорова, Л.П.Никитина, А.В.Мандругин, Т.А.Важеркина  
(ЦНИГРИ МПР России)**

*Для точного определения низких содержаний золота в породах предлагаются схемы пробирного анализа с увеличением в 2—3 раза массы навески, а также комбинированная пробирно-атомно-абсорбционная методика с чувствительным определением золота из свинцового королька.*

Месторождения песчано-гравийных смесей (ПГС) в настоящее время вызывают интерес как источник попутного извлечения золота. Содержание последнего в них в среднем составляет первые десятки миллиграмм на кубометр. Для определения низких содержаний золота в ПГС и продуктах их переработки необходимы достоверные методики анализа.

Основными требованиями к методикам определения содержания золота в продуктах переработки ПГС, которые характеризуются как бедное сырье с тонким золотом, являются высокая чувствительность и представительная навеска анализируемого материала. Требование высокой чувствительности вызвано невысоким содержанием золота, а необходимость использования больших навесок тем, что золото в этих породах в основном свободное крупностью до 0,1 мм.

Наиболее часто для анализа золотосодержащих руд применяется пробирный метод, классический вариант которого предусматривает использование навески анализируемого материала до 50 г и гравиметрическое (весовое) определение выделенного золота. Точность пробирного метода зависит от чувствительности весов. Цена деления лучших специальных электронных весов 0,1 мкг. Это обеспечивает возможную чувствительность пробирного анализа 0,02 г/т [1—3].

Метод атомной абсорбции, широко используемый для определения золота, обладает весьма высокой чувствительностью. Так, электротермическая атомизация позволяет определять золото при его концентрации в растворе до 0,01 мкг/мл. Применяя экстракционное концентрирование, можно перевести содержащееся в пробе золото в объем 1—2 мл, т.е. абсолютная чувствительность метода составит 0,02 мкг. Особенность метода атомной абсорбции — необходимость химического разложения проб, а оно при больших навесках связано с некоторыми трудностями. Поэтому обычно анализируются навески массой 2—5 г и чувствительность при этом достигает 0,004 г/т. Однако эти навески анализируемого материала нельзя считать представительными для данного вида материалов [4, 5].

Совмещение пробирного концентрирования золота с атомно-абсорбционным определением его в концентрате позволяет объединить достоинства обоих методов анализа [6, 7].

В целях повышения чувствительности определения золота в бедных породах и продуктах обогащения методом классического пробирного анализа проведена работа по увеличению навесок анализируемого материала. Для этого рассмотрены несколько вариантов схем анализа с объединением коллекторов и концентраторов зо-



лота на разных стадиях свинцовых веркблеев при купелировании, золото-серебряных корольков в процессе разваривания и золотых корточек при взвешивании на микро-аналитических весах. Во всех случаях суммарная анализируемая навеска была увеличена до 100 г. Кроме того, был разработан специальный вариант плавки 100-граммовых навесок материала с промывкой шлака и изменением состава реагентной шихты. Для отработки данных схем анализа была подготовлена усредненная проба хвостов обогащения песков Вяземского ГОКа.

Основным продуктом, который получают при восстановительной плавке, является коллатор благородных металлов — свинцовый веркблей. Масса его составляет 30–35 г. Процесс окислительной плавки — купелирование — осуществляется в пористых сосудах — магнетитовых капелях. Емкость капелей по массе оксидов цветных металлов 50–70 г. Поэтому в одних и тех же капелях можно дважды провести купелирование, чтобы объединить веркблеи от двух навесок одной пробы. Методически это выполняется следующим образом: на разогретую капель кладут веркблей от первой плавки и, когда его масса сократится в два раза, загружают веркблей от второй плавки. Купелируют до конца с получением объединенного королька благородных металлов. Далее корольки подвергают развариванию, т.е. растворению серебра в азотной кислоте (1:3). Полученную золотую корточку промывают, сушат, прокаливают и взвешивают на пробирных весах. Объединение веркблеев позволяет вдвое увеличить анализируемую навеску.

Чтобы увеличить навеску до 100 г, испытывали также схему анализа с отдельной тигельной плавкой двух навесок по 50 г до получения серебряного королька. В процессе разваривания корольки двух навесок объединяют в весомую золотую корточку и взвешивают на пробирных весах.

Глинисто-кварцевые породы легко и быстро разлагаются при восстановительной плавке. Это дает возможность корректировать реагентную шихту таким образом, чтобы полностью извлекать в веркблей даже тонкое золото и переводить в шлак вмещающую породу. Экспериментальным путем был подобран оптимальный состав шихты для плав-

ки навески 100 г. Для этого потребовалось изменить соотношение соды и буры в реагентной шихте. Как правило, при плавке 50 г навесок силикатных проб используется шихта с соотношением соды и буры 4:1. При плавке 100 г навески с таким же составом шихты шлак становится вязким, извлечение золота в свинец затруднено. При изменении соотношения соды и буры на 2:1 вязкость образующегося шлака снижается, а извлечение золота в веркблей повышается.

Соотношение глета и восстановителя (крахмала) в шихте (10:1), а также количество глета (50 г) не изменялись. Для полного перевода тонкого золота в свинец применялась промывка шлака по ранее разработанной схеме. Реагентная шихта, которая идет на плавку пробы, делится на три части, две из которых перемешиваются с навеской, а оставшаяся — ссыпается в бумажный пакет; восстановительная плавка длится 30–40 мин. В момент образования на поверхности расплава спокойной зоны подается третья часть шихты для промывки шлакового оксидного расплава и улавливания тонкого и дисперсного золота, не успевшего перейти в свинец.

Такая схема анализа повышает чувствительность определения золота. При этом незначительно увеличиваются продолжительность анализа по сравнению с классическим вариантом (70 мин вместо 60) и его стоимость, поскольку расход наиболее дорогостоящего реагента — глета — не изменяется. Как показывает практика проведения пробирного анализа бедных руд, во всех случаях результаты анализа проб с содержанием золота менее 0,1 г/т являются оценочными. Это подтверждают результаты определения содержания золота (г/т) указанными методами в бедных хвостах переработки песков Вяземского ГОКа.

| Пробирный | Пробирно-атомно-абсорбционный |
|-----------|-------------------------------|
| <0,02     | 0,003                         |
| <0,03     | 0,004                         |
| <0,03     | 0,004                         |
| 0,04      | 0,008                         |
| 0,04      | 0,010                         |
| 0,04      | 0,008                         |
| 0,06      | 0,010                         |
| 0,08      | 0,051                         |



Для повышения чувствительности определения золота в песках использовался пробирно-атомно-абсорбционный метод. Методика пробирно-атомно-абсорбционного определения золота складывается из двух независимых частей: пробирного концентрирования золота в свинцовый сплав и его атомно-абсорбционного определения в этом сплаве. Пробирное концентрирование включает тигельную плавку предварительно зашихтованной пробы и неполное купелирование. В отличие от классического пробирного анализа с гравиметрическим окончанием процесс купелирования проводят не до конца, а принудительно останавливают по достижении определенной массы свинцового сплава (0,1—0,12 г).

В результате пробирного концентрирования и отделения благородных металлов от сопутствующих элементов получают сокращенный свинцовый сплав (свинцовый «королек») массой от 0,10 до 0,5 г. Ранее для последующего атомно-абсорбционного анализа в ЦНИГРИ использовалась следующая схема пробоподготовки: королек растворяли в азотной кислоте (1:3), остаток обрабатывали смесью хлористоводородной и азотной кислот (3:1), переводили в хлориды и окончательно растворяли в 1 М HCl. В результате этого образовывался осадок хлорида свинца, сорбирующий около 10% благородных металлов. Чтобы компенсировать эти потери, в стандартные растворы приходилось вводить соответствующее количество свинца и использовать эти растворы в ходе анализа. Длительность анализа при этом увеличивалась, а воспроизводимость ухудшалась.

Нами предлагается несколько отличная схема пробоподготовки, а именно использо-

вание 6М раствора хлористоводородной кислоты для полного растворения пробы. Это позволяет полностью перевести в раствор хлорид свинца и таким образом не только упростить анализ, но и улучшить воспроизводимость результатов.

Последующее определение золота возможно двумя вариантами: при высоких содержаниях золота — непосредственно из раствора (или, при необходимости, после его разбавления) с атомизацией в пламени; при малых (например, бедные россыпи) — целесообразно применение экстракционного концентрирования с последующей атомной абсорбцией. Экстракционное концентрирование золота проводили малотоксичными экстракционными системами: бутилацетатом и дифенилтиомочевинной.

Правильность определения золота в сокращенных свинцовых сплавах, полученных при пробирной плавке, проверена методом добавок. Проверка проводилась на корольках из проб песков Вяземского ГОКа. Для этого раствор после разложения корольков делился на две части. В одну часть вводилось 2 мкг Au в виде стандартного раствора. Содержание золота в обоих растворах измерялось атомно-абсорбционным

#### 1. Проверка правильности определения золота в растворах сокращенных свинцовых сплавов методом добавок

| Найдено золота, мкг |            |          |
|---------------------|------------|----------|
| без добавки         | с добавкой | разность |
| 0,40                | 2,27       | 1,87     |
| 0,48                | 2,59       | 2,11     |
| 0,50                | 2,62       | 2,12     |
| 0,48                | 2,48       | 2,00     |
| 0,42                | 2,25       | 1,83     |
| 1,32                | 3,24       | 1,92     |

#### 2. Сравнение результатов определения золота различными методами, г/т

| Характеристика пробы                     | Пробирно-атомно-абсорбционный | Химико-атомно-абсорбционный | Пробирный |
|------------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-----------|
| Хвосты гравитации песков Вяземского ГОКа | 0,014                         | 0,019                       | —         |
|                                          | 0,017                         | 0,017                       | —         |
|                                          | 0,018                         | 0,017                       | —         |
|                                          | 0,012                         | 0,019                       | —         |
| Хвосты кучного выщелачивания             | 0,21                          | 0,23                        | 0,24      |
| Кора выветривания                        | 1,26                          | 1,46                        | 1,50      |
| Оловянный концентрат                     | 0,25                          | 0,28                        | 0,30      |



методом с электротермической атомизацией (табл. 1). Как видно, найденная величина добавки (графа «Разность») согласуется с введенным количеством и не превышает погрешность измерения, которая составляет около 10%. Это свидетельствует о правильности определения золота в растворах разложения сокращенных свинцовых сплавов.

Для подтверждения правильности всей методики пробирно-атомно-абсорбционного определения золота ряд образцов различного состава был проанализирован также химико-атомно-абсорбционным и пробирным методами (табл. 2). Полученные результаты хорошо согласуются между собой. Расхождения не превышают допустимых значений, установленных для методик третьей категории точности.

Последние два года рассмотренный вариант пробирно-атомно-абсорбционной методики успешно применяется в ЦНИГРИ при определении золота в технологических продуктах переработки бедных руд и песков месторождений благородных металлов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышников И.Ф. Пробоотбирание и анализ благородных металлов. Справочник — М.: Металлургиздат, 1978. С. 116—323.
2. Благородные металлы. Справочник — М.: Металлургиздат, 1984.
3. Пробирное определение золота и серебра в малосульфидных рудах / Ю.Б.Макаров, Э.П.Здорова, В.А.Горонков // Инструкция НСАМ, 1988.
4. Пилипенко А.Т., Симчук А.И. Экстракционно-атомно-абсорбционный анализ природных объектов. Обзор // ЖАХ. 1987. Т. 42. № 7. С. 1178—1189.
5. Фишкова Н.Л. Определение платиновых металлов золота и серебра методом атомно-абсорбционной спектроскопии // ЖАХ. 1974. XXIX. Вып. 11. С. 2121—2127.
6. Комбинированные методы определения платиновых металлов, основанные на пробирном концентрировании / Э.П.Здорова, Н.Л.Фишкова, Э.Е.Раковский и др. // Заводская лаборатория. 1982. № 8. С. 54—58.
7. Фишкова Н.Л., Талыпина О.П. Экстракционно-атомно-абсорбционное определение благородных металлов в свинцовых корольках после пробирной плавки // ЖАХ. 1983. Т. 38. Вып. 3. С. 452—457.

УДК 550.837

© С.Г.Гордеев, 2000

## ИЗМЕРЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПОМЕХ ЧАСТОТЫ 50 Гц

С.Г.Гордеев (ЦНИГРИ МПР России)

*Предложен способ измерения магнитного поля промышленных помех 50 Гц с помощью дифференциальной установки  $H_x-H_x$ . Приводятся примеры использования способа.*

Использование промышленных помех в геофизике (метод ИПП) осложняется их чрезвычайной нестабильностью. Это обстоятельство вынуждает проводить относительные измерения, что достаточно просто реализуется в варианте определения импеданса  $Z=E_x/H_y$ . При этом, как и в любом методе сопротивлений, четче отмечаются высокоомные образования. Объекты же пониженного сопротивления надежнее фиксируются по магнитной компоненте  $H$  электромагнитного поля.

В опыте  $H$ -измерений поля 50 Гц применена дифференциальная установка  $H_x-H_x$  с разносом в 40—60 м. Сигнал с дальней от оператора магнитной рамки, снабженной автономным предусилителем, по открытой линии поступает на пульт, регистрирующий отношения сигналов с обеих рамок  $H'=H_2/H_1$ . Рамки передвигаются по профилю с шагом, равным их разносу.

Сами по себе графики отношений  $H'$



сходны с привычными графиками вертикальной составляющей  $H_z$ , но отличаются гораздо меньшими амплитудами, что на фоне неизбежных погрешностей, вызванных в основном микросейсмическими колебаниями рамок (ветер), часто затрудняет их восприятие. Результаты измерений становятся более наглядными, если отношения  $H'$  пересчитать в значения собственно поля  $H$  или, выражаясь математически, найти первообразную функцию  $H$ .

Для одной стоянки установки длиной  $dx$  очевидно преобразование:

$$H' = \frac{H_2}{H_1} = \frac{H_1 + dH}{H_1} = 1 + \frac{dH}{H_1}, \quad (1)$$

или для всего профиля с  $n$  измерениями:

$$\int \frac{dH}{H} = \int_1^n (H' - 1) dx. \quad (2)$$

Приняв  $H' - 1 = \Delta H'$ , получим:

$$\ln H = \int_1^n \Delta H' dx. \quad (3)$$

Определенный интеграл можно приближенно вычислить, например, по формуле трапеций

$$\int_1^n \Delta H' dx = \frac{\Delta H'_1}{2} + \Delta H'_2 + \dots + \Delta H'_{n-1} + \frac{\Delta H'_n}{2}. \quad (4)$$

Последовательность вычисления поля  $H$  включает несколько операций.

1. Суммируются все измеренные значения  $H'$  профиля. Для однородного пространства, характеризуемого уровнем нормального поля  $H_0$ , эта сумма, очевидно, должна равняться количеству измерений  $n$ .

2. Каждое измерение  $H'$  приводится к уровню нормального поля

$$H'_{\text{прив}} = H' \frac{n}{\sum_1^n H'} \quad (5)$$

3. Последовательное суммирование  $\Delta H'_{\text{прив}}$  в соответствии с формулой (4) и даст текущее значение  $\ln H_i$ , определяющее и само поле  $H$  в единицах его нормального уровня

$$H_i = e^{\ln H_i}. \quad (6)$$

При такой методике работ нужно иметь в виду следующее.

1. Точность интегрирования тем выше, чем больше интервалов, и поэтому профили наблюдений должны быть по возможности длинными (километр и более).

2. Точность вычисления  $H'_{\text{прив}}$  должна на 2—3 порядка превосходить точность отсчетов  $H'$ , иначе накапливающаяся при суммировании погрешность заметно исказит уровень графика  $H$ .

3. В начале профиля могут быть аномальные отсчеты  $H'$ , что также искажает уровень нормального поля. Искажения можно уменьшить, начав суммирование обратных величин  $H'$  с конца профиля и найдя средние значения  $\ln H_i$  по прямому и обратному ходам.

Интегральное представление результатов предлагаемого способа  $H$ -измерений в значительной мере освобождает их от случайных погрешностей (ветер, неточность взаимной ориентировки рамки др.), и пересчитанные графики  $H$  заметно сглаживаются.

Методика относительных  $H$ -измерений опробована в нескольких регионах.

Рудопроявление Зайцевское в Челябинской области приурочено к линейным корам выветривания по известнякам. Оно изучено во всех смыслах поверхностно. График наблюденных значений  $H'$  по одному из профилей рудопроявления (рис. 1) настолько осложнен «дребезгом» помех, что обнаружить на их фоне проявление геологических образований довольно затруднительно. Ситуацию проясняет график пересчитанных значений поля  $H$ . На нем выделяются две интенсивные аномалии в начале профиля, соответствующие, безусловно, крупным, возможно объединенным одним геологическим процессом, тектоническим нарушениям. Приведенный здесь же график импеданса позволяет усмотреть различную информативность  $H$ - и  $Z$ -съемок. На графике  $H$  практически не отражена известная карстовая депрессия с низкоомным материалом у пикета 2,4. В то же время простирающаяся на километры сла-



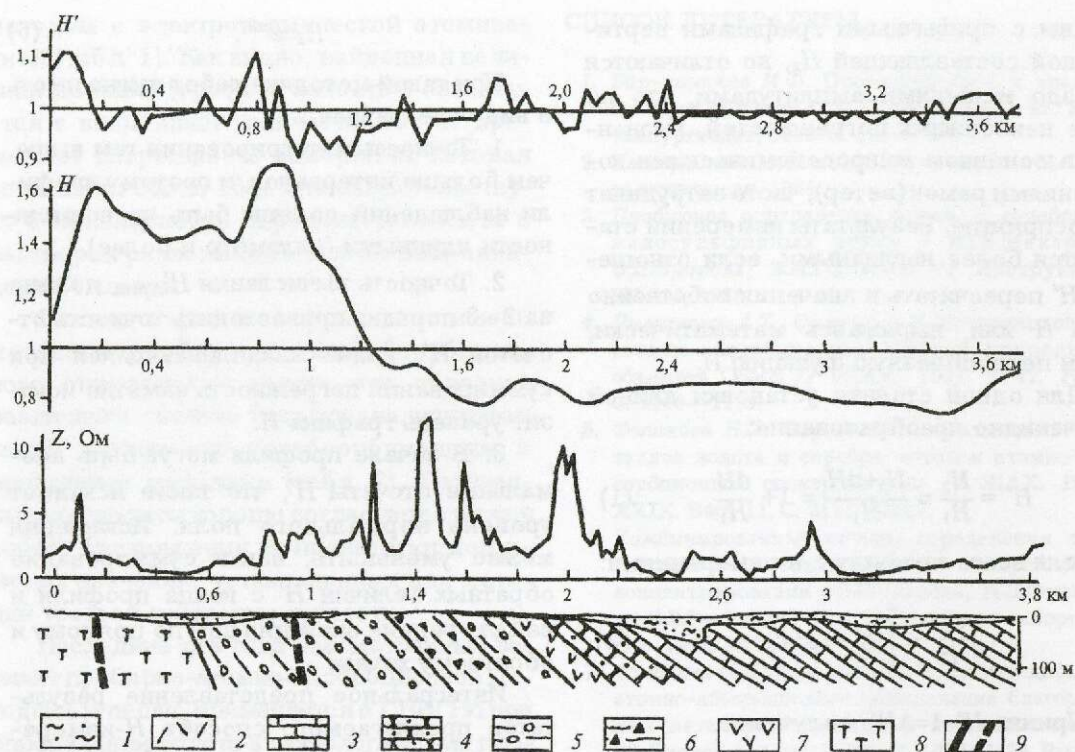


Рис. 1. Графики измеренных отношений  $H' = H_2/H_1$ , реставрированного по ним магнитного поля  $H$  и импеданса  $Z$  метода ИПП на рудопроявлении Зайцевское:

1 — рыхлые отложения; 2 — эффузивы; 3 — известняк; 4 — песчаник; 5 — туфопесчаник; 6 — кремнисто-углеродистый сланец; 7 — диоритовый порфирит; 8 — серпентинит; 9 — установленные и предполагаемые нарушения

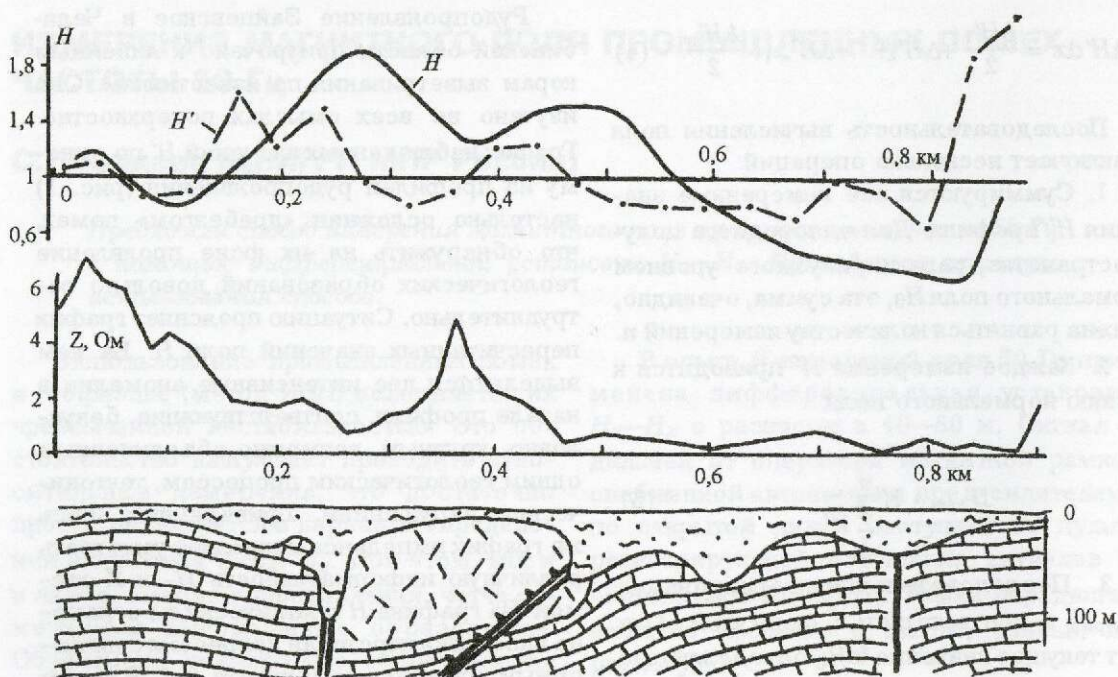


Рис. 2. То же, что на рис. 1 для месторождения Воронцовка



рита (Пк 1,8) отмечается хотя и небольшой, но достаточно четкой аномалией  $H$ .

Месторождение Воронцовка в Свердловской области (рис. 2) изучено досконально. Оно также приурочено к корам выветривания известняков. Более высокие по сравнению с предыдущим примером значения  $H'$  обусловлены высокой контрастностью по сопротивлению известняков ( $n \cdot 1000$  Ом·м), проводящего материала карста и тектонических нарушений ( $n \cdot 10$ — $n \cdot 1$  Ом·м). Четкие аномалии поля  $H$  обусловлены не столько карстами, сколько крупными тектоническими нарушениями — разломом (Пк 0,2) и надвигом (Пк 0,5). Два других карста у Пк 0,6 и 0,8,

отмеченные даже более низким импедансом, но не связанные с аналогичными нарушениями, на графике  $H$  практически не отражены. Объясняется это тем, что поле  $H$  в отличие от импеданса в значительной мере свободно от влияния близповерхностных неоднородностей.

Следует заметить, что  $H$ -съемка в методе ИПП имеет смысл при поисках и прослеживании крупных тектонических нарушений и скрытых рудных залежей с повышенной электропроводностью. Глубинность съемки благодаря низкой частоте поля и слабому влиянию верхов разреза достигает нескольких сотен метров.



## ДИСКУССИИ

УДК 553.41

© Н.К.Курбанов, 2000

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРЛИНСКОГО ТИПА В ГЕТЕРОГЕННОМ РЯДУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦ(КАРБОНАТ)-УГЛЕРОДИСТОГО СЕМЕЙСТВА

Н.К.Курбанов (ЦНИГРИ МПР России)

*Рассмотрены особенности формирования золото-сульфидных месторождений карлинского типа на примере известных объектов в США и подобных им на территории бывшего СССР. Все месторождения, связанные с вулканогенно-осадочными комплексами подвижных поясов, отнесены к единому гетерогенному золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистому рудно-формационному семейству полигенно-полихронных месторождений, испытавших конвергентные перерождения различных масштабов.*

Золотые месторождения, локализованные в вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексах подвижных поясов земной коры и охватывающие огромный интервал времени (от архея до мезозоя), в мировом балансе и добыче золота играют ведущую роль. Более того, в частности, для США месторождения карлинского типа, сосредоточенные в терригенно-карбонатных толщах ордовика — девона в одноименном тренде штата Невада, составляют существенный объем золотодобычи. При этом до последнего десятилетия большинство исследователей относили их к постинтрузивному гидротермальному типу [9].

Начиная с 60-х годов все возрастающее значение в запасах и добыче коренного золота на территории бывшего СССР (в России, Казахстане, Узбекистане, Киргизии и др.) имели месторождения в аналогичных вулканогенно-осадочных комплексах подвижных поясов фанерозоя, по многим признакам существенно отличающиеся от карлинского типа. Так, анализ опубликованных данных и многолетние детальные исследования во многих металлогенических провинциях СССР показывают, что эти месторождения принадлежат к обширному экзогенно-эндогенному классу полигенно-

полихронных образований, объединенных нами в единый ряд золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства рудных формаций [2—5]. Вместе с тем в геологической литературе в последние годы все чаще появляются статьи, в которых ряд золоторудных месторождений этих провинций относят к карлинскому типу.

Учитывая преобладающее мнение зарубежных геологов о карлинском типе месторождений как эпигенетическом постинтрузивного телетермального генезиса мезозойско-кайнозойского возраста, целесообразно вначале рассмотреть их особенности в США и затем сопоставить с месторождениями на территории бывшего СССР.

Согласно последним обобщающим исследованиям L.Teal и M.Jakson (1977), тренд Карлин длиной 60 км северо-северо-западного простирания состоит из более 30 месторождений золота в Северо-Восточной Неваде, внутри провинции Большого Бассейна на западе США (рис. 1). Месторождения золота размещаются в породах различных стратиграфических комплексов — от ордовика до миссисипского периода (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>). Региональные стратиграфические и изотопные данные показали, что Се-



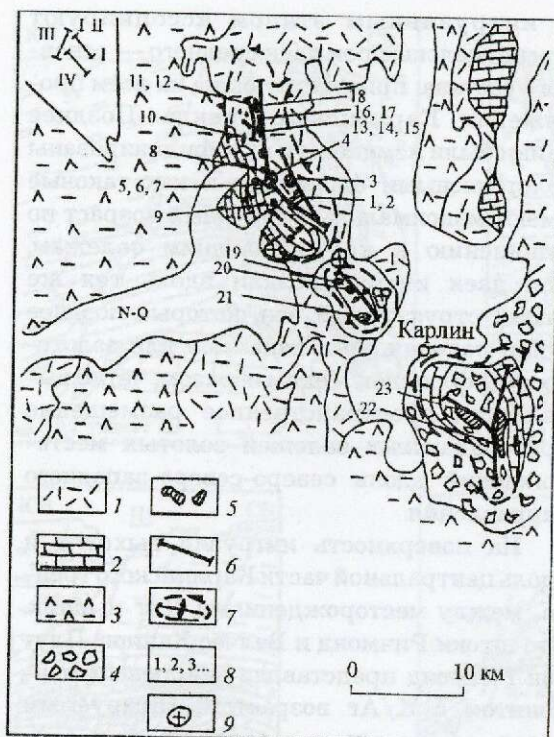


Рис. 1. Схематическая карта Карлинского тренда:

1 — вулканогенно-кремнистые отложения (PZs); 2 — карбонатные отложения (PZc); 3 — вулканогенные отложения (PZr); 4 — карбонатные брекчии (PZb); 5 — месторождения золота; 6 — тренды (I — Карлинский; II — Индепенденс; III — Гетчел; IV — Еврика); 7 — тектонические окна Карлинского тренда — блокированные брахиантиклинальные поднятия (на месте мобильной окраинно-континентальной области шельфа); 8 — месторождения, рудные поля (1 — Карлин, 2 — Харди Футволл, 3 — Вест Линвилл, 4 — Латерн, 5 — Генезис, 6 — Блю Стар, 7 — Бабкат, 8 — Скример, 9 — Дип Стар, 10 — Норт Стар, Тара, 11 — Бутстеп, 12 — Капстаун, 13 — Битц Пост, 14 — Родео, 15 — Гриффин, 16 — Майк, 17 — Рен, 18 — Росси, Дип, 19 — Майк, Таск, 20 — Майк, 21 — Голд Куорри, 22 — Эми грант Спрингс, 23 — Рейн); 9 — малые интрузии гранодиоритов, гранит-порфиров и дайки «пестрого» состава

веро-Восточная Невада располагалась вдоль стабильной палеоконтинентальной окраины. В течение этого времени отложился угончающийся в западном направлении, в форме призмы, пакет осадков, перемещенных с внешней окраины палеоконтинентального шельфа в океанический бассейн. В его пределах отложения осадочных фаций изменялись от эвгеосинклинальных на западе до миогеосинклинальных на востоке.

В течение позднего девона — среднего миссисипия направленное на восток текто-

ническое сжатие было связано с Антлерской орогенцией, приведшей к складчатости регионального масштаба и чешуйчатому надвиганию западного структурно-формационного комплекса (СФК) преимущественно кремнисто-обломочных пород на восточный автохтонный СФК алевроитистых карбонатных пород (Roberts et al., 1958). Возникшие скученные массы сформировали выступающее Антлерское поднятие, которое распространено на восток как перекрывающая ассоциация обломочных пород среднего миссисипия до раннего пенсильвания (Smith and Kettner, 1975). Наконец, позднепалеозойский диастрофизм (в течение раннего — среднего пенсильвания — орогенция Хумбельд) сопровождался отложением шельфовых карбонатных комплексов в течение позднего пенсильвания и перми (Smith and Kettner, 1977). Третий период возобновившегося поднятия и складчатости, возможно, связанный с раннетриасовой Сономской орогенцией, сопровождался четвертым периодом ориентированной на восток складчатости и надвигообразования в течение раннемеловой Северной орогенции (Stewart, 1980). Все эти последовательные периоды тектонического сжатия способствовали формированию региональной структуры — протяженного асимметричного валообразного поднятия, отличающегося неоднократной ундуляцией оси, обусловившей в последующем позицию золоторудных месторождений, полей и узлов Карлинского тренда. Геологические дебаты состоят в том, какое из двух воздействий — Антлерская орогенция или поздняя мезозойская деформация и интрузивная деятельность — привело к формированию погружающихся на север с простиранием 25—35° широкоамплитудных антиформ с автохтонными карбонатными породами, возникших в результате этих ундуляций и сохранившихся в приподнятых тектонических окнах вдоль Карлинского тренда (Roberts, 1960; Evans, 1974). С севера на юг это антиформы — Будстрап, Линн, Карлин и Рейн. Все золотые месторождения Карлинского тренда обнаружены внутри или рядом с перечисленными тектоническими окнами (см. рис. 1).

Дальнейшие деформации растяжения,



предшествовавшие формированию золото-рудной и медно-молибден-порфировой провинций межгорных бассейнов и хребтов, обусловили становление обширного вулканоплутонического пояса и региональную интрузивную деятельность в течение позднего эоцена (+37 млн. лет) (Christiansen and Yeats, 1992). В этой связи северо-северо-западное простирание Карлинского тренда и отражает ранее существовавшую подвижную зону в фундаменте, которая активизировалась с многоэтапной магматической деятельностью вулканоплутонического пояса мела — позднего эоцена и в настоящее время отчетливо отражается в топографии провинции Карлинского тренда.

Структурно-формационные комплексы, вмещающие золотые месторождения Карлинского тренда, расчленены на три главные толщи: автохтонный, шельфовый до внешнешельфового, карбонатный и обломочный (восточная ассоциация пород); аллохтонный, преимущественно эвгеосинклинальный кремнисто-обломочный (западная ассоциация пород), надвинутый на комплексы автохтона; перекрывающий комплекс позднего миссисипия, который вмещает золотую минерализацию на крайнем юго-востоке области Рейн (см. рис. 1).

Размещение разновозрастных интрузивных пород вдоль Карлинского тренда указывает на то, что пояс золотых месторождений лежит внутри зоны высокого теплового потока. Эпизодический магматизм начался в позднем триасе и продолжался до конца третичного периода. Штоки Голдстрайк и соседний перекрытый Литл-Болдер относятся к дорудным гранодиоритовым (см. рис. 1). Для штока Голдстрайк по Ar/Ar установлен возраст, датируемый в 158 млн. лет (Arehart, 1993).

Контактовый метаморфизм проявлен в развитии известково-силикатных мраморов, кварцевых роговиков и экзокскаринов в примыкающих осадочных породах. Метаморфический ореол прослеживается на 50—200 м вдоль северной границы штока Голдстрайк на месторождении Бетце-Пост (Leonardson et al., 1995) и на 180 м вокруг его южной границы на месторождении Генезис-Блустар (Schutz and Williams, 1995).

С интрузивным этапом ассоциируют юрско-меловые рой даек среднего — основного состава, присутствующие на всем протяжении Карлинского тренда. Позднее дайки были изменены и сульфидизированы золотоносными флюидами и как таковые имеют максимальный дорудный возраст по отношению к крутопадающим залежам. Рой даек интродировали вдоль тех же самых структурных зон, которые позднее стали подводящими каналами для золотоносных флюидов. Таким образом, четко выявляется пространственное размещение крутопадающих залежей золотых месторождений вдоль северо-северо-западного направления.

На поверхность интрузии выходят и вдоль центральной части Карлинского тренда, между месторождениями Пит и Майк. Это штоки Ричмонд и Велчес Канион. Плутон Ричмонд представлен кварцевым монцитом с K/Ar возрастом, датируемым  $106 \pm 5$  млн. лет (Evans, 1980). Шток Велчес Канион — многофазный, от риолитов до гранодиоритов (Thompson, 1995) — датируется в  $37 \pm 0,8$  млн. лет (Evans, 1974).

Размещение месторождений Карлинского тренда в едином ряду северо-северо-западного направления само по себе еще не свидетельствует об их приуроченности к единой зоне разломов, но, скорее, — о комбинации структурных особенностей в ослабленной зоне коры и длительном тепловом потоке. Хотя структуры по-разному влияли на формирование месторождений, в региональном плане их общими чертами являлись (рис. 2): крутопадающие серии разрывов северо-западного простирания, служившие первичными проводниками флюидов и обычно выполненные дайками лампрофиров и монцититов; крутопадающие разрывы северо-восточного простирания — вторичные проводники, особенно в участках пересечения с северо-западными разрывами; антиклинальные складки с крупными и средними амплитудами в аллохтонных карбонатных породах; крутопадающие и стратифицированные, нередко оруденелые тела брекчий обрушения дорудной стадии.

Складчатость в целом имеет северо-западное простирание (см. рис. 1, 2). Это широкие, до умеренной амплитуды, антиформ-



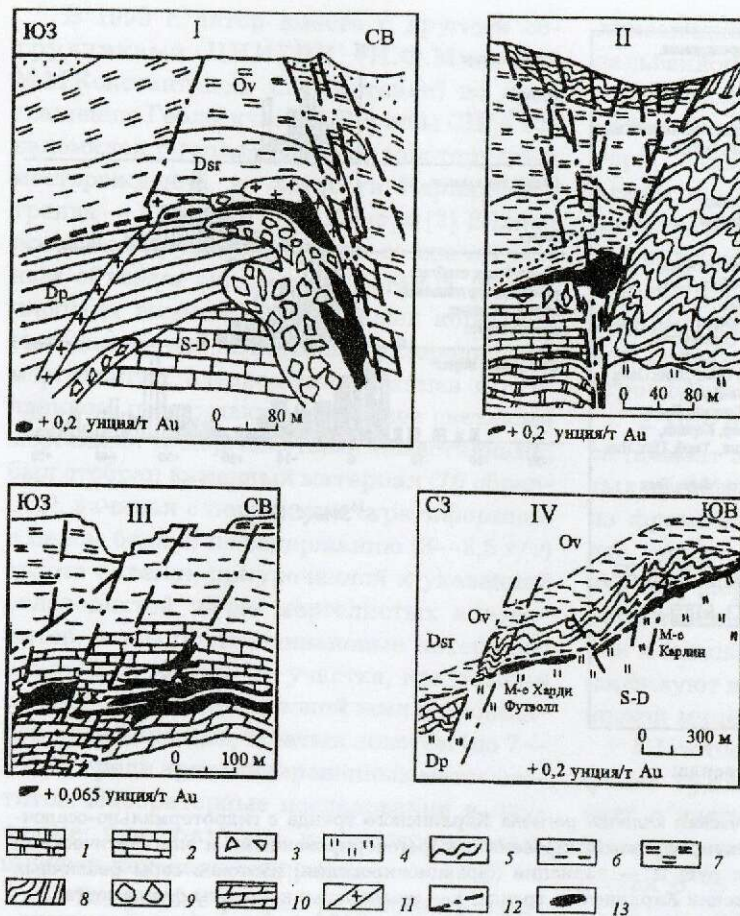


Рис. 2. Типовые обстановки формирования рудных тел золотых месторождений Карлинского тренда:

разрезы месторождений: I — Майкл; II — Рейн Андерграунд; III — Скример; план месторождений IV Карлин и Харди Футволл; 1 — доломитистые известняки и доломиты; 2 — известняки и аргиллитистые углеродистые известняки, мергели; 3 — известковистые тектонические брекчии; 4 — вулканогенно-осадочные аллохтонные отложения под надвигом Роберт Маунтинс; 5 — дислоцированные углеродистые и аргиллитистые мергели и известняки; 6 — углеродисто-аргиллитистые мергели, мергелистые алевролиты сланцеватые; 7 — вулканогенно-кремнисто-песчано-сланцевые отложения; 8 — зоны рассланцевания; 9 — биогенно-осадочные известковистые брекчии; 10 — углеродисто-алевритистые мергели; 11 — интрузии; 12 — дорудные рудоносно-рудоконтролирующие разломы; 13 — рудные залежи

ные складки, играющие важную роль структурных ловушек при миграции флюидов как на уровне месторождений, так и в региональном масштабе. Коул (1993) предполагает, что автохтонный карбонатный комплекс, формирующий тектонические окна Карлин и Ланн, является остаточным сегментом крупной региональной антиформы северо-северо-западного простирания, шарнирная ось которой, осложненная крупным сбросо-сдвигом того же направления, неоднократно ундулируя, прослеживается от месторождения Генезис на юг до Голд Кворри. По этой объединенной модели «окон» месторождения Карлинского тренда группируются вдоль северо-восточного и юго-западного флангов антиформы (см. рис. 1).

Предрудные брекчиевые тела играют существенную роль в локализации золотого оруденения (см. рис. 2). В ряде месторождений формирование в предрудную стадию крутопадающих тектонобрекчий и стратифицированных синседиментацион-

ных тел брекчий способствовало динамике как более ранних, так и поздних флюидов золотообразующего этапа. Классический пример этих брекчированных фаз — месторождение Майкл (Volk et al, 1995) (рис. 3, см. рис. 2).

Золотая минерализация также избирательно концентрируется в горизонтах осадочных грубообломочных потоков в низах формаций Попович (D) и в верхах Робетс Маунтинс (S). Этот тип минерализации наиболее ярко проявлен в серии месторождений на севере Карлинского тренда. Богатая близсингенетичная (возможно, элизионно-катагенетического этапа) минерализация в месторождениях Лове Бетце и Дип Пост размещается в осадочных фациях обломочных потоков в низах формации Попович (Leonardson and Rahu, 1995; Thoreson, 1993).

По данным многих исследователей (Hausen, 1967; Hausen and Kerr, 1968; Radtke, 1985; Kuchn, 1989; Bakken, 1990), интенсивность изменений вмещающих



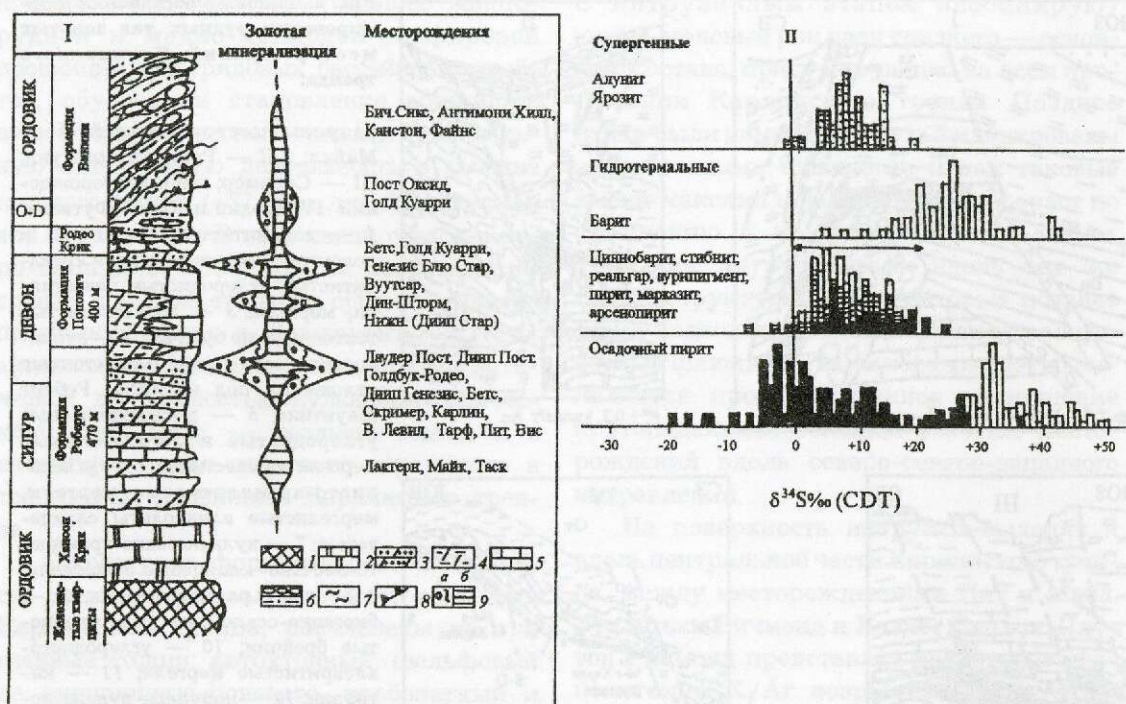


Рис. 3. Месторождения Карлинского тренда:

I — упрощенная тектоно-стратиграфическая колонка региона Карлинского тренда с гидротермально-осадочными рудами различных уровней и секущими, комбинарованными (регенерированными и эпигенетическими гидротермальными) залежами золотых руд; II — вариации (фракционирования) изотопов серы различных минеральных ассоциаций из месторождений Карлинского тренда; 1 — железистые кварциты фундамента; 2 — мергелистые и доломитистые известняки; 3 — чередование углеродистых мергелей и аргиллитов известковистых; 4 — известковистые, углеродистые аргиллиты и алевролиты; 5 — массивные известняки; 6 — чередование зеленых сланцев, кварцитосланцев, алевропесчаных сланцев, кремнистых и известково-кремнистых сланцев; 7 — зоны межформационного рассланцевания; 8 — надвиги Роберт Маунтинс; 9 — золоторудные залежи (а — стратиформные, б — секущие)

пород варьирует как внутри, так и между отдельными месторождениями в зависимости от величины системы, природы и проницаемости структурных проводников, что приводит к растворению и выносу карбонатов, аргиллизации первичных силикатных минералов, окремнению и в заключение к обогащению золотом, сульфидизации реактивного железа с формированием золотоносных сульфидов (пирита, мышьяковистого пирита). При этом необходимо подчеркнуть, что изменения рудовмещающих пород в более пассивных, стратиграфически контролируемых месторождениях (Карлин, Вест Левилл, Харди Футволл, Скример) в рудных зонах менее значительные. Силицификация сосредоточена вдоль биокластического обломочного горизонта и проксимальна к флюидным проводникам, располагаясь на периферии главных руд-

ных зон. На месторождении Карлин кислые гидротермальные флюиды ранней стадии интерпретируют как возникшие в тепловом равновесии при смешивании с грунтовыми подземными водами (Bakken, 1990).

Отложение барита, сфалерита и галенита дорудной стадии задокументировано на месторождении Карлин (Kuehn and Rose, 1992). На месторождении Вест Левилл выше рудной зоны в формации Попович отмечаются окремнение, отсутствие золота и интенсивные аномалии цветных металлов (Jackson, 1995). По этим взаимоотношениям предполагается, что ранняя стадия отложения кремнезема и цветных металлов существовала в более пассивных, контролируемых осадочными слоями, сингенетичных залежах (как золотоносных барит-полиметаллических, так и золото-сульфидных) (см. рис. 3).



В 1990 г. автор вместе с другими сотрудниками ЦНИГРИ (И.Ф.Мигачев, М.М.Константинов, С.С.Вартанян) по приглашению Геологической Службы США ознакомился с геологией ряда золоторудных месторождений, в частности Карлинского тренда — Карлин и Голд Куорри [2]. Вблизи основного крупного карьера со значительным объемом окисленных богатых руд на площади выемки в оруденелых коренных выходах пачек интенсивно углеродистых, мергелистых алевролитов, сланцев и песчаников, подстилающихся более светлыми мергелями и мергелистыми известняками, был отобран каменный материал (76 образцов), начиная с периферии стратиформной в целом бедной по содержанию (3—3,5 г/т) золота залежи, приуроченной к указанной углеродистой пачке мергелистых алевролитов, через почти одинаковые интервалы в 1,5—2 м, вплоть до участка, где пологая залежь пересекается зоной жил и прожилков джаспероидов, богатых золотом (до 7—9 г/т), среди аргиллизированных метасоматитов. Лабораторные исследования и изучение прозрачных и полированных шлифов показали следующее.

1. Визуально разрез рудоносного горизонта до сочленения с секущей зоной аргиллизации с прожилково-вкрапленными золото-сульфидно-кварцевыми рудами и жилами джаспероидов отчетливо подразделяется на две части, полностью затухающие в зоне метасоматических изменений: в основании горизонта удлиненно-линзовидные скопления синседиментационных брекчий алевролитистых мергелей (мощностью от 20 см до 1,2 м), сцементированных черной углеродисто-алевро-карбонатной массой, интенсивно импрегнированной сгустково-вкрапленной сульфидной минерализацией; вышезалегающие черные и темно-серые углеродистые алевролиты также изобилуют сгустково-вкрапленными и струйчато-линзовидными скоплениями сульфидов (марказит, пирит, мышьяковистый пирит). По мере приближения к секущей зоне и в ее пределах возрастает роль игольчатого арсенопирита и более крупно-зернистого мышьяковистого пирита в ассоциации с реальгаром, аурипигментом и метатиннабаритом, которые образуют также

линзовидно-желваковые скопления вдоль зальбандов секущих жил джаспероидов и прожилковые руды с кварцем. Еще одна интересная закономерность, по мнению автора, свидетельствующая о проявлении элизионно-катагенетических преобразований стратиформной залежи, — вдоль кровли рудоносного горизонта отчетливо наблюдаются лентовидные участки (с весьма извилистыми нижними границами) скопления сульфидов зернистого и фестончатого строения, но без марказита.

2. Под микроскопом сульфиды матрикса (цемент осадочных брекчий и мергелистых аргиллитов) состоят преимущественно из фрамбоидальных образований сульфидов, часто с каймами углерода, которые нередко пересекаются извилистыми трещинами синерезиса, выполненными пиритом и мышьяковистым пиритом; последние изобилуют в кровле элизионно-катагенетической минерализации.

3. Изотопно-геохимический анализ сульфидов рудоносного горизонта свидетельствует о дистальном гидротермально-осадочном процессе их отложения — изотопный состав  $\delta^{34}\text{S}$  отличается широкой дисперсией от -9,5 до -28‰ при  $t$  65—110°C; спектральные анализы указывают на высокую геохимическую концентрацию As, Sb и Hg, но в самой стратиформной залежи в удалении от наложенной секущей зоны (более чем на 150 м) они не образуют собственных сульфидных минералов; изотопный состав серы сульфидов из секущей зоны и поблизости от нее отличается положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  — от +6,5 до +11—12‰ при  $t$  120—250°C.

4. Содержание золота по результатам нейтронно-активационного анализа в сульфидных вкраплениях варьирует от 0,03 до 1,5—2 г/т и составляет более 2—3 г/т в кровле разреза стратиформной залежи обоих типов.

По данным американских исследователей, золотая минерализация в удалении и в пределах секущих залежей месторождений Карлинского тренда, что наблюдалось и автором, присутствует в виде субмикроскопических частиц (50—200 Å) преимущественно в кристаллической решетке пирита и мышьяковистого пирита (Hausen and



Kerr, 1968; Radtke, 1985; Bakken, 1990; Arehart et al., 1993; Sha, 1993). Изучение включений флюидов на месторождении Карлин (Kuehn, 1989) и в соседнем районе Джерри Каньон (Hotstra et al., 1911) позволяет предположить, что золото мигрировало в виде гидросульфидного комплекса. Золотосодержащие флюиды эволюционировали и имели смешанное метеорно-магматическое происхождение. Химия флюидов показала низкую соленость (1—7% NaCl) и обогащенность  $H_2S$  и  $CO_2$ . Обогащение рудного флюида  $H_2S$  привело к сульфидизации реактивного железа во вмещающих породах с осаждением золотосодержащего пирита, что вытекает из характера фракционирования изотопов  $\delta^{34}S$  в различных стадиях. Исходя из высокого содержания  $CO_2$  во включениях флюидов глубина формирования месторождения Карлин оценивается в  $4,4 \pm 2$  км в температурном интервале от 180 до  $245^\circ C$  (Kuehn, 1989). С учетом наблюдаемых различий предложено уточнение зонального строения, включающего следующие главные (от дистальных до проксимальных) ассоциации измененных пород золотых месторождений Карлинского тренда: 1) неизменные мергелистые алевроиты и алевроитистые известняки (с диагенетическими и эпигенетическими изменениями) — кальцит+доломит+иллит+кварц+калиевый полевой шпат+пирит+марказит+мышьяковистый пирит (все сульфиды золотосодержащие — от 0,03 до 1,2 г/т, по данным автора статьи); 2) слабая до умеренной декальцификация (доломитовое гало): доломит+кальцит+кварц+иллит+каолинит+пирит±золото; 3) сильная декальцификация: доломит+кварц+иллит±каолинит+пирит±золото; 4) декарбонатизация: кварц+каолинит/дикиит+пирит±золото (Kuehn and Rose, 1992).

Как упоминалось выше, в настоящее время комбинированные месторождения гидротермально-осадочных и метасоматических вкрапленных золотых руд, приуроченные к палеозойским и мезозойским существенно карбонатным комплексам, помимо запада США известны в других районах мира (в Юго-Восточном Китае, Центральном Перу, Восточной Малайзии). Они локализируются в осадочных фациях, химический состав, текстуры, пористость

которых благоприятны для декальцификации, окремнения и движения горячих флюидов близ водовыводящих разрывов. Происхождение этих месторождений, как и в Карлинском тренде, спорное. К категории эпитермальных, где золото извлекалось из осадочных вмещающих отложений и затем переотлагалось на близповерхностном уровне сильно нагретыми метеорными потоками, относятся недавно открытые месторождения вкрапленных золотых руд в Китае (Cunningham et al., 1988). Для подобных месторождений в Перу и Малайзии некоторыми исследователями выдвигается альтернативная генетическая модель, включающая поставку золота из эпизональных интрузий и формирование их как дистальных золотых образований, возникших на расстоянии до нескольких километров от интрузии (Sillitoe, Bonham, 1990).

Широко развитые в пределах территории бывшего СССР месторождения золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства образуют единый гетерогенный ряд — от биогенно-осадочных и гидротермально-осадочных (дистальных) до вулканогенно-осадочных рециклинговых (проксимальных), выделенных нами в качестве «первичных» (рис. 4). Последующие преобразования (диа-катагенетические, элизонные и орто-парагидротермальные) в свою очередь приводят к превращению «первичных» руд во «вторичные» в различной степени регенерированные, формирующие конвергентный ряд комплексных гидротермально-метаморфогенно-плутоногенных месторождений [4, 5]. Этот комбинированный конвергентный ряд месторождений в подавляющем большинстве разнотипных провинций представлен тремя промышленно ведущими рудно-формационными типами с тесными причинно-следственными связями: золото-сульфидным, золото-кварц-(или карбонат)-сульфидным и золото-редкометалло-кварцевым иногда с золото-сурьмяно-ртутным подтипом [6]; по минералогическим свойствам руды типов подразделяются на упорные (мышьяковистые) и неупорные (безмышьяковистые).

Геотектоническая позиция всех известных «первичных» и «вторичных» золото-рудных месторождений рассматриваемого



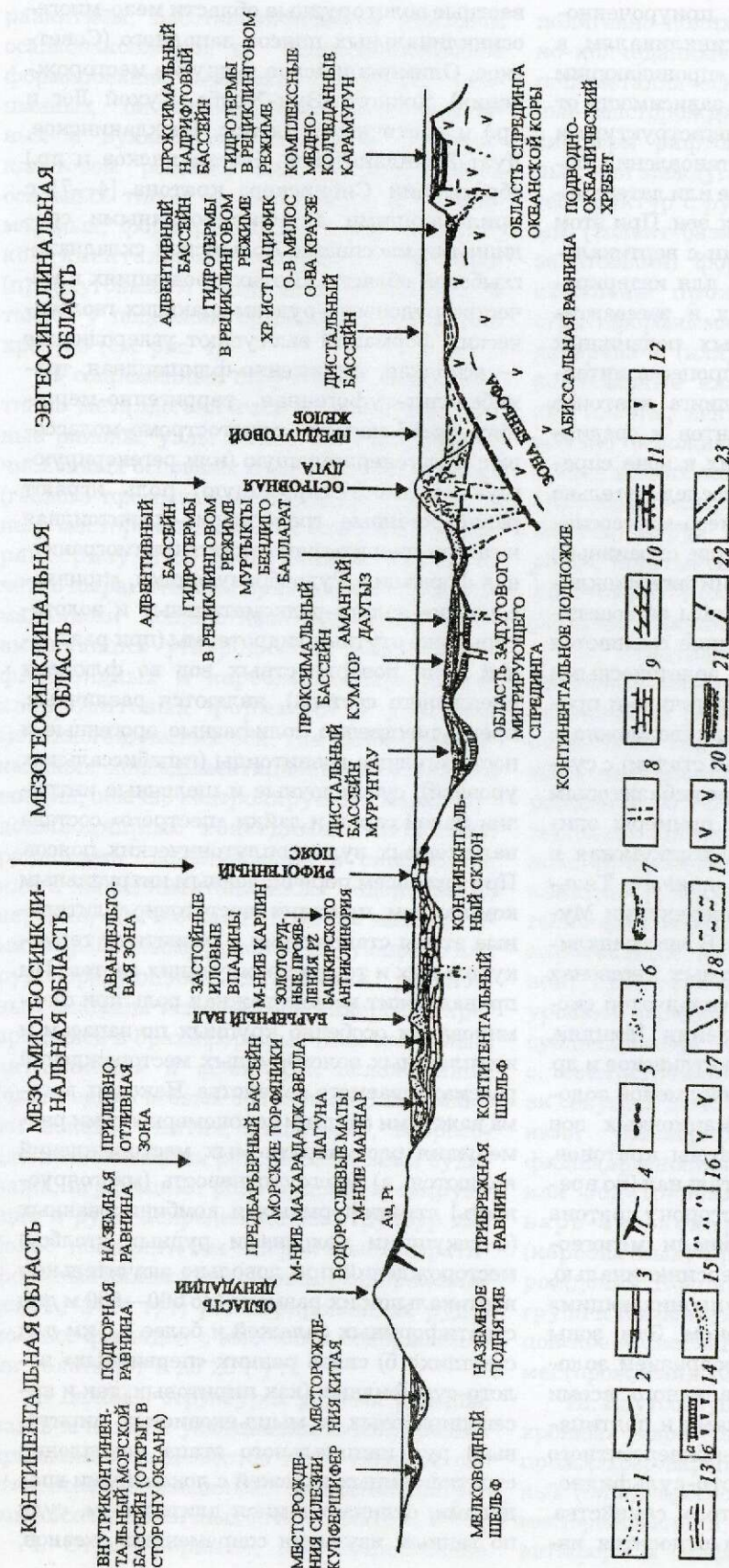


Рис. 4. Обобщенная реконструкция палеогеографических и палеотектонических обстановок накопления экзогенно-гидротермально-осадочного золотого оруде-ния (геосинклинальный или предколлизийный этап):

1 — красноцветные песчаники, глины; 2 — горизонты черных сланцев, обогащенных Cu, Ni, Mo, Au, Pb; 3 — доломитизированные известняки, гипсоносные мергели, доломиты; 4 — Au и Pt-носные коры выветривания; 5 — конгломераты, песчаники прибойно-отмельной зоны; 6 — песчаники и алевролиты, пелиты подводно-дельтовой, баровой и отмельной зон; 7 — осадки приливно-отливной зоны; 8 — конседиментационные мама-рудоподводящие разломы; 9 — известняки; 10 — известково-углеродистые черные углистые сланцы, алевролиты, известняки; 11 — песчаники, алевро-глинистые сланцы, известняки доломитизированные; 12 — субцелочные базальтоиды; 13 — терригенно-флишоподобные отложения с примесью вулканитов; 14 — отложения (а — известковистые, б — вулканогенные); 15 — чередование туфов основного и кислого составов с фанитами; 16 — нерасчлененные базальтовые и базальт-андезит-дацит-риолитовые комплексы; 17 — базальтовые и базальт-риолитовые комплексы; 18 — оперяющие разломы зоны Веньофа; 19 — тонкозернистые турбидиты и гемителатические осадки; 20 — океанская кора; 21 — чередование вулканомитов и потоков базальтов; 22 — разломные ограничения рифта СОХ; 23 — оперяющие разломы, обеспечивающие рециклинговый режим рудообразования.



семейства определяется их приуроченностью к эв-, мезо- и миогеосинклиналям, а также к связанным с ними «проникающим авлакогенам», образующим в зависимости от положения в той или иной мегаструктуре и геодинамического режима становления подвижного пояса вертикальные или латеральные ряды металлогенических зон. При этом металлогенические провинции с вертикальной сменой зон характерны для интеркратонных (эвгеосинклинальных и эвгеоантиклинальных) и эпикратонных подвижных поясов, формирующихся в процессе интенсивной деструкции и спрединга кратонов (континентов, микроконтинентов и срединных массивов). На возникших в зоне спрединга рифтогенных трогах последовательно развиваются золотоносные мезо-миогеосинклинали или междугловые (или окраинные) прогибы островодужной стадии эвгеосинклиналей или наложенные прогибы эвгеоантиклиналей (см. рис. 4). Последние сменяются во времени (по вертикали) золотоносными миогеосинклиналями или остаточными прогибами заключительной стадии (возможно, с охватом начала коллизийной стадии) с субщелочным рудоносным трахибазитовым магматизмом. Характерные примеры эпикратонных провинций — Кызылкумская и Кумторская Южного и Срединного Тянь-Шаня с известными месторождениями Мурунтау, Кумтор, Даутыз и др. В эвгеосинклинальных и эвгеоантиклинальных мегазонах интракратонной Уральской складчатой системы известны месторождения Миндяк, Муртыкты, Воронцовское, Светлинское и др.

Провинции с латеральной сменой золотоносных структурно-формационных зон охватывают активные окраины кратонов, где фиксируется последовательная (по времени) латеральная смена в сторону кратона вулканогенной эвгеосинклинали мезогеосинклиналью, затем миогеосинклиналью, нередко сочленяющейся с «проникающим» (в тело кратона) авлакогеном. Эти зоны отличаются большим разнообразием золотого оруденения, представленного всеми рудно-формационными типами и подтипами обширного гетерогенно-конвергентного ряда месторождений золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства. К провинциям такого рода относятся из-

вестные золоторудные области мезо-миогеосинклинальных поясов западного (Советское, Олимпиадинское и другие месторождения), южного (Зун-Холба, Сухой Лог и др.) и восточного (Кючюс, Неждановское, Дуэт-Бриндакитское, Наталкинское и др.) обрамлений Сибирского кратона [4—7] с прилегающими активизированными срединными массивами Колымской складчатоглыбовой области. В этих провинциях в качестве рудоносно-рудовмещающих геологических формаций выступают углеродистые — аспидная, терригенно-флишоподная, трахибазальт-туфогенная, терригенно-мергелисто-карбонатная, олистостромо-молассовая; рудогенерирующую (или регенерирующую, термостатирующую) роль играют раннеорогенные гранодиорит-гранитоидная и габбро-диорит-гранодиорит-плагиигранитная формации. Рудообразующими, «привносящими» золото-редкометалльные и золото-сурьмяно-ртутные гидротермы (при различной роли поверхностных вод во флюидах смешанного состава), являются различные, преимущественно полифазные орогенные и посторогенные гранитоиды (гипабиссальных уровней), субщелочные и щелочные интрузии малой серии и дайки «пестрого» состава наложенных вулканоплутонических поясов. При этом всем перечисленным интрузивным комплексам присущи достаточно длительные этапы становления с развитием термокупольных и термостатирующих систем. Им принадлежит весьма важная роль при формировании особенно крупных по запасам и комплексных золоторудных месторождений рассматриваемого семейства. Наконец, весьма важными общими закономерностями размещения рассматриваемых месторождений являются: а) многоуровневость (многоярусность) стратиформных и комбинированных (с секущими колоннами рудных столбов) месторождений при довольно значительном вертикальном их размахе (до 500—600 м для стратиформных залежей и более 1,5 км для секущих); б) связь ранних «первичных» золото-сульфидных (как пиритовых, так и арсенопиритовых и мышьяковистых пиритовых) руд инициального этапа накопления стратиформных залежей с локальными впадинами, отличающимися длительным, судя по данным изучения современных океанов,



развитием, восстановительным режимом осадконакопления; в) близодновременное формирование хемогенно-биогенных, смешанных биогенно-гидротермально-осадочных и вулканогенно-осадочных (в рециклинговом режиме) месторождений двух основных типов — дистальных и проксимальных, формирующихся в зоне шельфа, континентального склона и подножия (преддуговых и задуговых бассейнов), а также у подножий срединно-океанических хребтов (см. рис. 4).

В современных структурах указанных типов металлогенических провинций рудные районы, узлы и поля всех вышеперечисленных основных рудно-формационных (геолого-промышленных) типов золоторудных месторождений и их комбинаций характеризуются следующими наиболее четко выраженными признаками: 1) максимальными мощностями рудоносно-рудовмещающих углеродистых терригенно-флишеидных и карбонатно-мергелисто-алевролитовых формаций в участках металлогенических зон, где формации локальных конседиментационных застойных впадин, обычно контролируемых магмо-рудовыводящими конседиментационными разломами, локализованы в синформах, или в конседиментационных поднятиях; 2) нередко, обычно над цепочечно вытянутыми погребенными рудогенерирующими или рудообразующими интрузиями, рудоносные впадины испытывают инверсию, превращаясь в брахиформные (или линейные) антиклинали и флексуры, осложненные (часто вдоль осевых зон складок) линейными зонами смятия, надвигами, взбросо-сдвигами и зонами рассланцевания и будинажа, играющими роль рудоконтролирующих и рудораспределяющих структур для более поздних (чем «первичные» стратиформные залежи со средними содержаниями  $\text{Au}$  2—4 г/т) регенерированных рудоносных флюидов с высокими содержаниями золота (от 5 до 25 г/т).

В целом в структурах рудных районов, узлов и полей с указанными характерными признаками выделяются пять типовых обстановок локализации месторождений, встречающихся в различных сочетаниях (рис. 5—7).

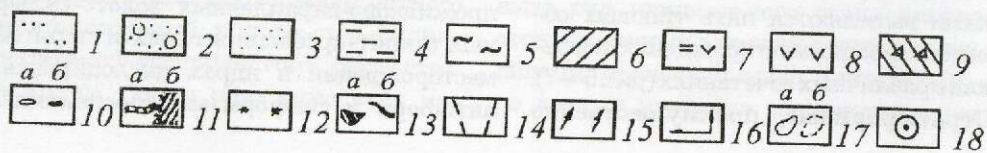
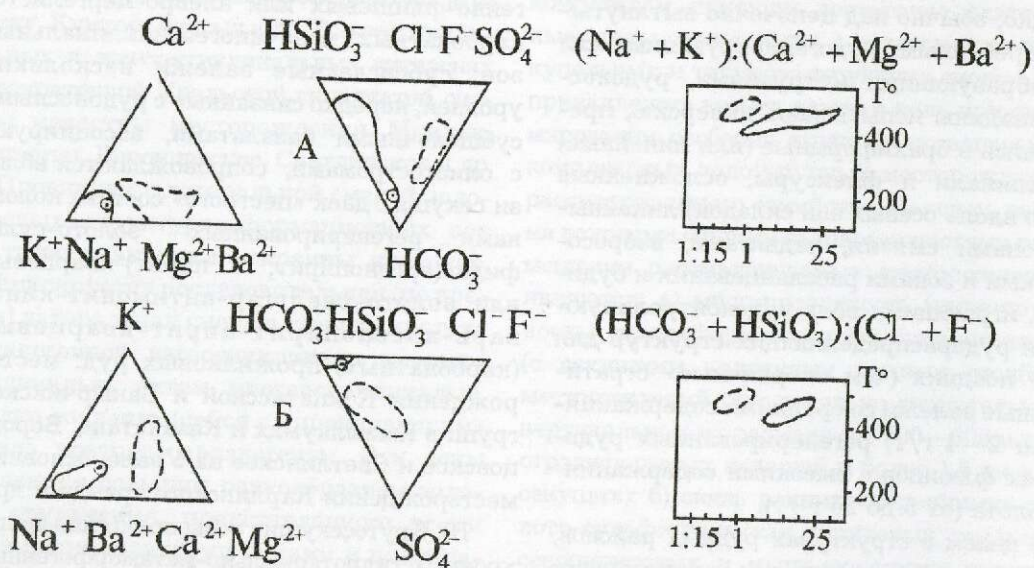
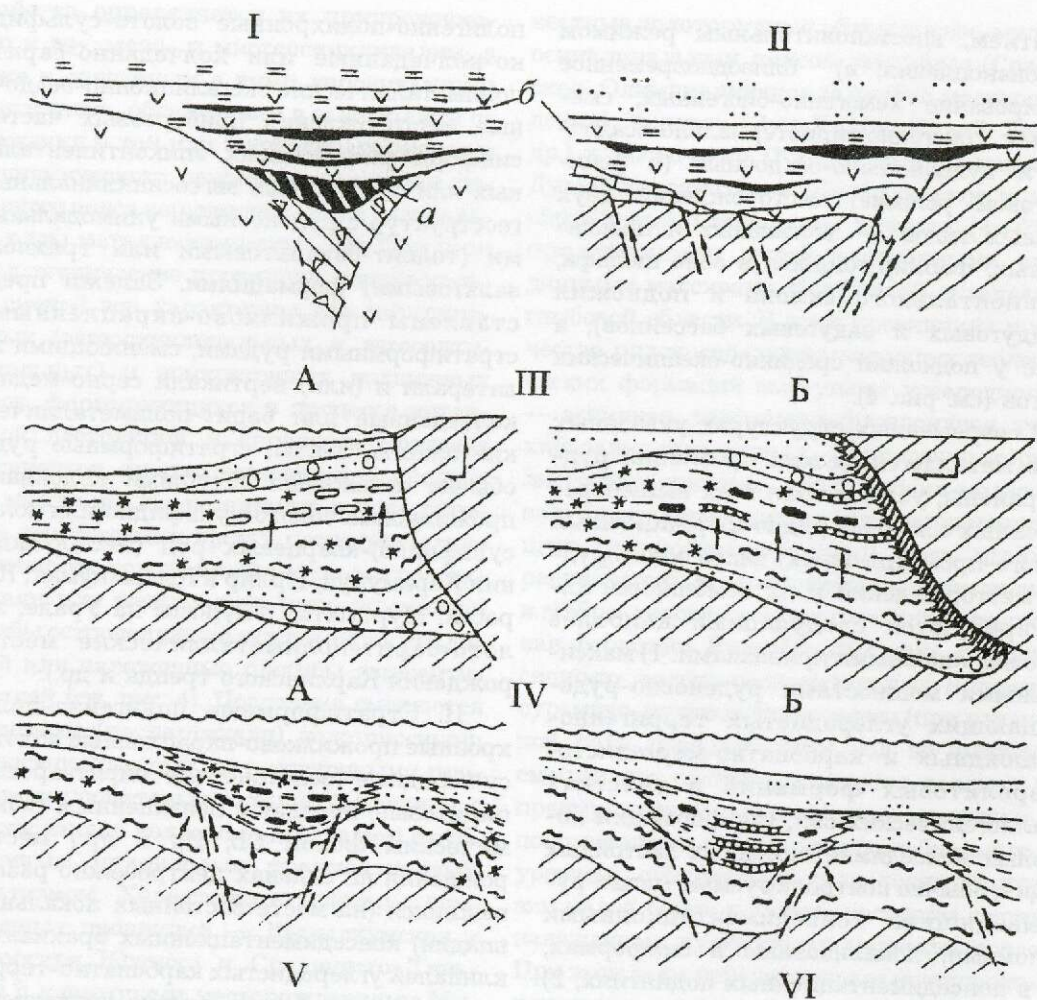
#### I. Стратиформные, преимущественно

полигенно-полихронные золото-сульфидно-колчеданные или колчеданно-барит-полиметаллические эксгальационно-осадочные месторождения прибортовых частей синформ рифтогенных эпиконтинентальных или междуговых эвгеосинклинальных геоструктур с рудоносными унимодальными (толеит-базальтовыми или трахибазальтовыми) формациями. Залежи представлены прожилково-вкрапленными стратиформными рудами, сменяющими по латерали и (или) вертикали серно-медно-колчеданные или барит-полиметаллические пласты, ленты; стратиформные руды обычно осложнены секущими колоннами прожилковых золото-сульфидно(или полисульфидно)-кварцевых руд (месторождения Карамурун, Ирлир в Кызылкумах; Куросан, Муртыкты, Амурское на Урале; золото-барит-полиметаллические месторождения Карлинского тренда и др.).

II. Стратиформные полигенно-полихронные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные (золотоносные пирит-арсенопиритовые, нередко с повышенным геохимическим фоном  $\text{Sb}$ ,  $\text{Hg}$  и др.) месторождения на склонах центробежно развивавшихся (на месте застойных локальных впадин) конседиментационных брахиантиклиналей углеродистых карбонатно-терригенно-флишевых или алевро-мергелисто-карбонатных мезо-миогеосинклинальных зон; субсогласные залежи нескольких уровней, нередко связанные с рудоносными субщелочными базальтами, ассоциируют с олистостромами, сопровождаются вблизи секущих даек «пестрого» состава колоннами регенерированных золото-сульфидно(арсенопирит, пирит)-кварцевых или золото-реальгар-антимонит-киноварь-арсенопирит-пирит-кварцевых (карбонатных) прожилковых руд: месторождения Кокпатасской и Бакырчикской групп в Кызылкумах и Казахстане; Воронцовское и Светлинское на Урале; основные месторождения Карлинского тренда и др.

III. Крутосекущие зоны полигенно-полихронных гидротермально-метаморфогенных прожилково-вкрапленных золото-сульфидных (пирит-арсенопиритовых и пиритовых) месторождений в ядрах дислоцированных антиформ и синформ мезогеосинклиналей,







сложенных рудосносно-рудовмещающей терригенно-флишеидной и карбонатно-терригенно-флишеидной формациями: рудовмещающие синформы по периферии прорваны (или сосредоточены в ядрах) плутогенными рудогенерирующими гранитоидными интрузиями, обусловившими центростремительный механизм регенерации и переотложения в секущие зоны золото-арсенопирит-пирит-кварцевых прожилковых колонн с ореолом березитовых метасоматитов и вкрапленностью золотоносных сульфидов. По периферии рудных узлов и полей этих месторождений формируются залежи с повышенными содержаниями серебра, а затем сурьмы и ртути (киноварь или метациннабарит) в секущих регенерированных колоннах линейных штокерков и прожилков-жил: месторождения Даутызтауского рудного поля, Окжетпес и Сары-Батыр, Нуратинская группа в Кызылкумах, Кумторская группа в Среднем Тянь-Шане, группа месторождений восточного обрамления Сибирского кратона — Кючюс, Нежданника, Дуэт-Бриндакит и др.

IV. Зоны гидротермально-метаморфогенных жильно-прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд, иногда ассоциирующих пространственно и всегда секущих горизонт (или горизонты) стратиформных серно-колчеданных залежей; сосредоточены также в ядрах синформ, смятых в линейные складки высоких порядков

и осложняющих ядра линейных антиформ мезогеосинклиналей. Механизм формирования рудосносных зон асимметрично центростремительный в связи с внедрением рудогенерирующих термостатирующих гранитоидных интрузий: месторождения Амантайской и Сармич-Биранской групп в Кызылкумах, Олимпиада, Зун-Халба, Сухой лог западного и южного обрамлений Сибирской платформы.

V. Секущие зоны гидротермально-метаморфогенно-метасоматических жильно-прожилково-штокерковых золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых месторождений в зонах смятий с напряженной линейной складчатостью мезо- и миеосинклиналей. Нередко жильно-штокерковые зоны ассоциируют с мощными стратиформными горизонтами метаморфогенно-метасоматических слоисто-полосчатых золото-кварц-полевошпатовых руд, контролируемых рудозакранивающими (с подошвы и кровли рудосносно-рудовмещающих терригенных толщ) чешуйчатыми надвигами фронтальных зон аллохтонных покровов. Существенна роль жильно-прожилковых зон апикальных частей гранитоидов и их терригенных рам: месторождения Мурунтау, Зармитан, Марджанбулак в Кызылкумах и Нуратау, Дуэт-Бриндакитской группы в Верхоянской провинции, Советское в провинции Енисейского края.

Рассмотренные модели типовых геологических обстановок локализации залежей

Рис. 5. Модели сингенетического накопления золото-сульфидных руд:

I — вулканогенно(эксталяционно)-осадочная рециклиговая: а — золото-сульфидных, б — медноколчеданных руд (месторождения Карамурун, Миндяк и др.); II — гидротермально-осадочная прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд; III — осадочная ступково-вкрапленных конкреционных золото-сульфидных руд в орогенных рамповых впадинах (Бакырчикское месторождение): А — подэтап диагенетической миграции (массопереноса) золото-сульфидных скоплений в благоприятные толщи под литолого-геохимическим барьером, Б — то же, в элизионно-катагенетический подэтап; IV — осадочная ступково-вкрапленных и конкреционных золото-сульфидных руд в локальных впадинах континентального подножия геосинклинального бассейна: А и Б то же, что в III (месторождения Мурунтау, Косманачи, Сухой Лог, Майское и др.); V — химический состав растворов газово-жидких включений: А — для месторождений III и IV моделей, Б — I и II моделей; VI — зависимость отношения щелочных и щелочноземельных элементов, анионов слабых и сильных кислот от температуры в рудную стадию минерализации; 1 — надрудный терригенный комплекс; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — углистые алевролиты и аргиллиты; 5 — подстилающий углистый терригенный комплекс; 6 — комплекс пород основания; 7 — вулканомитовые рудовмещающие отложения; 8 — лавовые фации базальтов в рудовмещающем комплексе; 9 — прожилково-вкрапленное оруденение в эруптивных брекчиях подводящего канала; 10 — конкреции (а — сидеритовые, б — слабо золотоносные пиритовые); 11 — золотоносные сульфиды, ступково-вкрапленные (а — послонные, б — под экраном); 12 — золотоносная сульфидная вкрапленность; 13 — руды (а — массивные медноколчеданные, б — золото-сульфидные прожилково-вкрапленные); 14 — синвулканические и конседиментационные разломы; 15 — пути миграции металлоносных растворов; 16 — вектор движения мобильного блока; 17 — области составов для объектов (а — III и IV моделей, б — I и II моделей); 18 — состав океанической воды



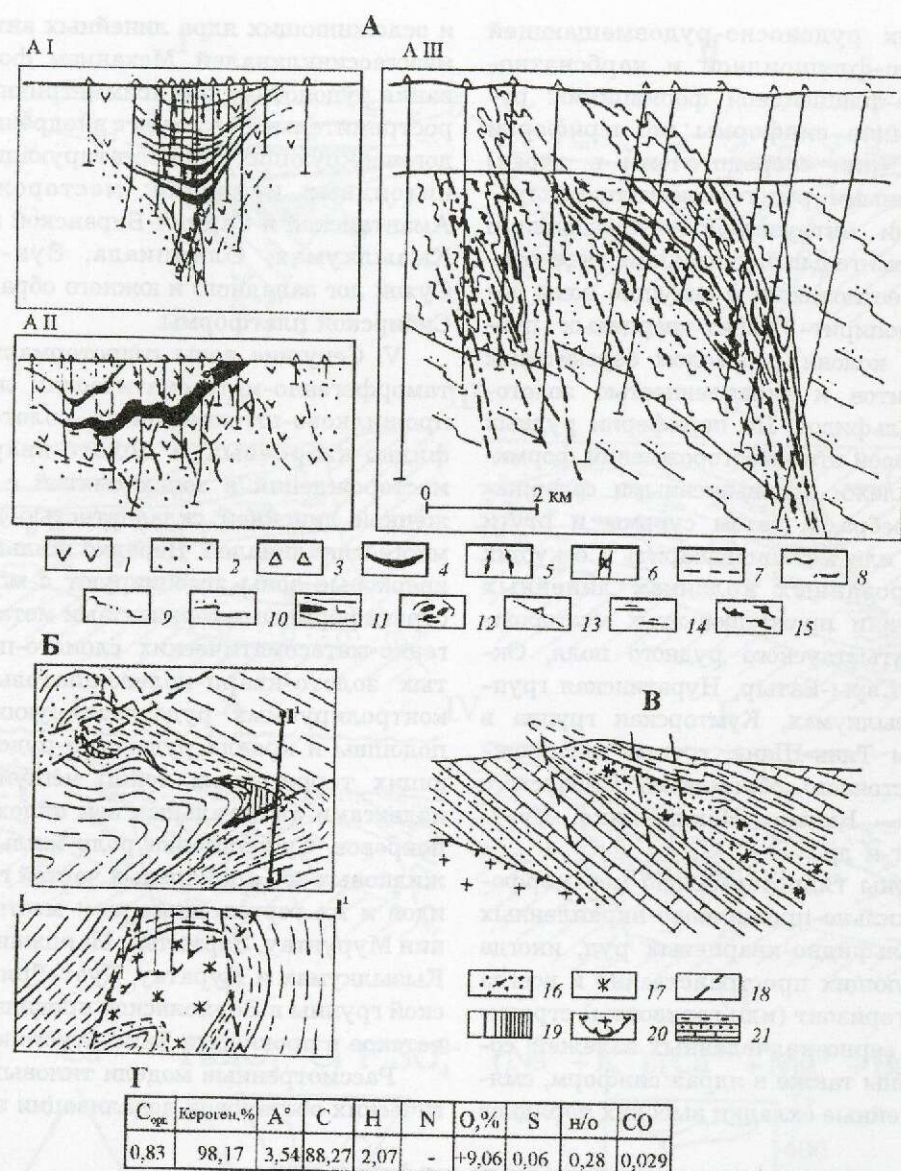


Рис. 6. Модели типовых обстановок формирования полигенно-полихронных орогенно-катагенетических и гидротермально-метаморфогенных золоторудных и золото-серебряных месторождений в углеродисто-вулканогенно-терригенных комплексах:

А I — стратиформные массивные медноколчеданные и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения рифтогенных и позднегоосинклиальных субщелочных базальтоидов (Карамурун, Миндек, Муртыкты и др.); А II — стратиформные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения на склонах конседиментационных поднятий остаточных вулканогенно-флишевых прогибов (месторождения Кокпатаасской группы и др.); А III, Б, В — гидротермально-метаморфогенные прожилково-вкрапленные золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения в синформах провисов кровли гранитоидных plutонов мезогеосинклиальных зон (Даугыз, Высоковольное, Сухой Лог, Майское, Олимпиада и др.); Г — групповой состав РОВ; 1 — вулканы К-Na и Na серий базальтоидов; 2 — терригенные и карбонатно-терригенные флишопиды; 3 — эруптивные брекчии жерловых и прижерловых фаций вулканитов; 4 — стратиформные прожилково-вкрапленные руды; 5 — секущие колонны прожилковых регенерированных руд; 6 — дайки «пестрого» состава; 7 — эродированные замки линейных складок; 8 — зоны рассланцевания вязких разломов; 9 — углеродистые алевролиты и глинистые сланцы; 10 — алевропесчаный флишопид; 11 — разнозернистые ленточные золото-сульфидные руды; 12 — будинированные медно-цинково-серноколчеданные руды; 13 — нижний надвиг; 14 — границы березитовых метасоматитов; 15 — зоны регенерированных золото-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд в березитах; 16 — прожилково-вкрапленные золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые руды; 17 — березиты; 18 — рудоконтролирующие разломы; 19 — рудный столб в ядре антиклинали; 20 — граниты; 21 — карбонатно-терригенно-углеродистые отложения



месторождений золото-сульфидно-кварц-углеродистого семейства рудных формаций свидетельствуют о различной роли в их формировании «первичных» и «вторичных» преимущественно регенерированных руд. Анализ залежей приведенных моделей с привлечением изотопно-геохимических данных и данных газовой-жидкой включений показывает, что первичные руды сохранились главным образом в виде реликтов. В составе последних выявляются как гидротермально-осадочные, так и осадочные руды, источником которых могут быть подкоровые и коровые флюиды со стабильными комплексами  $Au(S_2O_3)_2$  и  $Au(HS)_2$ , характерными для восстановительных и щелочных сред, что и типично для локальных бассейнов с застойным режимом водообмена. Последующее их переобразование — растворение, регенерация и переотложение — происходит в разнообразных режимах, что позволяет выделять следующие наиболее типовые геолого-генетические модели (см. рис. 5—7).

1. Модель проксимального, с рециклинговым механизмом рудоотложения, гидротермально-осадочного формирования золото-сульфидно-колчеданного оруденения с подчиненной ролью регенерированных *in situ* колонн секущих золотоносных прожилково-вкрапленных руд (месторождения Миндяк на Урале, Карамурун в Средней Азии).

2. Модель проксимального вулканогенно-осадочного, рециклингового и дистального гидротермально-осадочного формирования стратиформного золото-сульфидно-вкрапленного оруденения, где регенерированные *in situ* руды играют существенную роль, однако не затушевывают признаки сингенетического с вмещающими породами первичного рудного вещества (Жоппатасское рудное поле в Кызылкумской провинции, Муртыктинское в Уральской провинции и др.).

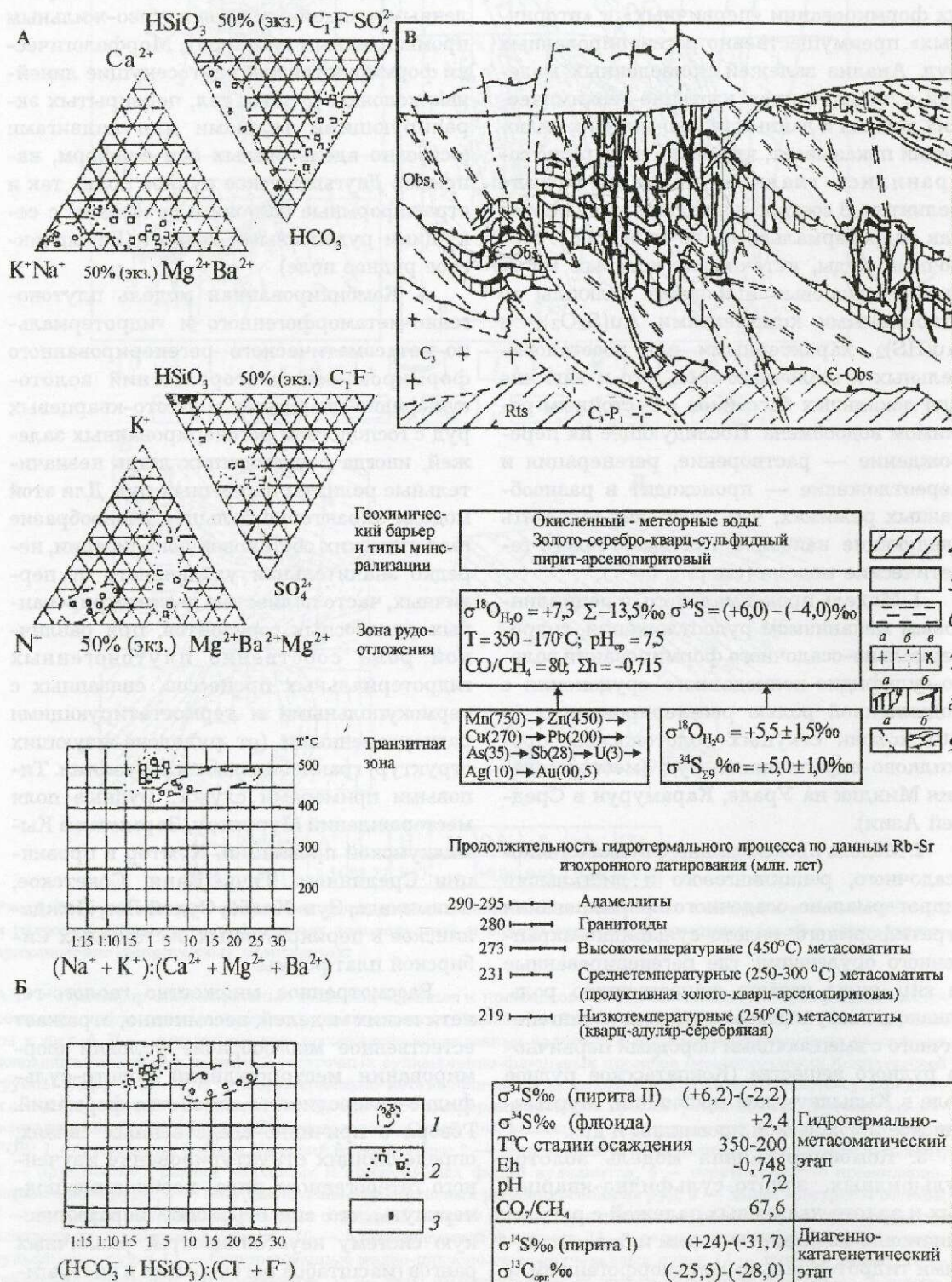
3. Комбинированная модель золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых залежей с ранним элизионно-катагенетическим и более поздними гидротермально-метаморфогенным и гидротермальным этапами формирования. В моделях этого типа важная роль принадлежит как существенно вкрапленным эли-

зионно-катагенетическим, так и регенерированным из них *in situ* гидротермально-метаморфогенным прожилково-вкрапленным и линейным прожилково-жилковым промышленным типам руд. Морфологически формируются как крутосекущие линейные колонны рудных тел, перекрытых экранирующими толщами или надвигами (особенно вдоль осевых зон синформ, например Даугызтауское рудное поле), так и стратиформные залежи в сочетании с секущими рудоносными зонами (Бакырчикское рудное поле).

4. Комбинированная модель плутоногенно-метаморфогенного и гидротермально-метасоматического регенерированного формирования месторождений золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд с господством регенерированных залежей, иногда сохраняющих лишь незначительные реликты первичных руд. Для этой модели характерно большее разнообразие геологических обстановок локализации, нередко значительная удаленность от первичных, часто полностью дезинтегрированных рудоносных горизонтов, при различной роли собственно плутоногенных гидротермальных процессов, связанных с термокупольными и термостатирующими разноудаленными (от рудолокализирующих структур) гранитоидными интрузиями. Типовыми примерами служат рудные поля месторождений Мурунтау, Зармитан в Кызылкумской провинции, Кумтор в провинции Срединного Тянь-Шаня, Советское, Олимпиада, Зун-Холба, Сухой Лог, Нежданнинское в перикратонных обстановках Сибирской платформы.

Рассмотренное множество геолого-генетических моделей, несомненно, отражает естественное многообразие условий формирования месторождений золото-сульфидно-углеродистого семейства формаций. Говоря о причинно-следственных связях, определяющих структурирование изученного гетерогенного ряда, необходимо подчеркнуть, что они отражают иерархическую систему неустойчивостей различных рангов (масштабов регенерации и экстрагирования металлов из верхней мантии и коры, как базитовой, так и гранитной, на путях транзита флюидов, а также геодина-







мических обстановок формирования месторождений), динамика и конечное состояние которых определяются конкретными внутренними и внешними условиями [1–7].

Исходя из приведенной группировки моделей источники рудного вещества, как и источники растворов, участвуют в процессе рудоконцентрации (диады = механизм — среда рудоотложения) в два этапа.

В *первый этап* источниками как рудного вещества, так и растворов служат «первичные» флюиды мантийного или (и) корово-мантийного происхождения, которые, попадая в бассейны осадконакопления, образуют чаще всего непромышленную (связанную с прослоями и вкрапленностью золотоносных пиритов или арсенопиритов) концентрацию. Содержание золота в сульфидных, рассеянных по всей толще пород локальной впадины или стратифицированных в виде горизонтов «вкрапленных руд», варьирует в широких пределах — от 10–20 мг/т до 1,5–2 г/т (в среднем). 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 до 7 г/т и более.

Формирование промышленных концентраций руд из «первичных» источников биогенно-хемогенной осадочной или гидротермально-осадочной дистальной и проксимальной рециклинговой и элизионно-катагенетической природы, подвергшихся последующим гидротермально-метасоматическим преобразованиям, требует специфических механизмов и

среды рудоотложения, застойного (восстановительного) режима водообмена и устойчивых  $P$ – $T$  параметров. Эти условия наиболее полно реализуются в локальных прогибах, возникающих в связи с юнсидиментационной тектоникой в различных условиях — от шельфа и лагун до континентального подножия, склона и междугловых бассейнов (см. рис. 4).

На *втором этапе* формирования регенерированных месторождений конвергентного ряда источниками рудного вещества и растворов (гидротермально-метаморфогенного и плутоногенно-метаморфогенного) являются главным образом руды первого этапа — крупнообъемные, но рассеянные стустково-конкреционно-вкрапленные «рудные» горизонты, а также рассмотренные «первичные» месторождения.

Регенерированные или «вторичные» месторождения, помимо ранних элизионно-катагенетических [3–5], по комплексу признаков, прежде всего по роли плутоногенных интрузий, с определенной степенью достоверности можно подразделить на три подгруппы, связанные с термофлюидными системами: гидротермально-метаморфогенные (догранитные) стадии динамометаморфизма; интрузивно-надынтрузивные и мало удаленные от гранитных интрузий; удаленные от гранитных интрузий. Основные физико-химические и геохимические параметры этих типов месторождений приведены на рис. 5–7.

Итак, основные геологические параметры, которые способствовали формированию золотых месторождений карлинского типа, следующие: а) геологически длитель-

**Рис. 7. Модель типовой обстановки формирования полигенно-полихронных плутометаморфогенных метасоматических жильно-штоковерковых и жильных золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений вблизи и надтермокупольных позициях гранитоидных интрузий:**

А — химический состав газовой-жидких включений по данным водных вытяжек; В — зависимость отношения щелочных и щелочноземельных элементов, анионов слабых и сильных кислот от температуры; параметры поздних этапов рудообразования — состав и изотопно-геохимические обстановки формирования на уровнях транзита, рудоотложения и геохимических барьеров; продолжительность термостатирующего гидротермального плутоногенно-метаморфогенного процесса; В — разрез через мегаштоверк Мурунтауского месторождения; Г — параметры ранних этапов рудообразования; 1 — для элизионно-катагенетического; 2 — для гидротермально-метаморфогенно-плутоногенного этапов; 3 — океаническая вода; 4 — отложения фундамента; 5 — рудососно-рудовмещающие вулканомиктово-терригенно-флишоподные отложения; 6 — надынтрузивные (экранирующие) карбонатно-терригенные отложения; 7 — погребенные и секущие термостатирующие интрузии гранитоидов (а — гранодиориты; б — граниты; в — дайки «пестрого» состава); 8 — рудные залежи (а — крупнообъемные полосчато-метасоматические и штоковерковые, б — субпластовые и секущие жилы, жильные зоны); 9 — разрывные нарушения (а — секущие взбросо-сдвиги, б — межпластовые и согласносекущие надвиги)



но активные ослабленные зоны вдоль палеоконтинентальной границы главных антиклинальных поднятий в пределах единого валообразного выступа, осложненного сквозными системами долгоживущих разломов; б) региональная тектоническая обстановка утонения кристаллической коры с многократными интрузивными этапами и высоким тепловым потоком; в) многоэтапная гидротермальная деятельность от дистального и проксимального гидротермально-осадочного рудоотложения и его элизионно-катагенетической регенерации до плутоногенно-гидротермального при существенной роли в процессе поздней регенерации смешанных (глубинных и поверхностных) флюидов; г) наличие реактивных, высокопроницаемых карбонатных вмещающих пород в вулканогенно-углеродисто-терригенно-карбонатном разрезе; д) широкий возрастной интервал рудного процесса (от силура — девона для гидротермально-осадочных руд до мела — эоцена для интрузивного этапа); е) переотложение руд с привнесением в ассоциации сульфидов Sb, Hg в гидротермальную стадию; ж) близодновременная локализация позднего длительного эпитептермального этапа золотообразования с золото-медно-молибден-порфировыми системами месторождений сопредельного вулканоплутогонического пояса (месторождения типа Бингхем).

Таким образом, вариации стратиграфического и структурного контроля в месторождениях Карлинского тренда, упоминаемые многими исследователями (Grovtz, 1996), свидетельствуют о том, что первоначально месторождения тренда были представлены только пассивными, контролируемые стратиграфией, залежами с низкими содержаниями золота, которые были начальным звеном широкого спектра типов месторождений, обусловленных в последующем постинтрузивными процессами в пределах единых трендов, существующих не только в США, но и в России, Китае, Малайзии, Перу и других странах (см. рис. 1—7).

Выделенное нами обширное золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистое семейство рудных формаций можно видеть как среди месторождений карлинского типа в США, так и в других регионах (Китай,

Малайзия). Они являются составной частью общего гетерогенно-конвергентного ряда полигенно-полихронных, длительно формировавшихся месторождений. На территории России и стран СНГ к прямым аналогам месторождений карлинского типа, скорее всего, можно отнести Воронцовское, расположенное на утоненной окраине одного из Восточно-Уральских срединных массивов (микроконтинентов) и, вероятно, Кючос в восточном перикратонном обрамлении Сибирской платформы, а также Бобриковское в Днепровско-Донецком авлакогене. Вместе с тем, с нашей точки зрения, такие крупные месторождения, как Майское на северо-востоке России и тем более Кумторское в Срединном Тянь-Шане (Киргизия), ни по геотектонической позиции, ни по составу и морфологии залежей, ни по роли малых интрузий в их формировании нельзя относить к карлинскому типу, как было сделано А.А.Сидоровым, А.В.Волковым [8].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального оруденения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1982. Т. 2. С. 132—138.
2. Константинов М.М., Вартамян С.С., Курбанов Н.К., Мизгачев И.Ф. Некоторые вопросы золоторудных месторождений США // Советская геология. 1992. № 7. С. 3—11.
3. Курбанов Н.К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 8—12.
4. Курбанов Н.К. Проблемы генезиса регенированных золото-сульфидных месторождений в терригенных комплексах подвижных поясов земной коры // Докл. Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. 8-й симпозиум МАГРМ. Оттава, 1992.
5. Курбанов Н.К., Фогельман Н.А. Гетерогенность и конвергентные ряды месторождений золотоносных рудно-энергетических систем // Отечественная геология. 1996. № 1. С. 11—20.
6. Курбанов Н.К. и др. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения в терригенных комплексах // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 54—61.
7. Лисицын А.Н., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные руды на дне океана // Металлогения современных и древних окраин. М., 1992. С. 23—35.
8. Сидоров А.А., Волков А.В. О некоторых анало-



- гиях в строении и составе рудных залежей на золото-сульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чу-котка) // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 2. С. 226—230.
9. *Liziyong and Lin Tiebing*. Genetic type and formation of on formfnion of submickon and disseminateld gold deposits in Vousiang basin, South China // Scitntia Geologica Sinica. 1994. Vol. 3. № 4. P. 415—423.
10. *Levis Teal and Vac. Sarson*. Geologic Overview of Carlin Trend Gold Description of Recent Deep Discoveries. Guidebook series. 1997. Vol. 28. P. 3—37.
11. *Geologic Overview of the Carlin Trend Gold Deposits and Description of Recent Deep Discoveries*. Levis Teal and Mac Jacson. Carlin-type gold deposits field conference, guidebook series. 1997. Vol. 28. P. 3—39; p. 119—129.
12. «*Syngenetic Au on the Carlin trend: implication for Carlin-type deposits*» / Paul Emsbo, Richard W. Hutchinson et al. // *Geology*. I. 1999. Vol. 27. № 1. P. 59—62.



## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



**Георгий Владимирович Остроумов** — заместитель директора ВИМСа, доктор технических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации, Почетный разведчик недр, действительный член Международной академии минеральных ресурсов, лауреат премии Совета Министров СССР.

Г.В.Остроумов родился в Москве 22 апреля 1930 г. После окончания геофизического факультета МГРИ он в течение трех лет работал на урановом предприятии в Чехословакии, где получил уникальный опыт и практические знания в области горного дела, рудничной геологии и геофизики, радиометрического и гравитационного обогащения руд.

С 1957 г. Г.В.Остроумов работает в ВИМСе. В 1964 г. после защиты кандидатской диссертации он был назначен заместителем директора — главным инженером, а с 1971 г. — заместителем директора по научной работе. Под его руководством формировалась программа технического перевооружения лабораторной службы, получили массовое



применение рентгеноспектральные и рентгеноструктурные методы, разработан и внедрен комплекс ядерно-физических методов и аппаратуры, серия современных поляризационных микроскопов и приставок к ним, новая лабораторная и обогатительная техника. В то же время были созданы научные советы по аналитическим, минералогическим и технологическим методам исследования, а также разработаны принципы рационального комплексирования лабораторных исследований как неотъемлемой составной части геологоразведочного процесса. К концу 80-х — началу 90-х годов лабораторная служба Мингео СССР стала одной из лучших в стране, в чем немалая заслуга и юбиляра. Г.В.Остроумов возглавил и активно участвовал в создании одного из самых мощных лабораторно-обогатительных центров в Наро-Фоминске, где проведены исследования ковдорских руд, разработаны технологии обогащения кварцевого и полевошпатового сырья, труднообогатимых оловянных, вольфрамовых, молибденовых, редкометалльных, хромитовых руд. Немалый вклад внес Г.В.Остроумов в создание сцинтилляционных детекторов ионизирующих излучений, в разработку, методическое обеспечение и внедрение ядерно-физической аппаратуры.

Г.В.Остроумов в настоящее время руководит Федеральным научно-методическим центром лабораторных исследований и сертификации минерального сырья. Он активно участвует в научно-общественной деятельности как член президиума исполкома Российского геологического общества, Научного совета РАН по аналитической химии, вице-президент ассоциации «Аналитика», член редколлегий отраслевых журналов. Г.В.Остроумов награжден орденами и медалями. Он — автор более 150 публикаций.

Поздравляя Георгия Владимировича с юбилеем, желаем ему творческого долголетия и новых успехов.

*Коллегия МПР РФ  
Ученый совет ВИМСа  
Редколлегия журнала*



13 марта 2000 г. исполнилось 70 лет видному организатору геологоразведочного производства, Первому вице-президенту Российского геологического общества, члену-корреспонденту РАЕН, заслуженному геологу РСФСР **Виктору Филипповичу Рогову**.

Трудовая деятельность В.Ф.Рогова началась в 1953 г. после окончания Московского геологоразведочного института. В течение 20 лет он принимал непосредственное участие в поисках и разведке месторождений полезных ископаемых на Урале, пройдя путь от бурового мастера до главного инженера Уральского территориального геологического управления. Им внесен существенный вклад в техническое обеспечение развития минерально-сырьевой базы Урала.

В 1973—1989 гг. В.Ф.Рогов руководил разработкой и реализацией программ технического перевооружения отрасли, работая начальником Управления и заместителем Министра Мингео СССР. В эти годы существенно возросли объемы работ за счет роста производительности труда и значительно сократились сроки разведки ряда месторождений, в том числе и уникальных, таких как Сухой Лог, Удоканское, Норильское, Дукатское, Холоднинское.

В 1990 г. В.Ф.Рогов стал первым председателем вновь организованного Всесоюзного научно-технического геологического общества, а после его преобразования — Первым вице-президентом Российского геологического общества. В 1996—1998 гг. по его инициативе и при непосредственном участии созданы 51 региональное отделение Российского геологического общества, которые активно участвуют в деятельности геологической службы страны. Были организованы крупные научно-технические конференции и совещания, на которых обсуждались актуальные вопросы геологии, их решения направлялись в Правительство, Президенту, в Государственную Думу и другие федеральные органы и способствовали выработке мер по укреплению минерально-сырьевой базы страны. Разработана и осуществляется реализация системы управления инновационной деятельностью в геологии в современных условиях. В.Ф.Рогов — один из авторов и исполнителей комплексной научно-технической программы «Стандартизация, метрология и сертификация в области геологического изучения недр», «Концепции геологического образования в России».

Результаты научно-технической деятельности В.Ф.Рогова опубликованы более чем в 70 статьях и многих методических руководствах, он — автор 15 изобретений в области бурения скважин и технологий геологоразведочного производства.

Большую организационную работу в РосГео В.Ф.Рогов успешно сочетает с изучением проблем управления научно-техническими процессами в геологии на современном этапе, совершенствованием нормативных актов в сфере первооткрывательства месторождений и геологического образования, активно участвует в редколлегиях ряда отраслевых научно-технических журналов.

За успехи в производственной и научно-технической деятельности награжден государственными и отраслевыми наградами, удостоен премии Совета Министров СССР. Активная жизненная позиция, эрудиция, широта научных и производственных интересов, доброжелательность способствовали заслуженному авторитету В.Ф.Рогова среди специалистов и ученых.

Сердечно поздравляем Виктора Филипповича, желаем ему новых успехов и достижений, крепкого здоровья и благополучия.



Коллегия МПР РФ  
Редколлегия журнала



Биография **Виктора Петровича Орлова** — до недавнего времени Министра природных ресурсов России, а в настоящее время — Президента Российского геологического общества — поистине трудовая. Он родился и вырос в шахтерском поселке г.Черногорск. В течение шести лет после окончания школы работал рабочим на угольных шахтах, на выборных должностях в комсомоле, служил в армии.

В 1968 г. закончил Томский государственный университет. Четыре полевых сезона работал в геолого-съёмочных партиях в Эвенкии и на Камчатке маршрутным рабочим, проходчиком шурфов, техником-геологом.

В 1968—1978 гг. — геолог, главный геолог, начальник поисково-съёмочных и геологоразведочных партий в Горной Шории и Иране. В последующие годы — старший геолог, заместитель начальника геологического отдела ПГО «Центргеология», заместитель начальника геологического и производственного управлений в аппарате Мингео РСФСР. В 1986 г. закончил АНХ при СМ СССР и до 1990 г. руководил ПГО «Центргеология», выполнявшим все виды геологоразведочных работ на территории 20 областей и 5 автономных республик европейской части России. В.П.Орлов активно участвовал в реформировании хозяйственного механизма в геологии, разработке законодательных и нормативных актов перевода геологоразведочного производства на рыночные условия.

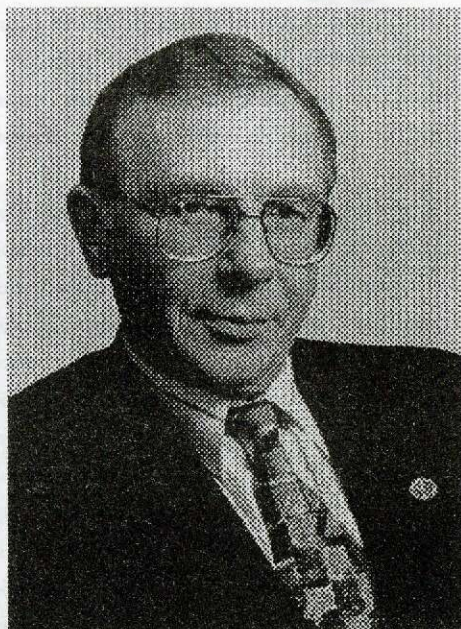
В 1990 г. В.П.Орлов был назначен заместителем министра геологии СССР, затем первым заместителем Госкомгеологии РСФСР, а с 1992 по 1996 г. работал Председателем Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр. С июля 1996 г. по август 1999 г. — Министр природных ресурсов России.

Виктор Петрович широко известен в научных и деловых кругах России и СНГ как ученый, производственник, организатор новой системы управления геологией и недропользованием. На долю В.П.Орлова пришелся сложный период реформирования геологической службы России, тяжелой борьбы за выживание геологии в новых экономических условиях. Его общественно-политическая деятельность и роль в создании новой системы управления и финансового обеспечения геологоразведочных работ, в адаптации геологической службы страны к рыночным условиям высоко оцениваются геологической общественностью.

В.П.Орлов — автор ряда монографий и более 140 научных трудов; кандидат геолого-минералогических наук (1974 г.), доктор экономических наук (1991 г.). Он избран действительным членом Российской академии естественных наук и Академии горных наук.

В 1999 г. В.П.Орлов был избран Президентом Российского геологического общества. Он активно работает над проблемами отечественного недропользования, укрепления геологической службы, развития и использования минерально-сырьевой базы России.

Поздравляя В.П.Орлова с юбилеем, желаем ему доброго здоровья и больших успехов в руководстве Российским геологическим обществом, объединяющем лучшие творческие силы отрасли.



Коллегия МПР РФ  
Редколлегия журнала



**Эмма Михайловна Денисова** — заведующая планово-производственным отделом ЦНИГРИ — начала свою трудовую деятельность в 1957 г. С 1962 г., более двадцати лет, она работала в Управлении геологии Туркменской ССР, где прошла все ступени планово-экономической службы — от старшего бухгалтера до заместителя начальника планового отдела. С 1987 г. Э.М.Денисова — главный экономист Главного планово-экономического управления Министерства геологии СССР, а с 1990 г. — начальник планового отдела ЦНИГРИ. Высокий профессионализм, хорошие организаторские способности, умение убеждать, доказывать свою правоту, разбираться в сложных нестандартных ситуациях — все это привело к большому авторитету и заслуженному уважению Э.М.Денисовой в коллективе института. И самое главное — институт стал для нее вторым домом, а его коллектив — родной семьей. В трудное для экономики страны переходное время Эмма Михайловна исключительно грамотно осуществляет планирование финансовой деятельности ЦНИГРИ. Это в значительной мере способствует эффективной научной деятельности института и конкретно выражается в своевременной выплате заработной платы, оплате всех текущих расходов и платежей. Трудовые успехи Э.М.Денисовой отмечены медалями «За заслуги в разведке недр» и «Ветеран труда». Поздравляя Эмму Михайловну с юбилеем, желаем ей крепкого здоровья, радостей и дальнейших трудовых успехов.



*Дирекция ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*

9 марта 2000 г. исполнилось 60 лет со дня рождения и более 40 лет производственной и научной деятельности заместителя заведующего отделом обогащения минерального сырья **Рудольфа Валентиновича Сиротинского**.

С 1964 г. Р.В.Сиротинский постоянно работает в ЦНИГРИ в должностях мастера, инженера, ведущего инженера, главного механика, а с 1984 г. — заместителя заведующего отделом. Под его руководством и непосредственном участии осуществляется техническое оснащение отдела различным оборудованием, обеспечивающим выполнение технологических исследований различных видов минерального сырья на высоком научном уровне. Он принимал активное участие в проектировании и оснащении полупромышленных установок в Тульском, Южном и Северо-Восточном филиалах института.

За разработку новых аппаратов Р.В.Сиротинский награжден медалями ВДНХ СССР, почетными грамотами института, медалью «Ветеран труда», имеет авторские свидетельства на изобретения.

Сердечно поздравляем Рудольфа Валентиновича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, долголетия и новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



**ПРОДОЛЖАЕТСЯ ПОДПИСКА  
НА РОССИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ  
НА 2000 ГОД**

**РУДЫ И МЕТАЛЛЫ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-6, ЦНИГРИ  
Тел. (095) 315—2847

**ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-6, ЦНИГРИ  
Тел. (095) 315—2847

**МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ. ЭКОНОМИКА И УПРАВЛЕНИЕ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»  
Тел. (095) 915—6122, факс (095) 915—6120

**Бюллетень ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ НЕ-  
ДРОПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ**

24 выпуска в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»  
Тел. (095) 915—6181, факс (095) 915—6120

**ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА**

12 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»  
Тел. (095) 915—6086, факс (095) 915—6120

Подписка на журналы принимается во всех отделениях связи по каталогу агентства «Роспечать» или может быть оформлена в отделе распространения изданий ЗАО «Геоинформмарк», тел/факс (095) 915—6724

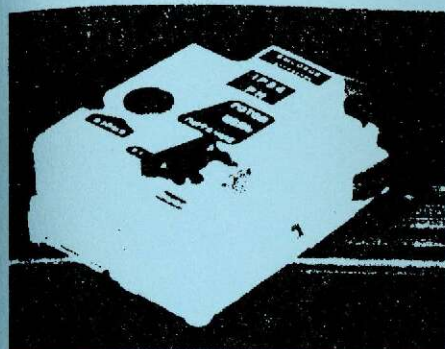


# МИНИСТЕРСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ



## ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ АВТОМАТИКИ

### Новый мощный конденсаторный взрывной прибор КВП-2/200



Контактный телефон  
(095) 978-99-43

Взрывной прибор КВП-2/200 разрешен Госгортехнадзором России (Решение № 542-ЭН от 29.05.97 г.) к постоянному применению на открытых и подземных работах в условиях, не опасных в отношении взрыва газа и пыли.

Прибор обладает высокой эксплуатационной надежностью и безотказностью, не требует технического обслуживания в течение назначенного срока эксплуатации кроме проверки работоспособности, подзарядки аккумуляторов или смены гальванических элементов в блоке питания.

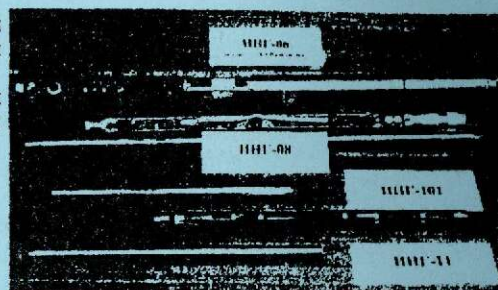
#### Технические характеристики КВП-2/200

|                                                         |        |
|---------------------------------------------------------|--------|
| Максимальное число взрываемых ЭД:                       |        |
| пониженной чувствительности ( $R_{эд}=0,5 \text{ Ом}$ ) | 100    |
| нормальной чувствительности ( $R_{эд}=3,0 \text{ Ом}$ ) | 570    |
| Назначенный ресурс включений                            | 10 000 |

### Импульсные нейтронные генераторы и аппаратура на их основе

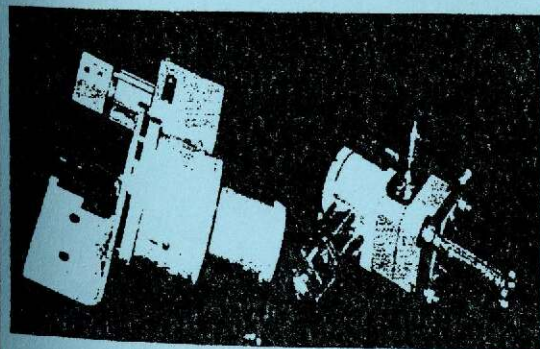
Импульсные нейтронные генераторы различного назначения обеспечивают импульсное нейтронное излучение в широком диапазоне потока, частот генерации и длительности импульсов. Выпускается специальная аппаратура на основе нейтронных генераторов для использования в следующих основных направлениях:

- каротаж нефтегазовых скважин;
- нейтронно-радиационный анализ;
- исследования по физике ядерных реакторов и критсборок;
- контроль содержания ядерных материалов.



Контактный телефон  
(095) 978-22-24

### Датчики и сигнализаторы давления



Контактный телефон  
(095) 281-52-24

Взрывозащищенные датчики и сигнализаторы давления предназначены для эксплуатации в составе систем контроля и управления технологическими процессами в газовой, нефтяной, химической и других областях промышленности. Датчики давления предназначены для непрерывного преобразования избыточного давления или перепада давлений жидкостей и газов в унифицированный выходной сигнал постоянного тока в системах контроля и управления давлением.

Сигнализаторы давления предназначены для коммутации электрических цепей при достижении заданных значений давлений или перепада давления.

Всероссийский НИИ автоматики

Адрес: Россия, 101000 Москва, Моспочтамт, а/я 918

Телефоны (095) 978-12-68, 978-78-03

Факс (095) 978-09-03



## РЕКЛАМНЫЕ УСЛУГИ

Расценки на размещение рекламы в журналах «Руды и металлы» и «Отечественная геология» в дол. США с учетом НДС с оплатой в рублях по курсу ЦБ РФ на дату платежа.

| Объем<br>(полоса формата) А-4       | Цветная | Черно-белая |
|-------------------------------------|---------|-------------|
| 1/1                                 | 200     | 50          |
| 1/2                                 | 100     | 25          |
| 1/4                                 | 50      | 10          |
| Разворот на 4 полосы<br>формата А-4 | 600     | 150         |

Научно-исследовательским организациям и учебным заведениям предоставляются скидки 30%.

При повторных публикациях — скидки от 5 до 20%.

По вопросам размещения рекламы обращаться: журнал «Руды и металлы» — Назарова Наталия Исааковна, «Отечественная геология» — Добровольская Раиса Викторовна.

Наш адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, д. 129 «Б».

Телефон (095) 315-28-47.

Факс: (095) 313-18-18.

E-mail: tsnigri@pol.ru для редакций журналов.

Реквизиты: АБ «Интерпрогрессбанк», г. Москва, р/с 40502810500000000034, к/с 30101810100000000402, БИК 044525402, ИНН 7726039988, валютный счет 40502840900000000002.