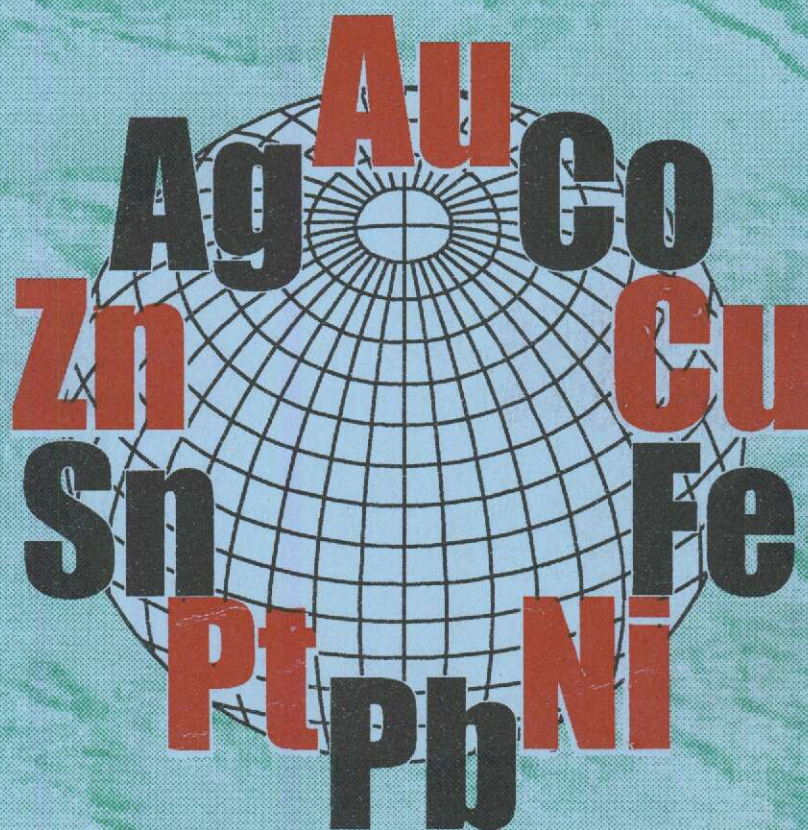


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



5/2001

ISSN 0869-5997

Издана монография

А.И.Кривцов, В.И.Кочнев-Первухов, О.М.Конкина, В.К.Степанов, Е.С.Заскин

“Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа” из серии **“Модели месторождений благородных и цветных металлов”**. — М.: ЦНИГРИ, 2001. 180 с., ил. — 69, табл. — 17, список лит. — 130 назв.

Работы по моделированию рудных месторождений были инициированы передовыми геологическими школами СССР, Канады и США. В результате многолетних исследований ЦНИГРИ была создана система моделей месторождений алмазов, благородных и цветных металлов; с 2000 г. начато издание серии соответствующих работ, аккумулирующих результаты изучения многих месторождений сотрудниками ЦНИГРИ и других научных коллективов.

Цель такого рода изданий — не только обобщение накопленных знаний для развития теории рудогенеза и решения прикладных задач, но и достижение информационной преемственности между различными геологическими поколениями в общих интересах будущего обеспечения минеральными ресурсами.

Книга “Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа” отличается от других изданий серии тем, что ее подготовка и необходимые предшествующие исследования явились результатом сотрудничества между ЦНИГРИ и ВНР World Exploration, осуществляющегося в интересах обеих сторон.

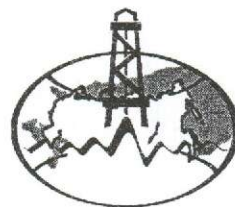
Описание моделей месторождений норильского типа несколько отличается по структуре от других работ серии, что обусловлено главным образом спецификой объектов исследования.

Месторождения норильского типа издавна привлекают внимание широкого круга геологов-рудников в связи с уникальностью скоплений рудного вещества как по их масштабам и богатству, так и по геологической позиции.

Авторы работы рассмотрели многие аспекты геологии месторождений Норильска—Талнаха—Хараелаха, акцентируя внимание на создании их модели, по возможности, непротиворечивой, доступной для воспроизведения и использования при прогнозе, поисках и оценке. Авторы книги стремились к достижению максимально возможной объективности и вполне сознательно воздержались от генетических интерпретаций, которые, как хорошо известно, имеют во многом спекулятивный характер. Очевидные достоинства и возможные недостатки книги могут быть объективно оценены непредвзятыми отечественными и зарубежными читателями, мнение которых весьма ценно как для ЦНИГРИ, так и для ВНР.

Публикация данной книги, как представляется, может способствовать расширению сотрудничества ЦНИГРИ в сфере открытия новых месторождений с использованием эффективных методик и прогрессивных технологий прогноза, поисков и оценки.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2001

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф. МИГАЧЕВ

Б.И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К. БУРЕНКОВ
В.И. ВАГАНОВ
С.С. ВАРТАНЯН
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 2001

Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

Сдано в набор 20.09.2001 г.
Подписано в печать 05.10.2001 г.
Тираж 430 экз.

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

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

© «Руды и металлы», 2001

Прикладная металлогения

Applied Metallogeny

Денисов М.Н., Лазарев В.Н.
Принципы геолого-экономического моделирования воспроизводства минерально-сырьевой базы 5

Denisov M.N., Lazarev V.N.
Principles of geologic-economic modelling of mineral base replenishment

Степнов Э.П.
Золотоносность юго-западного плеча Красноморского рифта 10

Stepnov E.P.
Gold potential of the Red Sea rift southwest arm

Чекалин В.М.
Вольфрам-редкометальное оруденение Северо-Западного Алтая и его перспективы 19

Chekalin V.M.
Vungsten-rare metal mineralization and its prospects in the North-West Altai

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

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

Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т.
Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения 32

Ignatov P.A., Shtein Ya.I., Cherny S.D., Yanygin Yu.T.
New ways of evaluation of local areas for primary diamond deposits

Мотов А.П., Листков А.Г., Дешко Ю.Е., Шнейдер Г.В., Бенца М.И., Черепанов А.В.
Петрографические критерии среднемасштабного прогнозирования золото-кварцевых руд в Таймырско-Североземельской складчатой зоне 43

Motov A.P., Listkov A.G., Deshko Yu.E., Shneider G.V., Bentsa M.I., Cherepanov A.V.
Petrographic criteria of medium-scale forecasting of gold-quartz ores within the Taimyr-Severnaya Zemlya fold zone

Строение рудных месторождений

Structure of Ore deposits

Гирфанов М.М., Гагаев А.Н., Дмитриенко В.С., Рыбалкин М.Н., Соколова Н.С.
Золото-молибден-медно-порфировые проявления Боргуликанского рудного поля 52

Girfanov M.M., Gagayev A.N., Dmitrienko V.S., Rybalkin M.N., Sokolova N.S.
Porphyry gold-molybdenum-copper occurrences within the Borgulikansky ore field

Ворошилов В.Г., Боярко Г.Ю.
О закономерностях размещения золотого оруденения в тектонических швах 61

Voroshilov V.G., Boyarko G.Yu.
On the regularities of distribution of gold mineralization in tectonic sutures

**Аппаратурно-технические средства
и технологии геологоразведочных
работ****Equipment and Technologies
for Geological Prospecting**

Крылова Г.С., Седельникова Г.В., Королев Н.И.
Кучное выщелачивание золота из марганец-,
ртуть- и мышьяксодержащих руд

64

Krylova G.S., Sedel'nikova G.V., Korolev N.I.
Heap leaching of gold from manganese-, mercury-
and arsenic-bearing ores

*Джобадзе В.А., Жарков В.В., Куторгин В.И., Ро-
манчук А.И.*

Опыт применения концентратора «Бегущая вол-
на» (ПКЦ-300) при технологическом опробовании
россыпи с мелким и тонким золотом

66

*Djobadze V.A., Zharkov V.V., Kutorgin V.I.,
Romanchuk A.I.*

Case study of application of the «Travelling wave»
(PKTs-300) concentrator for technological sampling
of fine gold placer

Поздравляем с юбилеем**Congratulations**

Минорина В.Е., Смирнова Ю.Т., Конкина В.Д., 73
Филиппова В.П.

Minorin V.E., Smirnov Yu.T., Konkin V.D.,
Filippov V.P.



УДК 553.04:550.8.072

© М.Н.Денисов, В.Н.Лазарев, 2001

ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОСПРОИЗВОДСТВА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

М.Н.Денисов, В.Н.Лазарев (ВИЭМС МПР России))

Федеральная политика недропользования реализуется на основе программ развития минерально-сырьевой базы (МСБ). С целью рационального и эффективного использования средств на воспроизводство МСБ целесообразно предварять и обосновывать такие программы разработкой геолого-экономических моделей. Необходимую динамичность этим моделям придаст информационное обеспечение на основе мониторинга МСБ. Сопоставление фактических объемов финансирования геологоразведочных работ (ГРР) с расчетными показателями программ создаст предпосылки для совершенствования экономических и правовых механизмов недропользования.

В отечественной и мировой практике геологического изучения недр методы моделирования имеют широкое распространение. В частности, в ВИЭМСе в 80—90 годы созданы прогностические модели развития минерально-сырьевой базы (МСБ) и геологоразведочных работ для условий плановой экономики и централизованного управления воспроизводством минерально-сырьевой базы [3, 5].

Естественно, переход России к рыночным отношениям не только не снял, но еще более обострил проблему воспроизводства минерально-сырьевого потенциала и потребовал коренного переосмысления принципов и методологии геолого-экономического моделирования развития минерально-сырьевой базы страны. Об актуальности этой проблемы свидетельствуют результаты переоценки запасов важнейших видов полезных ископаемых, значительная часть которых не отвечает современным требованиям экономики. В первую очередь, это относится к запасам свинца, цинка, олова, молибдена, вольфрама и ряда других стратегически важных полезных ископаемых. Стоит также отметить, что при ограниченности ассигнований на проведение геологоразведочных работ большая их часть расходуется горно-добывающими предприятиями на работы в пределах горных отводов. Достаточно указать, что за последние годы не выявлено ни одного крупного месторождения черных или цветных металлов, а прирост разведанных запасов по большинству полезных ископаемых уступает их погашению.

На Всероссийском съезде геологов, посвященном 300-летию образования горно-геологической службы России, отмечалась необходимость определения государственных геологических приоритетов с соответствующей концентрацией на них финансовых ресурсов. Это стало ожидаемой реакцией на современную ресурсную ситуацию, характеризующуюся сокращением абсолютных объемов запасов и истощением значительной части поискового задела. Поэтому интересы экономической безопасности России требуют укрепления геологической отрасли сообразно условиям современного периода [2, 6]. Пока этого не произошло государство в соответствии со ст. 3 Закона РФ «О недрах» «... определяет и реализует федеральную политику недропользования, ... темпы воспроизводства, ... расширение и качественное улучшение минерально-сырьевой базы путем разработки и реализации минерально-сырьевых программ». Роль последних в обозримой перспективе обещает возрасти, в том числе в результате введения госзаказа на работы, проводимые за счет отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы или госбюджетных ассигнований. Вне зависимости от схемы финансирования (централизованный фонд, капитализация затрат на ГРР, отчисления на воспроизводство МСБ и т.п.) проблема рационального и эффективного использования средств на воспроизводство МСБ останется весьма актуальной. Поэтому целесообразно разработать геолого-экономических

моделей, предвещающих и обосновывающих программы развития МСБ различных иерархических уровней.

В условиях плановой экономики разработка геолого-экономических моделей развития минерально-сырьевой базы и геологоразведочных работ (моделирование процессов развития) осуществлялась исходя из текущего их состояния с учетом современной и перспективной потребности в минеральном сырье и продуктах его переработки, потенциальных возможностей недр, прогрессивных средств и методов ведения работ [3]. Однако в условиях кризиса российской экономики современные объемы потребления минерального сырья не могут служить надежной основой такого моделирования. По этой же причине затруднительно принимать в расчет реальные возможности внедрения прогрессивных средств и методов ведения геологоразведочных работ, добычи и переработки минерального сырья. Основа до-реформенных геолого-экономических моделей развития минерально-сырьевой базы страны — причинно-следственная цепочка «потребность в минеральном сырье → добыча (погашение) → прирост запасов → прирост прогнозных ресурсов → объемы геологоразведочных работ → централизованные затраты на геологоразведочные работы» — не отвечает современным условиям. С ликвидацией централизованного управления отраслями народного хозяйства — потребителями минерального сырья — государство не может непосредственно руководить процессами, определяющими уровни потребления минерального сырья, капиталовложений в горно-добывающее производство, прирост запасов на месторождениях и т.п. Здесь на первый план выдвигаются экономические методы воздействия на освоение конкретных видов полезных ископаемых, отвечающие интересам страны.

Согласно Закону РФ «О недрах» в редакции 1995, 1999 и 2000 гг. (ст. 35 и 36') в функции государства по воспроизводству МСБ, наряду с региональными работами, входят поиски и оценка месторождений полезных ископаемых в соответствии с государственными программами, обеспечение развития МСБ. Последнее особенно важно для настоящего периода, когда вложения частных инвесторов в поиски месторождений крайне невелики и не отвечают потребностям страны. Надежной информацией о состоянии минерально-сырьевой базы могут быть в конечном счете лишь оценки обеспеченности добывающих предприятий, а также геолого-экономическая оценка эффективности разработки месторождений, зачисленных в резерв.

Таким образом, необходимая потребность в добыче полезных ископаемых определяется в настоящее время проектной производительностью действующих предприятий, а фактическая обеспеченность складывается из разрабатываемых и активных запасов резервных месторождений.* В этом случае на выходе модель воспроизводства минерально-сырьевой базы (рисунок) должна включать информацию о необходимых ассигнованиях на проведение соответствующих поисково-оценочных работ. Естественно, что эти ассигнования, как правило, превышают возможности государства в ряде случаев в 2—3 раза и более. Это свидетельствует о необходимости разработки соответствующего экономического механизма по привлечению частных ассигнований для проведения поисковых работ именно на конкретное полезное ископаемое. В мировой практике накоплен богатый опыт предоставления соответствующих льгот и поощрений горно-геологическим компаниям. В качестве примера можно привести Канаду, Аргентину, Перу, Индию и ряд других развитых и развивающихся стран.

Для того чтобы модель приобрела динамический характер, информационное обеспечение ее следует осуществлять на основе мониторинга минерально-сырьевой базы.

На первом этапе формирования указанной модели (см. рисунок) проводится анализ фонда разрабатываемых и резервных месторождений, в процессе которого полезные ископаемые подразделяются на стратегические и прочие, выделяются активные запасы. Управляющими воздействиями при этом являются законодательные и нормативные акты, согласно которым устанавливается перечень стратегических видов сырья, а также ценовые и стоимостные показатели, определяющие границу активные запасы/неактивные запасы. За признак активных запасов принимается равенство или превышение среднего содержания полезного компонента над минимальным промышленным, рассчитанным с учетом современного уровня затрат и цен на товарную продукцию, а также существующих платежей, налогов и отчислений [1]. Минимальное промышленное со-

* От редакции: проектная производительность действующего предприятия определяет исключительно его возможность в объемах переработки руд. Важнейшей задачей воспроизводства МСБ является удовлетворение перспективной потребности страны в данном виде полезного ископаемого. Это в работе не рассматривается, поэтому она касается более узкой проблемы — моделирования текущей потребности предприятий в запасах полезных ископаемых в недрах.

держание определяется из равенства извлекаемой ценности и всех затрат на получение товарной продукции, включая прибыль, равную 5% от стоимости основных фондов.

На **втором этапе** производится расчет обеспеченности горно-добывающих предприятий, субъектов Российской Федерации, регионов (экономических районов) и Российской

Федерации в целом, а также дефицита активных запасов промышленных категорий, образующегося вследствие обеспеченности разведанными запасами ниже принятого норматива. Управляющими воздействиями при этом служат нормативы обеспеченности: конкретного предприятия (в аспекте окупаемости вложенных в него средств представляет инте-

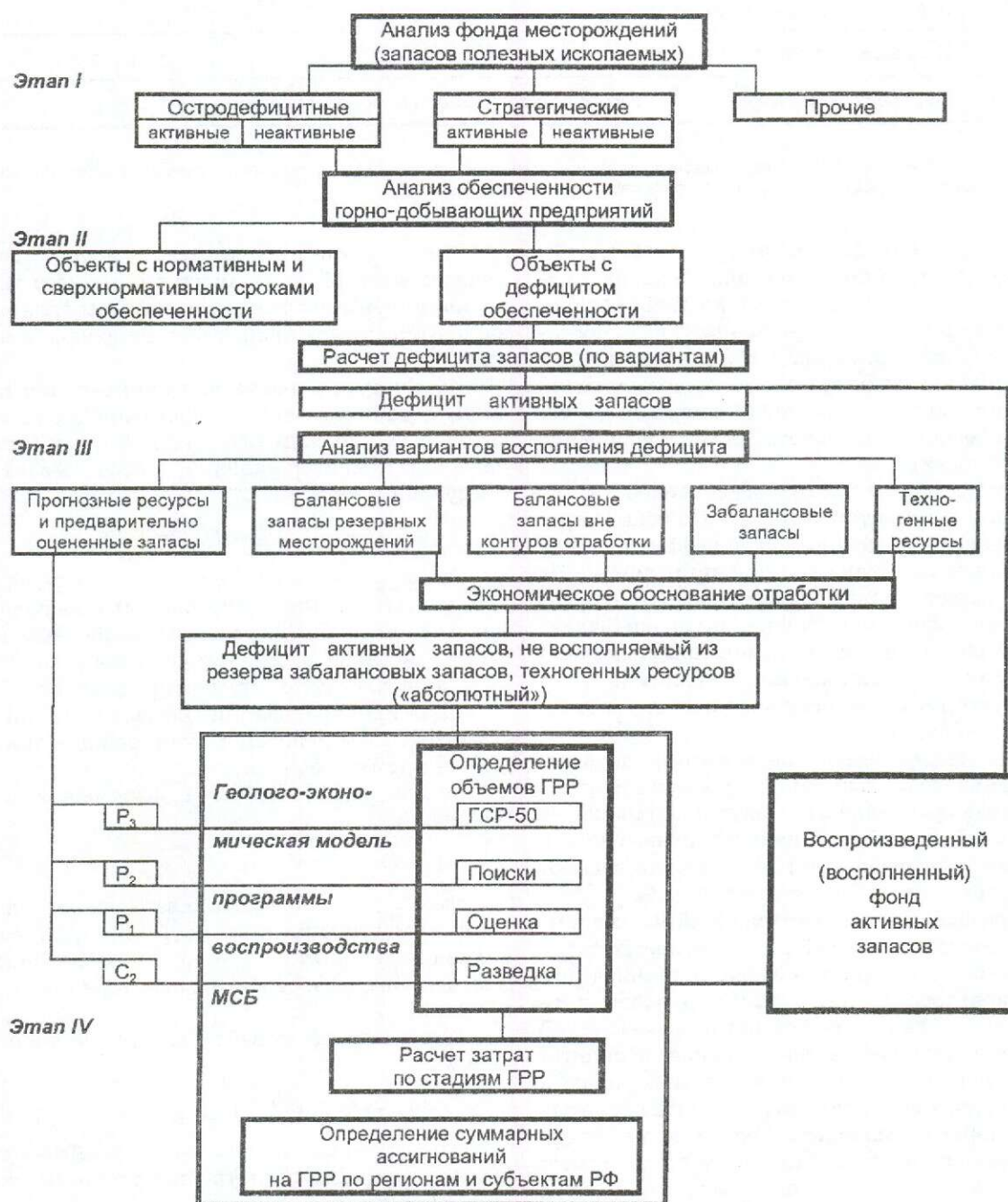


Схема формирования геолого-экономической модели воспроизводства минерально-сырьевой базы (восполнения дефицита активных запасов)

Объекты недропользования как потенциальные источники для восполнения дефицита разведанных (активных) запасов

Индекс	Вид объекта недропользования	Категория запасов (ресурсов)
A ¹	Резервные разведанные месторождения	A+B+C ₁
B	Разведываемые месторождения	C ₁ +C ₂
C ¹	Забалансовые месторождения (и техногенные ресурсы)	C ₂
D	Положительно оцененные объекты (по результатам оценки)	C ₂ +P ₁ , P ₁
E	Перспективные прогнозные участки для проведения поисков и оценки	P ₁ +P ₂ , P ₂ , P ₃

Примечание. A¹, C¹ — при условии реализации мер экономического и правового характера, способствующих переводу запасов и ресурсов этих объектов в категорию активных.

рес для недропользователя); субъекта Российской Федерации исходя из запасов разрабатываемых и резервных месторождений (в аспекте предотвращения социальных и демографических катаклизмов, которые могут быть обусловлены закрытием горно-добывающих предприятий); Российской Федерации (в аспекте обеспечения экономической и оборонной безопасности).

Нормативным сроком обеспеченности для регионов с развитой горно-добывающей промышленностью можно считать 30 лет, а для отдельных добывающих предприятий — 10, 15, 20, 30 лет и более в зависимости от запасов [3—5]. Подобные или близкие им сроки фактической обеспеченности разведанными запасами характерны для мелких, средних и крупных месторождений основных цветных металлов за рубежом.

Рассматриваемый блок может придать модели универсальный характер как показатель дефицита разведанных (активных) запасов, исчисляемого для региона или страны в целом, и служить основой для расширенного воспроизводства минерально-сырьевой базы.

В рамках **третьего этапа** — «Анализ вариантов восполнения дефицита активных запасов» — осуществляются выбор источника (источников) восполнения дефицита и экономическое обоснование выбранного варианта. В качестве источников восполнения дефицита могут рассматриваться: неактивные запасы распределенного фонда недр; разведанные запасы нераспределенного фонда недр, представленные в большинстве своем неактивными запасами; забалансовые запасы; горно-промышленные отходы; предварительно оцененные запасы и прогнозные ресурсы выявленных месторождений и перспективных участков (таблица).

Для геолого-экономической модели воспроизводства МСБ не имеет решающего значения в чьей собственности (на чьем балансе) находится тот или иной объект недропользования.

Количество запасов для компенсации дефицита запасов действующего предприятия, которое можно получить от указанных выше резервных месторождений, рассчитывается следующим образом:

$$A \rightarrow Q_{A+B+C_1} = Z + \Pi_n (T_{пр} + T_{стр}),$$

где Q_{A+B+C_1} — количество запасов резервных месторождений, потребное для восполнения дефицита; Z — «региональный» дефицит активных запасов; Π_n — проектная (или наивысшая достигнутая) производительность; $T_{пр}$ — время проектирования добывающего предприятия(ий) на резервном месторождении(ях); $T_{стр}$ — время строительства.

То же, но за счет разведываемых месторождений:

$$B \rightarrow Q_{C_1+C_2} = Z + \Pi_n (T_{пр} + T_{стр} + T_p),$$

где $Q_{C_1+C_2}$ — количество запасов разведываемых месторождений, потребное для восполнения дефицита; T_p — время разведки (до проектирования и строительства горного предприятия).

То же, но за счет забалансовых месторождений:

$$C \rightarrow Q_{C_2} = Z + \Pi_n (T_{пр} + T_{стр}),$$

где Q_{C_2} — количество запасов забалансовых месторождений, потребное для восполнения дефицита.

То же, но за счет положительно оцененных объектов:

$$D \rightarrow Q_{C_2+P_1} = Z + \Pi_n (T_{пр} + T_{стр} + T_p + T_{лиц}),$$

где $T_{\text{лиц}}$ — время от завершения оценки до разведки.

То же, но за счет перспективных прогнозных участков, предложенных для проведения работ последующей стадии:

$$E \rightarrow Q_{P_1+P_2} = Z + \Pi_n (T_{\text{пр}} + T_{\text{стр}} + T_p + T_{\text{лиц}} + T_n + T_o),$$

где T_n и T_o — соответственно время проведения поисковых и оценочных работ.

Единицы измерения: Q и Z — в тыс. т полезного ископаемого (металла, оксида и т.п.); T — годы.

Анализ восполнения дефицита запасов обычно осуществляется в такой последовательности: обеспеченность запасами действующего предприятия $\rightarrow$ восполнение дефицита за счет резервных месторождений с активными запасами и положительно оцененных объектов по данным оценочных работ. В случае если указанные выше источники восполнения не отвечают нормативному сроку обеспеченности исходя из существующей производительности, анализируется возможность привлечения запасов забалансовых месторождений и определяются условия, при которых их разработка будет отвечать приемлемому уровню рентабельности и т.д.

Сопоставление экономической эффективности освоения перечисленных выше объектов недропользования с ожидаемыми геолого-экономическими показателями прогнозных участков позволяет определить необходимый объем поисково-оценочных работ.

Если экономические расчеты покажут предпочтительность проведения поисковых работ, то на **четвертом этапе** производится расчет их объемов, необходимых для восполнения дефицита активных запасов. Целесообразность в проведении поисковых работ может определяться также и при отсутствии дефицита активных запасов, но при таком истощении поискового задела, когда геологоразведочные работы на объектах этого поискового задела не приведут к выявлению месторождений, способных стать равноценной (по количеству и качеству запасов) заменой отрабатываемым. На выходе по каждому региону и субъекту РФ определяются суммарные площади для постановки ГРП различных стадий (ГСР-50 или прогнозные работы, поиски и оценка), количество перспективных объектов, подлежащих изучению на каждой стадии, их суммарный прогнозный потенциал и количество прогнозируемых объектов и их ресурсов по результатам каждой стадии.

Результаты, получаемые на выходе каждого этапа, служат основой для формирования

базовых показателей минерально-сырьевых программ различных уровней: определение объемов ГРП $\rightarrow$ расчет затрат по стадиям ГРП $\rightarrow$ определение суммарных ассигнований на ГРП по регионам и субъектам РФ.

Для расчета затрат на воспроизводство МСБ в настоящее время существуют два доступных источника: данные ретроспективного анализа затрат на поисковые и оценочные работы, а также сведения о ГРП, проводившихся в последние годы. Не вдаваясь в оценку влияния различных факторов на удельные затраты (освоенность региона, глубинность поисков и оценки, морфологические и структурные особенности оруденения различных геолого-промышленных типов и т.п.), на основе результатов исследований, проведенных в ВИЭМСе, можно в первом приближении считать, что для расчетов целесообразно использовать средние величины, ориентированные на показатели затрат последних лет и скорректированные данными ретроспективного анализа с учетом региональных особенностей и глубин производства ГРП.

Учитывая, что количество средств на проведение ГРП ограничено, функцией модели является также решение задач по оптимальному распределению ассигнований по видам сырья и субъектам Российской Федерации. Критериями оптимальности в зависимости от конкретной ситуации могут быть степень дефицитности вида сырья (вообще и в конкретном регионе), ожидаемая вероятность открытия нового месторождения и т.п.

Экономические расчеты по обоснованию выбора варианта восполнения дефицита активных запасов и сопоставление фактических объемов отчислений на воспроизводство МСБ с показателями программ создают предпосылки для совершенствования существующей системы финансового обеспечения ГРП в частности и недропользования в целом:

системы платежей и налогов при лицензировании нераспределенного фонда недр для возможно более полного использования фонда резервных месторождений, что может рассматриваться как эффективная альтернатива поисковым работам;

налогового режима для участков недр с низким уровнем рентабельности с целью возможно более полного использования неактивных запасов (также в качестве альтернативы поискам);

пропорций раздела отчислений на воспроизводство МСБ, которые закрепляли бы приоритет в проведении ГРП на стратегические и дефицитные виды минерального сырья за федеральным уровнем управления недропользованием;

увеличения отчислений на воспроизводство МСБ (равно как и других платежей за недропользование) в случае недостаточности суммы этих платежей для восполнения поискового задела в целом по стране и регионам (субъектам РФ) и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисов М.Н., Василенко В.П. Методика геолого-экономической оценки (переоценки) запасов месторождений твердых полезных ископаемых по укрупненным технико-экономическим показателям. — М.: ВИЭМС, 1996.
2. Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф. Проблемы национальной минерально-сырьевой безопасности // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 11—14.
3. Методические рекомендации по региональному и отраслевому геолого-экономическому моделированию развития минерально-сырьевой базы и геологоразведочных работ / Б.В.Кочетков, А.Г.Харченков, В.Л.Заверткин и др. — М.: ВИЭМС, 1990.
4. Методические указания к разработке государственных планов экономического и социального развития СССР. — М.: Экономика, 1980.
5. Методы долгосрочного прогноза развития минерально-сырьевой базы и направлений геологоразведочных работ (Методические рекомендации) / А.Г.Харченков, В.Л.Заверткин. — М.: ВИЭМС, 1985.
6. Наталенко А.Е. Перспективы геологической службы и развитие минерально-сырьевой базы России // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 6—7.

УДК 553.411

© Э.П.Степнов, 2001

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПЛЕЧА КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Э.П.Степнов

Приведены данные о блоковом строении Восточной пустыни. Известные золоторудные проявления пространственно связаны с межблоковыми зонами. Особенности строения золоторудных объектов и характер сопутствующего магматизма позволяют выделить среди них перспективные для освоения руды прожилково-вкрапленного и штокверкового типов. На месторождении Сукари подтверждается связь золотого оруденения с проявлением дифференцированного магматизма.

Основные положения, выявленные при изучении геологического строения региона, и особенности размещения золоторудных месторождений в центральной части Восточной пустыни рассмотрены преимущественно с использованием литературных и фондовых материалов геологической службы Египта. Данные об особенностях структурных условий локализации оруденения на месторождении Сукари и связи оруденения с магматизмом, полученные автором, можно использовать при оценке перспектив рудных полей, поисках новых типов рудных тел и скрытого оруденения жильного типа.

На схемах тектонического и металлогенического районирования [11] юго-западное побережье Красного моря относится к области докембрийского кристаллического основания древней платформы, включающего складчатые сооружения байкалит. Возрастной интервал байкальского тектономагматического цик-

ла определяется абсолютным возрастом 900—550 млн. лет и для Африканского материка сопоставляется с катангским. Сравнение разрезов рифейских образований, распространенных в центральной части Восточной пустыни Египта и на северо-восточном побережье Красного моря в Саудовской Аравии, позволяет предполагать их формационную близость и относительную одновозрастность (рис. 1). В Саудовской Аравии складчатые и прорванные диоритами образования, перекрытые кластолитами, андезитами, андезитодацитами, трахитами, интрузиями гранодиоритов и более поздних кварцевых монзонитов, отнесены к островодужной серии, слагающей вулканический пояс [3]. На юго-западном побережье Красного моря для сравнимой толщи туфогенно-осадочных образований и вулканитов (рис. 2), вмещающей известково-щелочные гранитоиды (1100—950 млн.

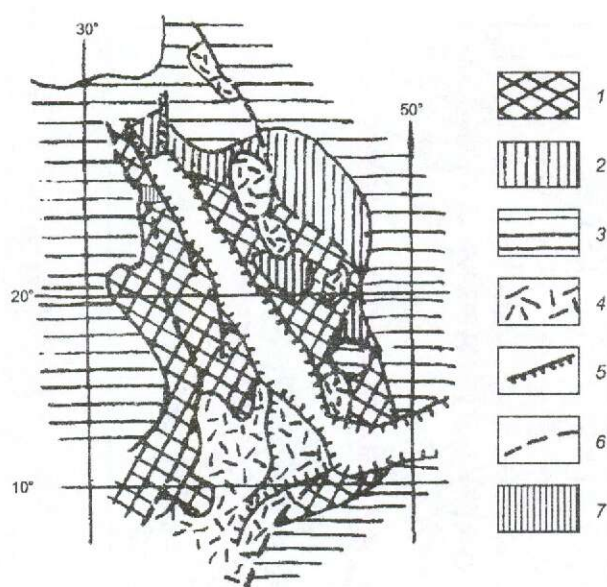


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Нубийско-Аравийского свода:

1 — докембрийский гранито-гнейсовый фундамент; 2 — рифейские осадочно-вулканогенные и вулканогенно-плутонические комплексы (байкалиды); 3 — платформенный чехол рифейского и более молодого возраста; 4 — главные области распространения кайнозойских вулканитов; 5 — рифтогенные сбросы; 6 — предполагаемые области мезокайнозойской ТМА; 7 — центральная часть Восточной пустыни

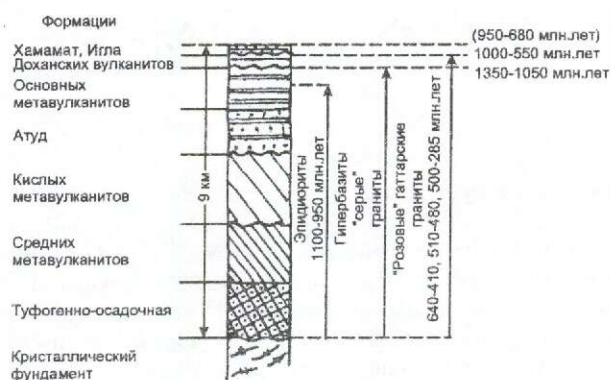


Рис. 2. Стратифицированные подразделения рифа в центральной части Восточной пустыни

лет), выделены: геотектонический режим островной дуги (1350—1050 млн. лет); режим субдукции океанической коры (1000—550, 950—680 млн. лет); этап накопления кислых вулканитов и молассоидов, сопряженный с гранитоидным магматизмом ТМА (640—410, 510—480 млн. лет) [1, 2].

Результаты картирования в Восточной пустыне [5] показывают, что докембрийские образования, включая рифейские, мел-палеогеновые и неоген-четвертичные стратиграфические серии, имеют отчетливое полосовое пространственное размещение (рис. 3), причем границы между ними параллельны водоразделу и береговой линии, что свидетельствует о связи современного рельефа территории с рифтогенными тектоническими движениями, обусловившими поднятие разновысотных денудационных поверхностей на 650—700 м, и существовании высокого плато, служившего естественной границей распространения платформенных образований мел-палеогенового возраста в восточном направлении. Подтверждением тому является их отсутствие на побережье и в пределах рифта. В основании мел-палеогеновой платформенной серии на границе с кристаллическими породами фундамента отмечаются вулканиты щелочно-основного состава — базальты, трахиты, туфопесчаники. Возникновение последних обусловлено тектономагматической активизацией и сопровождается развитием субвулканических (фонолиты, риолиты, сиениты) и дайковых образований, поля распространения которых позволяют считать область Нубийско-Аравийского сводового поднятия структурой, связанной во времени с формированием Восточно-Африканской рифтовой системы. Абсолютный возраст трахитов, фонолитов, риолитов, слагающих неки, 85—40 млн. лет. По поводу трахитов заметим, что подобные образования на юго-западе Саудовской Аравии включены в состав позднерифейских групп Абла и Халаба, схожих с формацией Доханских вулканитов Восточной пустыни.

Обобщение данных о пространственном размещении мезозойских пород в Северо-Восточной Африке и на Аравийском полуострове [7] также исключает существование морского бассейна этого времени на месте современного Красного моря. На основании наличия на юго-западе Аравийского полуострова меловых и верхнепалеогеновых (36 млн. лет), а в Эритрее — верхнепалеогеновых (29—24 млн. лет) базальтов считается, что особенно интенсивное воздымание Аравийско-Нубийского щита происходило в олигоценовую эпоху.

Основная тектоническая особенность рифейско-палеозойского вулканического пояса в Восточной пустыне Египта — его блоковое строение — определяется присутствием выступа древнего гранито-гнейсового основания (блок Мигиф-Хафафит) и четко выраженных разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания с телами ульт-

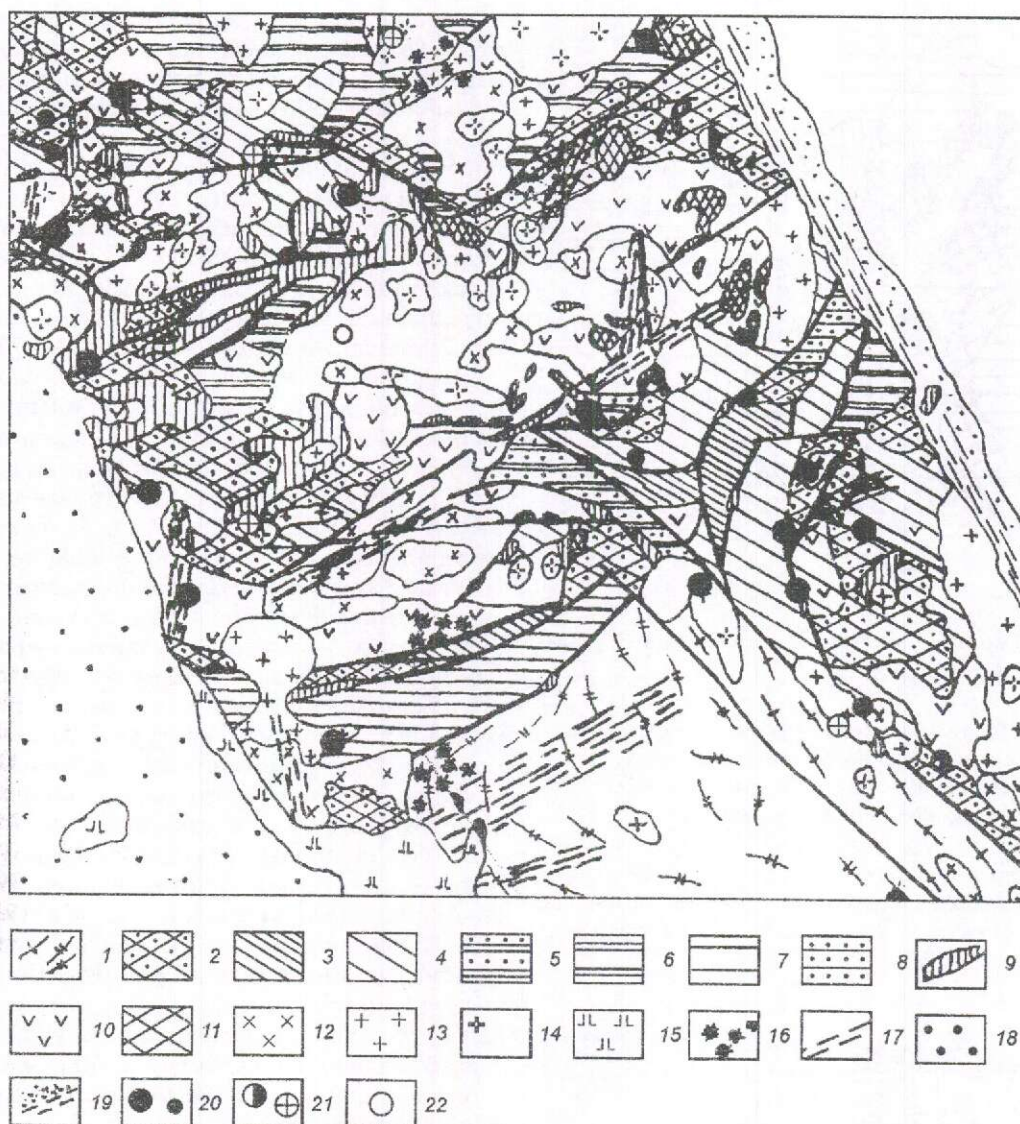


Рис. 3. Геологическое строение центральной части Восточной пустыни:

докембрийский фундамент: 1 — амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты, амфиболиты, кварц-биотит-амфиболовые, кремнистые сланцы; протерозойско-рифейские формации: 2 — туфогенно-осадочная — конгломераты, граувакки, туфопесчаники, прослои кислых эффузивов, 3 — средних метавулканитов, 4 — кислых метавулканитов, 5 — Атуд — конгломераты, граувакки, прослои туфов и основных эффузивов, 6 — основных метавулканитов, 7 — Доханские вулканы — фельзиты, андезиты, дациты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты; раннепалеозойские (?) осадки: 8 — формации Хамамат, Игла — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы; протерозойско-рифейские интрузии: 9 — тальк-тремолит-карбонатные, тальк-магнезитовые породы, серпентиниты, пироксениты, 10 — эпидиоритовый комплекс — диориты, габбро-диориты, метагаббро, 11 — оливковое габбро, габбро-нориты, 12 — биотитовые и биотит-амфиболовые плагиограниты, тоналиты, гранодиориты; рифейско-палеозойские интрузии: 13 — Гаттарский комплекс — амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, гранофиры, фельзит-порфиры, диориты, 14 — субщелочные биотит-микроклиновые, мусковитовые граниты; мел-палеогеновый (Нубийский) комплекс: 15 — базальты, трахиты, конгломераты, песчаники, 16 — некки трахитов, фонолитов, риолитов, 17 — нерасчлененные дайковые серии — гранодиорит-порфиры, диабазы, гранит-порфиры, фельзит-порфиры, микросиениты, бостониты, 18 — конгломераты, кварцевые песчаники; миоцен-четвертичные осадки: 19 — конгломераты, известковистые песчаники, эвапориты, детритусовые пески; месторождения и проявления: 20 — золоторудные, 21 — бериллиевые (с вольфрамом), оловянные с Ta, Nb, 22 — флюоритовые

рабазитов, которые ограничивают различные по величине и строению блоки. Наиболее поднятые из них — Гедир, Игла-Мубарак — характеризуются широким распространением интрузий эпидиоритового комплекса и пологой брахиформной складчатостью в осадочно-вулканогенных образованиях. К центральному частям блоков тяготеют интрузии гранитоидов Гаттарского комплекса. Можно предположить, что строение отдельных блоков обусловлено ступенчатым погружением фундамента в северо-западном направлении.

Межблоковые зоны имеют более сложное строение. В осадочно-вулканогенных образованиях, которые вблизи ультраосновных пород смяты в крутые (до изоклинальных и опрокинутых) складки линейного типа, локально проявлен динамометаморфизм. К зонам между блоками, испытавшими наибольшие поднятия (Харига-Сукари, Нугрус, Шайт), приурочены трещинные интрузии разновозрастных гранитоидов и прогиб, в пределах которого развиты метавулканиды среднего состава и Доханские наиболее молодые вулканиды. Зоны, разделяющие менее эродированные блоки, отличаются мозаичным размещением мелких тел ультрабазитов, эпидиоритов, «серых» гранитов трещинного типа и изометричных, штокообразных тел гранитоидов Гаттарского комплекса. Отмеченные различия в строении межблоковых зон, очевидно, связаны с различными условиями и временем их формирования, в основном за счет интрузивно-тектонической переработки краевых частей блоков при смещении фронта магматизма на северо-запад. В этом направлении возрастает роль позднегаттарских гранитоидов и увеличивается площадь распространения формации основных вулканидов. Дайковые серии северо-восточного простирания преимущественно развиты в краевых частях блоков.

В целом особенности размещения структурно-вещественных комплексов рифейского возраста позволяют предполагать такую последовательность формирования вулканической области:

накопление мощной (до 7,5—8 км) толщи терригенных и вулканогенных осадков и формирование прогиба северо-восточного направления вдоль ограничения выступа кристаллического фундамента в условиях компенсированного погружения коры, сопровождавшегося внедрением интрузий эпидиоритового комплекса, прорывающего образования Атудской формации;

проявление блоковой тектоники; накопление метавулканидов основного состава в депрессионных блоках и межблоковых зонах в

условиях дифференцированных тектонических движений; внедрение интрузий ультраосновного состава, прорывающих все образования древнее Доханских вулканидов; внедрение «серых» гранитов и плагиогранитов трещинного типа;

гранитоидный (Гаттарский) магматизм; накопление Доханских вулканидов преимущественно кислого состава, сохранившихся в межблоковой зоне северо-восточного простирания, ограничивающей выступ кристаллического фундамента;

субплатформенные и платформенные условия развития; накопление терригенных формаций Хамакат и Игла, реликты которых сохранились в межблоковых зонах;

мезокайнозойский этап ТМА, сопоставимый с условиями континентального рифтогенеза с характерным щелочно-основным магматизмом, сопряженный со сводовым поднятием и завершившийся формированием океанической коры в пределах Красноморского рифта.

В размещении золоторудных месторождений и проявлений в центральной части Восточной пустыни обнаруживаются признаки определенных закономерностей, заключающиеся, с одной стороны, в приуроченности подавляющего большинства проявлений к межблоковым зонам и краевым участкам блоковых структур, сложенных рифейскими осадочно-вулканогенными образованиями, а с другой — в группировке тех же месторождений и проявлений в зонах северо-западного простирания, положение которых определяется частично вскрытыми разломами фундамента, испытывающими виргацию в близмеридиональном направлении, контролирующими дайковые серии аналогичного простирания, а также вулканиды мезокайнозойского этапа. Проявления редких земель (Ta, Nb) с W, Sn, As, берилла, флюорита располагаются в пределах блоков, реже в межблоковых зонах в тесной пространственной связи с телами позднегаттарских гранитоидов.

В результате ранее проведенных исследований [6] золотое оруденение отнесено к золото-кварцевой формации. Многочисленные золоторудные проявления пространственно связаны с «серыми» гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами (Умм-Рус, Умм-Самра, Умм-Уд, Сукари), «розовыми» биотитовыми гранитами (Самут, Хангалия, Хамаш, Баррамия). Отмечено наличие золота в кварцевых жилах некоторых редкометалльных проявлений. На ряде месторождений присутствуют минерализованные дайки фельзит- и кварцевых порфиров, которые по предварительным данным связаны с мезокайнозойским магматизмом. В разной степени отработанные с по-

верхности рудные тела (до глубины 70—150 м) на месторождениях представлены кварцевыми жилами длиной до 900—1600 м. Некоторые из них прослежены по падению на 150—450 м при мощности 0,3—2,5 м и содержании Au 11,0—29,7 г/т (до 466,5—1202,8 г/т). Золото свободное, тонкодисперсное, редко видимое, пробность 680—930, частично связано с сульфидами, среди которых встречаются пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит. На некоторых месторождениях жильные тела сопровождаются зонами мелкопрожилковой и вкрапленной минерализации мощностью до нескольких десятков метров с содержанием Au до 4,7 г/т, иногда до 10,0—24,5 г/т.

Неустановленный возраст золотого оруденения и разная степень изученности объектов затрудняют определение единых критериев оценки известных проявлений, для большинства из которых отмечается пространственная связь оруденения с различными дайковыми образованиями. Однако анализ существующих данных показывает, что структуры проявлений в краевых участках блоков характеризуются сравнительно простым строением. В их пределах не отмечается дайковых образований или они представлены одной разновидностью (основные или щелочные). Структуры проявлений в межблоковых зонах отличаются развитием двух, трех и более разновидностей даек. Здесь же встречаются зоны прожилково-вкрапленной минерализации, представляющие потенциально иной тип рудных тел, которые могут рассматриваться как объекты для поиска «слепого» оруденения жильного типа. К их числу относится месторождение Сукари — одно из наиболее известных в Восточной пустыне. Кварцевые жилы на его территории, расположенной в 20 км от Красного моря, были объектом добычи золота с древнейших времен. Жила Главная, отработанная в 1910—1916 гг. на глубину 120 м, характеризуется длиной 600 м, мощностью 1—2,4 м, средним содержанием Au 38 г/т, Au/Ag около 1:5 [10].

Геолого-структурная позиция месторождения определяется его приуроченностью к разрывному нарушению, ограничивающему Сукари-Харигскую межблоковую зону, которая рассматривается [4] как область грабен-синклинального строения, вмещающая локально развитые нижнепалеозойские (?) осадки формации Игла, относящиеся к платформенному этапу развития региона. Краевой разлом, ограничивающий прогиб, трассируется интрузиями ультрабазитов, габбро, гранитоидов. Золотое оруденение на месторождении проявлено в пределах массива плагиограни-

тов, прорванного многочисленными дайками основного состава, реже сложными дайками и субвулканическими телами габбро* (рис. 4). Вмещающие породы представлены эффузивами кислого и среднего состава, туффитами, туфопесчаниками, песчаниками, углистыми сланцами. В последних иногда встречаются мелкие линзовидные включения более позднего кварца. На запад и юг от массива плагиогранитов распространены преимущественно кислые вулканы, пирокласты, песчаники с линзами углистых сланцев, на север и восток — эффузивы среднего состава и песчаники. Роль последних уменьшается в восточном направлении. В целом породы характеризуются близмеридиональным простиранием с падением к западу (60—75°), выполаживающимся до 40° по падению. Линзовидная форма прослоев осадочных пород, преобладающая алевритовая размерность кластической составляющей, резкая дифференциация по составу от олигомиктового до полимиктового, поровый хлорит-карбонатный и железисто-кремнистый цемент позволяют считать вмещающие породы континентальными образованиями, накопление которых происходило в условиях прерывистых тектонических движений и в значительной степени за счет переотложения и аккумуляции продуктов коры выветривания.

Гранитоиды, вмещающие золотое оруденение, образуют клиновидное в плане тело длиной около 2 км, ориентированное в субмеридиональном направлении. Ширина его увеличивается к северу до 1 км. Контакты с боковыми породами резкие, иногда прямолинейные, погружаются к востоку. В юго-восточной менее возвышенной части широко распространены породы кровли. Граниты характеризуются порфировидным обликом и составом, соответствующим плагиогранитам-кварцевым диоритам, которые в эндоконтакте переходят в

* Все исследователи египетских золоторудных месторождений единодушно отмечают пространственную связь оруденения с интрузиями плагиогранитов-диоритов. Однако У.Ф.Хьюм [10] предположил, что перидотиты, габбро и долериты отличны от более древних серпентинитов и одновозрастны с диоритами, а также отметил сходство условий образования золотого оруденения Египта и приповерхностных золото-серебряных месторождений. А.Х.Сабет [9] допуская, что «серые» граниты (диориты) объединяют разновозрастные образования и часть их может быть отнесена к Гаттарскому комплексу, считает золотое оруденение рифейско-раннепалеозойским. Определения абсолютного возраста плагиогранитов указывают на их наиболее молодой возраст 285 млн. лет (С—Р) среди Гаттарских гранитов (500—285 млн. лет)

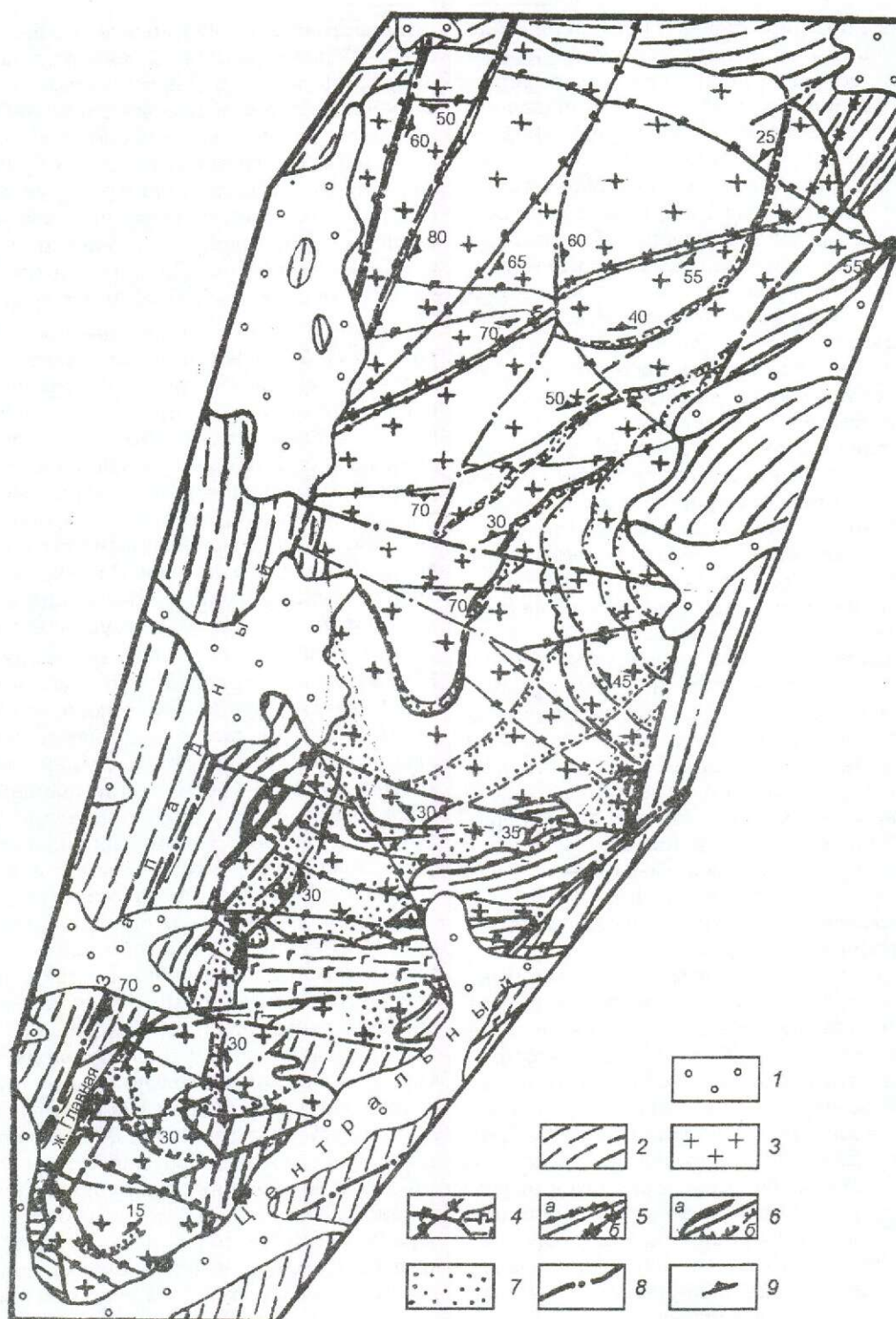


Рис. 4. Структурная схема месторождения Сукари:

1 — рыхлые отложения; 2 — нерасчлененные андезиты, их туфы, туфопесчаники, андезито-дациты, их лавобрекчии, габбро, полимиктовые песчаники; 3 — плагиограниты; 4 — дайки и субвулканические тела долеритов, габбро-долеритов; 5 — дайки диабазовых долеритов (а) и сиенит-порфиров (б); 6 — рудовмещающие разрывы с кварцевыми жилами (а), прожилками (б); 7 — участки прожилкового окварцевания и гидротермального изменения; 8 — тектонические нарушения; 9 — элементы залегания даек, разрывов, жил

отчетливые порфировидные криптозернистые плагиопорфиры. Вдоль восточного контакта скважиной вскрыты тальк-серпентиновые породы. На эрозионном срезе среди вмещающих образований и плагиогранитов изредка фиксируются согласные дайкообразные тела тальк-карбонатных, серпентин-карбонатных и кварц-карбонатных пород, сопоставляемых с ультрабазитами. Во вмещающих образованиях вблизи восточного и северного контакта массива, а в основном к западу от него, отмечаются малые тела габбро. В плагиогранитах преимущественно встречаются дайки габбро субширотного и северо-западного простирания. Для последних отмечаются переходы в мелкие субвулканические образования приближенно-изометричной формы. Местами в них наблюдаются обломки плагиогранитов, в том числе и с кварцевыми прожилками. Породы в значительной степени замещены эпидотом, карбонатом, хлоритом. Менее распространены дайки габбро северо-восточного и близмеридионального простирания, которые пересекают субширотные и северо-западные со смещениями сбросового характера амплитудой 80—100 м. Обе группы даек характеризуются присутствием кварца до 3—5%. Вторая группа отличается порфировидным обликом, наличием плагиоклаза пониженной основности (№ 37—40), составом вторичных минералов — серицит, карбонат, хлорит. Более поздние образования представлены дайками сиенит-порфиров со сферолитовыми обособлениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза в основной массе. По простиранию они сменяются лампрофирами (керсантит), в зальбандах которых развиты диабазовые порфиры с миндалинами, выполненными карбонатом и хлоритом. Диабазы встречаются и самостоятелно, иногда содержат обломки сиенит-порфиров. На участке пересечения с кварцево-жилной зоной сиенит-порфиры коленообразно изгибаются, а кварцевые прожилки в месте примыкания к дайке резко обрываются. Тесно связанные с ними диабазовые порфириты отчетливо секут рудоносные кварцевые прожилки. Таким образом, если ранние дайки габбро, обнаруживающие связь с субвулканическими телами, играют роль поперечных дорудных структур и близки по составу ко второй группе, приуроченной к крупным разрывам, согласным с генеральным структурным планом, то третья, наиболее молодая, группа — сиенит-порфиры — лампрофиры — диабазы — является отчетливо пострудной, что указывает на пространственную и возрастную связь рудной минерализации с дифференцированной дайковой серией габбро-сиенит-порфиров.

Золотоносные кварцевые жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации образуют широкую рудоносную полосу в центральной и южной частях массива. Они прослеживаются на расстояние около 2 км при ширине до 300 м. Положение отдельных рудоносных зон в пределах полосы контролируется кулисообразно расположенными разрывами, обладающими различной ориентировкой в разных частях массива. В северной и восточной частях развита система зон северо-восточного простирания (50°) с пологим падением на северо-запад (35°). Каждая из зон характеризуется постепенным изменением простирания от северо-восточного на севере до субширотного на юге за счет внутреннего кулисообразного строения. Кулисы длиной 150—200 м представлены разрывами, вмещающими кварцевые жилы, линзы, прожилки, которые сопровождаются белыми, иногда с зеленоватым оттенком измененными плагиогранитами. В южной и центральных частях массива система жил и зон характеризуется близмеридиональным простиранием (10°) и падением к востоку (40°). Юго-западное ее окончание представлено жилой Главная, служившей основным объектом отработки в прошлом. Кварцевые жилы на этих участках отличаются большей протяженностью (до 400—600 м) и прямолинейностью. Образование жил и прожилков происходило путем выполнения трещинных полостей, о чем свидетельствуют четкие контакты жил, реликты полосчатых (крустификационных) текстур и присутствие в них брекчий вмещающих плагиогранитов. Среди обломков в жилах встречаются как измененные, так и неизмененные плагиограниты. Отмечаются также случаи ограничения рудовмещающими разрывами дорудных даек, что подтверждает сложную и длительную историю формирования этих структур. Перемещения по типу левосторонних сдвигов амплитудой до 10 м, сопровождающие образование кварцевых жил, устанавливаются по смещениям дорудных даек и подтверждаются результатами статистической обработки элементов залегания жил и прожилков. Известно, что преобладающая ориентировка наиболее мощных участков жил определяет направление внутрирудных движений. На круговых диаграммах (рис. 5) максимумы ориентировки в обеих системах зон характеризуются наиболее пологими падениями, при этом они обладают встречным падением и проявляют тенденцию к сопряжению в центральной и отчасти в южной частях массива, в связи с чем эти участки представляются перспективными для обнаружения на глубине золото-

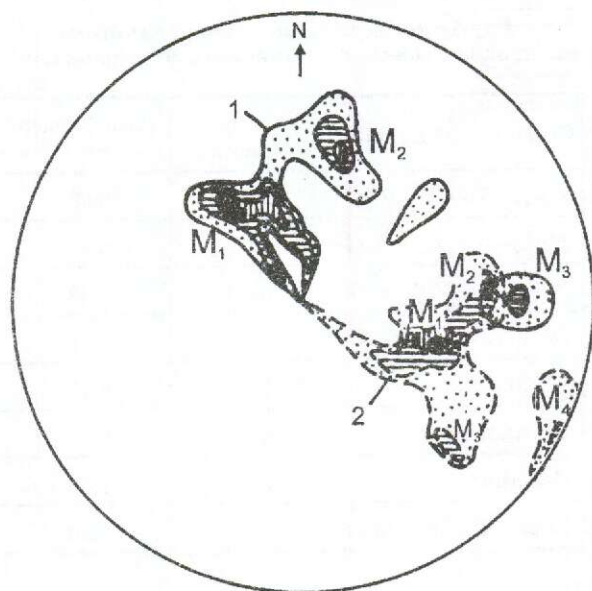


Рис. 5. Диаграмма ориентировки кварцевых жил и прожилков:

1 — северная часть массива: $M_1=55^\circ \angle 35^\circ$ С-З, $M_2=285^\circ \angle 45^\circ$ С-С-В, $M_3=0^\circ \angle 65^\circ$ В, изолинии через 2,5—5,0—7,5—10%, 41 замер; 2 — южная часть массива: $M_1=15^\circ \angle 40^\circ$ В-Ю-В, $M_2=355^\circ \angle 55^\circ$ В, $M_3=45^\circ \angle 60^\circ$ Ю-В, $M_4=30^\circ \angle 90^\circ$, изолинии через 3,5—7,0—10,0—более 10%

го оруденения штокверкового типа и не вскрытых на поверхности жильных рудных тел.

Жильные тела сложены белым крупнозернистым кварцем с просечками и примазками красных охр. В зальбандах жил местами сохранились полосчатые, фестончатые текстуры, обусловленные присутствием прослоев, обогащенных рудными минералами, в пустотах иногда присутствует светло-серый хрусталеvidный кварц. На расположенном в 15 км к югу месторождению Умм-Уд, в жиле, сложенной белым крупнозернистым кварцем, в зальбандах развит темный до черного кварц, пронизанный прожилками белого. Видимое золото отмечается в трещиноватом белом кварце и вдоль темных прослоев.

Околожилные изменения, по предварительным данным, связаны с развитием кварца, серицита, карбоната и рудных минералов.

Кварц образует многочисленные разноориентированные прожилки, выполненные несколькими разновидностями, среди которых преобладают крупнозернистые с мозаичным или волнистым угасанием. С кварцем ассоциирует альбит в участках пересечения крупных зерен плагиоклаза. С этой разновидностью кварца

также встречаются карбонат, серицит, рудные минералы и мусковит, причем карбонат и рудные имеют характер явно более поздних образований. Реже наблюдаются прожилки, сложенные мелкозернистым равнопогасающим кварцем и гребенчатым кварцем со слабым облачным погасанием, которые пересекаются прожилками мелкогранулированного кварца.

Серицит развивается по зернам плагиоклаза и образует тонкие просечки, приуроченные к прожилкам крупнозернистого мозаичного кварца, а также сечет их.

Карбонат встречается в двух видах. «Землистый» карбонат ассоциирует с эпидотом и образует рассеянные мелкие агрегаты и тонкие просечки совместно с рудными, пересекающими прожилки крупнозернистого кварца. «Чистый» карбонат также отмечается в форме рассеянной вкрапленности в ассоциации с рудными и развивается по тонким трещинам.

Рудные минералы обычно находятся совместно с карбонатом, а также образуют скопления в участках развития серицита, где обычно ассоциируют с гидроксидами железа. Кроме того, отмечаются метакристаллы, развивающиеся вдоль микротрещин, пересекающих прожилки мелкозернистого равнопогасающего кварца.

Измененные плагиограниты практически постоянно содержат низкие концентрации золота (до 14,3 г/т). Отмеченный характер околожилных изменений указывает на сложный состав рудоносной минеральной ассоциации, включающей не менее четырех минеральных комплексов, в том числе и кварц. Собственно рудная минерализация (серицит-рудный, «землистый» карбонат-эпидот-рудный, «чистый» карбонат-рудный, рудный) наложена на ранние комплексы крупнозернистого, мозаичного кварца-альбита-мусковита и мелкозернистого равнопогасающего кварца. По данным Г.Г.Кочина (1968), рудные минералы представлены халькопиритом, галенитом, арсенопиритом, пиритом и тонкодисперсным свободным золотом. Содержание сульфидов не превышает 2—5%. Около 5% Au связано с пиритом.

В ходе предшествующих на месторождении работ выявлена пространственная связь золотого оруденения с геохимической аномалией мышьяка. Исследование корреляционной зависимости между Au и As в пределах рудоносной полосы подтвердило существование значимой связи между ними, проявляющейся лишь на некоторых участках месторождения вдоль восточного контакта массива (рис. 6).

Ореол значимой корреляционной связи между Au и As, установленный по данным опробования скважин 1 и 2, более круто склоня-

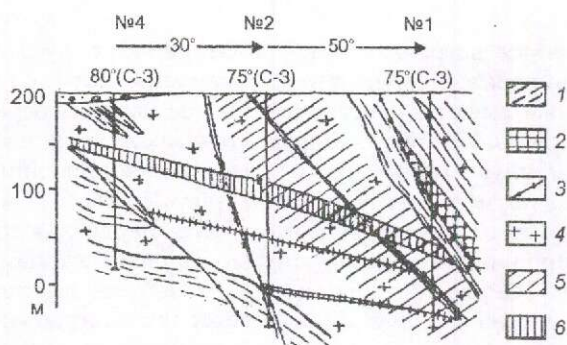


Рис. 6. Разрез через скважины 1, 2, 3 в южной части массива:

1 — андезиты, андезитобазальты; 2 — серпентиниты; 3 — плагиограниты, плагиопорфиры; 4 — габбро-долериты, долериты; 5 — участки повышенной золотонности; 6 — область значимой корреляционной связи между золотом и мышьяком

ется к северу, чем выявленные зоны продуктивной прожилково-вкрапленной минерализации, и совпадает в плоскости скважин с пересечением продолжения близмеридиональной зоны прожилково-вкрапленной минерализации, развитой на южном и центральном участках, и до-рудной дайки габбро. Результаты изучения поверхности указывают на общую слабую корреляционную зависимость между Au и As или на ее отсутствие и отражены в таблице коэффициентов ранговой корреляции, рассчитанных по методике [8]. Несовпадение пространственной ориентировки области значимой корреляционной связи Au и As и богатого золотого оруденения, а также приуроченность области корреляционной связи к эндоконтакту массива позволяют считать, что мышьяковая минерализация и золотое оруденение на месторождении проявились на разных этапах формирования его структуры. Кроме мышьяка, в продуктивных зонах определены Cu, Ni, Mo, Sn, Pb, Zn. Золото не коррелируется с ними. Обнаружение корреляционной связи Au с As позволяет более уверенно производить увязку вскрытых продуктивных зон.

Геолого-геоморфологические особенности региона, обусловленные мезокайнозойскими процессами формирования Аравийско-Нубийского свода и рифтогенеза, показывают, что золотое оруденение в центральной части Восточной пустыни приурочено к области развития вулканического пояса протерозойско-рифейского возраста, характеризующегося блоковым строением. Известные золоторудные проявления в его пределах, с одной стороны, обнаруживают хорошо выраженную про-

Au/As коэффициенты корреляции на интервалах скважин и участках месторождения

Скважины, участки	Число анализов	Коэффициент корреляции
№ 1, 152—250 м	51	0,60
№ 2, 0—125 м	64	0,64
125—260 м	50	0,33
№ 4, 10—100 м	30	0
Южный	77	0,45
Центральный	66	0,50
Северный	39	0,30
Северный (фланг)	82	0,20

странственную связь с межблоковыми зонами и развитыми в них интрузивными образованиями, а с другой — сопровождаются полями развития дайковых серий, возраст которых не всегда определяется однозначно (рифей—мезозой).

Структурные особенности месторождений позволяют выделить среди них объекты, перспективные для выявления промышленных запасов руд прожилково-вкрапленного и штокового типов, а также для поисков «слепого» жильного оруденения.

Предварительные результаты работ по оценке перспектив месторождения Сукари указывают на пространственную и возрастную связь золотого оруденения с вулканотектоническими процессами, которым свойственны продукты дифференцированного магматизма — габбро (кварцевое габбро) — сиенит-порфиры (лампрофиры) значительно более молодого возраста, чем вмещающие плагиограниты, и на формирование оруденения в приповерхностных условиях, которое сопровождалось подвижками взбросо-сдвигового характера и развитием двух основных систем рудовмещающих разрывов, обладающих встречным падением и проявляющих тенденцию к сопряжению в центральной и отчасти в южной частях массива, в связи с чем названные участки перспективны для дальнейших поисков. С учетом величины эрозионного вреза и уровня подсечения рудной минерализации вертикальный размах оруденения превышает 400 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бессоненко В.В., Дыренко В.А. Объяснительная записка к листу Гебель эль Сукари (1:100 000). — Каир, 1974.

2. Божко Н.А. Тектоническое развитие Африки и Аравии в позднем докембрии // Геология и разведка. 1979. № 2. С. 3—13.
3. Борукаев Ч.Б. Структурная позиция докембрийских вулканоплутонических поясов. Структурные элементы земной коры и их эволюция. — Новосибирск: Наука, 1983.
4. Бордонос В.П. Прогноз рудолокализирующей структуры и вопросы поисков рудных тел на золоторудном месторождении Сукари. — Каир, 1975.
5. Геологическая карта Восточной пустыни Египта (1:250 000) / А.Х.Сабет, В.Б.Цогоев, В.В.Бессоненко, Л.М.Бабури. — Каир, 1973.
6. О золотом оруденении в Восточной пустыне / А.Х.Сабет, В.Б.Цогоев, В.П.Бордонос и др. — Каир, 1974.
7. Рудич Е.М. Движущиеся материи и эволюция океанического ложа. — М.: Недра, 1983.
8. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах / С.В.Григорян и др. — М.: Недра, 1965.
9. Сабет А.Х. Стратиграфия пород фундамента Египта. — Каир, 1968.
10. Хьюм У.Ф. Геология Египта. — Каир, 1937.
11. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). — М.: Недра, 1974.

УДК 553.463/.493.45 (235.222-16)

© В.М.Чекалин, 2001

ВОЛЬФРАМ-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И ЕГО ПЕРСПЕКТИВЫ

В.М.Чекалин (ОАО «Сибирьполиметаллы»)

Охарактеризована вольфрам-редкометальная минерально-сырьевая база (МСБ) Северо-Западного Алтая, генетически связанная с массивами пермо-триасовых гранитоидов. После переоценки она может представлять промышленное значение для рентабельной отработки малыми горно-рудными предприятиями.

Северо-Западный Алтай известен как крупная минерально-сырьевая база с разведанными запасами для цветной (медно-цинково-цинковые руды) и черной (железные руды) металлургии России [12]. При этом одно из железорудных месторождений с запасами в первые миллиарды тонн руды может рассматриваться и как перспективный источник титанового, ванадиевого и алюминиевого сырья [15]. Вместе с тем в регионе имеются еще и вольфрамовые проявления с бериллием, висмутом, молибденом, флюоритом и т.д., которые после переоценки могут отрабатываться вместе с близко расположенными полиметаллическими и железорудными месторождениями.

Первое упоминание о вольфрамите относится к 1788 г., когда Ренованц в Колыванском месторождении, известном с 20-х годов XVIII столетия как медное, обнаружил его в кварцевых жилах, назвав ошибочно «черным шерлом». В последующем изучение геологической позиции месторождения позволило открыть в регионе еще несколько месторождений и проявлений комплексных вольфрамсодержащих руд, состоящих из вольфрамитов, шеелитов, молибденитов, висмута, берилла, флюорита и т.д. Все они принадлежат к грейзено-скарно-

во-кварцево-жильному типу, генетически связанному с гранитами калбинского (синюшинского) комплекса пермо-триасового возраста. Граниты представлены четырьмя крупными в разной степени оруденелыми массивами — Саввушинским, Синюшинским, Тигирекским, Убино-Белореченским, составляющими единую вольфрам-редкометальную область Северо-Западного Алтая. Каждый массив — это рудный узел с одним или двумя рудными полями, включающими одно-два месторождения, отдельные рудопроявления и пункты минерализации (рис. 1).

Граниты и связанные с ними рудные объекты изучались многими геологами. В результате получен огромный фактический материал, систематизированный автором в процессе составления карты полезных ископаемых (КПИ) и закономерностей их размещения в рамках Государственной геологической карты м-ба 1:200 000, лист М-44-ХІ [2].

Рассматриваемые гранитные массивы в области сочленения структур Горного и Рудного Алтая тяготеют непосредственно к глубинным разломам северо-западного простирания, группируясь вдоль двух пересекающихся под углом 30° линий, ориентированных по ази-

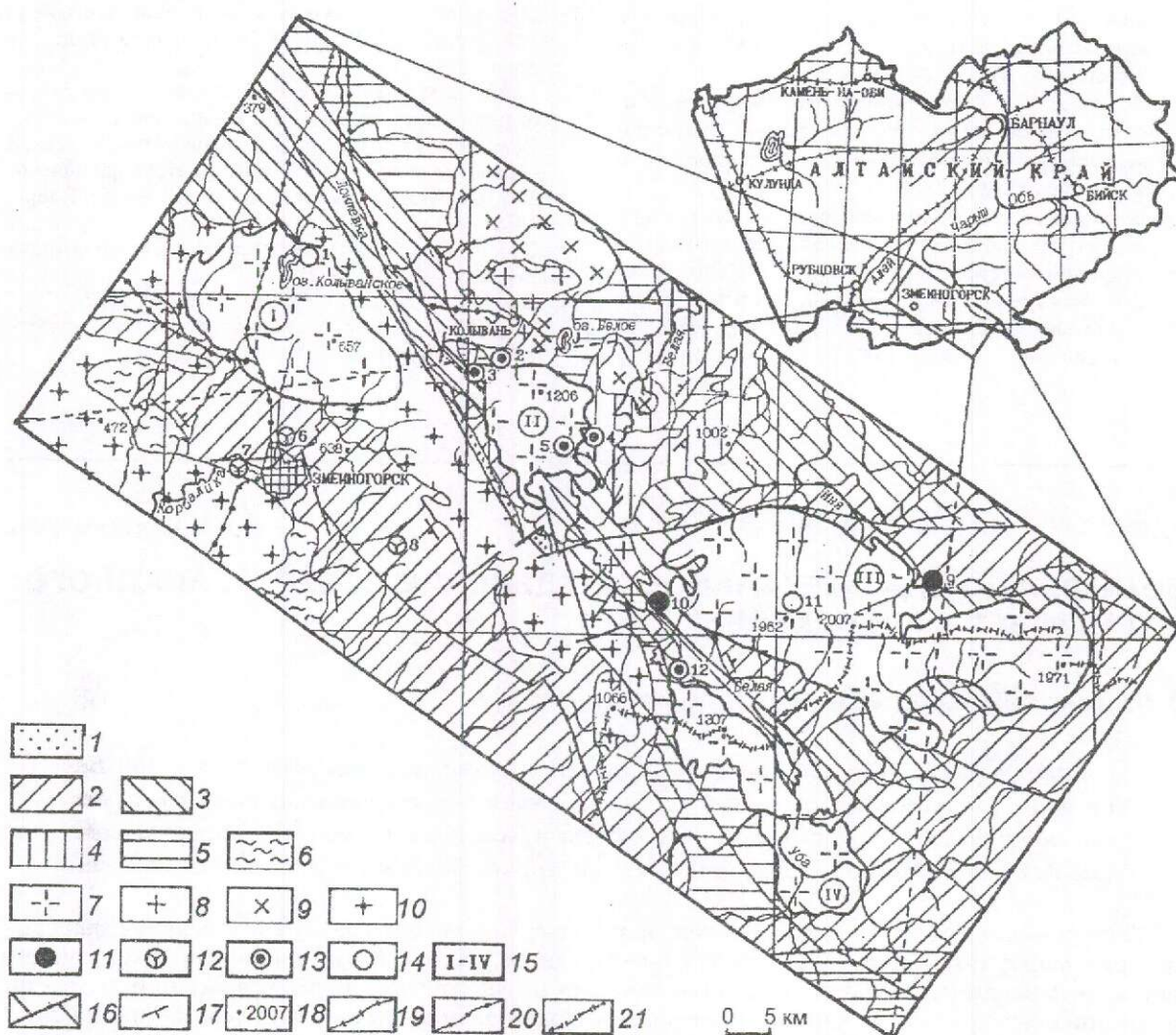


Рис. 1. Схема размещения основных массивов гранитов синюшинского (калбинского) комплекса и месторождений разных полезных ископаемых в Северо-Западном Алтае:

1 — нижнекаменноугольные известняки, алевролиты, песчаники; 2 — средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования; 3 — нижнесилурийские известняки и терригенные отложения; 4 — средне-верхнеордовикские терригенно-карбонатные породы; 5 — кембро-ордовикские песчано-сланцевые комплексы; 6 — нижнепалеозойские сланцы, метапесчаники зеленосланцевой формации; 7 — граниты биотит-микроклиновые разнозернистые порфировидные пермо-триасовые синюшинского (калбинского) комплекса; 8 — граниты биотитовые и двуслюдяные среднезернистые порфировидные позднедевонско-раннекаменноугольные боровлянского комплекса; 9 — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты позднедевонские усть-беловского комплекса; 10 — граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро позднедевонские змеиногорского комплекса; месторождения: 11 — скарново-магнетитовые (9 — Инское, 10 — Белорецкое), 12 — колчеданно-полиметаллические (6 — Корбалихинское, 7 — Зареченское, 8 — Лазурское), 13 — вольфрам-редкометалльные (2 — Колыванское, 3 — Новоколыванское, 4 — Плитнинское, 5 — Кремлевское, 12 — Белорецкое), 14 — редкоземельно- и редкометалльно-пегматитовые (1 — Ортитовая сопка, 11 — Тигирекское); 15 — гранитные массивы (I — Саввушинский, II — Синюшинский, III — Тигирекский, IV — Убино-Белореченский); 16 — разрывные нарушения; 17 — элементы залегания пород; 18 — абсолютные высотные отметки, м; дороги: 19 — железные, 20 — шоссейные асфальтированные; 21 — граница между Россией и Казахстаном

мутам 295 и 325° (см. рис. 1). На первой линии располагаются Саввушинский и Тигирекский массивы, на второй — Синюшинский и Убино-Белореченский. В этой группировке просматривается определенная закономерность. Массивы первой линии, хотя и локализованы в разных (соответственно рудно- и горноалтайских) структурах, к моменту начала горообразовательных процессов находились примерно на одном, более высоком, уровне, чем массивы второй линии, залегающие значительной своей частью в пределах Северо-Восточной зоны смятия. Такой разный уровень первоначально их залегания обусловил после горообразования и разный уровень эрозионного среза. Глубоко эродированными оказались массивы первой линии, слабо эродированными — второй. Мощность Тигирекского и Саввушинского массивов колеблется от 1,5 до 3,5 км, Синюшинского 10—12 км [17], Убино-Белореченского 8—10 км. Массивы отчетливо выражены в положительных магнитных и отрицательных гравиметровых полях, резко меняющихся в зависимости от уровня эрозионного среза. Чем ниже эрозионный срез, тем выше абсолютные значения магнитных и гравиметровых полей. Напряженность, например, магнитного поля глубоко эродированных массивов достигает 1500—2000 нТл, а в слабо эродированных, где сохраняются купола, она уменьшается до 300—500 нТл [2].

Интрузивный комплекс, слагающий названные массивы, представлен средне-крупнозернистыми порфировидными мелано-мезолейкократовыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, диоритами, габбро-диоритами, гибридными гранитами, гранит-порфирами, аплитовидными гранитами, имеющими между собой нередко постепенные переходы, аплитами часто в виде даек, пегматитовыми жилами, линзами и т.д. Каждая из этих разновидностей или их группы, ассоциируясь с определенной фазой становления интрузии, находятся в сложных взаимоотношениях. При этом у исследователей нет единого мнения о количестве, порядке внедрения и составе фаз, что, вероятно, естественно, поскольку формирование массивов не проходило строго по одной схеме. Они, как правило, с крутыми контактами, сопровождающимися широкими (до 1—2 км) полями различных роговиков. Абсолютный возраст гранитов комплекса, определенный в разных лабораториях калий-аргоновым методом по валовым пробам (около 50), отобранным в разные годы из разных массивов, варьирует от 177 до 273 млн. лет, составляя в среднем около 230 млн. лет.

Единичные измерения в цирконах по U-Pb методу показывают $244 \pm 2,5$ млн. лет [2]. Все это отвечает возрастному интервалу пермь — триас.

Синюшинский массив (рудный узел) размещается в горноалтайских структурах, касаясь юго-западным краем Северо-Восточной зоны смятия. В плане имеет близкую к изометричной форму с диаметром около 12 км (площадь около 105 км²). Прорывает терригенно-карбонатные толщи кембро-ордовикского, ордовикского, силурийского, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения ранне-среднедевонского возраста, а также гранитоидные интрузии позднего девона — раннего карбона. Массив изучался В.В.Потапьевым [8], С.П.Шокальским и другими исследователями, первый из которых выделил четыре фазы его становления. При этом в первую фазу он включил аплиты Колыванской апофизы, прослеживающейся на север от массива до горы Очаровательная на расстояние более 10 км. Считается также, что аплиты — это инъекция остаточного расплава [10]. С.П.Шокальский все граниты апофизы отнес к самостоятельному позднедевонско-раннекаменноугольному боровлянскому комплексу. Как рудный узел массив, в отличие от других, характеризуется наибольшим разнообразием и количеством полезных ископаемых, основные из которых — вольфрам, бериллий, висмут, флюорит — сконцентрированы преимущественно в Колыванском, Плитнинском, Кремлевском, Новоколыванском месторождениях.

Колыванское месторождение висмут-медно-вольфрамовых руд, изучавшееся В.К.Котульским, И.Л.Лурье, И.С.Цейклиным, М.Ф.Черкашениным, М.А.Ильющенко, А.А.Мацулеви-чем, Ю.А.Спейтом, А.М.Новоселовым и подробно охарактеризованное автором [13], локализовано в мощном (150—300 м) дайкообразном субмеридиональном вертикально падающем теле (Колыванской апофизе) аплитов, залегающем в южной части среди порфировидных гранитов калбинского (синюшинского) комплекса, а севернее — среди гранодиоритов усть-беловского комплекса позднего девона (рис. 2).

Тектоническими нарушениями сбросо-сдвигового характера месторождение разбито на Южный, Центральный и Северный блоки, в каждом из которых развиты рудоносные кварцевые жилы, ориентированные параллельно и субпараллельно контактам тела аплитовидных гранитов и имеющие вертикальное или очень крутое преимущественно западное падение. Протяженность их по простиранию 50—350 м, по падению 150—200 м. Мощ-

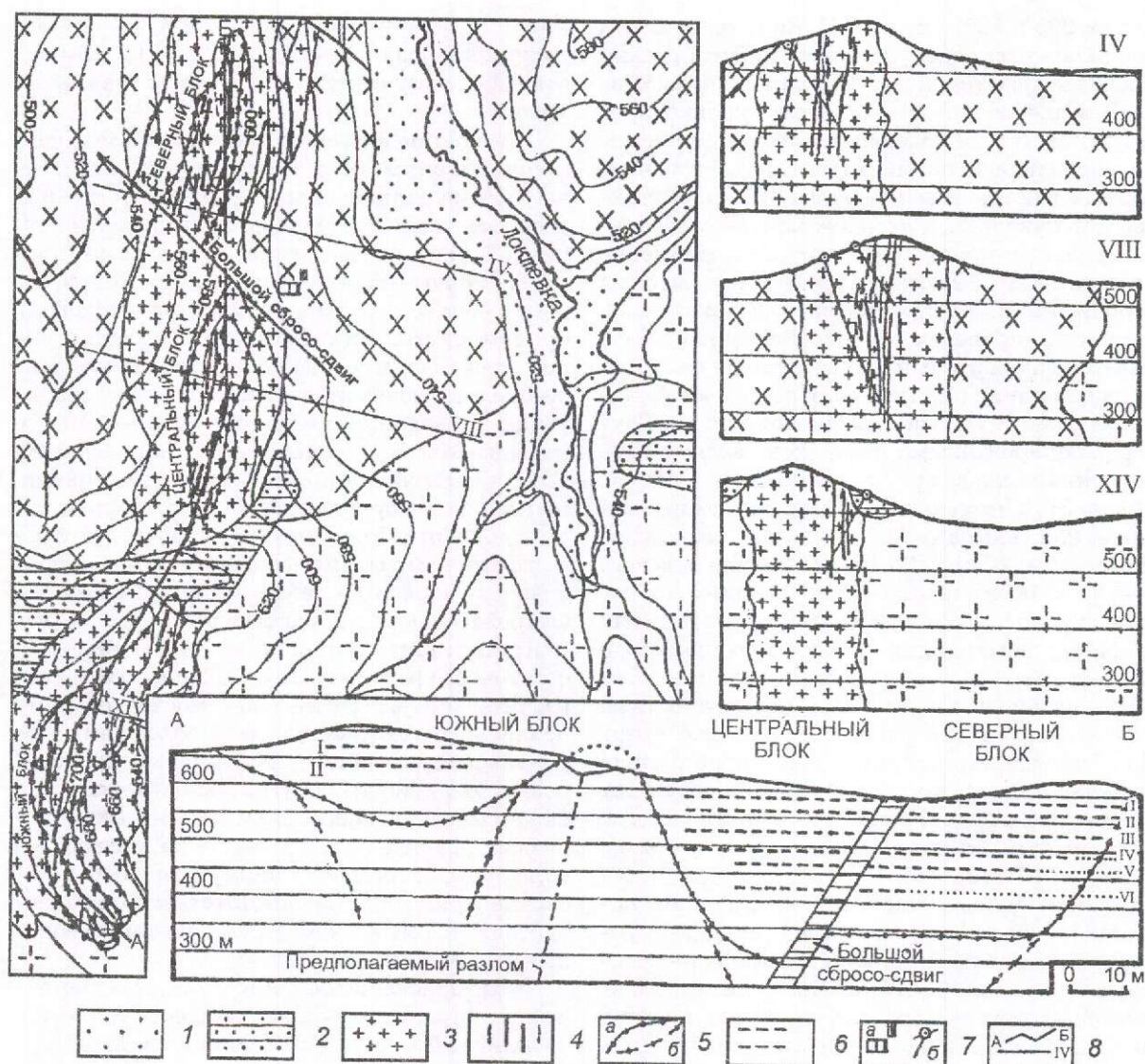


Рис. 2. Геологическая карта, разрезы и проекция на продольную вертикальную плоскость рудной зоны Колыванского месторождения, по материалам И.С.Цейклина (1933), а также данным по Колыванскому руднику (1960):

1 — песок, галька, валуны речных образований; 2 — нижнепалеозойские метаморфизованные песчано-сланцевые отложения; 3 — аплиты и аплитовидные граниты; 4 — кварцевые вольфрамсодержащие жилы; 5 — контуры известного (а) и предполагаемого (б) оруденения; 6 — горизонты отработки; 7 — шахта (IV, VIII, XIV); остальные усл. обозн. см. рис. 1

ность промышленных жил в большинстве случаев 0,2—0,7 м, иногда 1—2 м, редко более. Жилы обнажены во всех блоках. Блоки различаются по уровню эрозионного среза (Северный блок приподнят относительно Центрального и особенно Южного), форме проявления, количеству и размерам кварцевых жил, взаимоотношению с вмещающими гранитами, запасам руд и т.д. Из 25 промышленных рудных

жил месторождения пять принадлежат Южному блоку, 14 — Центральному и шесть — Северному. Главный рудный минерал — вольфрамит — проявляется обычно в виде мелкой вкрапленности в кварце, грейзенизированных гранитах и грейзенах, иногда образует крупные гнезда кристаллов. Отмечаются также арсенопирит, пирит, шеелит, халькопирит, висмутин, молибденит и др. На выходе рудноос-

ных жил на дневную поверхность содержание (%) триоксида вольфрама, меди и висмута составило соответственно 0,63 (при колебаниях 0,07—1,28), 0,54 (0,05—3,06) и 0,18 (0,03—0,51). Наиболее высокое содержание WO_3 и Cu установлено в Центральном блоке (0,9 и 1,05%), а Bi (0,27%) — в Северном.

Месторождение освоено неравномерно. Южный блок разведан в основном до второго горизонта, Центральный — до шестого (200 м), Северный — до пятого (150 м). До этих глубин они и отрабатывались подземным способом. Всего добыто 650 тыс. т руды. Извлекались только WO_3 , Cu и Bi не извлекались. По состоянию на 01.04.60 г., по данным М.А.Ильющенко, неотработанных запасов руды категорий В+С₁+С₂ числилось 370,6 тыс. т, WO_3 — 1897 т (0,51%), Cu — 3226 т (0,87%), Bi — 309 т (0,08%). Прогнозные ресурсы Р₁ в интервале глубин 200—300 м при тех же содержаниях металлов составляют: руды — 410 тыс. т; WO_3 — 2090, Cu — 3570, Bi — 330 т.

Плитнинское месторождение флюорит-вольфрамовых руд, известное с 1955 г. (Б.В.Дроздов), предварительно разведано при помощи канав, шурфов, штольни и одной скважины с рудным интервалом на глубине 132 м мощностью 12,5 м (С.В.Журавлев, А.Д.Снигирев, С.А.Романович и др.). Оно представлено

шеелит-флюоритовыми везувиан-гранатовыми скарнами в виде уплощенной залежи с многочисленными разной (1,5—15 м) мощности телами, находящейся в лежащем боку апофизы мощностью до 15—20 м аплитовидных гранитов в восточной части Синюшинского массива (рис. 3). Скарны с апофизой прослеживаются в северо-восточном направлении на расстояние около 350 м с падением на юго-восток под углом 55°. Они образованы по известнякам ханхаринской свиты среднего ордовика. В их состав входят гранат, везувиан, кварц, кальцит, эпидот, полевой шпат, флюорит, шеелит, редко амфиболы, мусковит, биотит, магнетит, циркон, еще реже берилл. К промышленно ценным относятся шеелит и флюорит, содержание которых в скарнах достигает 1,5 и 40—45% соответственно. Запасы руды категорий С₁+С₂ 524 тыс. т, WO_3 3,432 (0,65%), CaF_2 38,046 (7,26%). По данным технологических исследований руд шеелитовый и флюоритовый концентраты имеют следующие параметры, %: выход 0,4—1,35 и 3,46—4,5; содержание в одноименных концентратах WO_3 64—65 и CaF_2 72—83,89; извлечение WO_3 до 86,37 и CaF_2 68,39—76,5 (Г.В.Сучкова, 1974).

Кремлевское месторождение вольфрам-бериллиевых руд известно с 1943 г. На площади около 1 км² оно представлено боль-

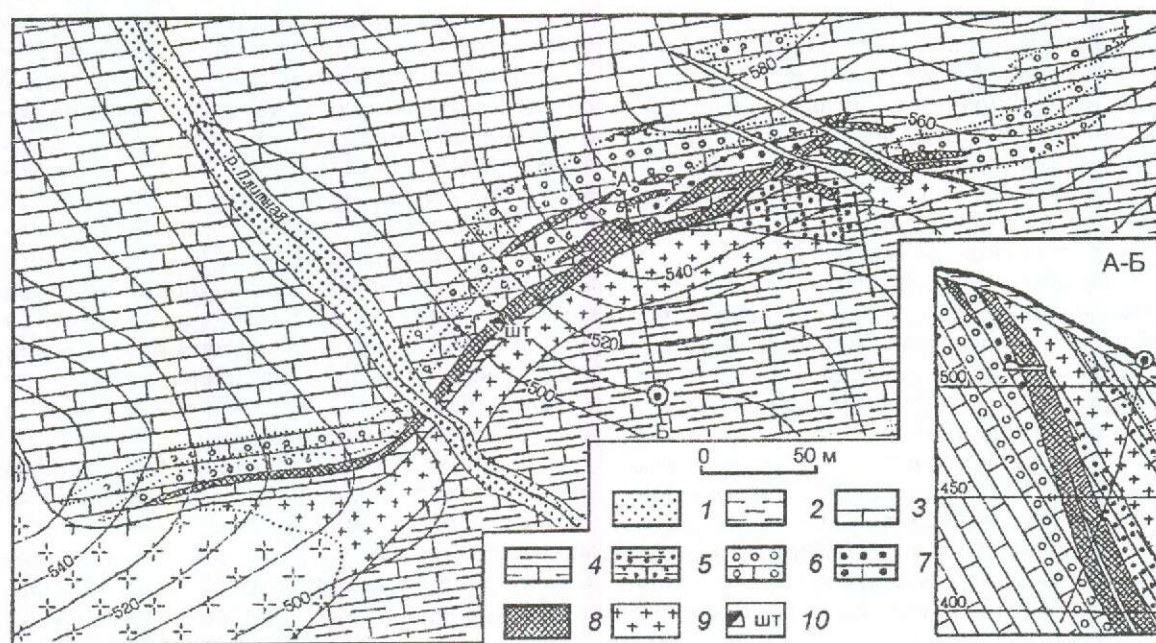


Рис. 3. Геологическая карта и разрез Плитнинского месторождения, составил А.М.Петров (1960):

1 — пролювиально-делювиальные отложения; 2 — глина с мелким щебнем; 3 — известково-глинистые сланцы; 4 — глинистые известняки; 5 — ороговикованные известково-глинистые сланцы; известняки; 6 — слабо скарнированные, 7 — интенсивно скарнированные; 8 — рудоносные скарны; 9 — аплитовидные граниты; 10 — штольня; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

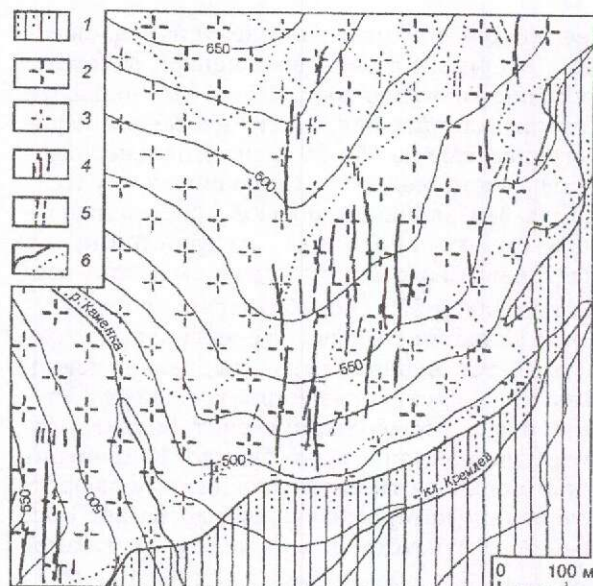


Рис. 4. Геологическая карта Кремлевского месторождения, составил С.В.Журавлев (1962):

1 — ороговикованные известково-глинистые сланцы бугрыштинской свиты среднего ордовика; порфириовидные граниты: 2 — средне-крупнозернистые, 3 — мелкозернистые; 4 — кварцевые рудные жилы мощностью более 5 см; 5 — кварцевые прожилки; 6 — контакты между породами

шим количеством (около 100) кварцевых жил, залегающих субмеридионально и круго в эндоконтакте порфириовидных гранитов в восточно-юго-восточной части Синюшинского массива (см. рис. 1 и рис. 4). Длина жил до 50—310 м, мощность 0,05—0,4 м. Общая длина наиболее перспективных рудоносных жил, вскрытых эрозией и имеющих мощность 0,15 м, равна 2126 м. Граниты в приальбандовых частях жил грейзенизированы, наиболее интенсивно в их висячем боку, где мощность зон достигает 0,2 м. Жилы выполнены кварцем трех генераций. Кварц первой генерации светло-серый, рудоносный, второй (редок) — темно-серый до черного, несет радиоактивную минерализацию (браннерит), третьей — белый, безрудный. Главные рудные минералы — берилл и вольфрамит, отмечаются флюорит, пирит, молибденит, реже шеелит, браннерит, поликраз, ортит, ильменорутит, висмутин в виде мелкой вкрапленности, гнезд и тонких прожилков. По данным С.В.Журавлева и др. (1960), берилл в центральных частях кварцевых жил образует гнездообразные скопления мелких минеральных агрегатов или одиночные призматические кристаллы, иногда тонкие мономинеральные прожилки. В грейзенизированных оторочках

кварцевых жил берилл крайне редок. Кристаллы его мелкие (0,5×0,1 см), хотя иногда достигают 5 см в длину и 1,5 см в поперечнике. Выделяются две разновидности берилла: плохо ограненные кристаллы желтого цвета и хорошо ограненные зеленоватой окраски. Их химический состав по единичным пробам следующий, %: Be 12,40 и 13,56, Al₂O₃ 17,00 и 18,65, SiO₂ 61,40 и 63,30, Fe₂O₃ 4,70 и 0,53, CaO 0,20 и (—), K₂O, Na₂O, Li₂O и др. 2,30 и 1,83, п.п. 1,78 и 1,27. Наиболее распространенный после берилла вольфрамит выделяется в виде мелких, реже крупных кристаллических форм. Ассоциирует с бериллом, при этом берилл второй разновидности накладывается на него. В грейзенизированных гранитах вольфрамит встречается редко. Содержание берилла в кварцевых жилах возрастает с приближением к контакту гранитов с вмещающими породами и на участках сбросо-сдвигов и пересечения жилами даек аплитовидных гранитов.

Месторождение относится к гидротермально-плутоническому генетическому типу. Предварительно разведано только с поверхности канавами и шурфами. Запасы руды (по С.В.Журавлеву, 1960) до глубины 55—155 м в десяти наиболее изученных жилах по категориям C₁+C₂ равны 54,6 тыс. т, BeO 125 т (0,229%), WO₃ 95,5 т (0,175%). Однако они могут возрасти за счет разведки на глубину и прилегающих площадей, где установлены геохимические аномалии с содержанием Be до 0,01%.

Новоколыванское месторождение вольфрамовых руд гидротермально-плутонического типа известно с 1723—1726 гг., оценивалось в 1941—1942, 1958, 1972—1975 гг. (С.А.Романович) при помощи канав, шурфов, двух скважин. Находится в северо-западном экзоконтакте Синюшинского массива (см. рис. 1 и рис. 5). Разрез сложен ороговикованными, местами скарнированными сланцами чинетинской и мраморизованными известняками чагырской свит северо-западного простирания. Породы рассланцованы и трещиноваты. Основная часть трещин выполнена кварцем с вольфрамовой минерализацией. Насыщенность вмещающих пород рудоносными прожилками: 1—5 на 1 м при их средней мощности 2—10 см, более мощные жилы редки. Частота очень тонких прожилков увеличивается до 15—20. Отмечаются небольшие (1—2)×0,3 м тела везувиан-гранат-пироксеновых скарнов. Жильные минералы — кварц, реже полевошпат. Главные рудные минералы — шеелит, вольфрамит, реже присутствуют пирит, берилл, флюорит. Рудные минералы развиты не только в кварцевых жилах, но и в кварц-полевошпатовых метасоматитах и мусковит-флюорит-

кварцевых грейзенах. Общая зона минерализации со средним содержанием WO_3 0,11% прослеживается в северо-западном направлении на 1500 м при ширине 100—150 м. В центральной ее части выделяются участки с содержанием WO_3 от следов до 1,8% (в среднем 0,21%). С.А.Романович и другие исследователи отмечают, что вольфрамовое оруденение с глубиной не уменьшается. Поэтому прогноз WO_3 до глубины 350 м оценивается в 68 тыс. т.

Убыно-Белореченский массив (рудный узел) в значительной своей части связан с Северо-Восточной зоной смятия, тяготея к горно-алтайским структурам. По простиранию он прослеживается на расстояние 32 км при ширине до 10 км. Его площадь около 210 км², из которых 40 км² принадлежат России и 170 км² — Казахстану (см. рис. 1). Вмещают массив кембро-ордовикский алевролит-сланцево-песчаниковый, нижнесилурийские известняко-

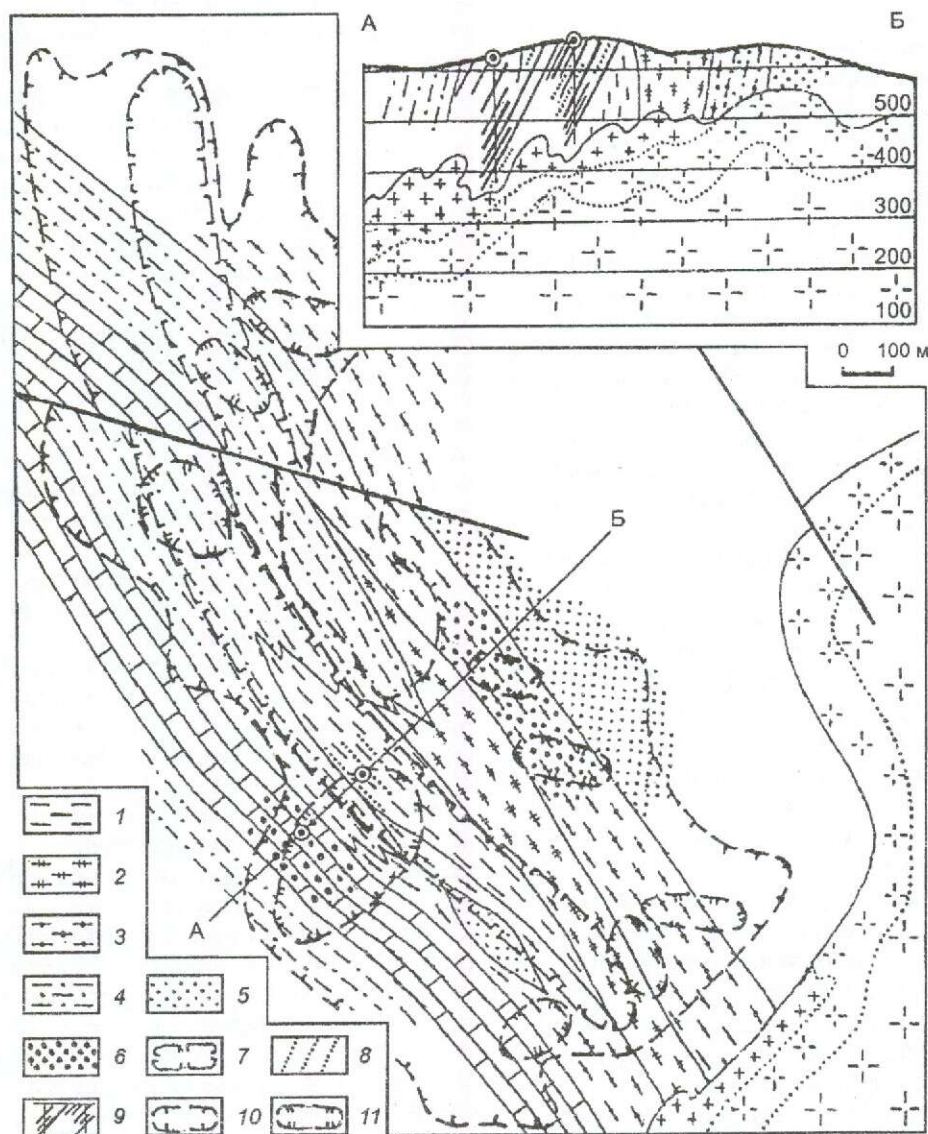


Рис. 5. Геологическая карта и разрез Новоколыванского месторождения, составил А.Е.Силаев (1975), уточнения В.М.Чекалина:

сланцы: 1 — биотитовые, 2 — биотит-актинолитовые, 3 — кальцит-биотит-актинолитовые, 4 — кальцит-биотит-эпидот-актинолитовые; 5 — роговики актинолит-диопсидовые, диопсидовые; 6 — скарны и скарнированные породы; 7 — контур мусковит-кварц-полевошпатовых метасоматитов (грейзенов); 8 — трещинная грейзенизация; 9 — рудные жилы с содержанием $WO_3 > 0,1\%$; металлотметрический ореол вольфрама: 10 — $> 0,01\%$, 11 — $> 0,03\%$; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

во-песчаниково-алевролитовый и известняковый и ниже-среднедевонский осадочно-вулканогенный комплексы пород. По М.С.Баклакову (1935), массив представлен асимметричным лакколитом с основным подводящим каналом на участке его северо-западного окончания и, возможно, одним небольшим дополнительным, находящимся примерно в середине. Он погружается в северо-западном направлении, где в сохранившейся апикальной части обнажаются наиболее кислые дериваты гранитной магмы (аплиты и аплитовидные граниты, гранит-порфиры с альбитом № 5, двуслюдяные лейкократовые граниты с альбитом № 5—8, среднезернистые биотитовые граниты с альбит-олигоклазом № 10—20). В юго-восточной воздымающейся части массива обнажаются крупнопорфировидные неравномерно-зернистые граниты нижних горизонтов с повышенной основностью (с олигоклазом № 25—28). Описанная смена разностей гранитов отражает естественное явление нормальной дифференциации гранитной магмы, когда верхние горизонты обогащаются летучими компонентами, обуславливая образование более кислых дифференциатов, а на нижних горизонтах накапливаются продукты повышенной основности. Переходы между этими разностями, как правило, постепенные.

При становлении массива в нем проявились хорошо картирующиеся трещины отдельности систем *S*, *Q* и *L* (по Клоосу). Особенно заметно выражена продольная отдельность *S*, ориентированная согласно простиранию массива по азимуту 310—340° с падением в разные стороны под углом 50—75°. С ней связаны дайки аплита, пегматита, апофизы аплитовидных гранитов и основная часть рудоносных кварцевых жил и т.д. Трещины отдельности *Q*, перпендикулярные трещинам системы *S*, простираются по азимуту 40—70° с падением в разные стороны под углом 70—80°. Они во многом имеют то же наполнение, что и трещины системы *S*, но рудоносность их значительно слабее. Пологопадающие (10—25°) трещины системы *L* разбивают массив на субгоризонтальные плиты. Иногда они фиксируются дайками аплита. Крутопадающие системы трещин отдельности *S* и *Q* предопределили благоприятные условия для свободного движения рудоносных растворов из глубинных очагов остывающего магматического расплава и образования рудосодержащих скарнов, кварцевых жил, грейзенов как в самом массиве, так и во вмещающих его породах. Так сформировалось большое поле вольфрам-редкометального оруденения с Белорецким месторождением.

Белорецкое месторождение молибден-вольфрам-бериллиевых руд открыто В.П.Нехорошевым в 1929 г. В 1932—1942 гг. оценивалось (Н.В.Пинус [7], Г.Ф.Шендерей [16], Д.Н.Михайлов, В.В.Плечкан, М.Ф.Черкашенин и др.) и обрабатывалось старательским способом как вольфрамное. В 1955—1958 гг. проведены поисково-разведочные работы на бериллий (Я.А.Косалс). В целом оно предварительно разведано на глубину около 150 м (до уреза воды р. Белая) четырьмя штольнями, множеством канав, шурфов, расчисток, одиночными скважинами.

Разрез стратифицированных пород месторождения сложен известняками чагырской свиты нижнего силура, смятыми в Белорецкую антиклиналь на фоне юго-западного крыла Лобазихинской синклинали в районе юго-восточного ее замыкания. Антиклиналь имеет асимметричное строение: более пологое северо-восточное крыло и крутое — юго-западное. Последнее осложнено дополнительной антиклинальной складкой более высокого порядка. В замковую часть основной антиклинали внедрился «язык» гранит-порфиров, аплитов и аплитовидных гранитов Убино-Белорецкского массива длиной около 800 м, сужающийся в северо-западном направлении от 400 до 50—20 м (рис. 6).

С юго-западным контактом этого «языка» связано Центральное крупное тело гранатовых и гранат-везувиановых скарнов, прослеживающееся в северо-северо-западном направлении на расстояние более 500 м при ширине полосы 100—150 м. В 120—150 м к западу на участке дополнительной антиклинальной складки и крупного разрывного меридионального нарушения находится еще одно, Западное, тело везувиан-пироксеновых и гранат-пироксеновых с флюоритом скарнов. На восточном крыле антиклинали известняки прорываются пятью апофизами аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, которые сопровождаются небольшими скарновыми телами. К югу от Центрального скарнового тела находятся три участка рудоносных кварцевых жил — Северный, Восточный и Южный. Жилы Северного участка (см. рис. 6, разрез В—Г) залегают среди скарнов и скарнированных известняков, жилы Восточного (штольня 3) и Южного (штольни 1, 2) проявлены в гранит-порфирах. Практически все они имеют северо-восточное падение под углом 40—80°. К востоку от Центрального тела скарнов находится поле (100×50 м) грейзенизированных аплитовидных гранитов и грейзенов. В целом процесс грейзенизации на месторождении проявился широко, за-

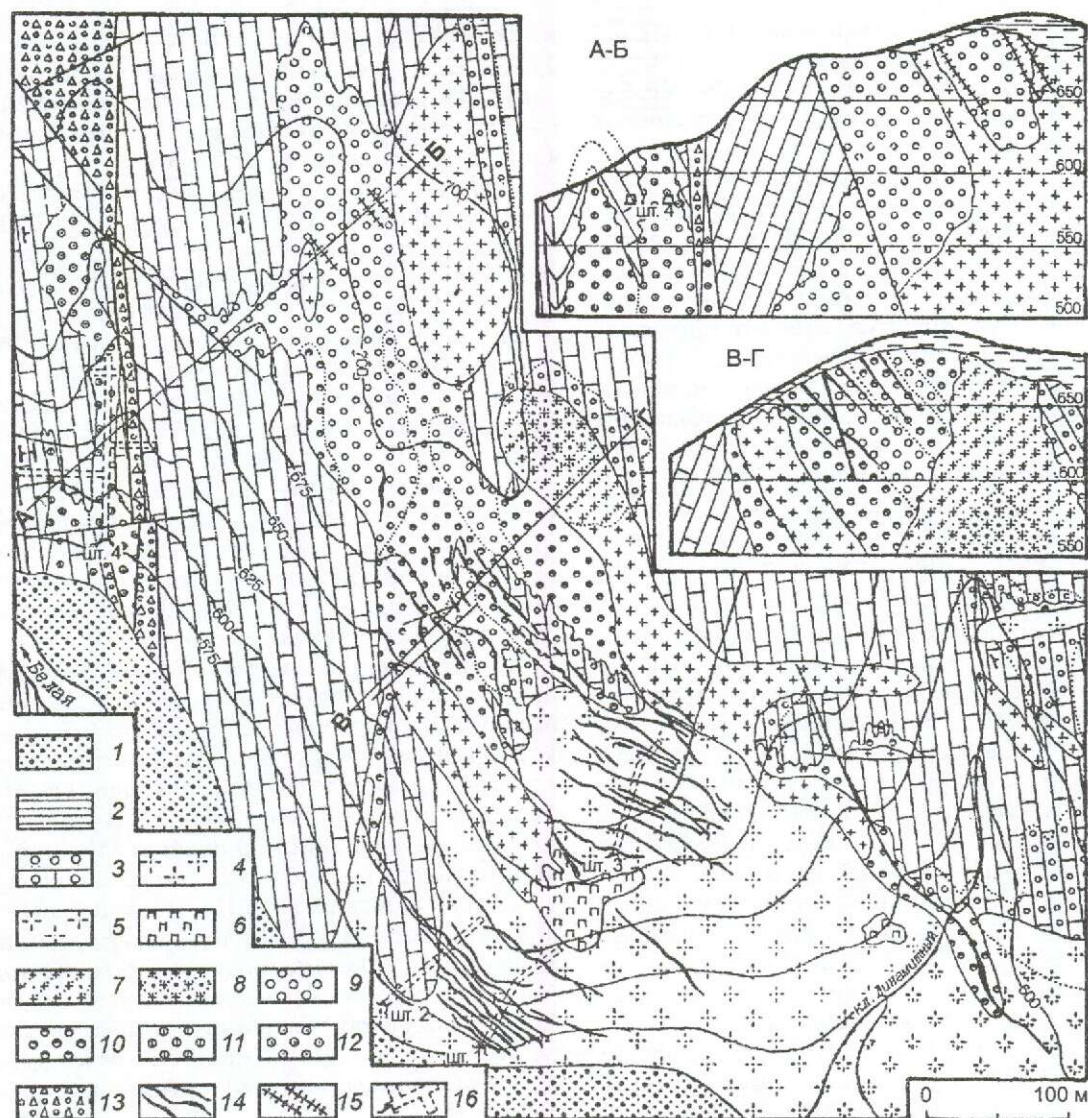


Рис. 6. Геологическая карта и разрезы Белорецкого месторождения, составили Я.А.Косалс, Б.В.Дроздов (1957):

1 — речные валунно-галечниковые отложения; 2 — сланцы; 3 — скарированные известняки; 4 — гранит-порфиры; 5 — лейкократовые двуслюдяные граниты; 6 — шилы пегматитов; 7 — грейзенизированные аплитовидные граниты; 8 — грейзены; 9 — везувиановые, 10 — гранат-везувиановые, 11 — гранат-везувиановые с флюоритом и кальцитом, 12 — везувиан-пироксеновые; 13 — скарированные кварцево-пироксеновые роговики с гельвином; 14 — кварцевые вольфрамсодержащие жилы; 15 — полевошпатовые и флюоритовые жилы в скарнах; 16 — штольни; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

тронув и в других его местах различные граниты и вмещающие их породы.

Рудная зона месторождения представляется сложно построенной и состоящей из рудоносных скарнов, кварцевых жил и грейзенов, образовавшихся в результате контактового метасоматоза и циркуляции постмагматических пневматолито-гидротермальных растворов по проницаемым участкам вмещающих

осадочно-карбонатных и интрузивных пород. При этом Я.А.Косалсом выделяется четыре генетических типа руд: 1) скарно-метасоматический, содержащий Be, W, Mo, Zn, Pb, Cu и др.; 2) грейзены, обрамляющие кварцевые рудные жилы в гранитах, и грейзены, образующие большие объемы в апикальной части этих гранитов (Be, W, Mo); 3) флюорит-мусковитовые, полевошпат-мусковитовые, флюоритовые жи-

льные и околожильные образования в скарнах (Be, W, Mo, Zn, Pb, Ag); 4) кварцевые жилы и прожилки в гранитах и скарнах (Be, W, Mo, Bi), общее количество которых более 100 (из них 56 мощностью более 0,1 м).

Вольфрамовыми минералами здесь являются вольфрамит и шеелит. Вольфрамит характерен для кварцевых жил в гранитах и полевошпатовых — в скарнах Западного тела, грейзенов. Содержание его в кварцевых жилах с глубиной увеличивается. Шеелит присутствует в кварцевых жилах вмещающих пород, скарнах и флюорит-мусковит-полевошпатовых жилах. К основным бериллийсодержащим минералам относятся берилл и гельвин. Берилл сосредоточен в кварцевых жилах среди гранитов, скарнах и грейзенах в виде мелкой и тонкой вкрапленности, плохо раскристаллизованных зернистых масс (гнезда, линзы) размером до 5×10 см, редких хорошо ограненных шестигранных кристаллов (до 1,5×4 см). Гельвин до 1955 г. не отмечался. В поверхностных условиях он, как легко растворимый, встречается крайне редко. Значительные его скопления обнаружены при проходке в 1958 г. штольни 4 в скарнах Западного тела, где он изучался Н.Ф.Андриевской (ИМГРЭ) по 120 пробам, отобраным через 1 м (Я.А.Косалс). Содержание гельвина в этом теле колеблется от 0,0432 до 1%. В гельвиновом концентрате, полученном в лаборатории Колыванского рудника, установлены, %: BeO 11,88, MnO 42, ZnO 6, FeO 5,3. Бериллий присутствует, кроме того, в ряде скарновых минералов (везувиане, гранате и др.), количество BeO в которых составляет 0,0469—0,0518%. В целом же в скарнах Центрального тела содержание BeO в поверхностных пробах оценивается в 0,02—0,12%, на глубине не изучено. Молибденит связан с грейзенами второго этапа в скарнах и кварцевыми жилами. Последняя гипогенная стадия гидротермального процесса сопровождается сульфидной минерализацией, наложенной на все ранее образованное оруденение. Она представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, висмутином, алтаитом, галенином, тетрадимитом. Характер ее распределения практически не изучен. Исключением является химический анализ, сделанный в 30-х годах, 20 бороздовых проб из скарново-сульфидной зоны (штольня 2), показавший следующее среднее содержание, %: WO₃ 0,27, Mo 0,02, Zn 1,6, Cu 0,6, Bi 0,08, Pb 0,08, Ag 33 г/т, Au 0,11 г/т. Флюорит широко распространен и связан со всеми стадиями гипогенной минерализации. Образует неравномерную вкрапленность, иногда с хорошо ограненными кристаллами кубического облика. Отмечаются моно-

минеральные линзы, жилы размером до 0,3×3,6 м. В грейзенизированных гранитах его содержание около 3%, слюдистых грейзенах — 8—22%, а в кварцевых их разностях и кварцевых жилах снижается до 2—3%.

Общие запасы месторождения неизвестны. По Государственному балансу на 01.01.53 г. числилось по категориям A+B+C₁ руды 60 тыс. т, WO₃ 195 т (0,32%), по категории C₂ руды 55 тыс. т, WO₃ 182 т (0,33%). По данным Я.А.Косалса (1955), скорректированным нами в сторону уменьшения, прогнозные ресурсы P₁ на глубину 150 м (до уреза р. Белая) составляют, тыс. т: руды 18 000, WO₃ 27,0 Mo 13,5, BeO 8,1, флюорита 1350. На глубину до 300 м они могут быть увеличены в 2—2,5 раза. Кроме этого, перспективной на возможное оруденение представляется зона контакта гранитов и известняков, прослеживающаяся к востоку от месторождения на расстояние около 3 км, где отмечаются оруденелые скарны.

Саввушинский массив (рудный узел) площадью около 310 км² при длине 27,5 км и ширине до 17 км тяготеет к структурам Рудного Алтая (см. рис. 1). Его вмещают позднедевонские гранитоиды змеиногорского комплекса и вулканогенно-осадочные породы среднего — позднего девона. Н.М.Кужельным [5] выделяются пять фаз внедрения гранитов и отдельно серия даек и разных жил. Попытка дифференцировать их по абсолютному возрасту, равному в целом для массива по K-Ar методу 185—215 млн. лет, не увенчалась успехом, поскольку продолжительность интервалов между внедрениями фаз находится в пределах точности анализа. Другие авторы выделяют три фазы.

Характерной особенностью массива является наличие в нем пегматитовых тел (жил). К наиболее известным относится тело Ортитовая сопка, находящееся в северной части массива к востоку от Колыванского озера (см. рис. 1 и рис. 7). Его наибольшие размеры в плане около 25—30 м. По Н.М.Кужельному, оно имеет зональное строение (от гранитов к центру): 1) зона (около 1 м) пегматита с письменной и грубозернистой структурой и включениями (3—1,5 см) кварца, биотита; 2) зона (1,5 м) пегматита с гранитной гигантозернистой структурой, сложенная серым кварцем (40—10 см), микроклином и кристаллическим альбитом (до 50 см), мусковитом, эпидотом (до 10—13 см), реже пиритом; 3) блоковая зона (1—13 м) микроклина с мусковитом, пиритом, гнездами и кристаллами ортита массой до 3 кг и более; 4) зона замещения, состоящая из альбита с мусковитом и кварцем; 5) кварцевое ядро (9,2 м) с микроклином, альбитом, занорышами горного хрусталя. Ор-

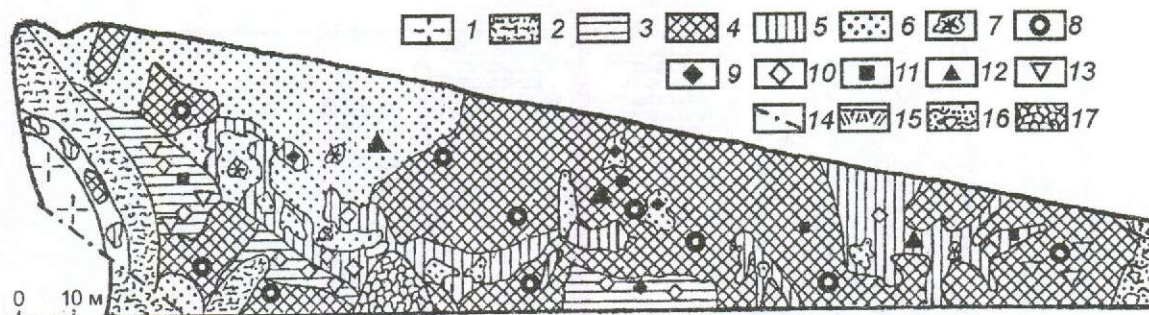


Рис. 7. Пегматитовое тело Ортитовая сопка, зарисовка юго-восточной стенки карьера, по Н.М.Кужельному, 1962:

1 — роговообманково-биотитовый гранит; пегматиты: 2 — письменной, 3 — гигантозернистой гранитной структур; 4 — микроклин (блоковая зона); 5 — альбит (зона замещения); 6 — кварц; 7 — пустоты с друзами кварца; 8 — ортит; 9 — биотит; 10 — пирит; 11 — магнетит; 12 — мусковит; 13 — эпидот; 14 — тектоническая зона; 15 — почвенно-растительный слой; 16 — делювий; 17 — отвалы

тит здесь впервые обнаружен П.П.Пилипенко. В 1911 г. им из одного гнезда извлечено 15 кг ортита, а также найден кристалл длиной около 30 см и массой 3 кг [6]. Известная часть тела Ортитовая сопка промышленного значения не имеет. Однако не исключено, что более глубокие горизонты массива могут представлять практический интерес на редкоземельное ору-денение.

Тигирекский массив (рудный узел) в структурах Горного Алтая (см. рис. 1) имеет длину 50 км, ширину 5—19 км, площадь около 572 км², из которых 390 км² на территории России и 182 км² в Казахстане. Массив залегает среди песчано-сланцевых и известковых толщ силура и осадочно-вулканогенных образований раннего и среднего девона. С учетом эрозионного рельефа и скважины глубиной 1773 м он вскрыт на глубину более 2700 м. Его изучали В.Е.Гендлер, О.М.Канфель, В.В.Федянов, А.К.Захаров, В.П.Дыкуль, А.И.Гришко, Ю.М.Теплов и др. В нем выделяют от двух до трех фаз его становления и одну жильную. Установлено, что с глубиной в нем увеличиваются основность плагиоклазов, меланократовость, железистость, содержание глинозема, магнитная восприимчивость и остаточное намагничивание, уменьшаются количество кремнезема и радиоактивность. Отмечается прямая корреляционная связь между содержанием в гранитах биотита и магнетита.

Массив интересен пегматитово-жильной составляющей с редкометальным оруденением на участке, в первую очередь, горы Разработанная (1962 м), где выявлено около 15 пегматитовых жил (тел). Из них самое крупное — тело 1, в литературе известное как Тигирекское бериллиевое месторождение. Оно открыто французским путешественником Е.Патри-

ном в 1781 г. Изучалось П.П.Пилипенко, А.К.Болдыревым, Н.А.Боговаровым, Н.Д.Довгалем, В.В.Федяновым и др. Обнажение тела 1 находится на высоте 1845 м среди среднезернистых гранитов (рис. 8). Разведано разносом и штольней длиной 18,3 м, не вышедшей из тела. По мнению Н.Д.Довгала [4], его морфология очень сложная с весьма причудливыми и изменчивыми контурами и падениями контактов. Строение зональное и, по материалам Н.Д.Довгала [4] и В.В.Федянова, выглядит следующим образом (от гранитов к центру): 1) внешняя зона пегматитов мощностью 5—15 см сложена красноватым среднезернистым мусковит-плагиоклазовым гранитом, имеющим постепенный переход к вмещающим гранитам; 2) зона мелко-, средне-, крупнозернистого пегматита, состоящая из олигоклаза, альбита, кварца, иногда содержащего монацит; 3) зона (до 1,5 м) крупно- и гигантозернистого микроклин-пертитового пегматита с крупными кристаллами мусковита, редко биотита, дымчатого кварца, берилла; 4) зона серовато-белого, белого, иногда полупрозрачного трещиноватого кварца; 5) ядерная зона интенсивно-трещиноватого полупрозрачного от почти бесцветного до ярко-розового кварца.

В этом теле выявлено 28 минералов [1], из которых к главным относятся микроклин-пертит, разноцветный кварц, мусковит, берилл, к аксессуарным — монацит, ильменорутит, флюорит, апатит, турмалин, берtrandит и др. Наиболее ценен берилл, связанный с зонами 2—4. Для него характерно зональное строение. Ядро принадлежит обыкновенному бериллу, оболочка — аквамарину. В этом направлении цвет в обобщенном виде меняется от бурого через зеленый до синего. Кристаллы чистого аквамарина, по описанию Н.И.Кокшарова, имеют

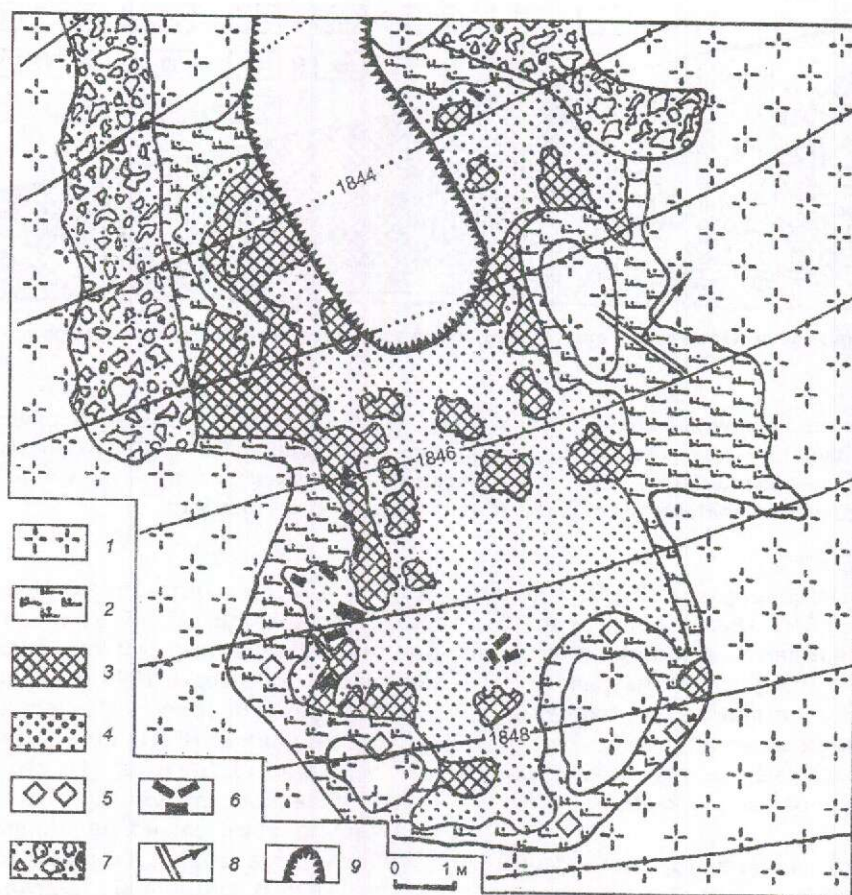


Рис. 8. Геологический план пегматитового тела 1 Тигирекского месторождения, по Н.Д.Довгалю, 1934:

1 — среднезернистый гранит; 2 — мелкозернистый пегматит; 3 — полево шпат; 4 — кварц; 5 — мусковит; 6 — берилл; 7 — осыпь гранитов, кварца, полевого шпата; 8 — направление склонения тела пегматита; 9 — вход в штольню

здесь небесно-синий или синевато-зеленый цвет [6]. Кристаллы берилла часто с правильной «карандашной» огранкой, сильно трещиноваты, длиной от первых сантиметров до 1 м [4, 6]. А.К.Болдырев [1] указывает, что с Тигирекского месторождения в Горном и Центральном геологических музеях в Ленинграде находятся два кристалла длиной 146 и 127 см, не считая многих меньших по размеру. Автор видел несколько кристаллов величиной 5—30 см и более, извлеченных в штольне из тела 1 одним любителем (по лицензии) в 1997 г. А.Е.Ферсман [11] пегматиты месторождения по образцам и документации отнес к IV типу (геофазы D, E, F) своей классификации. Содержание берилла на массу тела 1 определяется по-разному — от 0,28 до 1,5% [4]. При этом его запасы по категории В оцениваются в 5,18 т, а прогнозные ресурсы на глубину до 100 м — в 302,4 т, что в пересчете на BeO составит около 45 т (Н.А.Боговаров, В.В.Федянов).

Берилл в кристаллах размером 1—5 см отмечается еще и в четырех шлирах из десяти, известных здесь, имеющих площадь на поверхности от 1—3 до 10—12 м². По строению шлиры аналогичны пегматитовым жилам. Шлиры и жилы на глубину не изучены. Их оценка могла бы, по мнению исследователей месторождения, привести к значительному увеличению запасов бериллиевых руд и переводу его в разряд рентабельных объектов. При этом и массив также недостаточно опоскован. Есть признаки наличия перспективных пегматитовых и кварцево-рудных жил и на других участках. Так, по данным Ю.А.Спейта (1957), в 15 км к востоку от Тигирекского месторождения на водоразделе рек Харьковка и Калманка к югу от вершины горы Россыпная в районе Инского железорудного месторождения находится крупное меридионально ориентированное пегматитовое тело протяженностью более 85 м. В обнажении размером более 15×13 м оно

представлено сверху розовым и частично белым кварцем, ниже — горизонтом (0,5 м) черного кварца с кристаллами полевого шпата и турмалина, в основании — грубозернистым письменным пегматитом (1,5 м) с мусковитом (до 12×6 см), жильбердитом, турмалином (шерл), флюоритом. Строение этого тела аналогично строению тела Тигирекского месторождения. Здесь же, в верховьях руч. Харьковка, по сообщению Б.С.Митропольского в рукописи «Редкие металлы Западной и Средней Сибири» (1935), найден берилл. На южном склоне Тигирекского массива в верховьях р. Татарка (сейчас это территория Казахстана) Н.Д.Довгалем в 1934 г. были обнаружены свалы среднезернистых гранитов с аплитами и пегматитами кварца с вольфрамитом, шеелитом, молибденитом. Характер оруденения свалов сопоставим с таковым Белорецкого молибден-вольфрам-бериллиевого месторождения [9]. Коренной источник свалов неизвестен.

Подводя итог сказанному, следует отметить, что ни один из известных в Северо-Западном Алтае объектов вольфрам-редкометалльного оруденения, будь то эксплуатировавшееся месторождение или просто рудопоявление, глубже 10—200 м не разведан, а между тем вертикальный размах этого оруденения, по данным Я.А.Косалса, достигает 400—500 м. При этом нельзя считать в достаточной степени опосредованными и сами массивы, включающие эти объекты. Актуальность дальнейшего наращивания объемов геолого-разведочных работ по поискам, оценке и разведке вольфрама во всех перспективных районах страны уже подчеркивалась [14]. Один из таких перспективных районов — рассматриваемая территория Алтайского края с крупными запасами богатых полиметаллических, железных руд и других полезных ископаемых [3], реальное в недалекой перспективе совместное освоение которых позволит снизить эксплуатационно-транспортные затраты на них, в том числе и на вольфрам-редкометалльные руды. В этой связи в ближайшее время необходимо составить прогнозно-металлогеническую карту, специализированную на вольфрам-редкометалльное оруденение, провести переоценку с оптимальным объемом горно-геологических, в том числе опробовательских, работ всех известных объектов, поиски новых месторождений. В результате может быть подготовлена база остродефицитного комплексного минерального сырья, пригодная для рентабельной отработки малыми горно-добывающими предприятиями и находящаяся в географо-экономически благоприятном регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев А.К. Тигирекское месторождение берилла и розового кварца на Алтае // Тез. докл. XVII Международного геологического конгресса. М.-Л., 1937. С. 181.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-XI / Сост. О.В.Мурзин, В.М.Чекалин, Н.В.Сыроежка и др. — СПб., 2001.
3. Дауев Ю.М., Василенко В.П., Денисов М.Н. Результаты переоценки минерально-сырьевой базы металлургических полезных ископаемых Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2000. № 4. С. 32—39.
4. Довгаль Н.Д. Тигирекское месторождение берилла по работам 1933 г. // Вест. Западно-Сибирского геолого-гидрогеодезического треста. Томск, 1934. Вып. 4. С. 21—32.
5. Кужельный Н.М. Об абсолютном возрасте гранитоидов Северо-Западного Алтая // Геология и геофизика. 1962. № 3. С. 49—54.
6. Пилипенко П.П. Минералогия Западного Алтая // Изв. Императорского томского ун-та. Томск, 1915. Кн. LXII.
7. Пилус Г.В. Минеральные ассоциации руд и околожильные изменения рудоносных кварцевых жил Белорецкого вольфрамового месторождения на Алтае // Вест. Западно-Сибирского геологического управления. Новосибирск, 1938. № 5. С. 72—82.
8. Потапов В.В. Граниты Колыванского массива и связанное с ним оруденение // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1965. С. 39—131.
9. Сасим П.С. Вольфрам и олово на Алтае // Вест. Западно-Сибирского геологического треста. 1936. Вып. 1—2. С. 107—111.
10. Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. — Новосибирск: Наука, 1971.
11. Ферман А.Е. Избранные труды. Т. IV (пегматиты). — М.: АН СССР, 1960.
12. Чекалин В.М. Потенциал минерально-сырьевых ресурсов цветной и черной металлургии России в Алтайском крае // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1992. № 5. С. 14—17.
13. Чекалин В.М. Колыванское месторождение висмут-медно-вольфрамовых руд в Горном Алтае // Руды и металлы. 1999. № 4. С. 22—30.
14. Чернов Б.С. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы вольфрама России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1993. № 3. С. 15—19.
15. Шабалин Л.И. Ильменит-титаномagnetитовые руды Харловского месторождения на Алтае — перспективный источник алюминия-железо-титано-ванадиевого сырья // Геология и геофизика. 1986. № 6. С. 48—55.
16. Шендере Г.Ф. Белорецкое вольфрам-молибденовое месторождение в Рудном Алтае // Вест. Западно-Сибирского геолого-гидрогеодезического треста. Томск, 1934. Вып. 3. С. 7—19.
17. Шокальский С.П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1990.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.81

© Коллектив авторов, 2001

НОВЫЕ ПРИЕМЫ ОЦЕНКИ ЛОКАЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ НА КОРЕННЫЕ АЛМАЗНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П.А.Игнатов, Я.И.Штейн (МГГА), С.Д.Черный, Ю.Т.Яныгин (БГРЭ АЛРОСА)

Показаны новые возможности обнаружения кимберлитов при комплексном изучении керна поисковых скважин по нижнепалеозойским терригенно-карбонатным породам Накынского и Мирнинского алмазоносных полей.

На сегодняшний день при поисках кимберлитов, в том числе алмазоносных, используются главным образом шлихоминералогические и магнитометрические методы [2, 15 и др.], которые в некоторых случаях имеют ограниченное применение [16].

Дополнительные возможности отбраковки площадей при проведении поисково-оценочных работ на коренные месторождения алмазов заключаются в установлении признаков скрытых нарушений в нижнепалеозойских осадочных породах, вмещающих кимберлиты, и новообразований в них. Предлагаемый комплекс исследований включает: 1) специальную документацию керна поисковых скважин с выявлением признаков скрытых мелких разломов, контролирующих кимберлиты; 2) изучение проявлений гидрогазоразрывных образований (флюидизитов), связанных с кимберлитами и распространенными в пределах кимберлитовых полей эксплозивными брекчиями базальтоидов; 3) картирование ореолов вторичной сульфидной и карбонатной минерализации, сопровождающих кимберлиты; 4) анализ фотолуминесцентных характеристик кальцитов, свойственных околосклеритовым ореолам; 5) анализ изотопного состава углерода и кислорода вторичных кальцитов, указывающих на глубинные источники вещества, связанные с кимберлитами; 6) выявление признаков остаточных ударных деформаций на основе ультразвукового структурно-петрофизического объемного анализа пород; 7) изучение плотности, пористости и электрических свойств пород, вмещающих кимберлиты; 8) картирование древних эрозионно-карстовых проявлений. Это позволяет получить разнообразную и независимую информацию для оценки имеющихся шлихоминералогических и геофизических аномалий. Обработка данного ком-

плекса исследований проведена на Ботуобинском и Нюрбинском месторождениях алмазов в центральной части Накынского поля, а также на участке трубки имени XXIII съезда КПСС Мирнинского поля, расположенных в Юго-Западной Якутии.

В ряде публикаций использованы многие из отмеченных данных. В работах Б.М.Никитина [9 и др.] и С.И.Костровицкого [8 и др.] описаны структуры нарушений околосклеритового пространства, В.А.Боброва с соавторами (1995) и др. — изотопия углерода по валовым пробам вмещающих карбонатных пород, Е.И.Бориса с соавторами [1], В.И.Ваганова и др. [6 и др.] приведены данные по вторичной сульфидной и карбонатной минерализации. Люминесценция вторичных минералов изучена А.Г.Бушевым и др. (1998) на примере Золотицкого кимберлитового поля. Изменения физических и электрических свойств проанализированы А.Т.Бондаренко и др. (1995). Авторами, помимо новых подходов к выявлению скрытых разломов, ультразвуковому анализу ударных деформаций и анализу изотопии мономинеральных фракций карбонатов, на представителем материале по единой методике отработан весь комплекс указанных подходов. Достоверность и сравнимость результатов, прежде всего, основана на результатах детального картирования отмеченных ореолов и зон. При этом учтено, что каждый из указанных методов имеет свои ограничения и «информационный шум».

Проявления скрытых разломов устанавливаются по серии микронарушений седиментационных текстур осадочных пород [5]. По характеру нарушений можно различать краевые и центральные части отдельных тектонических швов. По мере приближения к осевой части разлома выделен их последовательный ряд.

В краях тектонических швов имеют место лишь отдельные кливажные трещины и серии сближенных кливажных крутопадающих трещин с расстоянием между ними первые сантиметры. Они отчетливо документируются по ребристым сколам торцевой части керна. Ближе к центральной части тектонического нарушения появляются зеркала скольжения с субвертикальными или субгоризонтальными бороздами скольжения, которые указывают соответственно на сбросовый или взбросо-сдвиговый типы нарушений. Еще ближе к центру располагаются отдельные микросбросы слойков с амплитудами от миллиметров до первых сантиметров. Последние сменяются сериями сближенных микросбросов с субпараллельными плоскостями и расстоянием между ними первые сантиметры, иногда амплитуды смещения достигают дециметров и первых метров. Микросбросами такие нарушения названы условно, поскольку они могут отражать как сбросовые, так взбросовые перемещения, что по анализу керна определить невозможно. В центральной части разломов развиваются тектонические микробрекчии и брекчии мощностью от сантиметров до долей метра и зоны катаклаза дециметровой мощности. Иногда к осям нарушения приурочены милониты мощностью первые метры.

Указанное соотношение типов деформаций выявлено на примере одного из пересечений зоны крутопадающих нарушений (рис. 1). Оно установлено по результатам специальной детальной документации керна во многих разрезах, вскрывших разломы, и подтверждено наблюдениями в разведочных горных выработках. Пример микросброса, выполненного прожилками кимберлитовых брекчий, расположенных в непосредственном экзоконтакте Нюрбинской трубки, приведен на фотографии штуфа (рис. 2).

Падение кливажных трещин, плоскостей сместителей микросбросов и зеркал скольжения, границ брекчий и милонитов, как правило, составляет 70° и более, что говорит о крутом падении разломов. Изредка углы падения сместителей микросбросов составляют $45-50^\circ$. Обычно такие углы имеют плоскости зеркал скольжения. В этих случаях они представлены несколькими поверхностями, сменяющимися друг друга на сантиметровом расстоянии, что указывает на сбросовый тип дислокаций. Редко встречаются субпослойные плоскости зеркал скольжения, что свидетельствует о существовании межслоевых сдвигов.

Иногда в зонах нарушений отмечаются пликативные дислокации в виде подворотов слойков и мелких опрокинутых антиклиналь-

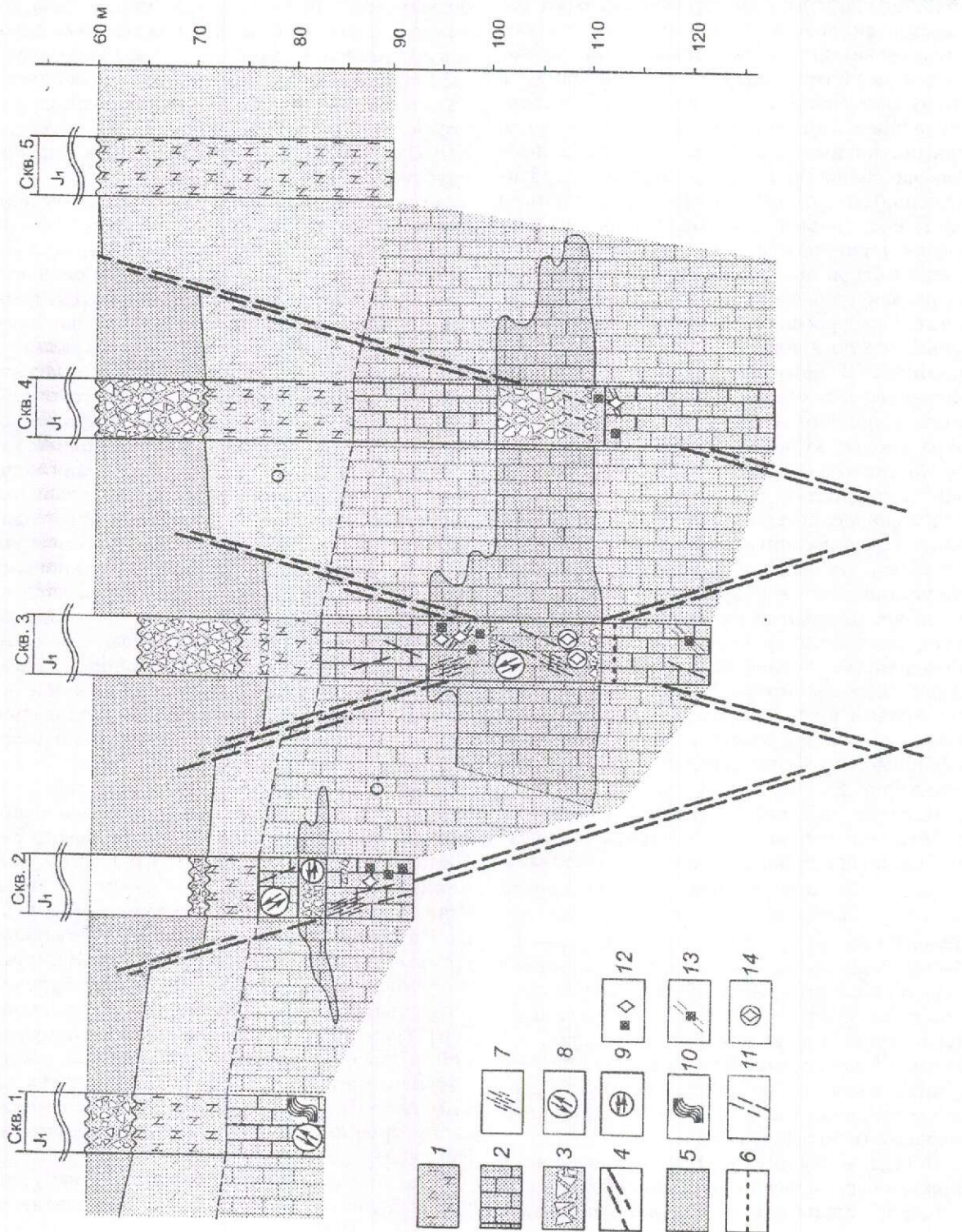
ных складок с амплитудами до десяти сантиметров. По-видимому, они фиксируют завороты слоев вблизи плоскостей сместителей относительно крупных взбросов или сбросов. В керне встречаются также нарушения нормального субгоризонтального залегания пластов в виде более крутых их падений до $10-15^\circ$, что интерпретируется как пологие флексуры с амплитудами до первых метров. Такие флексуры связаны с пластичными пластами мергелей и приурочены к малоамплитудным сбросам. Подобные нарушения наблюдались в стенке карьера в околотрубочном пространстве диатремы имени XXIII съезда КПСС и отмечены В.А.Ивашиным в карьере трубки Мир в Мирнинском поле.

Тектонические швы, сближенные на первые десятки метров, вместе с пликативными деформациями составляют ансамбли — зоны разломов разного порядка. Порядок разломов устанавливается по их мощности, интенсивности проявлений и протяженности. К наиболее крупным отнесены разломы, совпадающие с отчетливыми линейными аномалиями магнитного поля, протяженными на километры дайками долеритов девонского возраста, а также скрытыми контролирующими кимберлиты нарушениями (рис. 3). По данным бурения мощность разломов, вмещающих дайки долеритов, достигает $100-150$ м, тектонических швов скрытых разломов — первые десятки метров. Мелкие разломы представлены единичными тектоническими швами и прослеживаются на сотни метров. Все разломы имеют кулисообразное строение, судя по раздувам и пережигам мощностей проявления указанных ансамблей тектонических нарушений. Выявление данных признаков позволяет устанавливать и прослеживать на многие сотни метров и километры разломы разной ориентировки.

В ряде мест они совпадают с разломной интерпретацией результатов крупномасштабных сейсмических и магнитометрических работ, на отдельных участках признаки тектонических нарушений фиксируются исключительно по данным документации керна. Интересно сравнить проявления разломов, которые совпадают с линейными аномалиями магнитного поля, где во многих местах бурением вскрыты дайки докимберлитовых долеритов [17], т.е. явных разломов, с зонами нарушений, в которых разломы устанавливаются по документации керна и в редких случаях по результатам интерпретации микросейсмического профилирования (скрытых разломов) (таблица).

Среди локальных тектонических нарушений выделяется две группы, сформированные

Рис 1. Картирование разрывных нарушений по керну скважин, м-бы — вертикальный 1:500, горизонтальный — 1:2000:



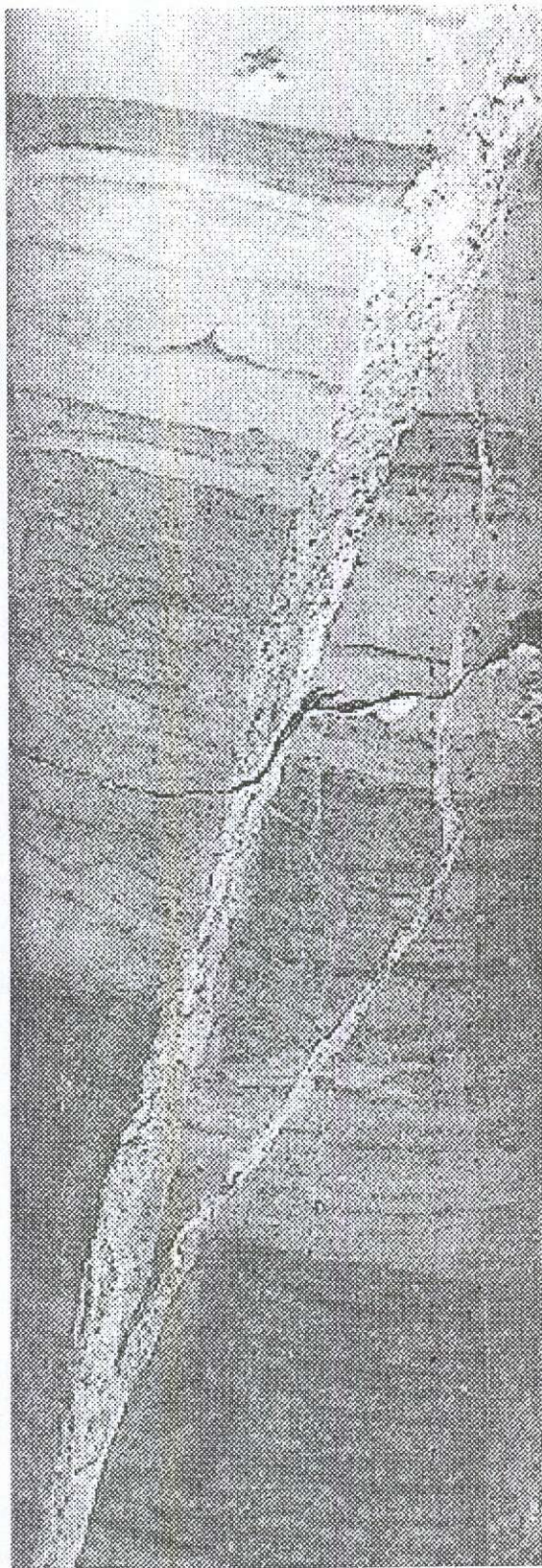


Рис. 2. Кимберлитовая жила, выполняющая систему микросбросовых нарушений:

ум. в 2 раза

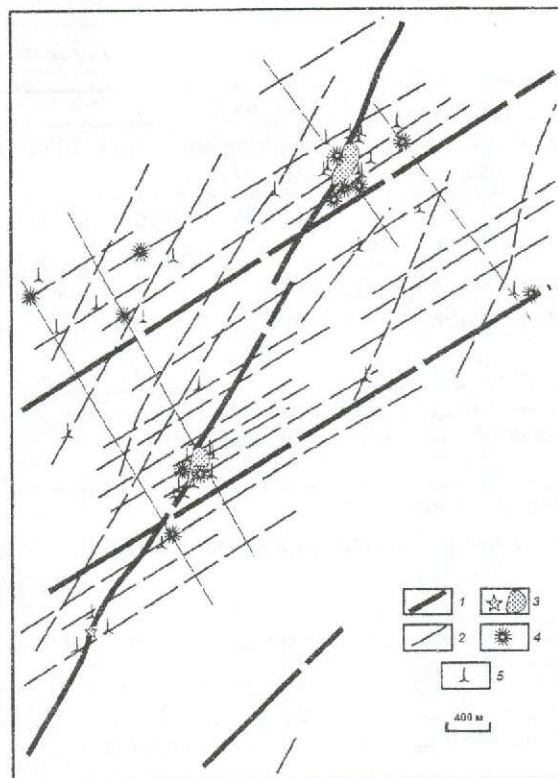


Рис. 3. Тектоническая схема куста трубок Накынского кимберлитового поля:

1 — разломы II—III порядков Вилуйско-Мархинской системы, выполненные слепыми дайками долеритов (восточно-северо-восточного простирания), основной шов диагональной кимберлитоконтролирующей зоны скрытых разломов (северо-северо-восточного простирания); 2 — мелкие оперяющие швы IV и более высоких порядков обеих систем, а также предполагаемые швы Средне-Мархинской зоны (северо-западного простирания); 3 — известные кимберлитовые тела; 4 — проявления базальтоидных эксплозивных брекчий; 5 — проявления флюидизитов

в условиях горизонтального растяжения и сжатия. Они во многом близки к однотипным деформациям, описанным Л.М.Плотниковым [12]. К раздвиговым нарушениям первой группы относятся: малоамплитудные сбросы, зафиксированные в стенках карьеров трубок Мир, Удачная, Интернациональная и др. [7, 9 и др.]; ступенчатые субвертикальные зеркала скольжения с субвертикально расположенными бороздами, которые могли формироваться в условиях сбросов; микросбросы и их сближенные серии, плоскости которых выполнены кальцитом и жилами кимберлитов; относительно небольшие флексуры, крылья которых прослежены на протяжении первые метры (при

Признаки тектонических нарушений

Картируемые нарушения	Скрытые локальные нарушения
Значительная мощность тектонических брекчий, составляющая более $n \cdot 10$ см	Мощность тектонических брекчий от $n \cdot 1$ до $n \cdot 10$ см
Крупно- и грубозернистый состав обломков в брекчиях более 10 см	Мелкозернистый состав обломков в брекчиях (не более $n \cdot 1$ см)
Интенсивная мраморизация известняков, доломитов и мергелей мощностью $n \cdot 10$ м	Пятнистая мраморизация и интенсивная перекристаллизация наиболее проницаемых разностей пород — биогермных, стустковых и оолитовых известняков
Интенсивная доломитизация пород по их массе, охватывающая более 10 м мощности	Пятнистая и прожилково-метазернистая доломитизация, распространяющаяся по цементу и трещинам и охватывающая мощности до $n \cdot 1$ м
Скарнирование	
Вторичная кальцитовая минерализация слабо выражена	Прожилковые и микродрузовые выделения кальцита сетчатой и субпараллельной текстур, выполнение кальцитом цемента микробрекчий
Прожилковые и друзовые выделения кристаллического пирита	Прожилково-метазернистые выделения коллоидного пирита
	Проявления вязко-пластических деформаций
Проявления древнего провального карста	Проявления древних флювиальных карстовых накоплений
Аномальная сине-зеленая окраска гипергенно измененных пород	

исключении осадочных и постседиментационных экзогенных деформаций); мелкие коленобразные складки с амплитудой до 10 см; тектонические брекчии карбонатных пород с кальцитовым, включая друзовые выделения, цементом мощностью дециметры и первые метры; зоны тектонической трещиноватости, выполненные кальцитом или доломитом, включающие сближенные крутопадающие субпараллельные и взаимно пересекающиеся прожилки чистого крупнокристаллического кальцита, пирита, реже гипса, в редких случаях доломита, хлорита и гидрослюда, еще реже маломощные (первые дециметры) жилы, выполненные крупнокристаллическим агрегатом кальцита, целестина и барита; субпослойные и субвертикальные жилы гипса.

Нарушения второй группы, обусловленные горизонтальным сжатием, включают взбросовые, сдвиговые и складчатые деформации, в том числе: малоамплитудные взбросы и сдвиги с амплитудами в первые метры, которые устанавливаются при документации карьеров кимберлитовых трубок Мир, имени XXIII съезда КПСС и др. [5, 8 и др.]; микровзбросы и их серии; опрокинутые антиклинальные микроскладки; субвертикальные зеркала скольжения с горизонтальной ориентировкой бо-

розд, свидетельствующих о сдвигах; межпластовые зеркала скольжения с горизонтальными параллельными поверхностями пластов бороздами, также указывающими на сдвиги; микрониты; серии сближенных субпараллельных крутопадающих сухих трещин (тектонический кливаж), охватывающих относительно прочные карбонатные породы; нитевидные субвертикальные прожилки, выполненные карбонатами или пиритом, и их субпластовые микро-раздувы; субпослойные метазернистые выделения пирита в комбинации с микровзбросами; клиновидно-зубчатые прожилковые выделения пирита; субвертикальные су-туро-стилолитовые швы.

Данные по генетическим типам нарушений и анализ последовательности вторичных минералов позволили выделять следующие этапы формирования тектонических нарушений:

1) вертикальное региональное сжатие за счет литостатической нагрузки во время катагенеза ордовик-силурийской толщи, перекрывающей верхнекембрийскую холомолахскую и олдондинскую свиты, мощностью в Мало-Ботубинском и Средне-Мархинском районах около 400 м [11, 15 и др.];

2) вертикальное региональное растяжение за счет роста инверсионной антиклинали в де-

вонское время и снятия литостатической нагрузки при палеоэрозии вышележащей толщи мощностью 250—300 м [11, 15];

3) региональное горизонтальное растяжение при раскрытии зон раздвигов Виллойско-Мархинской зоны глубинного разлома в девоне и внедрение силлов долеритов;

4) локальное вертикальное сжатие и растяжение во время внедрения слепых даек среднепалеозойских долеритов;

5) региональное горизонтальное сжатие в этап становления кимберлитов (в Накынском поле, по данным В.И. Шаталова с соавторами (1999), это поздний девон — ранний карбон), эксплозивных брекчий базальтоидов, других флюидизитов и непосредственно после него;

6) локальное вертикальное сжатие за счет ударно-взрывных явлений, сопровождавших внедрение кимберлитов и среднепалеозойских базальтовых трубок в девоне, с формированием соответствующих радиальных и дуговых структур;

7) локальное вертикальное сжатие за счет давления газов и артезианских вод в очагах их разгрузки в местах кимберлитовых тел и эксплозивных брекчий;

8) локальное вертикальное растяжение за счет просадок, обусловленных карстом, включая соляной, из водоносных горизонтов кембрия и ордовика агрессивными подземными водами;

9) региональное вертикальное сжатие за счет накопления каменноугольно-пермских и юрских толщ и покровов мезозойских траппов;

10) локальное вертикальное сжатие в местах мезозойских субвулканических трапповых интрузивов;

11) региональное и локальное вертикальное сжатие за счет формирования мезозойских штамповых структур в осях флексур и коробчатых складок;

12) релаксация тектонических напряжений и вероятные протрузивные явления.

По результатам поискового и разведочного бурения было проведено крупномасштабное картирование выделенных типов тектонических нарушений в центральной части Накынского кимберлитового поля (см. рис. 3). Опыт такого картирования показал возможность выделения и прослеживания разломов разных рангов и направлений по прямым геологическим наблюдениям по керну буровых скважин и последующее их подтверждение аномалиями крупномасштабных магнитометрических и сейсмических съемок. Кроме того, присутствие локальных скрытых разломов заверено методом независимого сгущения сети буровых скважин и выявления соответствующих при-

знаков разломов на более представительном материале. Практически все разломы, намеченные по единичным пересечениям и признакам, в дальнейшем при сгущении сети находили подтверждение по многим признакам и прослеживались более детально.

Наиболее важным результатом такого картирования разломов следует считать установление закономерностей локализации эндогенных эксплозивных магматических образований. Последние на данной площади представлены тремя телами кимберлитов, включающими Ботубинское и Нюрбинское месторождения, а также Мархинское рудопроявление алмазов [17], и 14 телами эксплозивных брекчий базальтоидов, половина из которых выявлена вблизи кимберлитов Нюрбинской диатремы. Все магматические тела эксплозивной природы находятся в узлах пересечения разломов разных направлений, что характерно для позиции кимберлитов других полей [3].

По имеющимся данным положение кимберлитов отвечает следующим закономерностям: приуроченность к мелким IV порядка разломам скрытого типа, которые составляют небольшую часть, порядка 10% от общего числа, тектонических нарушений и плохо выражены в геофизических полях [17]; расположение всех трех тел кимберлитов в одном тектоническом шве диагональной зоны, представленном двумя его кулисами (см. рис. 3); локализация в зонах пересечения рудоконтролирующих Дяхтарского и Ботубинского разломов с простираем 330—350° и рудовмещающего диагонального нарушения с простираем 20—30°, который подчеркивается ориентировкой длинных осей трубок [17]; локализация в участках флексурных изгибов тектонических швов диагонального разлома, обусловленных сдвиговыми нарушениями, которые фиксируются вдоль мелких разломов, субпараллельных Дяхтарскому и Ботубинскому нарушениям (рис. 4). Напомним, что существует мнение о важной роли условий сжатия и связанных с ними сдвиговых нарушений для локализации кимберлитов [10, 14 и др.].

Гидрогазоразрывные образования (флюидизиты) в осадочных породах представлены брекчиями и прожилками. Эксплозивные брекчии и микробрекчии включают обломки, состоящие из осадочных пород раннего палеозоя, девонских траппов и вулканического стекла или только из осадочных пород. Цемент брекчий глинистый алюмосиликатный или карбонатный, иногда в нем отмечается слабо раскристаллизованное вулканическое стекло с флюидальной структурой. Прожилки обычно субвертикальные, сложены песчаным материалом, хлоритом,

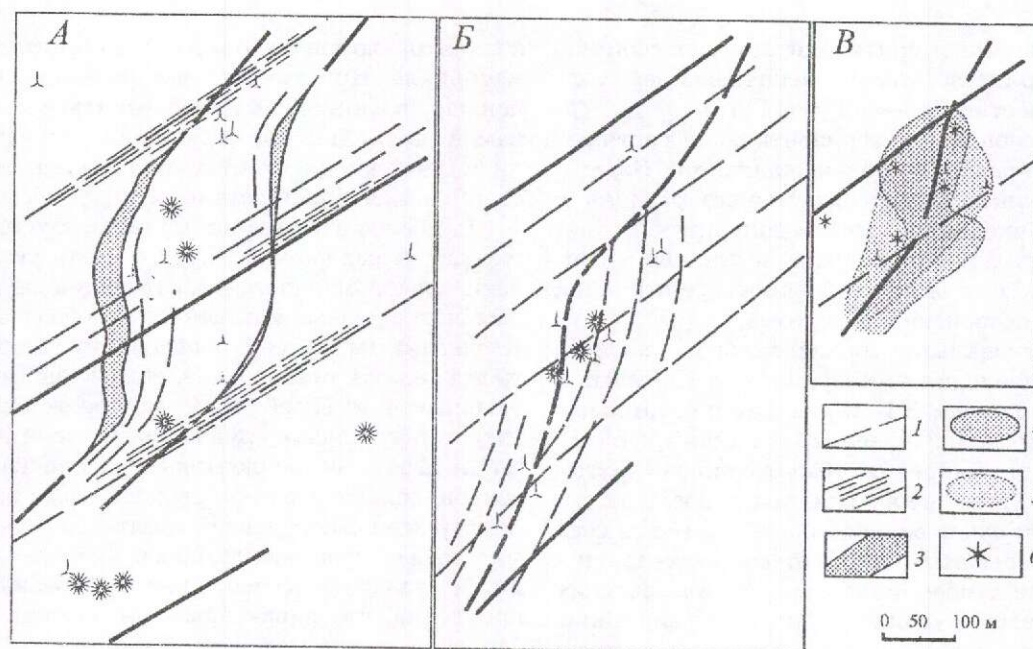


Рис. 4. Тектонические схемы участков проявления кимберлитов Накынского кимберлитового поля:

А — трубка Нюрбинская; Б — трубка Ботубинская, В — рудопроявление Мархинское; 1 — рудоконтролирующие швы III порядка диагональной зоны; 2 — зоны развития сдвиговых нарушений; 3 — участки интенсивного дробления и милонитизации в диагональных швах; 4 — ореол красно-оранжевой фотолуминесценции кальцитов; 5 — ореол интенсивной вторичной пиритизации; 6 — проявления ударных деформаций в породах по УСАПИР; остальные усл. обозн. см. рис. 3

серпентином или кальцитом и доломитом. Об эндогенных условиях образования флюидизитовых прожилков свидетельствует ряд фактов. Доломит цемента агрессивен по отношению к песчаным зернам кварца и полевых шпатов, присутствующих в разных количествах. Вокруг обломков алюмосиликатного состава характерны реакционные изменения в виде каемок гематитизации. Обломки карбонатных пород имеют регенерационные каймы кальцита. Как в брекчиях, так и в прожилках наблюдаются признаки флюидальных микротекстур и структур, сложенных алюмосиликатным и карбонатным материалом. Микрофлюидальная структура подчеркивается в том числе директивным распределением обломочных зерен кварца вдоль контактов прожилков и обволакивающим обломки карбонатных пород распределением песчаной примеси кварца. Все это вместе с кальцитовыми каемками указывает на высокую обогащенность флюида CO_2 .

О сложной парагенетической связи флюидизитов с кимберлитами Ботубинской и Нюрбинской трубок, а также Мархинского рудопроявления свидетельствуют их петрографические особенности. В обломках встречаются породы с кальцитовыми микролитами типа инт-

рузивных карбонатитов (рис. 5), описанных В.П.Корниловой с соавторами [7]. Микробрекчии и песчаные прожилки, как и кимберлиты, выполняют трещины без смещения или плоскости микросбросов в осадочных породах и долеритах. Наблюдалось резкое на протяжении первых дециметров выклинивание брекчий с окончанием прожилков в осадочных породах. В последних могут встречаться парагенные с кальцитом выделения пирита, а также вторичные прожилки и новообразования крупнокристаллического кальцита и пирита. Типичны оскольчатые зерна кварца, весьма напоминающие кристаллокласты туффиов, и обломочные зерна кварца с разноориентированной интенсивной трещиноватостью. Песчаные зерна нередко располагаются в виде субвертикальных микропрожилков (рис. 6).

Следует отметить тесную пространственную связь прожилковых и брекчиевых газогидроразрывных образований с кимберлитами и эффузивными брекчиями базальтоидов, описанных М.Д.Томшиным с соавторами [10]. Пржилки флюидизитов обнаружены в непосредственной близости от эффузивных брекчий (метры и десятки метров). В редких случаях наблюдались непосредственные продолжения та-

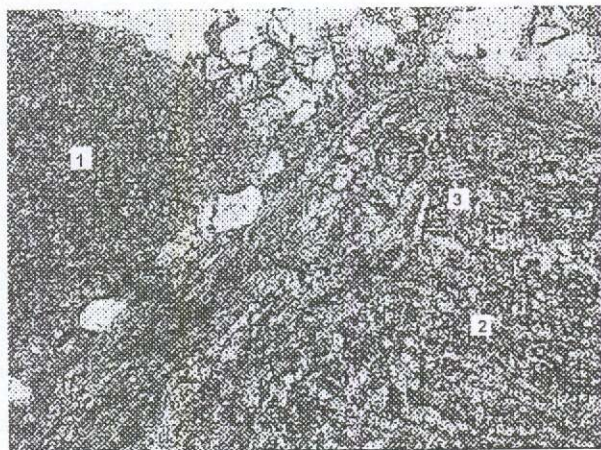


Рис. 5. Эксплозивная брекчия с обломками микрозернистых доломитов (1) и обломком интрузивного карбоната (2) с кальцитовыми микролитами (3):

наблюдаются вихревая микротекстура в обломке и флюидальная текстура цемента; ув. 19 $\times$, ник. II

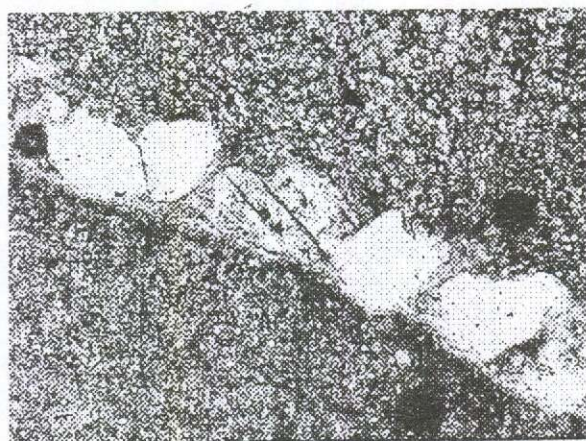


Рис. 6. Нитевидный песчаный прожилок мощностью 0,2 мм:

песчинки, представленные кварцем и полевыми шпатами, угловато-округлой и остроугольной формы; имеются обломки микрозернистых известняков; отмечается коррозия обломков карбонатным цементом; ув. 19 $\times$, ник. II

кого типа прожилков от explosивных брекчий или от кимберлитов. В пределах хорошо изученной бурением центральной части Накынско-го поля соотношение ряда кимберлиты $\rightarrow$ explosивные брекчий базальтоидов + explosивные брекчий по карбонатным породам $\rightarrow$ прожилковые флюидизиты составляет 3: 21: 33.

Большая часть находок прожилковых флюидизитов, как и explosивных брекчий, связана с участками месторождений. Вне их explosивные брекчий встречаются в десяти случаях, флюидизитовые прожилки — в 15 разрезах, включая околотрубочное пространство Мархинского тела кимберлитов. Эти данные указывают на весьма локальное расположение флюидизитов, связанное с экзоконтактами explosивных образований как кимберлитов, так и базальтоидных брекчий.

Несмотря на малочисленность проявлений флюидизитов, можно говорить о некоторых закономерностях их площадного расположения. Так, по наиболее достоверным данным разведочного бурения на участке Нюрбинского месторождения развиты две системы тектонических нарушений, в которых размещаются тела explosивных брекчий (см. рис. 4, А). В северо-восточном тектоническом шве, субпараллельном Ботубинскому разлому, локализованы пять тел explosивных брекчий базальтоидов. По трем пересечениям таких брекчий, расположенных несколько севернее, намечается поперечная к нему разрывная локальная структура, на продолжении которой находится флюидизитовый прожилок. Локальные нарушения аналогичных направлений установлены по телам explosивных брекчий с обломками карбонатных пород и флюидизитовым прожилкам, вскрытым в центральной части Ботубинского месторождения (см. рис. 4, Б).

В Дяхтарском разломе расположены три тела explosивных базальтоидных брекчий; в нарушениях, субпараллельных Ботубинскому разлому, локализованы два тела таких брекчий. Поперечные к ним разломы северо-западного простирания намечаются по линиям, в которые объединены точки проявлений explosивных брекчий, кимберлитов и флюидизитовые прожилки. Значение поперечных разломов в локализации explosивных образований, по-видимому, заключалось в том, что они создавали места изгибов в субширотных разрывных зонах. В последних при сдвиговых деформациях возникали локальные участки растяжения, где и происходили взрывы.

Таким образом, кимберлиты локализуются в узлах пересечения мелких разломов трех направлений — северо-западных, северо-восточных и субмеридионально-северо-восточных.

Отмеченные выше возрастные взаимоотношения базальтоидных explosивных брекчий и кимберлитов, как и разная их структурная позиция, позволяют говорить об изменении планов деформаций на стадиях их формирования. Во время внедрения кимберлитов были активными нарушения всех трех

направлений, а во время образования базальтоидных эксплозий и сопровождавших их газовзрывов субмеридионально-северо-восточные нарушения, очевидно, были закрыты. Возможно, это связано и с разной глубинностью разрывных структур.

Совокупность отмеченных фактов может быть интерпретирована как участие в образовании рассматриваемых брекчий и прожилков большого количества горячих магматических флюидов с преобладанием CO или CO_2 . Эти флюиды обладали весьма высокой механической силой и, вероятно, могли «окачивать» обломки, как показано в работах А.М.Портнова (1979 и др.). Газогидроразрывные (флюидоразрывные) явления совместно с сейсмотектоническими ударами, очевидно, сопровождали внедрение кимберлитов. Эксплозивные брекчии щелочных базальтоидов послекимберлитовой стадии установлены в Накынском поле геологами БГРЭ. Предполагается, что эти породы образовались в результате смешения субщелочной и ультраосновной магм [10, 13]. Вместе с базальтоидными брекчиями могли формироваться и эксплозивные брекчии карбонатных пород. Так же как кимберлиты, данные эксплозии, вероятно, сопровождалась газогидроразрывными прожилками (прожилковыми флюидизитами).

Вторичная минерализация, ассоциирующаяся с кимберлитами и вмещающими их породами, представлена главным образом прожилковыми и метазернистыми пиритом, кальцитом и в меньшей мере доломитом. Прожилковые образования выполняют сложные по форме быстро выклинивающиеся микротрещины катаклаза и плоскости микросбросов. Кальцит часто слагает друзовые выделения с полигенерационным их выполнением. Количество, мощность прожилков и диаметры друз вторичных кальцитов возрастают по мере приближения к осевым частям разломов и узлам их пересечения. Вторичный доломит обычно представлен метазернистыми агрегатами, пересекающими слоистость, иногда в виде прожилковых зон. Прожилковые выделения кальцита из осадочных пород по морфологии, изотопному составу углерода и кислорода аналогичны вторичному кальциту из кимберлитов [4, 6].

Пирит обычно встречается в прожилково-метазернистых субпослойных колломорфных и кубооктаэдрических агрегатах. Как и кальцит, он формирует полигенерационные и, вероятно, полистадийные выделения. При этом метазернистые образования пирита, иногда составляющие до 20% массы маломощных прослоев осадочных пород, сопровождают тела кимберлитов. Ореолы экстенсивности но-

вообразования пирита маркируют локальные нарушения, вдоль которых вытянуты тела кимберлитов. Размеры таких ореолов составляют до нескольких диаметров кимберлитовых диатрем. Форма в плане такого ореола интенсивной пиритизации вытянута согласно простиранию дайки порфирового кимберлита, длинной оси диатремы, выполненной автолитовыми и туфовыми кимберлитовыми брекчиями, а также рудовмещающего нарушения. Установлена также вытянутость такого рода ореола вторичной пиритизации вдоль разлома, в котором расположено Мархинское проявление кимберлитов.

Изучение *фотолюминесценции* (ФЛ) вторичных прожилково-метазернистых кальцитов показало, что вокруг долеритов и связанных с ними скарнов, эксплозивных брекчий и кимберлитов образуются красно-оранжево-желтые ореолы (см. рис. 4 и рис. 7). Такие кальциты по результатам рентгенофлюоресцентного анализа и спектрам электронно-парамагнитного резонанса монофракций кальцитов содержат примесь люминогенных ионов двухвалентного марганца в количестве более 1000 г/т (рис. 8), что указывает на высокотемпературные и, вероятно, высокobarические условия минералообразования. Ореолы отличаются сложным строением и, помимо мягкого спектра, включают кальциты с разной ФЛ. Локальные ореолы вторичных кальцитов с жесткими цветами люминесценции вокруг кимберлитов имеют размеры в один-три диаметра трубок (см. рис. 4, Б, 4, В и 7). Наиболее явно такие ореолы фиксируются при крупномасштабных исследованиях на участках месторождений и рудопроявлений. С увеличением площади исследований и соответствующим изменением масштаба картирования появляется значительное число «ложных» аномалий, в которых имеют место кальциты с красно-оранжевым спектром ФЛ. Они могут включать участки разломов с высокотемпературной кальцитовой минерализацией без проявлений магматизма, еще не обнаруженные слепые дайки долеритов, эксплозивные брекчии базальтоидов и тела кимберлитов.

Изотопный состав углерода и кислорода определялся по масс-спектральному анализу вторичных кальцитов и доломитов. Вблизи кимберлитовых тел и эксплозивных брекчий выявлена высокая дисперсия состава стабильных изотопов с тенденцией облегчения изотопного состава углерода. Реконструкция изотопного состава углерода и кислорода воды и углекислого газа, проведенная с учетом температуры гомогенизации, показала, что в образовании вторичных кальцитов и доломитов око-

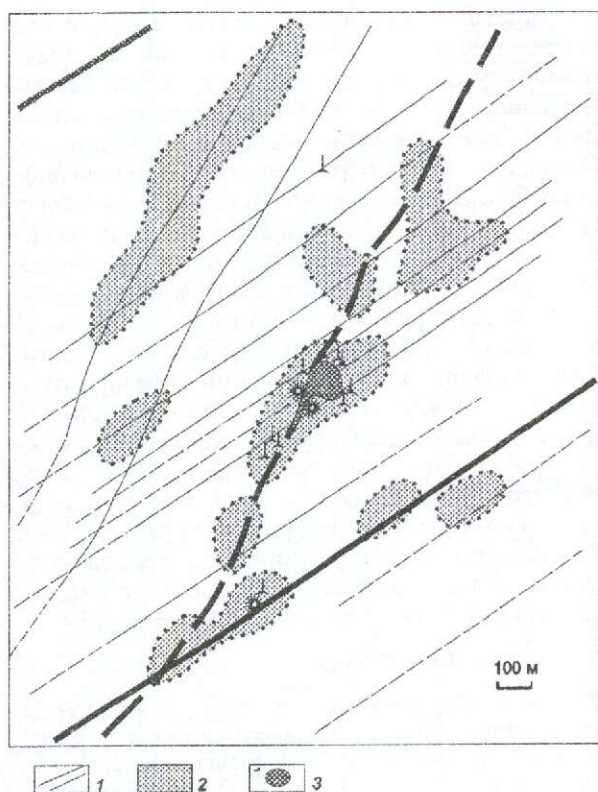


Рис. 7. Схема размещения ореолов красно-оранжевой фотолюминесценции вторичных кальцитов на участке трубки Ботубинская:

1 — основной рудоконтролирующий разлом III порядка диагональной зоны; 2 — ореолы красно-оранжевого фотолюминесцентного свечения вторичных кальцитов; 3 — кимберлитовое тело трубки Ботубинская; остальные усл. обозн. см. рис. 3

лотрубочного пространства участвовали глубинный газ, органический углерод, формационные и метеорные воды [6]. По данным В.А.Боброва и др. (1995), в околокимберлитовом пространстве фоновые значения изотопного состава углерода осадочных карбонатных пород в разной степени нарушены. Там же изотопный состав углерода и кислорода агрегатов кальцита и доломита и монофракций кальцита имеют большую дисперсию с тенденцией облегчения углерода. Аномалии изотопного состава углерода и кислорода вторичных кальцитов указывают на существование локальных очагов разгрузки древних посткимберлитовых палеогидрогеологических систем.

Специальное ультразвуковое сканирование образцов керна осадочных пород и ориентированных образцов из разведочных горных выработок по методике профессора МГУ В.И.Старостина показало, что в породах отчетливы следы

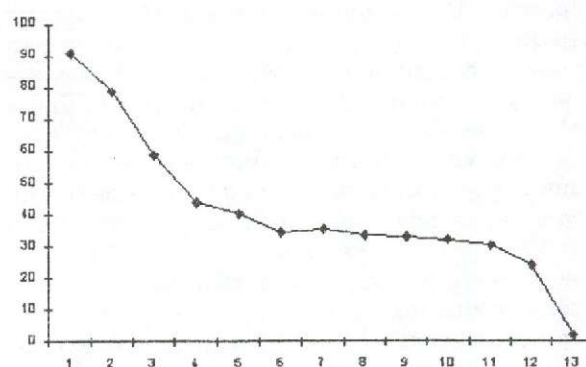


Рис. 8. Диаграмма распределения содержаний Mn^{2+} в монофракциях кальцита с разной фотолюминесценцией:

порядок проб соответствует цветам люминесценции по спектру от красного (слева) до сине-фиолетового (справа), содержания Mn^{2+} — количеству спинов $\times 10^{17}$ в 1 г

разрывных тектонических нарушений и ударных деформаций [5]. Среди них выделяются собственно ударные и ударно-раздвиговые, которые на соответствующих диаграммах характеризуются концентрическими и линейно-концентрическими рисунками изолиний. Последние установлены вблизи дайкового тела кимберлитов Ботубинского месторождения. Проявления остаточных ударных деформаций сопровождают кимберлиты и тела взрывных брекчий. Они слагают ореолы размером в два-три диаметра кимберлитовых трубок и взрывных брекчий базальтоидов и маркируют места их нахождения.

Изучение физических параметров осадочных пород позволило установить вблизи кимберлитов большой разброс плотности и пористости, понижение удельного электрического сопротивления при постоянном токе, изотропию петрофизических параметров вдоль и поперек напластования и связать эти свойства пород с их перекристаллизацией. Анизотропия электрических и упругих свойств пород отражает следы тектонических стрессов в разломах, ударно-взрывных деформаций и проявлений метасоматической пиритизации. По сравнению с фоном в околотрубочном пространстве имеет место наибольший разброс плотности и пористости пород при максимальной пористости и минимальной плотности. Понижение средних значений удельного электрического сопротивления при постоянном токе отражает повышенную трещиноватость геологической среды и более широкое развитие метазернистой пиритизации в экзоконтакте ким-

берлитов. Эти нарушения и новообразования картируются при детальном изучении керна буровых скважин. Околотрубное пространство существенно отличается по связи, близкой к прямой пропорциональной, между значениями удельного электрического сопротивления при постоянном токе, замеренными вдоль и поперек напластования пород. Это объясняется наложением дотрубной трещиноватости и нарушений, обусловленных внедрением кимберлитов, которые в совокупности привели к равномерному распределению объемных микроразрывов, вследствие чего породы утратили первичную неоднородность, связанную с напластованием. Ближайшее околотрубное пространство (менее 100 м) заметно отличается от других участков более тесной связью между значениями электрических сопротивлений и скоростями продольных волн.

Линейные формы древних карстовых проявлений служат косвенными признаками разломов. Они развиваются в зонах сближенных тектонических швов и слагают более широкие полосы в плане. Карстовые образования перекрыты юрскими отложениями и представлены различными элювиальными, делювиальными и флювиальными отложениями. Связь древних карстовых образований с разломами устанавливается по следующим фактам: в каждом из вскрытых разрезов, где имеются крупные карстовые полости, наблюдаются те или иные из отмеченных выше признаков разломов (см. рис. 1); в крупных обломках, выполняющих карстовые полости, обычно можно найти прожилки кальцита, реже кливажные тектонические трещины; в коренных породах основания небольших карстовых полостей, как правило, отмечается тектонический кливаж, затрагивающий крепкие ступковые или оолитовые известняки; в плане хорошо согласуются позиции крупных карстовых полостей и провалов и тектонических швов.

Крупные палеокарстовые образования представлены: провалами с просадками до 30 м и карстовыми пещерами высотой до 20 м; линейными рвами, выполненными карсто-во-провальными брекчиями (мощностью до многих десятков метров) и приуроченными к дайкам долеритов. Часто отмечается совмещение в единых разрезах нескольких уровней проявления крупных карстовых образований, что указывает на унаследованность их развития в пределах древних разломно-карстовых долин. В поперечном сечении таких эрозионно-карстовых палеодолин можно видеть совмещение крупных карстовых провалов и полостей, выполненных пролювиально-аллювиальными и аллювиальными отложениями.

Карстовые просадки и провалы сопровождаются многочисленными зеркалами скольжения и нарушениями субгоризонтального залегания глинизированных мергельных пород прикровельной маркирующей пачки ордовика. Форма карстовых проявлений в разрезе подобна айсбергу: в верхней части карст может быть не выражен или проявлен весьма незначительно, в нижней — весьма интенсивно. Отмечается полихронность карстовых образований.

Телескопированные аномалии представляют собой комплексные ореолы эндогенной активности этапа формирования кимберлитов. Наиболее важными для поисков кимберлитов представляются два первых метода — картирование скрытых разломов и выявление флюидизитов. Остальные методы используются для проверки структур, контролирующих кимберлиты. Интерпретацию комплекса указанных выше данных необходимо проводить на добротной геолого-геофизической основе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борис Е.И., Ротман А.Я., Михеев И.И. Геолого-геофизические особенности кимберлитомещающей среды и их поисковое значение // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь — Судак, 1999. С. 50—54.
2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. — М.: Геоинформмарк, 2000.
3. Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Структурно-тектонические особенности размещения кимберлитов на древних платформах // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь — Судак, 1999. С. 10—14.
4. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. — М.: Недра, 2000.
5. Игнатов П.А., Старостин В.И., Штейн Я.И. Проявление ударных деформаций в осадочных породах, вмещающих алмазоносные кимберлиты Мало-Ботуобинского и Накынского полей по данным структурно-петрофизических исследований // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1999. № 6. С. 29—35.
6. Изотопный состав углерода и кислорода в прожилковых кальцитах из нижнепалеозойских толщ Якутии, вмещающих кимберлитовые трубки / П.А.Игнатов, О.В.Ильин, Я.И.Штейн и др. // Геология и разведка. 1998. № 4. С. 46—54.
7. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. — М.: Наука, 1983.
8. Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. — Новосибирск: Наука, 1976.
9. Никитин Б.М. Деформации вмещающих пород при формировании кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 41—49.
10. Особенности магматических формаций из Накынского кимберлитового поля Якутской провинции / М.Д.Томшин, А.С.Фомин, В.П.Корнилова и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1678—1689.

11. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск: ЯНИГП ЦНИГРИ, 1995.
12. Плотников Л.М. Атлас тектонических текстур метаморфизованных осадочных пород. — Л.: Недра, 1980. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 281).
13. Ротман А.Я. Ассоциации калиевых пород в алмазоносных районах // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь — Судак, 1999. С. 79—84.
14. Филиппов И.Д. Деформации сдвига в осадочном чехле северо-востока Сибирской платформы // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов и других полезных ископаемых. Мирный, 1998. С. 74—76.
15. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998.
16. Цыганов В.А. Надежность геолого-поисковых систем. — М.: Недра, 1994.
17. Черный С.Д., Сафьянников Ю.В., Яныгин Ю.Т., Шаталов В.И. Особенности прогнозирования и поисков месторождений алмазов в Средне-Мархинском алмазоносном районе (Якутская алмазоносная провинция) // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь — Судак, 1999. С. 212—216.

УДК 553.2.064

© Коллектив авторов, 2001

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ РУД В ТАЙМЫРСКО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЕ

А.П.Мотов (ВСЕГЕИ МПР России), А.Г.Листков, Ю.Е.Дешко, Г.В.Шнейдер, М.И.Бенца, А.В.Черепанов (ЦАГРЭ)

На примере изучения территории юго-восточной части о-ва Большевик рассматривается возможность прогнозной оценки на золото-кварцевые руды рифей-вендских отложений Таймырско-Североземельской складчатой зоны на основе петрографического изучения их метасоматических преобразований. Позиция проявленной здесь золото-кварцевой минерализации контролируется ореолами лиственитизации, эйситизации и березитизации вмещающих пород, наложенными на дорудные мусковитсодержащие пропилиты и в меньшей мере кордиерит-биотитовые роговики термально-купольных структур. Рудоконтролирующие листвениты, эйситы и березиты трассируют протяженные зоны тектонических дислокаций и, вероятнее всего, связаны с позднепалеозойской тектонической активизацией территории. Березиты и листвениты характеризуют верхний, а эйситы — средний уровень вертикальной метасоматической колонны. Формирование благоприятных для рудокализации метасоматических термально-купольных структур связано со средне-позднепалеозойской гранитизацией рассматриваемой территории.

В настоящее время территория юго-восточной части о-ва Большевик по сравнению с другими территориями Таймырско-Североземельской складчатой зоны обладает наиболее отчетливыми признаками проявления коренного золотого оруденения. Здесь открыты около сотни точек золоторудной минерализации, ряд проявлений и одно месторождение золота — Нижнелиткинское [7]. Петрографическое картирование метасоматических преобразований пород на этой территории применялось для выделения локальных участков минера-

лизации с наиболее яркими признаками взаимодействия рудоносных гидротермальных растворов с вмещающими породами. Как показывают ранее проведенные исследования в пределах других гидротермальных месторождений [9], именно такие участки потенциально перспективны на обнаружение новых рудных объектов.

Геологическое строение рассматриваемой территории по ряду публикаций [2, 7, 13] определяют флишеидные отложения рифея и венда (рис. 1). В их составе выделяют голышев-

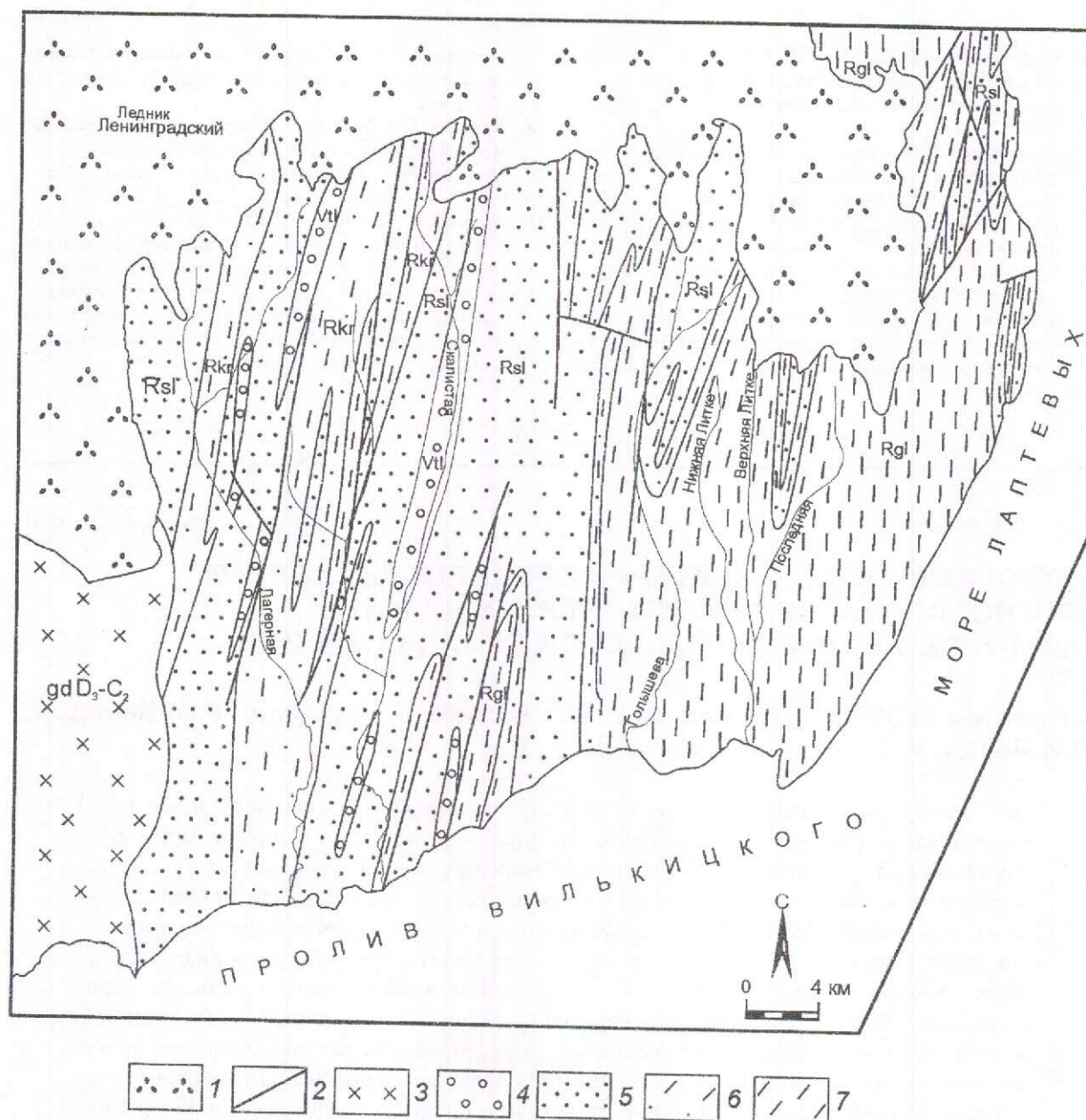


Рис. 1. Геологическое строение территории юго-восточной части о-ва Большевик:

1 — участок территории, перекрытый ледниковыми отложениями; 2 — разрывные нарушения; 3 — границы и гранодиориты североземельского комплекса ($\gamma\delta D_2-C_3$); позднпротерозойские флишеидные отложения: 4 — тельмановская толща (Vtl), 5 — сложнинская (Rsl), 6 — краснореченская (Rkr), 7 — голышевская (Rgl)

скую толщу рифейского возраста (Rgl), представленную ритмично переслаивающимися темноцветными, углистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами. Выше по разрезу залегает краснореченская толща (Rkr) переслаивающихся сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и гравелитов, которую затем

сменяет сложнинская толща (Rsl) зеленоцветных и иногда красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, реже мергелей и известняков. Завершает разрез верхнепротерозойских терригенно-осадочных пород тельмановская толща вендского возраста (Vtl), состоящая из зеленоцветных и красноцветных песчаников, алевролитов, аргилли-

тов, гравелитов и изредка мергелей. Верхнепротерозойские породы смяты в складки преимущественно меридионального и северо-восточного простирания, рассланцованы и нарушены серией разломов, совпадающих по простиранию со складчатыми структурами. В западной части территории они прорваны гранит-гранодиоритовой позднедевон-среднекаменноугольной интрузией североземельского комплекса. На дневной поверхности эта интрузия представлена Солнечным гранит-гранодиоритовым массивом, имеющим линейную форму и согласное с другими геологическими структурами о-ва Большевик простирание. Магматизм мезозойской эпохи проявлен в виде редких даек долеритов ближнеостровского комплекса (βT_{1-2b}), эссекситовых и мончикитовых порфиров ахматовского комплекса ($\epsilon_{up}MZ?a$).

Методика диагностики, картирования и формационного анализа метасоматических пород принята по Е.В.Плющеву и др. [10]. Одна из ее важных особенностей — нацеленность на картирование не только интенсивно, но и слабо проявленных метасоматических преобразований, что позволяет фиксировать метасоматические образования в полном объеме их проявления в изучаемом геологическом пространстве, а в случае рудоносных гидротермалитов отмечать все возможные признаки проявления этих пород. Такой подход даже при картировании м-ба 1:200 000 обеспечивает выделение участков с наиболее вероятной концентрацией рудных компонентов. Картирование слабо проявленных метасоматических изменений пород основывается на равномерной сети отбора шлифов по изучаемой площади, плотность которой соответствует выбранному масштабу картирования. На территориях, вмещающих гидротермальные месторождения, как правило, проявлены следы нескольких эпох метасоматических преобразований пород. Изначальная нацеленность на фиксацию не только интенсивно, но и слабо измененных пород позволяет в каждом шлифе наметить несколько разновозрастных метасоматических минеральных парагенезисов. Анализ этих наблюдений в изучаемом геологическом пространстве дает возможность на фоне общей метасоматической зональности выделить отдельные элементы, связанные с различными геологическими эпохами и событиями, т.е. ряд метасоматических формаций. Под метасоматической формацией (МФ) подразумевается совокупность структурно упорядоченных в пространстве метасоматических пород, связанных с определенными эпохами геологического развития, такими как становление гранитоидного

массива или вулканической постройки, тектоническая активизация территории и т.п. Для прогнозирования, прежде всего, важно установить рудоносную МФ, поскольку именно ее отдельные составляющие (рудоносные метасоматические породы) контролируют позицию рудных тел. Однако для прогнозного анализа территории не менее важно определить МФ, образованную в предшествующую эпоху, когда были подготовлены структуры, благоприятные для последующего рудоотложения. В качестве рудоносной выделена эйсит-лиственитовая МФ, развитая на фоне ранее сформированной и столь же широко проявленной биотитит-пропилитовой МФ, представляющей благоприятные для последующего рудоотложения метасоматические породы.

Биотитит-пропилитовая МФ, практически не затронутая последующими преобразованиями, наблюдается в западной части изученной территории, в обрамлении гранитного массива Солнечный. В экзоконтакте массива развиты кордиерит-биотитовые роговики, интенсивность проявления которых затухает по мере удаления от контакта. Среди роговиков иногда отмечаются локальные проявления гранатовых скарнов и актинолитовых пропилитов. При удалении от контакта гранитного массива региональная зона распространения роговиков сменяется мусковитсодержащими пропилитами, а далее биотитовыми, биотит-эпидотовыми и биотит-серицитовыми (рис. 2). Среди широких полей пропилитизации на удалении 10 км и более от гранитного массива, на некоторых локальных участках также встречаются кордиерит-биотитовые роговики, окаймленные мусковитсодержащими пропилитами. Ореолы мусковитсодержащих пропилитов имеют вытянутую форму и образуют цепочки меридионального и северо-восточного простирания, конформного общему простиранию геологических структур исследуемого района. Мусковитсодержащие пропилиты — наиболее высокотемпературные разности пропилитов биотитит-пропилитовой МФ. Ореолы их проявления трассируют зоны интенсивного подъема тепловой энергии на момент образования изучаемой МФ. Поэтому такие ореолы могут рассматриваться в качестве локальных термально-купольных структур. Особенности формирования подобных структур подробно описаны в работе Р.П.Котиной и В.С.Митлина [6]. Анализ закономерностей пространственного распределения месторождений золото-кварцевой формации [3, 8, 9] показывает, что месторождения пространственно тяготеют к термально-купольным структурам. В названии рассматриваемой МФ использует-

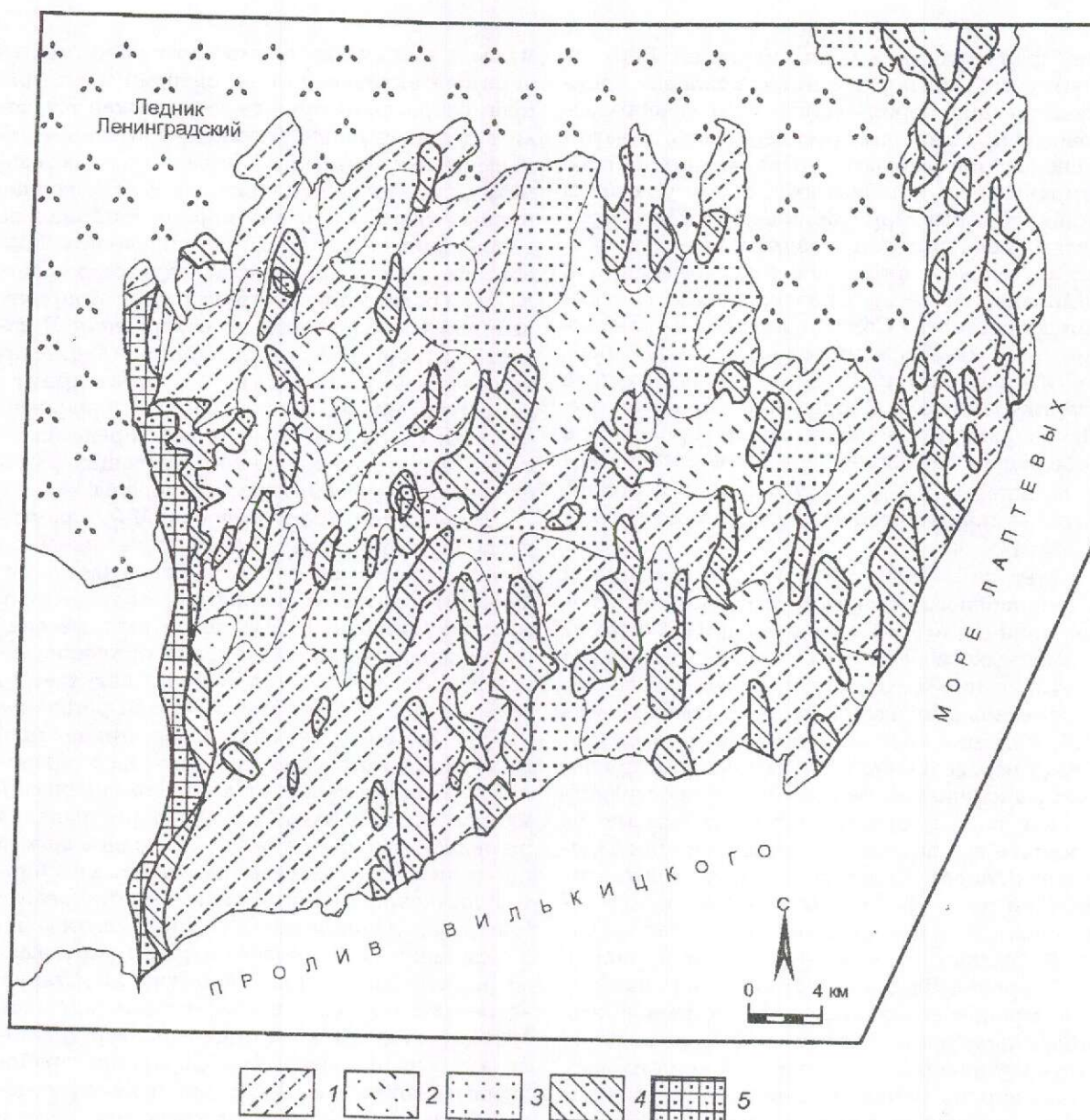


Рис. 2. Характер проявления биотитит-пропилитовой метасоматической формации в пределах юго-восточной части о-ва Большевик:

метасоматические зоны биотитит-пропилитовой формации: 1 — биотитовых пропилитов, 2 — биотит-серпичитовых, 3 — биотит-эпидотовых, 4 — мусковитсодержащих пропилитов, 5 — кордиерит-биотитовых роговиков; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ся термин «биотитит», впервые предложенный Ю.Н.Размахниным [11] для определения око-лоинтрузивных биотитовых пропилитов. Девон-каменноугольный возраст охарактеризованной биотитит-пропилитовой МФ принят в соответствии с возрастом гранитов североземельского комплекса.

Эйсит-лиственитовая МФ образовалась после биотитит-пропилитовой. В ее состав вхо-

дят хлоритолиты, листвениты, березиты и эйситы. Хлоритолиты — наиболее ранние из метасоматических составляющих рассматриваемой МФ, а по широте проявления преобладают над ними. Хлоритолиты сложены минералами, возникшими в результате преобразований пропилитовых минералов биотитит-пропилитовой МФ, а именно замещения биотита хлоритом, эпидота и сфена лейкоксомом. Сопоставление

усредненных составов этих минералов показывает, что в результате развития хлоритолитов по пропилитам происходит гидратация породы с выносом кальция и калия. Листвениты сформировались позднее хлоритолитов и развиты внутри региональной хлоритолитовой зоны. На участках слабо проявленных лиственитов их наличие фиксируется по появлению новообразованного карбоната, как правило, — кальцита. Количество новообразованного карбоната в таких частях лиственитовой зоны составляет доли процента, реже первые проценты. От периферии к центральным частям лиственитизированных зон общая доля новообразованного карбоната в породе возрастает от долей процента до 5—10% и более. Наряду с кальцитом, в породе появляются доломит и сидерит. Помимо псевдоморфных форм выделения агрегатов карбоната, устойчиво развиты автоморфные. В парагенезисе с ними все чаще встречаются кварц, хлорит и иногда сульфиды. На карте эйсит-лиственитовой МФ (рис. 3) показаны внешние и промежуточные зоны лиственитизации. Внешняя зона ограничена областью распространения эпигенетического карбоната. Разграничение внешней и промежуточной зон проведено на основе визуально-полуколичественных определений доли новообразованного карбоната в шлифах. В пределах промежуточной зоны количество новообразованного карбоната устойчиво превышает 5%, нередко проявлены ореолы и более интенсивной лиственитизации, в которых доля новообразованного карбоната составляет 10—15% и более. Размер таких ореолов сотни квадратных метров, реже первые квадратные километры. К внутренним ореолам лиственитизации приурочены карбонат-кварцевые, хлорит-кварцевые, монокварцевые, альбит-кварцевые золотоносные жилы и прожилки. Ореолы развития лиственитов трассируют зоны разрывных дислокаций, протягиваясь на многие десятки километров. Их ширина с учетом внешних частей на западе изученной территории варьирует от сотен метров до первых километров, а на востоке почти половина площади занята внешними лиственитовыми ореолами.

Возможность выделения внешних зон лиственитизации по наличию слабо проявленного новообразованного карбоната и внутреннее их разделение по количеству новообразованного карбоната в породах вызывают сомнение. Высказываются предположения о том, что в терригенно-осадочных толщах карбонат может присутствовать в качестве породообразующего минерала, который переотложился под воздействием тектонических дислокаций. Применительно к описываемой толще этот довод несостоя-

телен. Большая протяженность и мощность внешних зон ореолов лиственитизации сопоставима с масштабами проявления зон разрывных дислокаций, контролирующей позицию золотоносной кварцевой минерализации, на что обращают внимание исследователи данной территории [13]. Кроме того, наиболее мощные зоны вторичной карбонатизации проявлены в восточной части площади, занятой преимущественно выходами отложений гольшевской толщи, в составе которой, по опубликованным данным [2, 7, 13], карбонатные или карбонатсодержащие породы отсутствуют. В зоне эпигенетической карбонатизации по мере усиления степени карбонатизации, наряду с карбонатом, появляются другие минералы, образующие единую минеральную ассоциацию. В работе А.Ф.Коробейникова и А.Г.Миронова [5] приводится сводка о составе газово-жидких включений в кварце из многочисленных золото-кварцевых месторождений, согласно которой углекислота является одним из основных компонентов золотоносных гидротермальных растворов. Ранее Н.В.Рослякова [12] указывала на эффект заметного усиления степени карбонатизации вмещающих пород по мере приближения к кварцевым жилам золоторудных месторождений. Значительные содержания CO_2 в составе газовых включений кварца из золото-кварцевых жил отмечены в работах [5, 12, 15]. И.С.Чанышев и В.А.Степанов [15] приводят данные о том, что по изотопии углерода околожилных эпигенетических карбонатов золото-кварцевых месторождений этот элемент был привнесен в рудоформирующую гидротермальную систему в ходе эндогенных процессов.

Среди широких зон лиственитизации встречаются эйситы и березиты. Эйситы распространены в центральной и южной частях изученной площади. Ореолы эйситизации пространственно тяготеют к внутренним лиственитовым ореолам и отличаются от них наличием альбита в составе породообразующих парагенезисов и прожилков альбит-карбонат-кварцевого состава. Как и во внутренних лиственитовых ореолах, в ореолах эйситизации встречаются точки золоторудной минерализации. Березиты — наименее распространенные породы рассматриваемой метасоматической формации. Большинство точек их проявления находится в северной половине изученной площади — на участках в верховье р. Лагерная, по правому берегу руч. Быстрый и др. Отличие березитов от похожих на них по составу биотит-серицитовых пропилитов, совмещенных с лиственитами, — срастание карбоната и светлой слюды, тогда как в последних хорошо виден наложенный характер карбонатных аг-

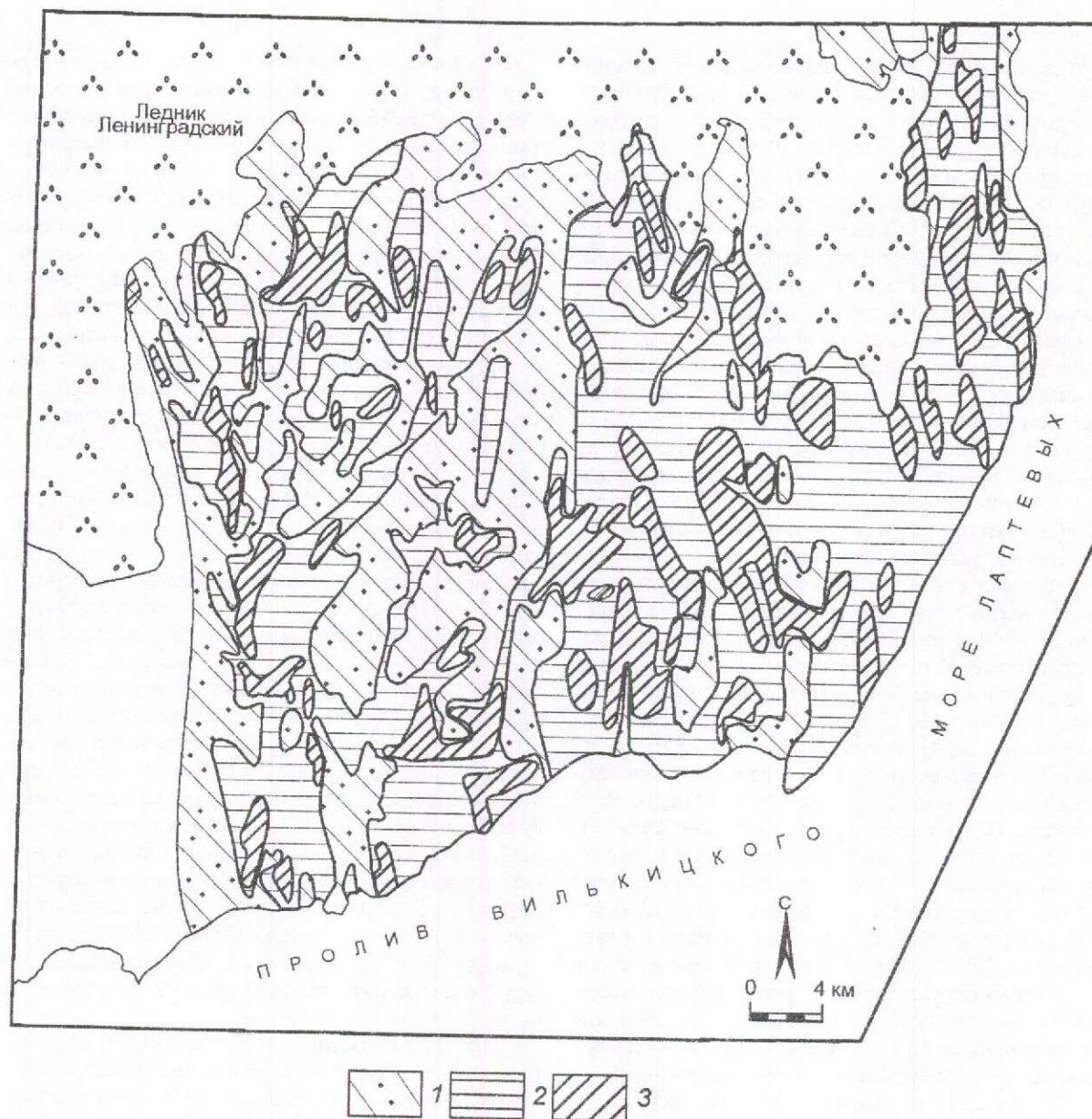


Рис. 3. Характер проявления эйсит-лиственитовой метасоматической формации в пределах юго-восточной части о-ва Большевик:

метасоматические зоны эйсит-лиственитовой формации: 1 — хлоритовая, 2 — внешняя лиственитовая, 3 — промежуточная лиственитовая, иногда включающая ореолы эйситизации и березитизации

регатов на серицитовые и биотит-серицитовые. Кроме того, на участках проявления березитизации, наложенной на пропилиты, как правило, наблюдаются две генерации светлых слюд, каждая из которых образует свои минеральные парагенезисы. Первая генерация представлена серицитом или мусковитом и проявлена в парагенезисе с пропилитовыми минералами — биотитом и эпидотом, вторая — серицитом или гидросерицитом, которые ассо-

циируют с карбонатом и хлоритом. В шлифах можно также наблюдать гомоосевые псевдоморфозы светлых слюд второй генерации по слюдам первой генерации. В березитах, как в лиственитах и эйситах, встречаются точки золоторудной минерализации.

Формирование эйсит-лиственитовой МФ, вероятно, происходило не ранее позднего палеозоя. Во-первых, породы этой метасоматической формации замещают метасоматиче-

ские породы биотитит-пропилитовой МФ, тесно связанной со средне-позднепалеозойскими гранитами североземельского комплекса. Во-вторых, согласно опубликованным данным [13], на рассматриваемой территории зафиксированы случаи пересечения дайками мезозойского возраста золото-кварцевых жил, входящих в состав эйсит-лиственитовой МФ.

Наиболее подходящей моделью образования эйсит-лиственитовой МФ является модель, предложенная П.Ф.Иванкиным и Н.И.Назаровой [1] для приразломных золотоносных гидротермально-метасоматических систем, развитых среди мощных углеродистых флишеидных толщ. Золоторудные объекты, расположенные в подобной геологической обстановке отнесены авторами к интрателлурическому ряду гидротермальных золоторудных месторождений. Такие месторождения формируются в эпохи тектонической активизации территорий под воздействием на углеродистые осадочные толщи мантийных газовых эманаций. В результате этого воздействия образуются щелочно-высококремнистые рудоносные растворы — «жидкие стекла», обладающие повышенной ёмкостью насыщения рудными компонентами и сохраняющие при миграции стабильность в восстановительной среде углеродистых толщ, уже содержащих повышенные концентрации рудных компонентов, в том числе и золото. Разгрузка рудоносных растворов осуществляется при падении внешнего давления, когда они поступают в зоны открытых разрывных дислокаций. По классической модели Д.С.Коржинского [4], при продвижении рудоносных гидротермальных растворов к дневной поверхности по проницаемым зонам рудоносные растворы разделяются на опережающую кислотную и запаздывающую щелочно-субщелочную волны. Широкие зоны развития хлоритолитов отражают опережающую кислотную волну. Более локальные зоны лиственитизации, эйситизации и березитизации отражают последующую субщелочную волну. Гидротермально-метасоматические системы интрателлурического ряда характеризуются хорошо выраженной в составе золотоносных гидротермалитов прямой вертикальной зональностью. Эта зональность отражает снижение температуры гидротермально-метасоматических преобразований пород в направлении от нижних частей вертикальной метасоматической колонны к верхним [1]. Изучение газово-жидких включений в золоторудных кварцах из большого количества месторождений золота показало, что рудоносные гидротермальные растворы имели различный состав в вертикальном разрезе их зоны раз-

грузки [5]. В самых верхних, наиболее низкотемпературных, частях зоны в составе золотоносных растворов заметно преобладает в анионной части HCO_3^- , а в катионной — Ca^{2+} над Mg^{2+} и K^+ , что соответствует составу лиственитов и березитов. В средних частях вертикальной зоны разгрузки в составе также преобладает HCO_3^- , что не противоречит составу эйситов или гумбеитов. Для нижних частей в составе растворов установлено преобладание Cl^- и реже F^- среди анионов, а также Na^+ и K^+ над Ca^{2+} среди катионов, что может соответствовать составу полевошпатсодержащих кварцитов. Реконструированная зональность состава рудоносных гидротермальных растворов в целом не противоречит признакам вертикальной зональности золотоносных гидротермалитов эйсит-лиственитовой МФ, зафиксированных в пределах рассматриваемой площади. Южная и северная части последней несколько различаются по набору рудоконтролирующих гидротермалитов. На севере среди лиственитов встречаются березиты, а на юге — эйситы. При этом доля эйситов по отношению к лиственитам закономерно увеличивается по направлению с севера на юг площади. Разница в абсолютных высотных отметках рельефа между северной (350—450 м) и южной (150 м) частями составляет 200—300 м. Это может свидетельствовать о том, что южная часть площади срезана на 200—300 м глубже, чем северная. То есть на севере изученной территории золотоносные гидротермалиты представляют верхнюю часть вертикальной зоны разгрузки золотоносных гидротермальных растворов, а на юге — переход от верхней части зоны разгрузки к средней. Более полная картина вертикальной зональности колонны разгрузки золотоносных гидротермальных растворов наблюдалась нами ранее на территории Харгинского золоторудного узла, расположенного в пределах Селемджино-Кербинской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса [9]. Особенности рудоконтролирующих тектонических нарушений этой территории (сочетание круто- и пологопадающих разрывных нарушений) и ее эрозионного среза обусловили возможность наблюдать на поверхности три зоны вертикальной метасоматической колонны: лиственитов и березитов; гумбеитов и эйситов; полевошпатсодержащих кварцитов.

На изученной территории преобладающие по распространению листвениты рассматриваются в качестве продукта взаимодействия рудоносных гидротермальных растворов с вмещающими породами. При этом ореолы наиболее интенсивной лиственитизации вмещающих пород отражают участки наиболее пол-

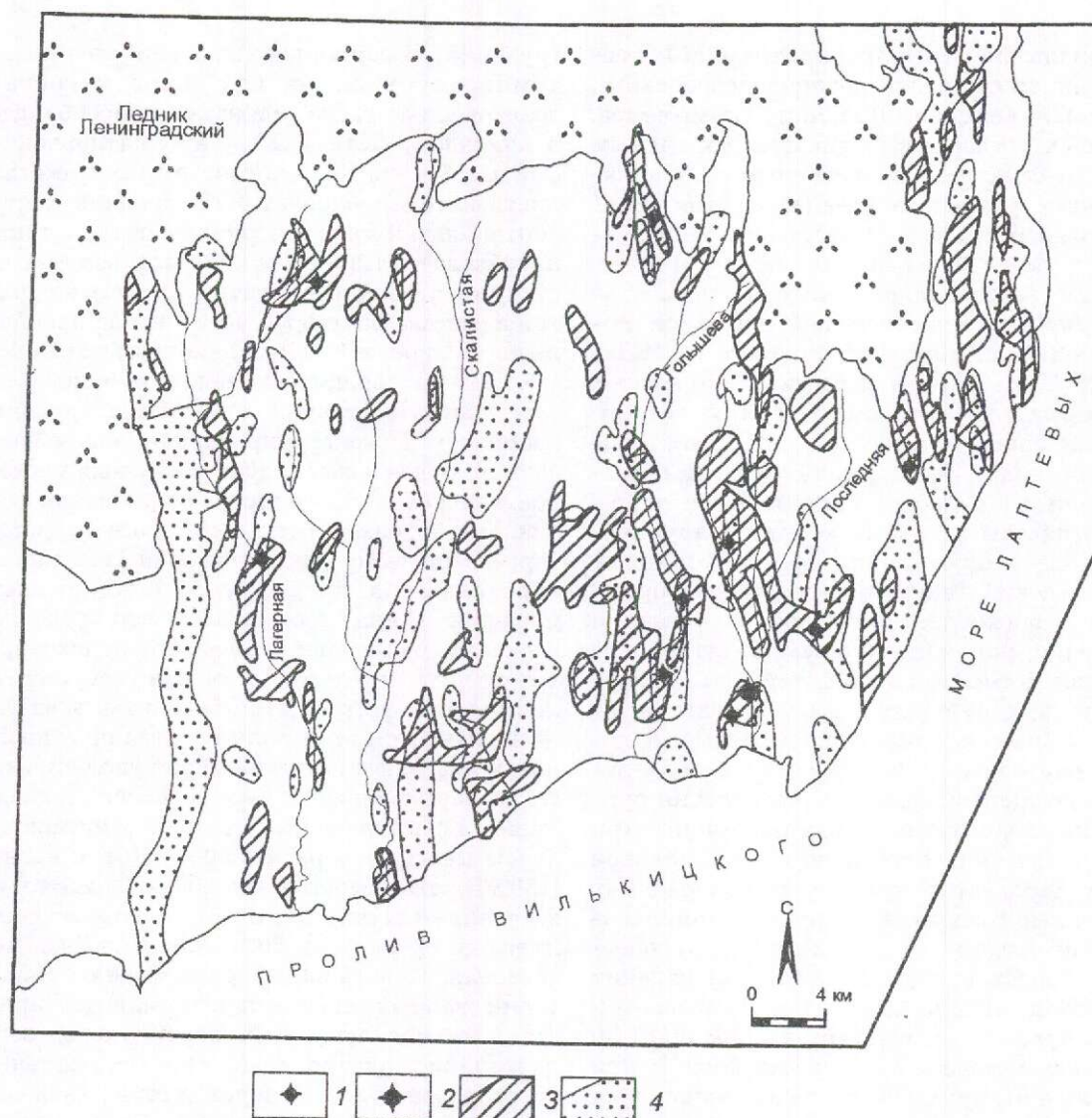


Рис. 4. Характер распределения петрографических критериев прогнозной оценки территории юго-восточной части о-ва Большевик:

1 — проявление золото-кварцевой минерализации; 2 — Нижнелиткинское золото-кварцевое месторождение; 3 — рудоконтролирующая промежуточная зона лиственитизации, иногда включающая ореолы эйситизации или березитизации; 4 — дорудные ореолы развития мусковитсодержащих пропилитов, реже кордиерит-биотитовых роговиков, отражающие благоприятные для рудоотложения локальные термально-купольные структуры

ной разгрузки золотоносных гидротермальных растворов. А значит, именно в пределах этих ореолов можно ожидать наибольшие концентрации гидротермального золота. Таким образом, внутренние ореолы региональной зоны лиственитизации являются прямыми признаками перспективности участков на коренное золото. Внутри таких ореолов максимальную разгрузку золотоносных гидротермальных растворов следует ожидать в пределах «ловушек», имеющих различную природу. В опубли-

кованных работах [7, 13] отмечается важная роль структурно-геологических и литологических «ловушек» в локализации оруденения. Показано, что такими «ловушками» могут быть замки антиклинальных складок, участки пересечения разрывных нарушений, границы смены аргиллитов песчаниками. К числу этих структурно-геологических факторов следует добавить благоприятные для рудоотложения локальные метасоматические термально-купольные структуры, проявленные дорудными

мусковитсодержащими пропилитами и в меньшей степени кордиерит-биотитовыми роговиками. На изученной территории известные месторождения и проявления золото-кварцевой минерализации расположены среди ореолов интенсивной лиственитизации, наложенных на ореолы мусковитсодержащих пропилитов (рис. 4). Такая позиция золото-кварцевой минерализации, возможно, объясняется наследованием вертикальных каналов поступления эндогенных флюидов и повышенной трещиноватостью пород, подвергнутых дорудной термальной проработке. На рассматриваемой площади не все участки благоприятного сочетания рудоконтролирующих петрографических факторов реализованы в форме конкретных проявлений золото-кварцевой минерализации. Это свидетельствует о существовании перспектив расширения рудного потенциала изученной территории.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Главная эпоха формирования промышленно перспективной золото-кварцевой минерализации связана предположительно с позднепалеозойской тектонической активизацией территории. Позицию золото-кварцевой минерализации контролируют листвениты, эйситы и березиты, причем первые наиболее распространены. Как и на других территориях распространения амагматических приразломных золото-кварцевых руд [9], на площади выявлены признаки вертикальной упорядоченности рудоконтролирующих гидротермалитов: на севере фиксируются листвениты и березиты, представляющие верхнюю часть вертикальной метасоматической колонны; на юге, наряду с лиственитами, проявлены эйситы, характеризующие среднюю часть. В более южных частях Таймырско-Североземельской складчатой зоны отмечаются признаки еще большего эрозионного среза золотоносной гидротермально-метасоматической колонны. Так, по наблюдениям С.С.Сердюка [14], на мысе Челюскин встречаются полевошпат-кварцевые метасоматиты, контролирующие золоторудные проявления. Согласно принятой нами модели формирования вертикальной зональности приразломных рудоконтролирующих гидротермалитов [9], они характеризуют нижнюю часть вертикальной золотоносной метасоматической колонны.

Петрографическими признаками прогнозной оценки рассмотренной территории являются ореолы повышенной степени лиственитизации пород, а также ореолы березитизации и эйситизации, наложенные на благоприятные для рудоотложения дорудные локальные метасоматические термально-купольные струк-

туры, представленные преимущественно мусковитсодержащими пропилитами и в меньшей степени кордиерит-биотитовыми роговиками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
2. Кабаньков В.Я. О возрасте и геотектонической природе Таймырско-Североземельской складчатой области // Недра Таймыра. 1999. Вып. 3. С. 22—41.
3. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
4. Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метаматизма. Избр. тр. — М.: РАН, 1993.
5. Коробейников А.Ф., Миронов А.Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. — Новосибирск: ВО «Наука», 1992.
6. Котина Р.П., Митлин В.С. Количественная оценка термических эффектов процесса дифференциации вещества на стадии метатекнеза // Геология и разведка. 1990. № 3. С. 56—64.
7. Листков А.Г., Бенца М.И., Черепанов А.В. Золоторудные проявления юго-востока острова Большевик (арх. Северная Земля) // Недра Таймыра. 1999. Вып. 3. С. 125—135.
8. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. — Владивосток: Дальнаука, 1996.
9. Мотов А.П., Агафоненко С.Г., Соколов С.В. Метасоматические ореолы золоторудных полей Харгинского рудного узла (Приамурье) // Руды и металлы. 2000. № 3. С. 48—54.
10. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981.
11. Размазанин Ю.Н. Поисково-оценочные критерии на олово на основе региональной и локальной метасоматической зональности (на примере Сихотэ-Алиня) // Советская геология. 1974. № 4. С. 35—44.
12. Рослякова Н.В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Берикольского месторождения // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, 1976. Вып. 235. С. 82—105. (Тр. ИГГ СО АН СССР).
13. Северная Земля. Геологическое строение и минерализация / Ред. И.С.Граммберг, В.И.Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000.
14. Сердюк С.С. Золотоносные и золото-платиноносные провинции Центральной Сибири: геолого-металлогенетическое строение и перспективы развития сырьевой базы // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск, 1997. Вып. 1. С. 89—183. (Тр. КНИИГиМС).
15. Чанышев И.С., Степанов В.А. Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 112—118.



УДК 553.41'462'43'53 (571.61)

© Коллектив авторов, 2001

ЗОЛОТО-МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БОРГУЛИКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

М.М.Гирфанов (ЦНИГРИ МПР России), А.Н.Гагаев, В.С.Дмитренко (ФГУП «Дальгеофизика»), М.Н.Рыбалкин, Н.С.Соколова (ЦНИГРИ МПР России)

Дана краткая характеристика геологического строения и рудно-метасоматической зональности золото-молибден-медных проявлений Боргуликанского рудного поля в Амурской области. Показано наличие всех основных элементов медно-порфировой рудно-магматической системы, что позволяет отнести эти объекты к порфировому типу.

В сводных работах Н.И.Баракова (1988), А.И.Лобова и др. (1996), И.А.Васильева и В.П.Капанина (2000) обосновано наличие в Амурской области определенного потенциала для открытия и освоения крупнообъемных объектов с золото-молибден-медно-порфировым типом оруденения. В первую очередь, это относится к западной части Умлекано-Огоджинской металлогенической зоны, отвечающей области развития одноименного вулканоплутонического пояса. В пределах данной территории известно несколько перспективных площадей, оруденение которых предположительно связано с крупными медно-порфировыми рудно-магматическими системами (Боргуликанское и Верхнетыгдинское рудные поля, Талданский, Умлекано-Ясненский, Елна-Адамихинский рудные узлы и др.). Характерная черта этих объектов — постоянное присутствие в прожилково-вкрапленных рудах повышенных концентраций золота (0,2—1,0 г/т) при рядовых содержаниях меди и молибдена. Некоторые из рудопроявлений рассматриваемой территории по комплексу признаков можно сопоставить с известными отечественными и зарубежными золотосодержащими медно-порфировыми месторождениями, в первую очередь, Филиппин, Австралии и Канады [1, 3, 7—10].

Эффективность поисков и оценки объектов данного геолого-промышленного типа в пределах Умлекано-Огоджинской зоны может быть повышена за счет разработки и применения региональной геолого-поисковой модели. В качестве эталона для создания такой модели могут быть использованы рудопроявления наиболее изученного Боргуликанского рудного поля.

Боргуликанское потенциальное рудное поле (рис. 1) приурочено к меловому Умлекано-Огоджинскому вулканоплутоническому поясу и локализуется на северо-восточной периферии Гонжинского выступа Буреинского срединного массива. Зоны гидротермально-метасоматических изменений и аномальных содержаний золота, молибдена и меди известны здесь с конца 50-х годов (Рассказов и др., 1959). В дальнейшем эти проявления изучались И.П.Вольской (1978), Н.Г.Коробушкиным (1988), Н.И.Бараковым (1995). Тематические работы проводились Н.В.Котовым и Л.Г.Порицкой (1995), Ю.К.Кудрявцевым (2000) и др. В настоящее время здесь продолжают поисковые работы силами ФГУП «Дальгеофизика».

Предшествующие многолетние геолого-поисковые работы позволили выделить в пределах рудного поля три наиболее перспективных участка в ранге рудопроявлений (Иканский, Боргуликанский и Арбинский) с прожилково-вкрапленным золото-молибден-медным оруденением, отнесенным предположительно к порфировому типу.

Нами проведена комплексная переинтерпретация накопленного материала на основе методических подходов к изучению и прогнозированию месторождений порфирового типа, разработанных в ЦНИГРИ [1, 2, 4—6 и др.]. При этом использовались такие принципиальные закономерности геологического строения месторождений этого типа, как конформность морфологии штокверковых рудных тел рудоносным порфировым интрузивам, концентрическая зональность распределения рудных концентраций, совпадение общей направленности рудных тел с преобладающими ориентировками систем

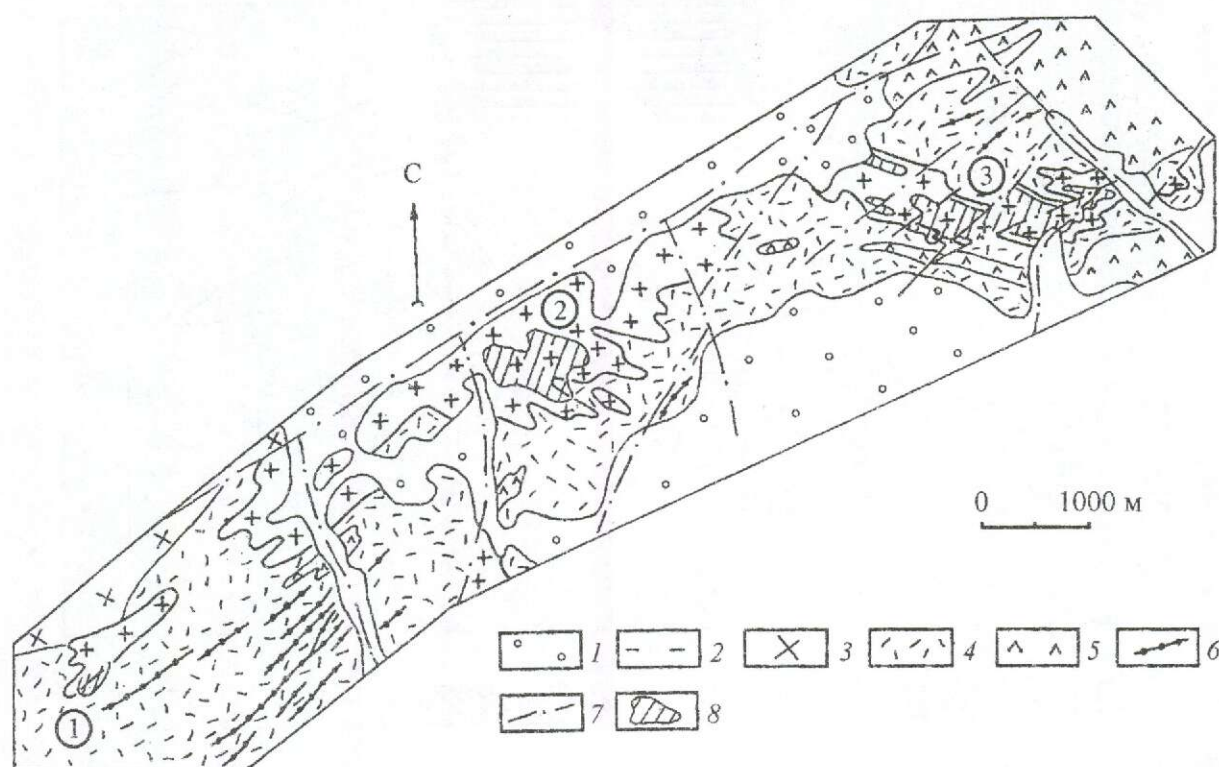


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Боргуликанского рудного поля, по А.Н.Гагаеву и В.С.Дмитренко (1999) с упрощениями и изменениями:

1 — рыхлые отложения; бурундинский интрузивный комплекс (K_1b); 2 — кварцевые монцодиоритовые порфириды нерасчлененные (порфировый интрузив), 3 — кварцевые монцодиориты порфировидные; талданская свита (K_1tl); 4 — вулканогенно-осадочная толща (лавы и туфы дацитов, андезитов) нерасчлененная, 5—6 — субвулканические тела дацитов, андезитов нерасчлененные (5 — в масштабе карты, 6 — вне масштаба); 7 — разрывные нарушения; 8 — минерализованные зоны, окомтуренные по содержанию Su 0,1%; цифры в кружках — рудопоявления (рудные зоны) (1 — Арбинское, 2 — Боргуликан, 3 — Икан)

минерализованных трещин, закономерное строение зональных рудно-метасоматических ореолов и др. Такой подход позволил увязать данные бурения редкой сети поисковых скважин и площадных геофизических и геохимических съемок и уточнить на этой основе условия локализации прогнозных рудных тел.

Рудопоявления Боргуликанского рудного поля рассматриваются совместно, так как проведенные работы показали принципиальное сходство основных черт их состава и строения.

Площадь Боргуликанского рудного поля сложена породами раннемеловой вулканоплутонической ассоциации, включающей вулканиты талданской свиты (K_1tl) и прорывающие их интрузивные образования бурундинского комплекса (K_1b). Вулканиты варьируют по составу от дацитов до андезитов и отнесены к эффузивной, пирокластической и субвулканической фациям. Главная фаза plutонического комплекса представлена порфировидными

мелко-среднезернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритами, слагающими относительно крупный массив непосредственно к северу от рудного поля. Средний минеральный состав этих пород следующий, %: плагиоклаз (андезин № 40—50) — 40, калишпат — 25, темноцветные (роговая обманка и биотит) — 21, кварц — 13, акцессорные — 1. «Порфировая фаза» комплекса сложена биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритовыми порфиридами, образующими кулисообразную систему мощных крутопадающих пластинообразных тел («порфировый интрузив»). Это породы с четко выраженной сериально-порфировой структурой. В наиболее распространенных разностях количество порфировых выделений составляет около 50%. Вкрапленники размером преимущественно 2—6 мм (при вариациях от 0,3 до 8—10 мм) представлены главным образом плагиоклазом (61%) и роговой обманкой (25%), в

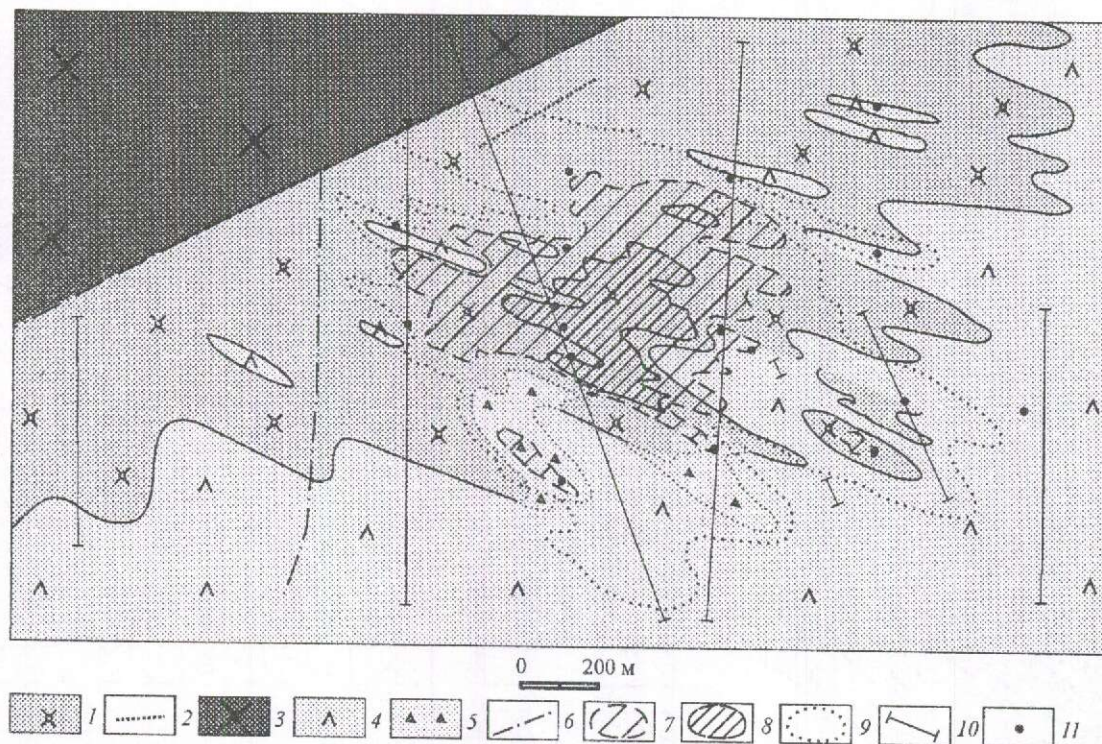


Рис. 2. Схематическая геологическая карта рудопрооявления Боргуликан, составлена с использованием данных Н.Г.Коробушкина и др. (1988), Н.И.Баракова и др. (1995) и рабочих материалов ФГУП «Дальгеофизика»:

интрузивные образования буриндинского комплекса (K_1b): 1 — кварцевые монцодиоритовые порфириты (порфировый интрузив), 2 — монцодиоритовые порфириты (дайковая серия), 3 — кварцевые монцодиориты порфировидные (основная фаза внедрения); 4 — вулканогенные образования (лавы и туфы дацитов, андезитов) талданской свиты (K_1tl) нерасчлененные; 5 — эксплозивные брекчии; 6 — разрывные нарушения; предполагаемые контуры минерализованных зон и прогнозных рудных тел: 7 — по бортовому содержанию Cu 0,1%, 8 — то же, 0,2%; 9 — контур первичного ореола рассеяния Mo с концентрациями более 0,001%; 10 — профили короткометражных (5—10 м) скважин и канав; 11 — поисковые скважины глубиной более 30 м

меньшей степени биотитом, калишпатом и кварцем. Основная масса полнокристаллическая, структура ее микрогранитная с элементами микрогипидиоморфнозернистой. Размер зерен от 0,01 до 0,03 мм. Состав основной массы преимущественно калишпат-кварцевый с подчиненными плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Минеральный состав порфиров с учетом количественных соотношений главных породообразующих минералов вкрапленников и основной массы следующий, %: плагиоклаз — 55,9, калишпат — 27,7, кварц — 17,3, биотит — 5,3, роговая обманка — 13,5, акцессорные — 0,3 (количественные подсчеты выполнены В.Г.Сапожниковым, ЦНИГРИ).

В глубоких и центральных частях порфировых интрузивов степень раскристаллизации основной массы несколько увеличивается, и здесь в ее составе преобладают зерна размером 0,02—0,04 мм. С приближением к контак-

там порфирового интрузива кварцевые монцодиоритовые порфириты постепенно переходят в контактовые разновидности с плохой раскристаллизацией основной массы микрофельзитовой, а в ряде случаев микропиклитовой структуры, а также относительно небольшим количеством вкрапленников (до 35—40%).

К поздним образованиям интрузивного комплекса отнесены (биотит)-роговообманковые кварцевые монцодиоритовые порфириты дайковой серии — редкопорфировые (20—25%) породы с макроскопически наблюдаемой призматически-зернистой структурой основной массы. Вкрапленники размером от 0,4 до 6 мм представлены плагиоклазом, амфиболом и биотитом. Характерно отсутствие вкрапленников кварца и калишпата. Основная масса характеризуется отчетливо гипидиоморфнозернистой структурой, состоит из лейст (0,05—0,15 до 0,3 мм) плагиоклаза, ам-

фиболов и ксеноморфных микрозерен кварца и калишпата.

Объекты Боргуликанского рудного поля (рис. 2, 3) приурочены к серии сложно построенных порфировых интрузивов бурундинского комплекса, прорывающих мощную вулканогенную толщу талданской свиты и вытягивающихся цепочкой вдоль крупного Боргуликанского разлома восточно-северо-восточной ориентировки. По этому разлому они отделены от массива, располагающегося к северу и сложенного основной фазой внедрения бурундинского комплекса. Мощность порфировых интрузивов (ширина выхода вкост простирания) от 400—600 (Икан) до 1500 м (Боргуликан) при протяженности соответственно 2200 и 1500 м. В то же время, имеющиеся данные позволяют предположить, что они образованы частично слившимися кулисообразно расположенными пластинообразными телами мощностью 200—250 м. По ряду разрезов устанавливается расщепление таких тел по восстанию, падению и простиранию на еще более маломощные крутопадающие апофизы. В целом намечается достаточно выдержанная преобладающая восточно-юго-восточная ориентировка порфировых тел, однако ряд апофизов меняет это направление на субширотное, а возможно, и на северо-восточное. Предполагаемое падение порфировых тел крутое, в северных румбах. Такая ориентировка обосновывается исходя из анализа строения всей рудно-магматической системы, с учетом принципа конформности минерализованных зон стержневому рудоносному порфировому интрузиву. Заметим, что резкое преобладание крутопадающих (до субвертикальных) ориентировок трещин, наблюдаемое в кернах скважин и канавах, позволяет предположить весьма крутое падение порфировых тел и рудных зон (см. рис. 3, Б).

Основные разломы, определяющие разрывную структуру рудного поля, Боргуликанский и Известковый, имеют восточно-северо-восточное простирание. Блок между ними, вмещающий Боргуликанское рудное поле, разбит серией оперяющих разрывных нарушений, среди которых преобладают две системы: восточно-северо-восточная, параллельная главным разломам, и восточно-юго-восточная, диагональная по отношению к ним и согласная с преобладающей ориентировкой порфировых интрузивов. Смещения по этим нарушениям (достигающие, по-видимому, нескольких десятков метров) определили мозаично-блоковое строение территории рудного поля с чередованием поднятых и опущенных тектонических клиньев. Кроме того, в пределах рудного поля фиксируется серия малоамплитудных тектонических

нарушений типа трещинных зон. Вдоль них развиты интенсивно проявленные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания.

Отмеченные предшествующими исследователями тела взрывных брекчий известны преимущественно в пределах Боргуликанского рудопоявления и в настоящее время недоступны для наблюдения. Проведенная интерпретация геологического строения проявления позволяет предполагать (по аналогии с рядом других объектов этого типа), что брекчиевые тела тяготеют к участкам выклинивания порфирового интрузива по восстанию и простиранию.

К важнейшим элементам рудно-магматической системы и соответственно геолого-поисковой модели месторождений порфирового типа относятся состав и зональность рудной минерализации и околорудных изменений [1]. При характеристике рудно-метасоматических образований Боргуликанского рудного поля, помимо микроскопических исследований, использованы результаты рентгенометрического анализа образцов основных разновидностей метасоматитов (аналитик Э.И.Альшеева, рентгеноспектральная лаборатория ЦНИГРИ).

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения рассматриваемых объектов (рис. 4) представлены серией минеральных ассоциаций (в последовательности от высокотемпературных к низкотемпературным): кварц-калишпат-биотитовой, альбит-эпидот-актинолитовой, кварц-серицит-хлоритовой (с рутилом и спорадическими турмалином, Fe-Mg карбонатами, кальцитом), аргиллизитовой (с каолинитом и смектитами); наиболее поздние и низкотемпературные образования — прожилки кальцита, цеолитов и флюорита.

Зональность околорудных изменений проявляется в закономерной смене минеральных парагенезисов в пространстве, их наложении (телескопировании) и изменении количественных соотношений между входящими в их состав минералами. По аналогии с ранее разработанной типовой моделью зональности метасоматических изменений медно-порфирового месторождения [2, 6, 9 и др.] нами выделяются следующие концентрически сменяющие друг друга обобщенные зоны: 1) калиево-кремниевая (кварц-калишпат-биотитовая с подчиненными альбитом и актинолитом на более глубоких горизонтах и незначительным развитием наложенных кварц-серицит-хлоритовых изменений) в центральных апикальных частях порфирового интрузива; 2) внутренняя пропиловитовая (кварц-биотитовых метасоматитов с наложенными кварц-хлоритовыми изменениями) в эндо-экзоконтактах глубоких частей

порфирового интрузива; 3) филлизитовая (кварц-серицитовая с хлоритом, турмалином, карбонатами и реликтами более ранних метасоматических ассоциаций) в экзоконтактах верхних частей порфирового интрузива и в зонах секущих малоамплитудных тектонических нарушений; 4) внешняя пропилитовая

(совмещенных альбит-эпидот-актинолитовых и серицит-карбонат-хлоритовых изменений) в периферических частях рудного поля.

В близповерхностной зоне гидротермально измененные породы подверглись интенсивному гипергенезу с развитием глинистой коры выветривания и гипергенных аргиллизитов.

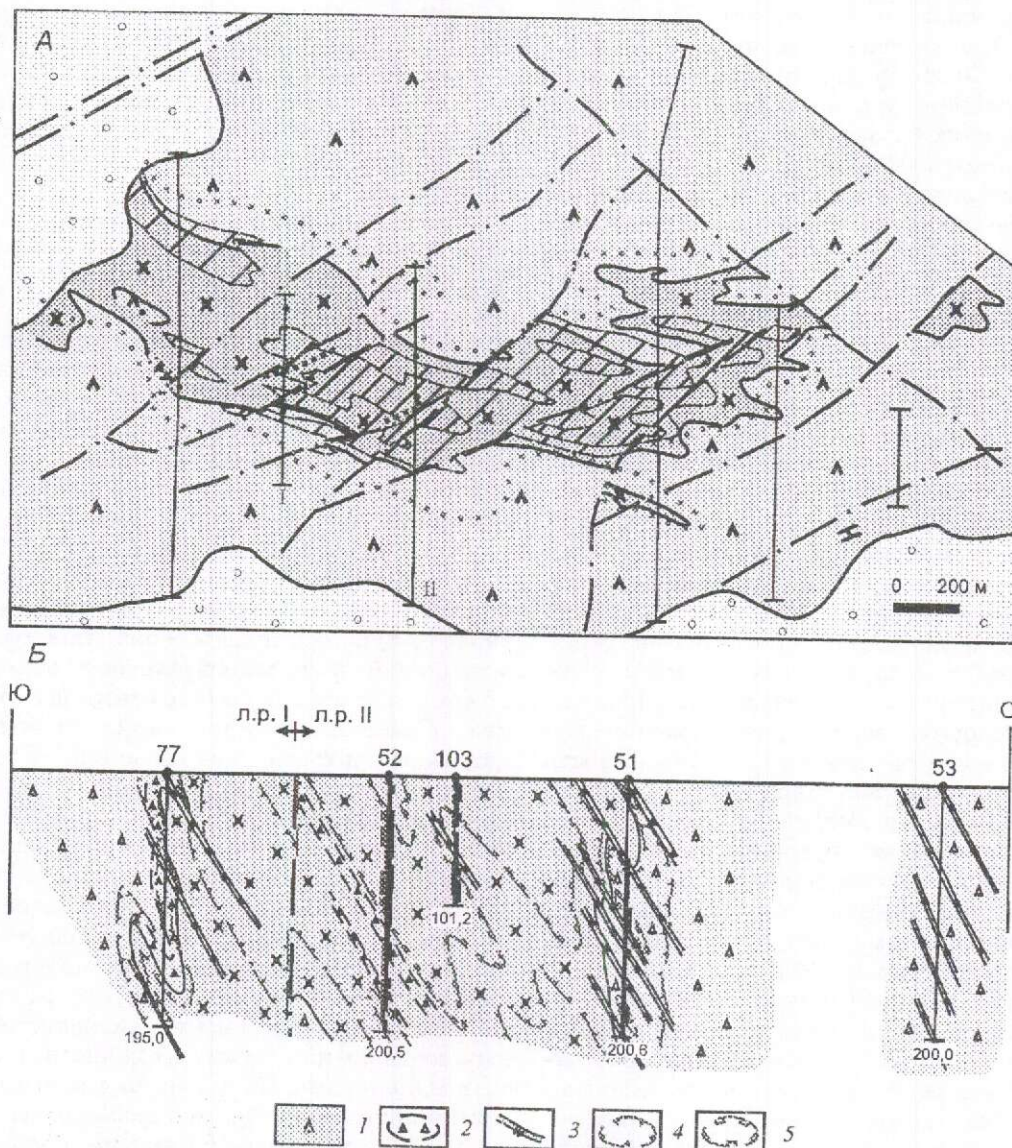


Рис. 3. Схематическая геологическая карта (А) и сводный разрез (Б) рудопроявления Икан, составлены с использованием данных Н.Г.Коробушкина и др. (1988), Н.И.Баракова и др. (1995) и рабочих материалов ФГУП «Дальгеофизика»:

на разрезе совмещены фрагменты профилей I и II; 1 — породы вмещающей вулканогенной толщи (дациты, андезиты-дациты); 2 — литифицированные зоны дробления (мелкообломочные брекчи); 3 — трещинные зоны (малоамплитудные тектонические нарушения) с интенсивным кислотным выщелачиванием (кварц-серицитовыми метасоматитами); предполагаемые контуры рудных тел и зон минерализации по бортовому содержанию Cu , %: 4 — 0,1, 5 — 0,2; для поисковых скважин указаны данные опробования: слева от ствола скважины — содержания Au в градациях 0,3—0,5 и >0,5 г/т, справа — содержания Cu в градациях 0,1—0,2 и >0,2%; остальные усл. обозн. см. рис. 2.

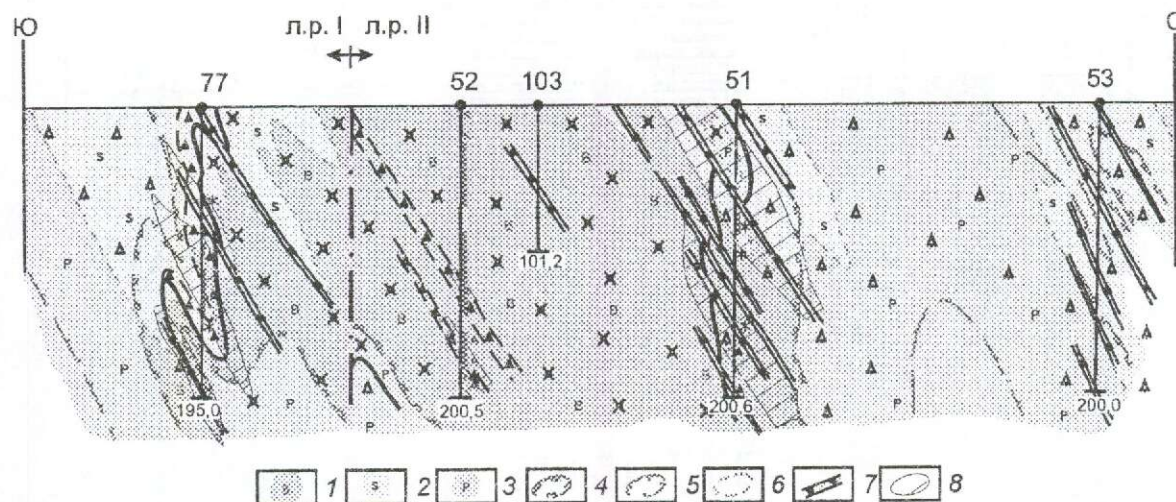


Рис. 4. Зональность гидротермально-метасоматических изменений в сводном разрезе рудопроведения Икан:

метасоматические зоны: 1 — калиево-кремниевая (кварц-калципат-биотитовых изменений), 2 — филлизитовая и внутренняя пропилитовая нерасчлененные (кварц-серикит-хлоритовых изменений), 3 — внешняя пропилитовая (эпидот-альбит-хлоритовых изменений); контуры распространения главных ассоциаций вторичных минералов: 4—5 — кварц-калципат-биотитовой (с учетом ее реликтов в участках наложения более поздних ассоциаций) (4 — умеренно и сильно проявленной, 5 — слабо проявленной), 6 — кварц-серикит-хлоритовой умеренно проявленной; 7 — зоны интенсивных кварц-серикитовых метасоматических изменений; 8 — зоны карбонатизации слабой до умеренной степени; интервалы распространения вторичных минералов в керне поисковых скважин: сплошные полосы вдоль ствола скважины — совмещенных умеренных калципатизации и биотитизации; К — совмещенных умеренной калципатизации и слабой биотитизации; А — умеренной актинолитизации; * — турмалинизации; залитый треугольник — эпидотизации

Руды Боргуликанского рудного поля имеют относительно простой минеральный состав. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, магнетит; второстепенные — молибденит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды; гипергенные — гидроксиды железа, гематит, борнит, куприт, халькозин, самородные медь и золото.

Гипогенная рудная минерализация проявлена в виде неравномерной сети маломощных прожилков и тонкой вкрапленности и представлена серией рудных минеральных ассоциаций, концентрически сменяющихся в пространстве от центральных частей минерализованных зон к их периферии в следующем порядке (рис. 5): магнетит-борнит-халькопиритовая (в калиево-кремниевой зоне), пирит-халькопирит-молибденитовая (во внутренней пропилитовой и частично в филлизитовой зонах) и магнетит-пиритовая (в филлизитовой и внешней пропилитовой зонах). В карбонатизированных тектонических зонах ограничено развита полиметаллическая (кварц-карбонат-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая) ассоциация. В зоне гипергенных аргиллизитов над рудоносными

штокверками и вдоль тектонических нарушений присутствуют лимонит, гематит, куприт, борнит, ковеллин, халькозин, самородные медь и золото.

Рудные интервалы по скважинам, выделенные по данным опробования, приурочены к верхним частям калиево-кремниевой зоны (руды золотосодержащего медного типа) и к примыкающим к ним участкам внутренней пропилитовой и филлизитовой зон (руды молибден-медного типа).

Характерной особенностью рассматриваемых рудоносных штокверков является наличие обратной геохимической зональности, направленной от контактов порфирового интрузива к его центру со сменой в этом направлении максимумов концентраций рудных компонентов в последовательности $Mo \rightarrow Cu \rightarrow Au$. Обратную зональность подобного рода (известную на ряде промышленных объектов, например Коунрад, Кызата и др.) обычно истолковывают как результат экранирования системы более плотными вмещающими породами [11].

Рудные тела в пределах Боргуликанского потенциального рудного поля прогнозируются с учетом всех имеющихся геологических, мине-

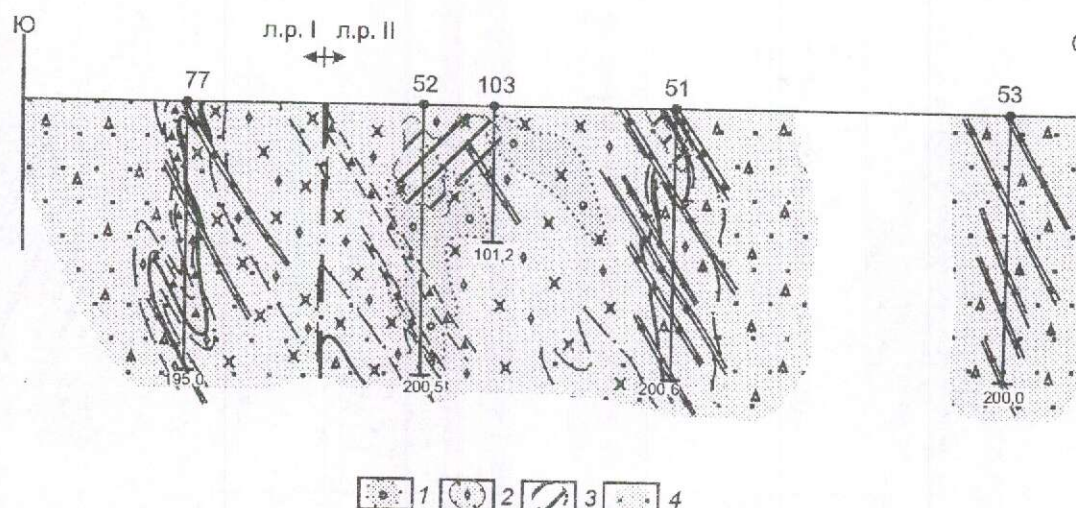


Рис. 5. Зональность рудных минеральных ассоциаций в сводном разрезе рудопоявления Икан:

основные рудные минеральные ассоциации и границы их распространения: 1 — магнетит-борнит-халькопиритовая, 2 — молибденит-пирит-халькопиритовая, 3 — полиметаллическая, 4 — (магнетит)-пиритовая

ралого-геохимических и геофизических данных. На планах и разрезах (см. рис. 2, 3) минерализованные зоны и прогнозные рудные тела оконтурены соответственно по бортовым содержаниям меди 0,1 и 0,2% в коренных породах. Для оконтуривания, помимо данных глубоких скважин, использовались данные мелкометражного поискового бурения. С учетом отмечаемого всеми предыдущими исследователями развития зоны выплечивания с выносом меди в верхних горизонтах коренных пород площадное оконтуривание условно проводилось нами по содержаниям Cu в короткометражных скважинах соответственно 0,05 и 0,1%.

Проявления Боргуликанского рудного поля изучены относительно развитой сетью поисковых скважин и горных выработок. В настоящее время наиболее хорошо изучено Боргуликанское проявление. В то же время, плохая естественная обнаженность (наряду с сильной тектонической нарушенностью и гипергенным изменением пород вблизи поверхности) допускает различные варианты увязки имеющихся фактических геологических, геохимических и геофизических данных. Принятое нами при увязке границ между поисковыми профилями общее восточно-юго-восточное направление простираения кулисообразных минерализованных зон обосновывается, в первую очередь, ориентировками геохимических ореолов и геофизических аномалий, отражающих позицию рудоконтролирующих структур.

Сопоставление данных глубоких буровых скважин и поверхностных горных выработок, анализ ориентировки трещиноватости в керне

и зональности геохимических ореолов позволили предположить крутое северо-северо-восточное падение (при пологом восточно-юго-восточном склонении) минерализованных зон. Как видно из представленных графических материалов, рудные тела с относительно высокими концентрациями полезных компонентов локализуются преимущественно в пределах апикальных эндоконтактных частей рудоносных порфировых интрузивов, выходя в ряде случаев и в экзоконтактную зону.

Внешние границы рудоносного штокверка и «пиритового ореола», очевидно, могут быть оконтурены в первичных геохимических ореолах по граничным концентрациям основных полезных компонентов, соответствующим появлению их самостоятельных рудных минералов в заметных количествах (Cu 0,05%, Mo 0,001%, Au 0,1 г/т). Контур этой зоны охватывают как тела рудоносных порфировых интрузивов, так и вмещающие вулканогенные породы (см. рис. 2, 3).

В целом и рудные тела и внешние их ореолы отчетливо конформны границам порфировых интрузивов, что характерно для месторождений порфирового типа. Исходя из этого предполагается седловидная морфология минерализованных зон и прогнозируемых рудных тел (с кулисообразным внутренним строением), повторяющих форму контактов апофиз порфирового интрузива и сливающихся в единое тело в центральной части рудных зон.

Следует особо подчеркнуть позицию ореолов повышенных (более 0,005%) содержаний Mo. Они локализуются во внешних частях ми-

нерализованных зон, преимущественно в эндо-экзоконтактовых частях рудоносных порфировых интрузивов. В связи с этим не исключена возможность выделения трех типов руд в пределах рассматриваемых участков, а именно золото-медного, золото-медно-молибденового и молибден-медного. Предварительные расчеты средних взвешенных содержаний основных полезных компонентов (Cu, Au, Mo) по рудным пересечениям для двух ведущих рудопроявлений Боргуликанского рудного поля показали, что для Икана, в телах оконтуриваемых по содержанию Cu 0,2%, они равны 0,31% Cu и 0,47 г/т Au, а для Боргуликана, где профили скважин вскрыли, вероятно, лишь краевые части рудного тела с оруденением преимущественно золото-медно-молибденового типа, — 0,16% Cu, 0,43 г/т Au и 0,005% Mo.

В пределах рудопроявления Икан (см. рис. 3) по бортовому содержанию Cu 0,1% оконтуривается достаточно выдержанная минерализованная зона протяженностью до 1300 м при мощности 400—600 м. В ее пределах намечается серия прогнозных рудных тел с бортовым содержанием Cu 0,2%, вскрытых единичными пересечениями в поисковых скважинах до глубин 150—200 м и прослеженных по данным магниторазведки.

Рудопроявление Боргуликан (см. рис. 2) пространственно отвечает ореолу минерализации, оконтуриваемому по содержанию Cu 0,1% и протягивающемуся на 900 м при мощности от 250 до 550 м. В блоке, заключенном между двумя поисковыми профилями в центральной части этого ореола, с учетом данных магниторазведки и ВП предполагается наличие золото-медно-порфирового оруденения с повышенными концентрациями основных полезных компонентов. При этом рудные пересечения со средними содержаниями Cu 0,21—0,27% (до 0,36%) и Au 0,37—0,45 г/т (до 0,66 г/т) в скважинах названных профилей могут интерпретироваться как выклинки рудного тела по простиранию. Характерно, что эти содержания близки приведенным выше значениям, установленным для наиболее богатых рудных пересечений участка Икан. Предполагаемые параметры прогнозируемого рудного тела: протяженность до 400 м при общей мощности около 300 м; глубина распространения оруденения возможна весьма значительная.

Картина метасоматической зональности, полученная для Боргуликанского участка, соответствует типовой для подобных объектов и принципиально аналогична наблюдаемой на участке Икан. При этом в центральной части гидротермально-метасоматического ореола здесь также вероятно наличие ядра кварц-ка-

лишпат-биотитовых изменений и связанной с ними зоны развития магнетит-борнит-халькопиритовой рудной минеральной ассоциации с высокими содержаниями Au и Cu.

В заключение напомним, что крупномасштабный и локальный прогноз медно-порфировых рудных полей и месторождений базируется на понятии о медно-порфировой рудно-магматической системе [1—5 и др.]. К элементам ее строения, выступающим в качестве прогнозных критериев и признаков, а в совокупности составляющим геолого-поисковую модель, относятся: рама вмещающих пород, в том числе фанеритовые интрузивы главных фаз рудоносной плутоногенной формации; порфировые интрузивы (штоки, дайки), служащие стержневыми элементами систем; брекчиевые тела, обычно надстраивающие штоки по вертикали; метасоматиты, закономерно зонально расположенные по отношению к контактам порфировых тел; рудовмещающие штокверковые системы, конформные порфировым интрузивам и охватывающие их эндо- и экзоконтактовые зоны; сопутствующая свинцово-цинковая, медно-турмалиновая, медно-мышьяковая и другая минерализация [1].

Как видно из приведенной выше краткой характеристики объектов Боргуликанского рудного поля, здесь выявлены все обязательные элементы медно-порфировой рудно-магматической системы (рис. 6).

Таким образом, показано наличие в пределах Боргуликанского рудного поля рудно-магматической системы порфирового типа, включающей все основные элементы, в том числе рудно-метасоматические ореолы с типовой зональностью и минерализованные зоны комплексного (Cu, Au, Mo) состава с концентрациями полезных компонентов, достигающими промышленных значений. Тем самым подтверждено отнесение рудопроявлений Боргуликанского рудного поля к золото-молибден-медно-порфировому типу. Обоснована принципиальная идентичность состава и зональности рудно-метасоматических образований участков Боргуликан и Икан, видимые различия между которыми обусловлены различиями в уровнях эрозионного среза, размерах ореолов, а также трудностями их изучения. Полученные результаты положены в основу региональной комплексной геолого-поисковой модели золото-молибден-медно-порфирового месторождения для поисков и оценки таких объектов в пределах Умлекано-Огоджинского пояса Амурской области.

Авторы благодарят генерального директора ФГУГП «Дальгеофизика» Ю.Е.Плотниченко и главного геолога ФГУГП «Дальгеофизика»

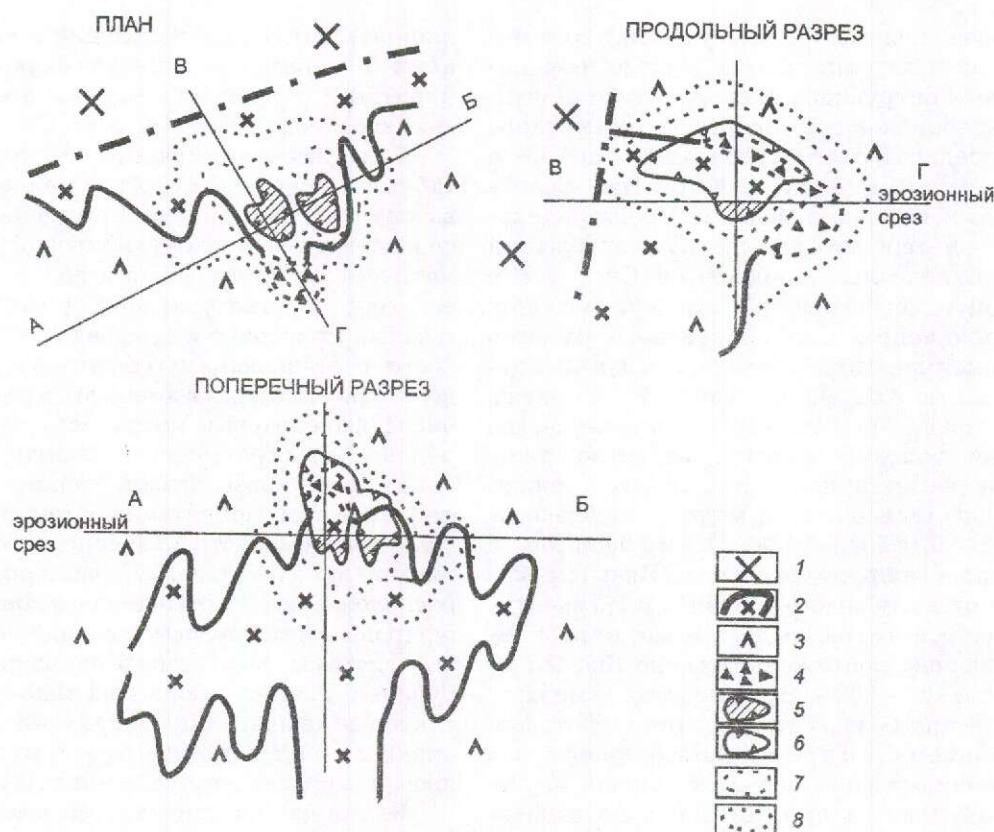


Рис. 6. Модель геологической позиции золото-медно-порфирового оруденения Боржуликанского рудного поля (на примере рудопоявления Боржуликана):

1 — фанеритовые кварцевые монцодиориты основной фазы; 2 — порфировый интрузив кварцевых монцодиоритовых порфиров; 3 — вулканогенная толща; 4 — взрывные брекчии; 5 — рудные тела по бортовому содержанию Cu 0,2%; 6 — эродированные части рудных тел (реконструкция); 7 — внешний контур минерализованной зоны по бортовому содержанию Cu 0,1%; 8 — внешний контур ореола рассеянной рудной минерализации ($\text{Cu} > 0,05\%$, $\text{Mo} > 0,001\%$, $\text{Au} > 0,1 \text{ г/т}$)

В.М.Запорожцева за поддержку и выражают признательность научному руководителю проф. А.И.Кривцову за критические замечания и рекомендации, учтенные при выполнении настоящей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — М.: Недра, 1983.
2. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Микина О.В. Зональность и золотосодержание руд медно-порфировых месторождений // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых: Обзор ВИЭМС. М., 1985.
3. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
4. Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Медно-порфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 48—58.
5. Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-порфировых месторождений / А.И.Кривцов, Ю.А.Сергийко, Л.У.Кыдырбеков и др. — Алма-Ата, 1987.
6. Атлас Комплексные модели месторождений порфирового типа цветных и благородных металлов / А.И.Кривцов (отв. редактор), М.М.Гирфанов, В.Б.Шишаков и др. — М.: ЦНИГРИ, 1995.
7. Sillitoe R.H. and Gappe I.M. (Jr.) Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics // CCOP Technical Publication. № 14. 1984.
8. Cox D.P. and Singer D.A., Eds. Mineral deposit models // US Geol. Surv. Bul. № 1993. 1986.
9. Lowell J.D. and Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geol. 1970. № 4. P. 373—408.
10. Vila T. and Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // Econ. Geol. 1991. Vol. 86. P. 1238—1260.
11. Zvezdov V.S., Migachev I.F. and Girfanov M.M. Porphyry copper deposits of the CIS and the models of their formation // Ore Geology Reviews. 1993. Vol. 7. P. 511—549.

УДК 546.57

© В.Г.Ворошилов, Г.Ю.Боярко, 2001

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ШВАХ

В.Г.Ворошилов, Г.Ю.Боярко (Томский политехнический университет)

Исследована рудно-метасоматическая (геохимическая) зональность золотого оруденения эльконского типа в тектонических нарушениях Федоровской зоны Центрального Алдана. В их пределах в узлах пересечения зон различного направления формируются рудные столбы. Выделяются одно- и многокорневые системы их питания. Золото концентрируется преимущественно во фронтальной и прифронтальной частях рудных систем и приурочено к участкам крутого падения и повышенной мощности рудоносных зон.

Золото-браннерит-молибденовая формация проявлена в минерализованных зонах Эльконского горста Центрально-Алданского района [1—3]. Рудная минерализация локализована здесь в омоложенных в мезозое древних милонитовых швах разрывов в архейском кристаллическом фундаменте. Зоны разрывов выполнены калишпат-кварц-пирит-карбонатными метасоматитами, наложенными на бластомилониты, бластокатаклазиты и кристаллические породы фундамента (гранито-гнейсы, амфиболиты). Морфологически это сильно уплощенные тела мощностью от 1 до 20—30 м, вытянутые по простиранию на десятки километров и прослеженные по падению на 2 км. Калишпат-пирит-карбонатные метасоматиты характеризуются в целом низкой золотоносностью (до первых граммов на 1 т), но в пределах зон выделяются интервалы с повышенной золотоносностью (участок Лунный зоны Федоровская, фрагменты зоны Звездная и др.) (рис. 1). Метасоматиты состоят из переменных количеств реликтовых минералов вмещающих катаклазированных пород и новообразованного карбоната (анкерита, доломита, кальцита), калишпатов (ортоклаза, одуляра), пирита, кварца, флюорита. На калишпат-пирит-карбонатные метасоматиты наложено дробление, сопровождаемое вкрапленной браннеритовой минерализацией и более поздними прожилками флюорит-кварцевых и кварц-молибденитовых метасоматитов. Наблюдается слабо выраженная региональная зональность бластомилонитовых швов. На западе Эльконского горста преобладает калишпат-пирит-карбонатная минерализация, в центральной части — метасоматиты с браннеритом, на востоке — кварц-молибденитовая.

Изучалась тектоническая зона Федоровская, в пределах которой находится золоторудное месторождение Лунное, подготовлен-

ное для эксплуатации ИГО «Приленскгеология» и ГГП «Алдангеология». Она простирается в северо-западном направлении более чем на 10 км, и на всем протяжении в различной степени золотоносна. Золото в основном свободное, реже связанное в сульфиды, но содержание сульфидов не превышает первых процентов. В процессе исследований рудных столбов участка Лунный, вскрытого горными выработками и скважинами до глубины 700 м от поверхности, проанализированы особенности распределения золота и элементов-спутников, их связь с изменением мощности продуктивной зоны, ее угла падения и удельной продуктивности (горизонтального запаса).

В качестве исходных данных были использованы результаты разведочных работ ИГО «Приленскгеология» и ГГП «Алдангеология»: геометрия разведочных сечений, результаты опробования скважин, канав и рассечек штольни, производные подсчетные параметры. Результаты опробования и подсчетные параметры обрабатывались по стандартным методикам факторного анализа (ПП Statistica 3.1) с выделением рудно-метасоматических (геохимических) ассоциаций и последующим пространственным анализом их размещения (ПП WinSurfer 6.04). По геометрии и градиенту полей рудно-метасоматических (геохимических) ассоциаций реконструированы пути транзита рудоносных растворов и локализованы рудно-метасоматические объекты ранга месторождений. Выделяются корневые и фронтальные зоны, а также их переходные структуры. В результате исследований получены следующие данные.

1. Зона Федоровская в целом представляет собой многокорневую рудно-метасоматическую систему, в которой каждое месторождение имеет свой подводящий канал. Участок Лунный морфологически интерпретируется

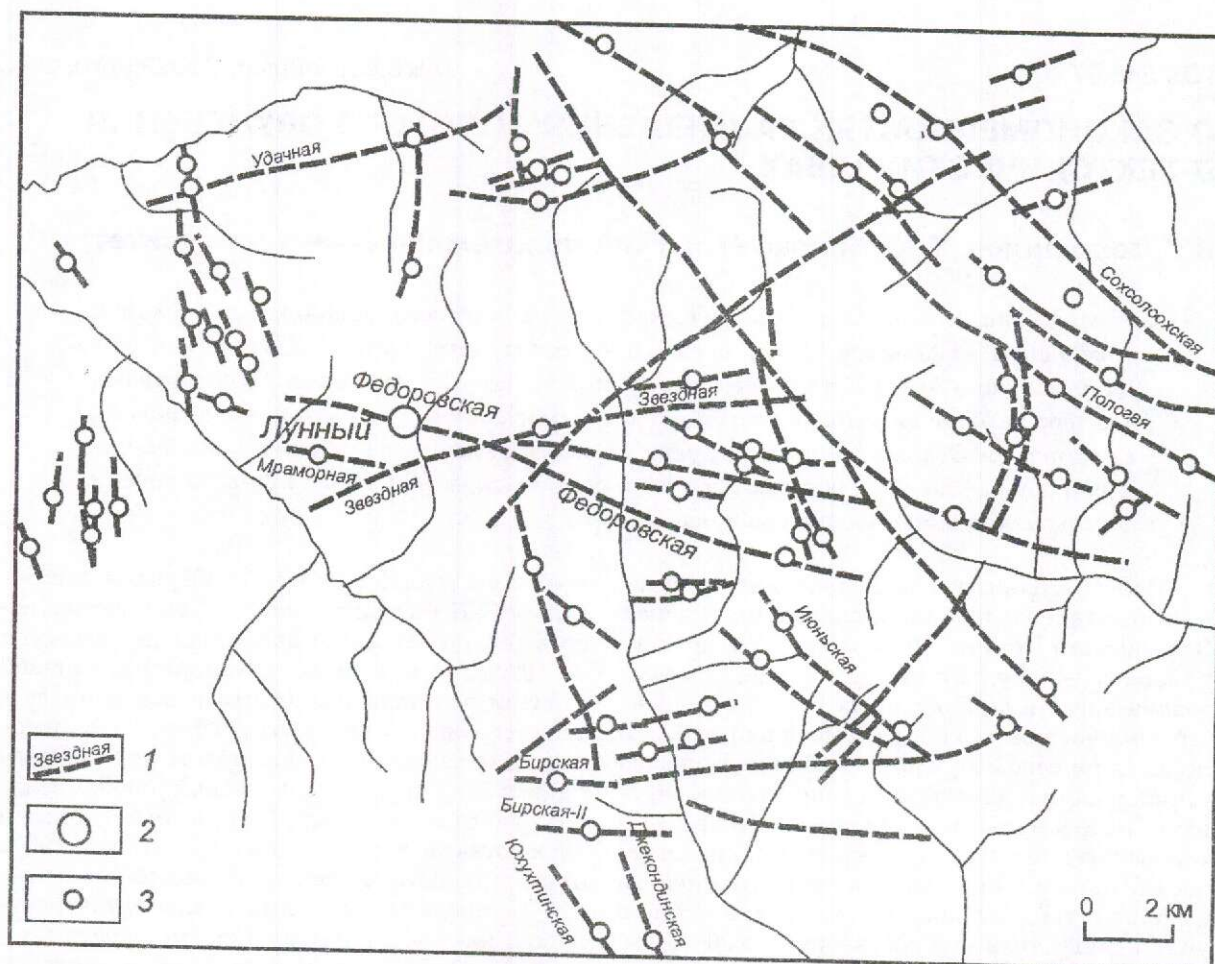


Рис. 1. Схема размещения золоторудной минерализации в зонах тектонических швов юго-западной части Эльконского горста, по данным ПГО «Приленскгеология» и ГГП «Алдангеология»:

1 — тектонические швы с зонами минерализации, их наименования; 2 — золоторудное месторождение Лунное; 3 — известные проявления и точки золоторудной минерализации

как однокорневая, плоская, двусторонняя фигура с углом конусности более 90° (рис. 2). Ее корневая часть не вскрыта, прикорневая характеризуется углами падения $50-70^\circ$ и обогащена Ti, V, Y. Для прифронтальной зоны характерны повышенные концентрации Cu, Co, Ni, Be, Te, во фронтальной накапливаются U, W, As, Mo, Pb.

2. Золото концентрируется преимущественно во фронтальной и прифронтальной зонах и отчетливо приурочено к участкам наиболее крутого падения ($>80^\circ$) и повышенной мощности рудоносной структуры (рис. 3), т.е. в структурах флексурных раздувов. Можно выделить две системы рудных столбов: крутого склона, пространственно приуроченные к рудоподводящим каналам; полого склоняющиеся на северо-запад, более протяженные и масштабные.

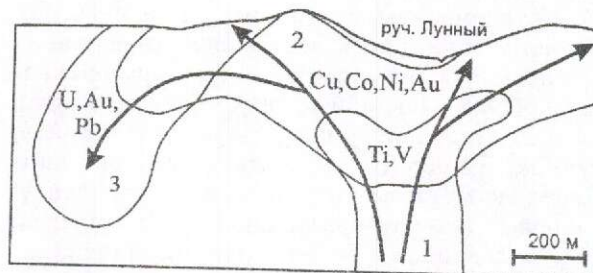


Рис. 2. Модель формирования геохимической зональности участка Лунный:

зоны рудно-метасоматической системы и характерные для них элементы-примеси: 1 — прикорневая, 2 — прифронтальная, 3 — фронтальная; стрелками показано направление движения рудоносных флюидов

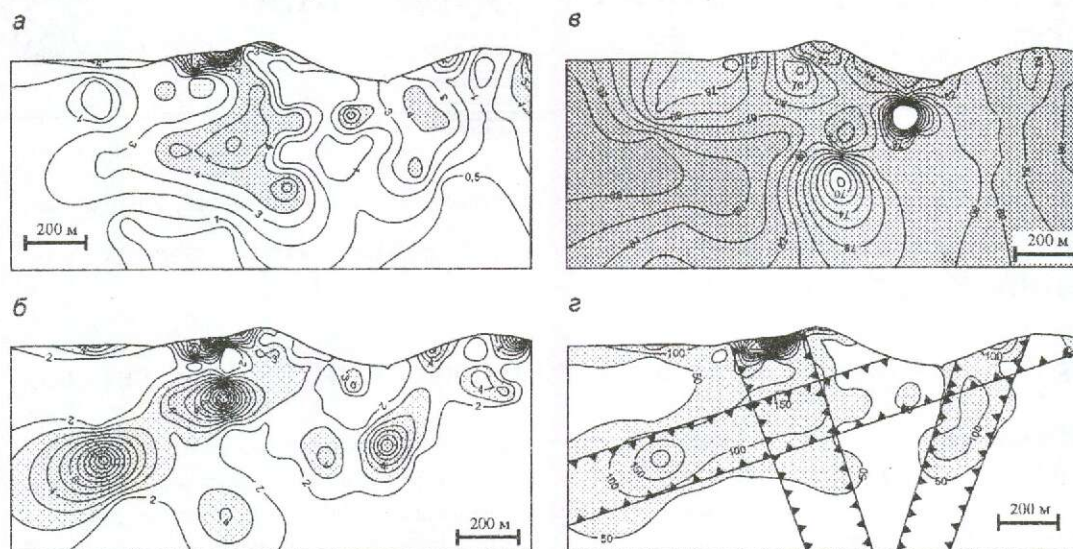


Рис. 3. Соотношение элементов залегания зоны Федоровская и ее золотоносности:

а — схема изоконцентраций золота, г/т; б — схема изомощностей зоны, м; в — схема изолиний углов падения зоны в градусах; г — схема изоконцентраций продуктивности по золоту (г·км) с выделением участков предполагаемого сопряжения зоны Федоровская с северо-восточными нарушениями



Рис. 4. Размещение золотого оруденения в центральной части зоны Федоровская:

1 — прогнозируемые контуры рудно-метасоматических систем ранга месторождений; 2 — направления движения рудоносных растворов

3. Вероятнее всего, рудные столбы маркируют линии сопряжения зоны Федоровская с крутопадающими разрывами северо-восточного простирания (зона Звездная и подобные ей структуры). При остром угле пересечения линия сопряжения имеет пологое склонение и значительную мощность (до 200 м), при близком к прямому — субвертикальное. Резкое увеличение угла падения зоны в таких участках может свидетельствовать о сдвиговых перемещениях по секущим северо-восточным нарушениям.

Таким образом, благоприятным фактором для накопления золота в структурах северо-западного простирания является пересечение их крутопадающими ослабленными зонами северо-восточного простирания, которые интерпретируются как рудоподводящие. Участки сопряжения структур двух направлений

маркируются повышенными концентрациями элементов-спутников золота Ti, V, Y, Cu, Co, Ni, Ag, As, Sn, U, W, Mo, Te, Be, зональное отложение которых позволяет реконструировать пути движения гидротермальных растворов в плоскости рудной зоны.

В целом в пределах изученного пятикилометрового фрагмента зоны Федоровская можно выделить четыре достаточно компактных объекта

ранга месторождения (рис. 4). Наиболее перспективными из них представляются участок руч. Лунный и район пересечения данной зоны с зоной Звездная.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н. Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 354—369.
2. Захаров Е.Е., Новиков В.П., Пилипенко Г.Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района // Геология рудных месторождений. 1969. № 2.
3. Терентьев В.М., Беляев Г.М., Кудрявцев Б.Е. Металлогеническая специализация кварц-полевошпатовых метасоматитов Алданского щита // Геология рудных месторождений. 1971. № 3. С. 41—48.



КУЧНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ЗОЛОТА ИЗ МАРГАНЕЦ-, РТУТЬ- И МЫШЬЯКСОДЕРЖАЩИХ РУД

Г.С.Крылова, Г.В.Седельникова, Н.И.Королев (ЦНИГРИ МПР России)

Изучена возможность переработки руд сложного состава методом кучного выщелачивания (КВ). Исследованы поведение и влияние марганца, ртути и мышьяка на процесс КВ золота и серебра из руд. Разработаны способы устранения отрицательного влияния примесей на выщелачивание и последующее выделение благородных металлов из продуктивных растворов.

Кучное выщелачивание — один из эффективных способов извлечения благородных металлов из минерального сырья. Объектами технологии кучного выщелачивания, как правило, являются бедные и забалансовые окисленные руды и руды кор химического выветривания, т.е. довольно простое по вещественному составу сырье. В качестве растворителя используются цианиды натрия или калия. Содержание цветных металлов в таком сырье обычно не превышает сотых долей процента. Для выделения золота из растворов выщелачивания таких руд может быть использован любой из известных способов — сорбция или цементация.

Кучное выщелачивание золота из руд, содержащих цветные металлы или вредные примеси, часто сопровождается повышенными расходами реагентов, длительностью процесса, осложнениями на стадии выделения золота из продуктивных растворов, что приводит к его потерям и снижению показателей по извлечению.

Представляло интерес исследовать особенности КВ золота из сырья сложного состава и изыскать возможность снижения негативного влияния примесей на показатели извлечения его из руд.

Объектами исследований выбраны руды двух месторождений России.

Золото-серебро-марганецсодержащая руда (1) состава: 89,3% SiO_2 , 0,15% S, 2,5% Mn, 16,1 г/т Au и 780 г/т Ag. Золото в основном мелкое и тонкое, свободное и в открытых сростках (90%). Серебро присутствует в виде самостоятельных минералов, в составе золота и около 20% ассоциировано с оксидами и гидроксидами марганца. Марганец представлен родонитом и родохрозитом.

Золото-серебряная руда с примесью мышьяка и ртути (2), содержащая 66,7% SiO_2 , 0,46% S, 0,38% As, 25 г/т Hg, 4,3 г/т Au и 11,0 г/т Ag. Золото, преимущественно мелкое и тонкое, на 88% представлено цианируемой формой. Ртуть находится в форме оксидов — продуктов окисления киновари.

Эталонная руда — окисленная руда, содержащая 3,8 г/т Au и 22,4 г/т Ag. Цветных металлов и примесей в руде практически нет. Золото мелкое и тонкое, в цианируемой форме находится более 90% металла.

Технологические испытания включали цианирование тонкоизмельченного (90% $-0,074$ мм) материала в перемешивателе и перколяционное выщелачивание руды крупностью $-10...+0$ мм в колоннах. Цианирование тонкоизмельченного материала позволяет выполнить экспрессную оценку сырья на пригодность к кучному выщелачиванию. При получении показателей по извлечению золота, превышающих 50%, можно говорить о пригодности сырья к КВ. При цианировании тонкоизмельченного материала было извлечено Au: из эталонной руды — 94,7%, из руды (1) — 93,2%, из руды (2) — 82,8%. Серебра извлечено соответственно 79,5, 58,9 и 75,0%.

Исходя из полученных результатов можно ожидать, что при кучном выщелачивании показатели по извлечению Au будут находиться на уровне: для руды (1) — 85%, для руды (2) — 75%. Извлечь серебро из руды (1) без специальных приемов, вероятно, не удастся.

При перколяционном выщелачивании эталонной руды за восемь суток извлечение Au составило 80%, за 20 суток — 87,5% Au и 76% Ag (рис. 1). Расход цианида при этом составил 0,5 кг/т руды.

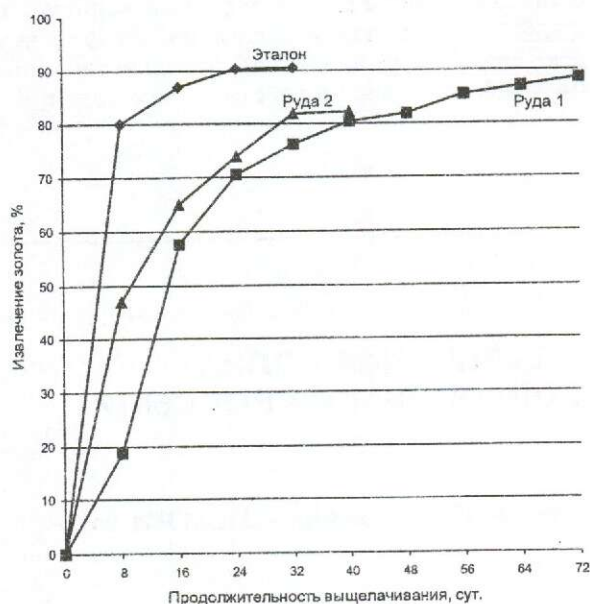


Рис. 1. Зависимости извлечения золота из руд от продолжительности перколяционного выщелачивания

При перколяционном выщелачивании марганецсодержащей руды (1) извлечение Au на уровне 80% было достигнуто за 36—40 суток, а за 72 дня оно составило 88,5%. Серебро в этих условиях растворяется очень медленно, за 72 дня извлечено всего 28% Ag (см. рис. 1). Для снижения отрицательного влияния марганца на растворение серебра руда предварительно обрабатывалась раствором соляной кислоты. Это позволило значительно улучшить извлечение Ag до 68% (рис. 2). Кроме того, введение операции предварительной кислотной обработки позволило сократить время выщелачивания до 60 суток. При этом расход цианида снизился с 6,7 до 3,4 кг/т за счет выведения части кислоторастворимых соединений марганца в «голове» процесса.

В процессе перколяционного выщелачивания золота из мышьяк-, ртутьсодержащей руды (2) наблюдался переход примесей в продуктивные растворы (среднее содержание As в растворе составило 3,5 мг/л, Hg — 7,5 мг/л). Это привело к перерасходу цианида и ухудшению кинетики выщелачивания золота — продолжительность выщелачивания составила 30 суток против 20 суток для эталонной руды (см. рис. 1). Расход цианида составил 1,4 кг/т против 0,5 кг/т (эталон). Как показали исследования, отрицательное влияние мышьяка на процесс выщелачивания можно снизить, используя в качестве защитной щелочи оксид кальция. В этом случае образуются нерастворимые арсенаты кальция и не происходит накопления мышьяка в растворе. Для ртуть-

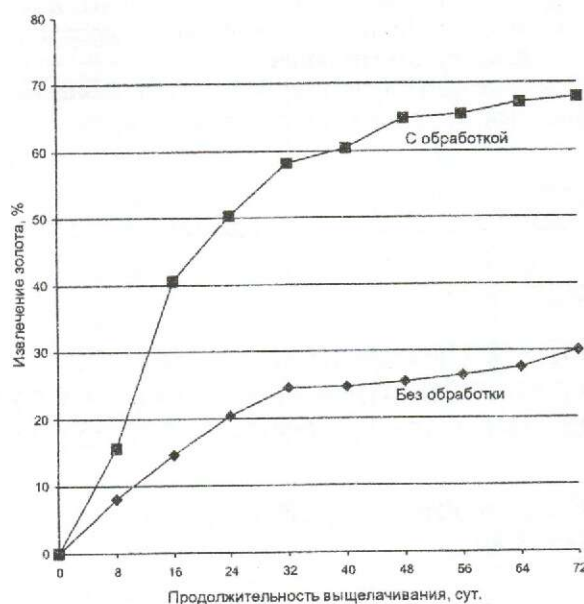


Рис. 2. Влияние предварительной кислотной обработки марганецсодержащей руды на показатели извлечения серебра

мышьяксодержащих руд выбор защитной щелочи будет определяться способом выделения золота из продуктивных растворов.

В практике кучного выщелачивания для выделения благородных металлов из продуктивных растворов применяются два основных способа: сорбция на анионообменную смолу, активированный уголь; осаждение на цинк (пыль или стружку).

При выделении золота из продуктивных растворов кучного выщелачивания эталонной руды были испытаны оба варианта: сорбция на уголь и цементация на цинковую стружку. По обоим вариантам получены одинаковые показатели по извлечению золота (87,0%) и серебра (75,0%). Никаких осложнений при десорбции благородных металлов с угля и при переработке цинковых осадков не наблюдалось.

Исследования показали, что переработку продуктивных растворов выщелачивания марганецсодержащей руды (1) целесообразно проводить методом стадийной сорбции на активированный уголь.

Особую сложность при переработке растворов выщелачивания ртутьсодержащей руды (2) создают накапливающиеся в оборотных растворах примеси ртути. Для таких растворов цементация на цинк нецелесообразна. Наличие ртути в растворах приводит к образованию при цементации рыхлых амальгам, в результате чего резко снижается количество осажденного золота. Наиболее благоприятный способ выделения золота из растворов выщелачивания таких руд — сорбция на активиро-

ванный уголь. Извлечение золота по этой схеме (выщелачивание — сорбция — десорбция — электролиз) составляет 82%.

Таким образом, выбор технологического режима кучного выщелачивания определяет-

ся вещественным составом руды и характеристикой благородных металлов. Результаты проведенных исследований использованы при переработке руды на действующих предприятиях России.

УДК 622.75/.77:553.411.068.5

© Коллектив авторов, 2001

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОНЦЕНТРАТОРА «БЕГУЩАЯ ВОЛНА» (ПКЦ-300) ПРИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОМ ОПРОБОВАНИИ РОССЫПИ С МЕЛКИМ И ТОНКИМ ЗОЛОТОМ

В.А.Джобадзе, В.В.Жарков, В.И.Куторгин, А.И.Романчук (ЦНИГРИ МПР России)

Приведены результаты работ по уточнению запасов золота на одном из россыпных месторождений с использованием для обработки буровых проб концентратора «Бегущая волна» конструкции ЦНИГРИ.

При разведке и эксплуатации россыпей, содержащих мелкое и тонкое золото (МТЗ), важными задачами являются определение его содержания в геологических пробах и показателей извлечения гравитационными методами. Россыпи с мелким и тонким золотом относятся к сложным типам. Размеры зерен золота в них варьируют от сотых долей до 1 мм и более. По существующей классификации к мелкому золоту относятся частицы крупностью от 0,25 до 0,5 мм, весьма мелкому — от 0,1 до 0,25 мм, тонкому — от 0,05 до 0,1 мм; золото крупностью менее 0,05 мм принято считать пылевидным и тонкодисперсным. Традиционные методы обработки геологических и технологических проб не обеспечивают полноты улавливания МТЗ, что приводит к занижению запасов золота в россыпях и повышенным его потерям при эксплуатации месторождений.

Технологическими исследованиями ЦНИГРИ в ряде золотоносных районов установлены значительные потери мелкого и тонкого золота при эксплуатации россыпей. Особенно большие потери МТЗ (до 60—90%) отмечаются для объектов с повышенной глинистостью. В общей массе потерь присутствует как учтенный разведочными работами, но упущенный из-за несовершенства обогатительной техники металл, так и часть МТЗ, не учтенная при подсчете запасов из-за несовершенства геологоразведочного оборудования.

Общие потери золота при разведке россыпей с применением лотков и их разработке с

использованием шлюзовых установок состоят из потерь: мелкого и весьма мелкого золота с хвостами до 50—65%; тонкого, пылевидного и тонкодисперсного золота, количество которого в ряде россыпей составляет более 50% от полного его содержания; золота различных классов крупности, в том числе и крупных фракций, в связи с трудной обогатимостью песков (к труднообогатимым россыпям принято относить объекты с содержанием более 10% свободного золота крупностью менее 0,25 мм, степенью промывистости более 1,5 (по методике ЦНИГРИ) и выходом тяжелой фракции более 1 кг/м³). В результате в отвалы попадает горная порода с содержанием Au от 200—500 до 1500 мг/м³ и более.

В настоящее время в связи с истощением россыпей простых морфогенетических типов с крупным металлом все шире осваиваются сложные типы россыпей: крупных долин с неравномерным распределением золота, впадин, карстовых россыпей и россыпей кор выветривания, техногенных и других, содержащих, как правило, значительные запасы МТЗ. При обработке проб труднообогатимого золотосодержащего сырья возрастает значение методов и технических средств, используемых в процессе технологических исследований.

Обработка проб золотосодержащих россыпей включает следующие основные операции: дезинтеграцию материала пробы, заключающуюся в высвобождении зерен золота и минералов шлиха от связующей глины;

грохочение с целью выделения продуктивных по золоту классов крупности для последующего их обогащения и отделения непродуктивных фракций, направляемых в отвал;

обогащение золотосодержащих фракций в гравитационных аппаратах с возможно большим сокращением объема материала и концентрированием металла в шлиховой фракции;

доводки концентратов для отделения шлихового золота от тяжелых минералов.

На выбор технологических схем обработки проб существенно влияют свойства конкретной золотоносной россыпи, такие как крупность и морфологические разновидности свободного золота, гранулометрический состав и промывистость отложений, содержание попутных полезных компонентов.

В последние годы для обогащения песков с повышенным содержанием МТЗ созданы и внедрены высокопроизводительные обогатительные аппараты, обеспечивающие полностью улавливания не только мелкого, но и тонкого золота. К их числу относятся различные модели центробежных концентраторов. В России и за рубежом серийно выпускаются несколько типоразмеров центробежных концентраторов с часовой производительностью от 50 кг до 70 т и различной крупностью питания (максимально допустимым размером частиц поступающего в обработку материала). Модификации концентраторов меньших типоразмеров применяются для обработки геологических проб при разведке россыпных месторождений.

Следует отметить, что при всех своих достоинствах разработанные конструкции аппаратов обладают недостатками, из которых наиболее существенны: сложность обслуживания; необходимость периодической остановки для разгрузки концентратов; высокие требования к чистоте используемой воды при большом ее расходе (для концентраторов типа «Knelson»).

Доводка концентратов, получаемых при первичном обогащении песков, производится в отдельных аппаратах, преимущественно на концентрационных столах с выделением шлихового золота или богатых по золоту шлихов.

Для обработки геологических проб с МТЗ в ЦНИГРИ создан прецессионно-центробежный концентратор ПКЦ-300 и разработана методика, позволяющая определять содержание золота в песках с высокой точностью. Ниже приведена техническая характеристика концентратора.

Крупность питания, мм	Менее 3
Производительность, кг/ч	До 200
Расход воды, м ³ /ч	Около 0,6
Степень сокращения материала	До 10 000 раз
Разгрузка концентрата	Периодическая
Минимальная крупность извлекаемого золота	До 20 мкм
Мощность привода, кВт	0,18—0,25
Габаритные размеры, мм	750×500×1200
Масса, кг	100

Концентратор обладает рядом особенностей, выгодно отличающих его от известных сепараторов центробежного поля, а именно:

простая и открытая конструкция, позволяющая визуально наблюдать процесс обогащения и настраивать работу аппарата в зависимости от характеристики исходного материала;

низкий расход и возможность использования оборотной воды;

высокие показатели извлечения золота, в том числе мелкого и тонкого, при обогащении материала различного гранулометрического и вещественного состава;

высокая удельная производительность на единицу занимаемой площади и низкое энергопотребление.

По техническим характеристикам концентратор эффективен для обработки геологоразведочных и технологических проб россыпных месторождений и доводки золотосодержащих концентратов с выделением продуктов, пригодных для получения золото-серебряного сплава.

Опыт эксплуатации концентратора в условиях стационарных лабораторий подтвердил хорошие технико-эксплуатационные характеристики аппарата для извлечения золота различных классов крупности из золотосодержащих материалов. В полевых условиях концентратор использовали для обработки буровых проб при проведении работ по уточнению запасов золота на одном из россыпных месторождений. Причинами, побудившими провести на объекте дополнительные работы, послужили данные о высоких потерях золота в процессе эксплуатации месторождения.

Золотоносный пласт на месторождении представлен четвертичными гравийно-галечными отложениями в нижней части и породами плотика — меловыми красноцветными и реже зеленоцветными глинами с галькой и щебнем — в верхней. Распределение золота в россыпи неравномерное — как вдоль, так и вкрест ее простирания. Коэффициент вариации содержаний

по разведочным линиям 74—187%, поблочно 75—195%. Максимальные содержания металла приурочены к средней и нижней частям пласта. К подошве и кровле пласта они равномерно уменьшаются. В поперечном сечении россыпи содержания золота по выработкам изменяются в широком диапазоне — от бортовых значений (72 мг/м^3) до $6308\text{—}12\,392 \text{ мг/м}^3$. Кроме того, встречаются выработки с содержанием золота ниже бортового лимита, образующие непромыленные «окна».

Месторождение было выявлено и предварительно оценено скважинами УКБ (8 дюймов). Детальная разведка проводилась шурфоскважинами УБСР, по данным которых и был проведен подсчет запасов. Промывка среднеобъемных проб из шурфоскважин велась в стационарных условиях промцеха на гидравлической с последующим обогащением концентрата на ПОУ-4-2М и доводкой на лотке вручную. Технологические исследования, проведенные на завершающей стадии разведки, показали практически отсутствие золота фракции $-0,25 \text{ мм}$.

Методика отбора технологических проб россыпей золота буровым способом предполагает, что для получения достоверных сведений о месторождении наиболее рационально использовать самоходные буровые станки большого диаметра типа УБСР. Однако отсутствие у геологических подразделений прииска таких буровых станков привело к необходимости использовать для бурения и отбора проб 8-дюймовый станок ударно-канатного бурения УКС 22. Всего по четырем разведочным линиям было пробурено 16 технологических скважин. Они бурились вблизи от пройденных ранее скважин УБСР, на результаты которых ориентировались при определении положения пласта в разрезе и других характеристик. Материал из 16 пройденных скважин был использован для формирования восьми малых групповых технологических проб объемом не менее $0,3 \text{ м}^3$ каждая.

Согласно разработанной методике обработки проб с МТЗ, весь извлеченный из скважины материал, включая жидкую составляющую, целиком затаривался в 200-литровые металлические бочки, и доставлялся к «обогательному модулю», где осуществлялась обработка проб (рис. 1, 2). Здесь материал пробы поступал на дезинтеграцию и классификацию. Следует отметить, что основная масса проб, представляющая золотоносный пласт и сложенная сероцветными гравийно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнителем, отличалась легкой промывистостью. К тому же в процессе ударно-канатного бурения при проходке по пласту происходит значительная дезинтеграция материала. Лишь для среднепромывистого материала нижней приплотиковой части пласта, представленной красноцветными глинами с гравийно-галечным наполнителем и глинами плотика, при классификации требовалась дополнительная дезинтеграция на вибросите.

Максимальная крупность материала в пробах составляла 40 мм, что соответствовало диаметру клапана желонки. Зернистая часть пробы (галька, гравий, крупно- и среднезернистые пески) и шламистая (тонкозернистая и илистая составляющие) обрабатывались последовательно. Зернистая часть проб поступала на классификацию на механическое вибросито. Надрешетный продукт (фракция $+3 \text{ мм}$) отмылся от глинистых примазок и направлялся в мерную емкость. В случаях неудовлетворительной дезинтеграции, когда во фракции $+3 \text{ мм}$ наблюдались комочки глины или связанный с глинистыми примазками материал, проводилась оттирка вручную на квадратном сите с ячейкой 3 мм. Выход фракции $+3 \text{ мм}$ в среднем по пробам составил 28% от объема пробы, по различным пробам вариации достигали 16,8—41,1%.

Фракция $+3 \text{ мм}$ направлялась на промывку на шлюзе, где с помощью металлического трафарета и резинового промывочного коврика происходило ее сокращение, обогащение и улавливание тяжелой фракции. Материал на шлюзе дополнительно пробуторивался для дополнительного снятия примазок с поверхности гальки и гравия. Слив шлюза направлялся в отвал. Концентрат шлюза смывался в отдельную емкость и визуально анализировался на присутствие самородков. Подрешетный продукт вибросита (фракция -3 мм) и тонкозернистая илистая фракция, выделенная после отстаивания и сгущения шламистой части пробы, поступали на основное обогащение на концентраторе «Бегущая волна» (см. рис. 2).

Конструкция концентратора «Бегущая волна» позволяет выбирать оптимальные режимы параметров обработки проб песков. К факторам оперативного регулирования работы концентратора относятся: уменьшение или увеличение нагрузки питания концентратора; изменение расхода воды и отношения Т:Ж; периодичность съема концентрата; объем обогащаемой за один цикл пробы. Факторы периодического регулирования режимных параметров — это изменение угла наклона чаши и частоты вращения привода вала (колебания чаши).

Обработка песков на концентраторе «Бегущая волна» в период технологического опробования осуществлялась в следующем режиме:

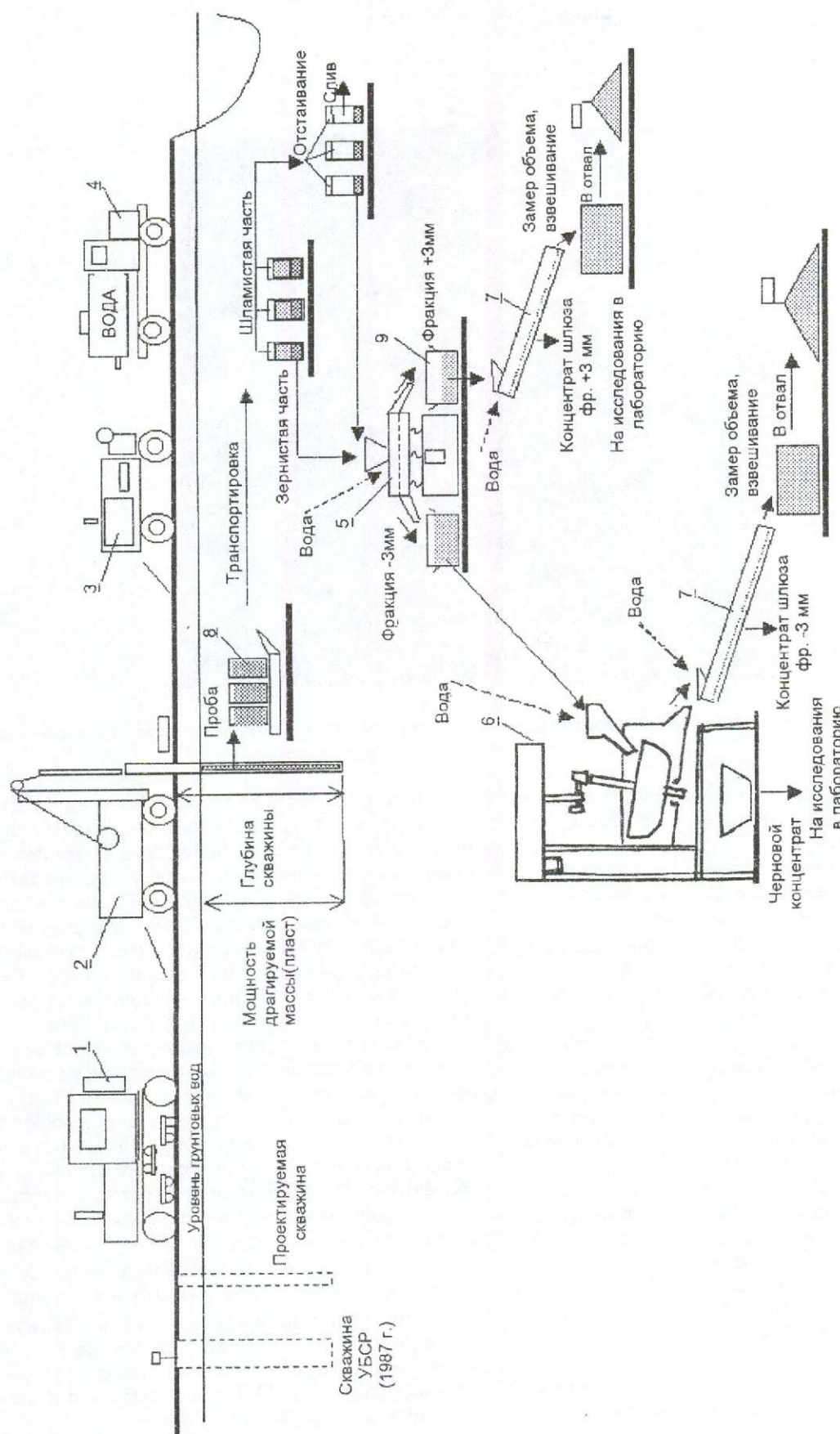


Рис. 1. Принципиальная схема отбора и предварительной обработки малых технологических проб:

1 — трактор (бульдозер); 2 — буровой станок УКБ; 3 — дизель-генератор; 4 — автоцистерна (вода); 5 — вибросито СВ2-0,4; 6 — концентратор «Бегущая волна» (ПКЦ-300); 7 — неподвижный шлюз; 8 — емкости (бочки 200 л); 9 — емкости (баки 30 л)



Рис. 2. Технологическое опробование песков россыпи с использованием концентратора «Бегущая волна»

нагрузка питания 100—200 кг/ч (меньшая величина для шламистых продуктов с высоким разбавлением);

частота колебаний чаши 120—140 кол/мин;

угол наклона чаши: для зернистой части пробы — 7—8°, для шламистой — 4—5°;

расход воды не менее 4 л/мин (для обводненного шламистого материала 0,5—1 л/мин);

съем чернового концентрата через 10—15 мин работы концентратора.

В ходе первичного обогащения в полевых условиях степень сокращения объема технологических проб составила 150—180 раз.

Отвалы продукты обогащения затаривались в мерные емкости, проводился замер объема пробы (выжелоненной породы), который фиксировался в документации и служил для технологических расчетов. Гале-эфельные отвалы выкладывались на местности (в местах обработки) и маркировались сторожками. Концентраты гравитационного обогащения технологических проб поступали на вторую стадию обработки — доводку в условиях стационарной лаборатории, весовое определение содержания золота и его описание. Масса черновых концентратов составляла 1,5—3 кг.

Одним из достоинств аппарата «Бегущая волна» (ПКЦ-300) является возможность осуществлять не только первичное обогащение проб, но и последующую доводку концентрата, его сокращение до требуемого объема с высоким извлечением золота. Схема доводки черновых концентратов в лабораторных условиях включала перечистку на концентраторе «Бегущая волна» первичного концентрата, магнитную и электромагнитную сепарации концентрата доводки, разделение в тяжелой жидкости и выборку свободного золота из тяжелой неэлектромагнитной фракции (рис. 3). Контрольное обогащение хвостов доводки показало, что в них переходит не более 0,15% Au от содержания в черновом концентрате, что свидетельствует об эффективной работе аппарата.

Концентраты доводки подвергались расшеву на стандартном сите с ячейкой 1 мм, класс +1,0 просматривался под бинокулярным микроскопом с выделением шлихового металла. Фракция -1 мм направлялась на магнитную сепарацию в слабом поле ручного магнита и электромагнитную в сильном поле на лабораторный сепаратор СЭМ-1 для выделения слабомагнитных минералов.

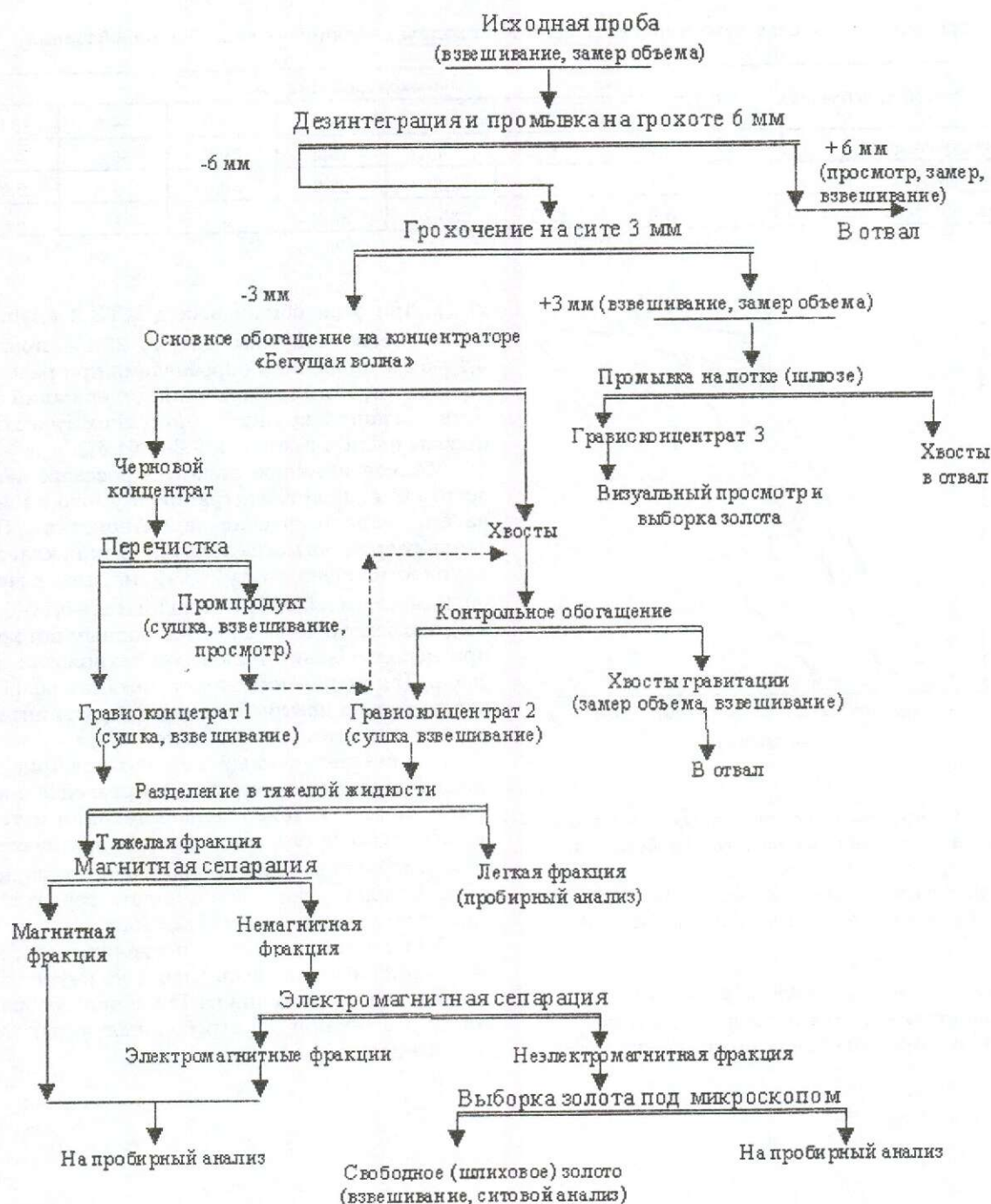


Рис. 3. Схема обработки проб с использованием концентратора «Бегущая волна»

Окончательная выборка свободного золота осуществлялась под микроскопом после деления немагнитной фракции в тяжелой жидкости. Шлиховое золото взвешивалось с точностью до 0,01 мг. Гранулометрический состав выделенного золота определялся его рассеивом на специальных ситах диаметром 30 мм с отверстиями ячейки 1, 0,5, 0,25, 0,1 и 0,05 мм по

каждой пробе отдельно. Результаты гранулометрического анализа золота, полученные при технологическом опробовании, и сопоставление их с данными разведки и эксплуатации обобщены в таблице.

По данным ситовой характеристики золота, полученной в ходе технологического опробования с использованием концентратора «Бе-

Гранулометрическая характеристика золота по данным различных способов опробования

Способ опробования	Выход фракции, мм						
	-0,1	-0,25	-0,5	-1,0	-2,0	-4,0	-8,0
Эксплуатация	0,1	0,3	4,6	19,2	39,2	36,6	—
Разведка	0,1	5,9	32,5	22,0	30,6	6,0	2,9
Технологические пробы	3,6	19,5	35,2	38,7	3,0	—	—

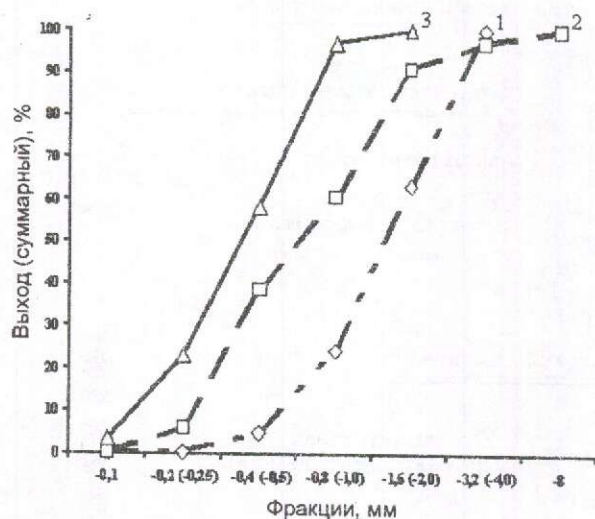


Рис. 4. Крупность золота по данным разведки, эксплуатации и технологического опробования:

1 — эксплуатация; 2 — разведка (УБСР); 3 — технологическое опробование («Бегущая волна»)

гущая волна», процентное содержание Au крупностью $-0,1$ мм в среднем по пробам составило 3,6% (колебания по скважинам от 1 до

28%). При этом общий выход МТЗ с крупностью зерен $-0,25$ мм достиг 23,1% против 0,4—6,0% по данным опробования при разведке и эксплуатации. Колебания содержаний золота указанной крупности по технологическим пробам были в пределах 9,8—64,6%.

Мелкое и тонкое золото в россыпи чаще всего имеет пластинчатую форму, что влияет на его технологические характеристики. Поскольку средняя масса золотин низких классов крупности очень мала (0,049 мг для класса $-0,25...+0,1$ мм и 0,0083 мг для класса $-0,1...+0,05$ мм), это золото легко сносится водным потоком при использовании шлюзовой технологии добычи. Для выделения такого металла эффективны только центробежные аппараты интенсивного гравитационного поля.

Анализ полученных результатов (рис. 4) свидетельствует о том, что при разведке с использованием несовершенной техники и технологии обработки проб золото крупностью $-0,2$ мм было потеряно практически полностью. Большая часть этого золота теряется и при эксплуатации месторождения.

Выполненные работы позволили обосновать увеличение запасов золота на изученном участке месторождения на 15% и целесообразность применения центробежных аппаратов для его извлечения.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



Минорину Виктору Евгеньевичу, ведущему научному сотруднику отдела геологии алмазов, кандидату геолого-минералогических наук, исполнилось 70 лет.

В 1956—1969 гг. после окончания Иркутского горно-металлургического института В.Е.Минорин работал в должности коллектора, а затем начальника тематической партии Амакинской и Ботуобинской ГРЭ. Занимался геосъемкой, прогнозированием, поисками и разведкой коренных и россыпных месторождений алмазов. Участвовал в открытии россыпного месторождения алмазов и кимберлитов бассейна р. Молодо, разведке месторождений Удачное, Зарница, руч. Пиропового, оценке кимберлитовых тел, россыпей Далдынского поля, р. Молодо, Моторгуна, Сюнгююде, составлении прогнозных карт на изученную территорию.

С 1970 г. В.Е.Минорин занимался научной работой в Мирнинской лаборатории отдела алмазов в должности старшего, ведущего сотрудника и заведующего лабораторией. Основные направления деятельности — прогноз, поиски и разведка месторождений алмазов. С 1978 г. он — заведующий лабораторией и ведущий научный сотрудник отделов геологии алмазов и методики оценки и разведки месторождений ЦНИГРИ.

В.Е.Минорин — автор 30 научных трудов, шести монографий, в числе которых «Принципы и методика составления прогнозных карт на алмазы» (1978 г.), «Россыпные месторождения России и других стран СНГ» (1997 г.), «Оценка и разведка коренных месторождений алмазов» (2000 г.). В.Е.Минорин — первооткрыватель месторождения, лауреат Государственной премии СССР и премии имени Н.И. и М.Б.Бородаевских, «Отличник разведки недр», награжден медалями «За доблестный труд», «Ветеран труда» и «В память 850-летия Москвы».

Поздравляем Виктора Евгеньевича с юбилеем, желаем ему здоровья и успехов в осуществлении задуманного.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Смирнову Юрию Тимофеевичу, кандидату технических наук, ведущему научному сотруднику отдела инженерно-технического и геофизического обеспечения геологоразведочных работ, 17 сентября 2001 г. исполнилось 70 лет.

После окончания в 1955 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе Ю.Т.Смирнов работал горным мастером и начальником партии новой техники в Канимансурской геологоразведочной экспедиции Управления геологии Таджикской ССР, инженером и начальником тематической партии НИСа МГРИ, руководителем лаборатории и отдела САИГИМСа Мингео УзССР. В 1956—1957 гг. он был одним из организаторов первых скоростных проходок в геологических организациях России (на Удоканском месторождении медистых песчаников). В 1964 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Исследование условий рационального применения различных способов бурения шпуров при проведении горизонтальных горно-разведочных выработок».

С 1967 г. по настоящее время Ю.Т.Смирнов работает в ЦНИГРИ. В течение 25 лет он руководил (возглавлял) отраслевыми, общесоюзными и международными (в рамках СЭВ) научно-методическими проблемами, программами и заданиями. Возглавлял исследования по созданию научно-методических основ прогнозирования, проектирования и оптимизации производства горно-разведочных работ, комплексного использования подземных горных выработок в целях разведки и эксплуатации рудных месторождений. Под его руководством обоснованы ресурсосберегающие технологии горнопроходческих работ, электровращательного бурения шпуров в крепких горных породах, бескернового бурения подземных скважин с отбором шламовых проб и бурения вентиляционных скважин большого диаметра, «щадящие» технологии отбойки поделочного камня, рациональные технологические схемы разработки малых месторождений россыпного и коренного золота.

Результаты исследований и разработок Ю.Т.Смирнова внедрены на важнейших объектах Мингео СССР, в том числе находящихся на территории Российской Федерации (месторождения благородных металлов в Магаданской области, золота на Камчатке, в Хабаровском крае, Бурятии и Якутии, меди в Читинской области, кристалл-сырья на Северном Урале, поделочного камня в Забайкалье).

Ю.Т.Смирнов был куратором Мингео СССР, председателем координационного совета Мингео СССР по направлению, входил в состав технических секций (НТС) геологических ведомств СССР и России, был членом отраслевых РИСО, членом секции техники разведки Ученого совета ЦНИГРИ. Он — автор более 120 научных публикаций, в том числе нескольких монографий, семи авторских свидетельств на изобретения.

Ю.Т.Смирнов награжден медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр», «300 лет горно-геологической службе России».

Поздравляем Юрия Тимофеевича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, новых творческих удач.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Виктору Дмитриевичу Конкину — высококвалифицированному специалисту в области металлогении и геологии рудных месторождений, доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов — 1 сентября 2001 г. исполнилось 60 лет.

Научно-практическая деятельность В.Д.Конкина началась в 1967 г., когда после окончания кафедры полезных ископаемых МГУ он, работая в ГИНЕ РАН принял участие в изучении колчеданных месторождений Карелии. Эти исследования послужили основой кандидатской диссертации «Условия локализации и закономерности формирования серноколчеданных месторождений в докембрии Карелии» (1973 г.).

В 1972 г. В.Д.Конкин был переведен в ЦНИГРИ, где в течение многих лет исследовал свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения Северного Прибайкалья, Якутии, Джунгарского Алатау, Енисейского края. Им лично и в соавторстве обоснованы направления геологоразведочных работ, разработаны комплексные геолого-поисковые модели разноранговых объектов прогноза и поисков, составлены методики и методические руководства по прогнозу, поискам и количественной оценке свинцово-цинковых месторождений различных геолого-промышленных типов, составлена серия прогнозно-металлогенических карт изучаемых районов. Значительный вклад В.Д.Конкин внес в изучение и подсчет запасов уникального, одного из крупнейших в мире, Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения.

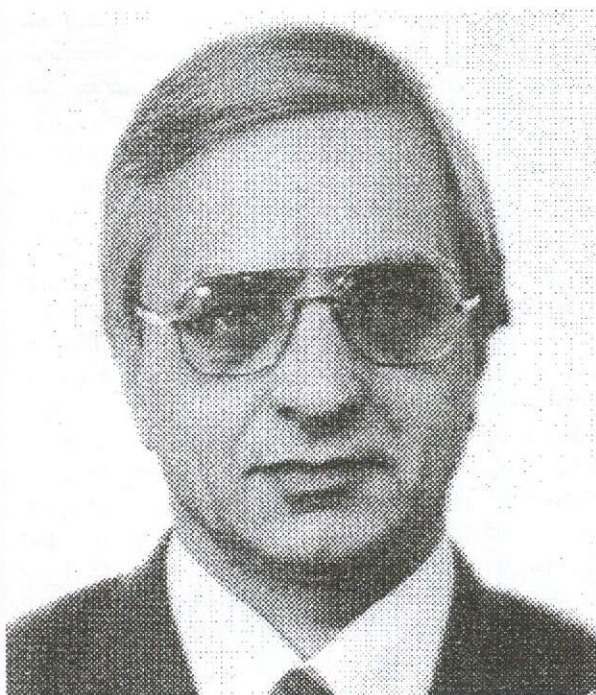
Обширный фактический материал и высокий уровень теоретических обобщений легли в основу его докторской диссертации «Геологические основы прогноза и поисков месторождений свинца и цинка в терригенных комплексах» (1995 г.).

В последние годы В.Д.Конкиным разрабатываются научно-методические основы комплексной оценки рудоносности осадочных бассейнов. При его активном участии составлены карты прогнозно-металлогенического и геолого-экономического районирования территории Бурятии, Забайкалья, Дальнего Востока, а также Анголы. Им выполнена серия прикладных разработок по методикам прогнозно-металлогенических исследований применительно к задачам ГСР-200. В качестве эксперта он работал в Словакии, Монголии, Китае, Конго, Мали.

Результаты научных исследований В.Д.Конкина отражены более чем в 150 публикациях, в том числе в десяти монографиях; его труд отмечен правительственными и отраслевыми наградами.

Виктора Дмитриевича отличают беззаветная преданность делу, трудолюбие, целеустремленность, упорство и высокий профессионализм.

Сердечно поздравляя Виктора Дмитриевича с юбилеем, от всей души желаем ему крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

14 сентября 2001 г. исполнилось 60 лет **Филиппову Виктору Петровичу**, кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела воспроизводства фонда недропользования.

После окончания в 1968 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе В.П.Филиппов работал старшим геологом в Берелехской геологоразведочной экспедиции Северо-Восточного геологического управления, в 1971—1973 гг. занимался поиском россыпных месторождений золота в Афганистане по линии экономического содействия развивающимся странам, а с 1974 г. по настоящее время работает в ЦНИГРИ. В 1987 г. он успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Типы коренных источников россыпей золота и их прогнозно-поисковое значение (юго-восточная часть Яно-Колымского пояса)».



Благодаря большому опыту и хорошей теоретической подготовке В.П.Филиппов считается одним из ведущих специалистов института в области закономерностей пространственного размещения россыпеобразующих формаций. В качестве ответственного исполнителя участвовал в определении перспектив россыпной золотоносности центральных районов Магаданской области, Хабаровского края, п-ова Таймыр.

В последние годы В.П.Филиппов — ответственный исполнитель тематических работ по изучению россыпной золотоносности чехла Русской платформы. В ряде областей региона под его руководством были выделены перспективные площади на аллювиальные россыпи и золотосодержащее песчано-гравийное сырье, определены перспективы развития минерально-сырьевой базы россыпного золота центральных районов России. Он — лауреат премии Н.И. и М.Б.Бородаевских, постоянный участник российских и международных научных конференций и совещаний по геологии россыпей, автор и соавтор более 50 научных работ.

Сердечно поздравляем Виктора Петровича с шестидесятилетием, желаем ему крепкого здоровья, долголетия и новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Выходят из печати в 2001 году

П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании.

Обобщены современные данные о глубинной дегазации недр и окислительном преобразовании изначально восстановленных флюидов. Показано, что дегазация Земли в ходе геологической истории планеты приводит к формированию ее окисной сиалической оболочки, являясь важнейшим фактором и геологическим условием развития главных эндогенных процессов — метаморфизма, магматизма, регионального метасоматоза. Выявлены окислительный характер эволюции восстановленных ювенильных газов и закономерная смена их щелочно-кремневыми вторичными флюидами, а этих последних — рассольными гидротермами и пластовыми смешанными водами.

Определяющая роль флюидизации при магмообразовании разного типа, метаморфизме разных фаций, петрорудогенезе в подвижных поясах, соле-, рассоло- и нефтеобразовании в осадочных бассейнах разных типов согласуется с реальным многообразием форм миграции металлических и неметаллических элементов, а также с причинами их концентрированного отложения в виде месторождений. Представляется обоснованным выделение не менее шести гетерогенных рядов полезных ископаемых — четырех для подвижных поясов (мантийный ортомагматический, мантийно-коровый магматогенный, внутрикоровый магматогенный, мантийный флюидогенный) и двух для осадочных бассейнов (мантийный флюидогенный и внутрикоровый флюидогенный). Любые классификации входящих в эти ряды систем более мелких порядков — рудных районов, рудных полей, месторождений — должны учитывать геолого-генетические особенности каждого ряда и составляющих его элементов, а также своеобразие системообразующих связей между ними.

Именно на путях углубленного изучения дегазации и форм ее проявления в петрогенезе разных геотектонических элементов земной коры могут быть получены принципиально новые данные по теории образования разнообразных металлических, неметаллических, горючих полезных ископаемых, а также рассольных вод разного типа, что позволит существенно улучшить методы прогнозирования и поиска минерального сырья.

Контактный телефон: 315-28-47.

В.Е. Минорин. Прогнозно-поисковые модели алмазоносных россыпей России. Под ред. А.И. Кривцова.

Рассмотрены основные геолого-промышленные типы россыпных месторождений алмазов Якутии, Урала и ряда зарубежных стран. Приведены классификации россыпей, их группировка для целей прогноза, поисков и оценки.

На основании изучения россыпей по 40 признакам, влияющим на россыпеобразование, созданы обобщенные модели по группам факторов: питающие источники, геолого-структурная и морфоструктурная обстановка, морфология и размеры россыпей, палеогеографические, гидродинамические и литофациальные условия, петрографические и минералогические особенности россыпей, концентрационные, математико-статистические, геофизические и геохимические модели.

Разработанные прогнозно-поисковые модели, количественные и качественные прогнозные критерии россыпей алмазов способствуют их прогнозу, поискам, выбору известных аналогов, плотности поисковой сети, а также объема шлиховых и разведочных проб. Книга предназначена для специалистов в области прогноза, поисков и оценки россыпных месторождений алмазов.

Контактный телефон: 315-27-93.

ОБЗОРЫ

развития мировой минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов

Концепция развития Государственной геологической службы России одной из основных целей определяет обеспечение интересов национальной минерально-сырьевой безопасности на основе глобальности и непрерывности мониторинга минерально-сырьевого комплекса России и мира.

В ЦНИГРИ создана компьютерно-картографическая система многофакторного анализа состояния, направлений и темпов развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов мира, лидирующих стран и России.

В 2001 г. ЦНИГРИ издается серия обзоров по развитию сырьевых баз стратегических видов полезных ископаемых — золота, серебра, металлов платиновой группы, меди, никеля, свинца и цинка, охватывающих период 1970—2000 гг. В обзорах представлен аналитический материал по рудничному производству и его обеспеченности разведанными запасами, промышленному потреблению этих металлов в мире и лидирующих странах, ценовой ситуации на мировых рынках благородных и цветных металлов, а также показаны прогнозируемые сценарии развития рудничного производства благородных и цветных металлов в сопоставлении с темпами добычи топливно-энергетического сырья до 2025 г. Приведены геолого-экономические показатели важнейших горно-рудных проектов зарубежных и российских компаний конца 20-го столетия, рассмотрена глобальная направленность инвестиционных потоков в развитие и использование сырьевых баз различных регионов мира.

Обзоры состоят из текстового, табличного и графического материала, дающего наглядную аналитическую картину ретроспективного и перспективного развития минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов мира в начале столетия.

Обзоры рассчитаны на широкий круг специалистов в сфере разработки национальной безопасности и реформирования экономических основ минерально-сырьевой базы России, геологов и экономистов широкого профиля, специалистов научно-исследовательских и общеобразовательных институтов, а также на деловые круги страны.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 «б», ЦНИГРИ
Телефоны: (095) 313—18—18, 315—43—37
Факс: (095) 313—18—18
E-mail: tsnigri@pol.ru