

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИИГРУ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



3/2004

ISSN 0869-5997

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Журнал «Руды и металлы» основан в декабре 1992 г. для оперативного распространения информации и создания информационной базы по фундаментальным разработкам в области рудных месторождений, их геологического строения и минерально-сырьевых ресурсов, методикам и прогрессивным технологиям, экономике всех видов геологоразведочных работ, по республиканской, межреспубликанской и мировой конъюнктуре рудного минерального сырья, научно-техническим достижениям, информатике и маркетингу.

Учредитель — Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов при участии Международной академии минеральных ресурсов, Фонда им. академика В.И.Смирнова. Журнал печатается в типографии ЦНИГРИ.

Подписка на **2005 г.** производится через Роспечать и редакцию журнала. Периодичность — **6 номеров** в год. Цена подписки на год **480 руб. без НДС.** Индекс по каталогу Роспечати **47 218.**

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129Б
Факс (095) 313-18-18
E-mail tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы»

Контактный телефон 315-28-47
Наталья Исааковна Назарова
Галина Васильевна Вавилова

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/2004

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
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 2004

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 15.05.2004 г.
Подписано в печать 01.06.2004 г.
Тираж 400 экз.

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

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

© «Руды и металлы», 2004

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения и недропользование

Аристов В.В., Соловьев К.В., Орлова Г.Ю., Тихонова Н.В.

Этапы золотого и серебряного рудообразования в Верхоянской складчатой области

5

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Петрова А.А., Козеев С.И.

Поиски и разведка рудных и алмазоносных объектов аэрогеофизическими методами в зоне Главного Уральского разлома

16

Шашорин Б.Н.

О роли тектонических напряжений в образовании природных урановорудных концентраций в Северном Казахстане

25

Емельянов С.А., Поляков Р.С.

Регрессионный метод стоимостной оценки золоторудных месторождений

34

Строение рудных месторождений

Сизых Вал.И., Сизых Вит.И., Сизых Ю.И., Ершов В.В.

Прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфиновый тип оруденения на Алиинской рудоносной площади, Восточное Забайкалье

45

Кулешевич Л.В., Коротаева Н.Н.

Генезис докембрийского золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1, Карелия

51

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Амосов Р.А., Кобцев Б.М., Башлыкова Т.В.
Поведение золота при образовании железомарганцевых конкреций

62

Applied Metallogeny and the Subsurface Use

Aristov V.V., Solovyov K.V., Orlova G.Yu., Tikhonova N.N.

Stages of gold and silver ore formation in Verkhoyansk folded area

Methods and methodologies of deposit prediction, prospecting, evaluation and exploration

Petrova A.A., Kozeyev S.I.

Prospecting and exploration of ore and diamondiferous targets by airborne geophysical methods within the zone of Major Urals fault

Shashorin B.N.

Role of tectonic stresses in natural uranium ore concentrations formation in Northern Kazakhstan

Yemelyanov S.A., Polyakov R.S.

Regression method of gold deposit valuation

Structure of Ore Deposits

Sizykh V.I., Sizykh V.I., Sizykh Yu.I., Ershov V.V.

Veinlet-disseminated gold-copper-molybdenum-porphyry type of mineralization at Aliinskaya ore-bearing area, Eastern Trans-Baikal region

Kuleshevich L.V., Korotayeva N.N.

Genesis of pre-Cambrian Lobash-1 gold-poly-metallic deposit, Karelia

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

Amosov R.A., Kobtsev B.M., Bashlikova T.V.

Gold behaviour in ferromanganese nodule formation

*Кошель Е.А., Крылова Г.С., Седельникова Г.В.,
Соловьев В.И.*

Применение СВЧ-полей для повышения эффективности измельчения золотосодержащего сырья

70

*Koshel E.A., Krylova G.S., Sedelnikova G.V.,
Solovyov V.I.*

UHF fields use to improve the efficiency of gold-rich material grinding

Чепуров А.И., Сонин В.М., Федоров И.И., Дириппе Дж.-М.

Агрегация и текстурирование флюидных включений в синтетических кристаллах алмаза при высокотемпературном отжиге

73

Chepurov A.I., Sonin V.M., Fyodorov I.I., Dirippe J.-M.

Aggregation and texturing of fluid inclusions in synthetic diamond crystals during high-temperature roasting

Поздравляем с юбилеем

И.З.Исакович

78

I.Z.Isakovich

Памяти И.М.Новожиловой

79

In memory of I.M.Novozhilova

Congratulations on anniversary



ЭТАПЫ ЗОЛОТОГО И СЕРЕБРЯНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В.В.Аристов, К.В.Соловьев, Г.Ю.Орлова, Н.В.Тихонова (ЦНИГРИ МПР России)

В пределах Верхоянской складчатой области путем анализа истории ее геологического развития, сопоставления и корреляции продуктивных минеральных ассоциаций золото- и сереборудных месторождений выделены три этапа рудной минерализации. Первый, серебро-полиметалльно-карбонатный (гидротермально-осадочный), этап охватывает время формирования «верхоянского» комплекса, энергетически связан с проявлениями базальтоидного вулканизма и рифтогенных процессов на Сибирской платформе и в ее обрамлении; второй, золото-кварцевый (метаморфогенный), — время метагенеза осадков, конседиментационной и постседиментационной складчатости и первых проявлений гранитоидного магматизма. Третий, олово-медно-сурьмяный пневматолитово-гидротермальный, подразделен на олово(серебро)-порфировый, (золото)-медно-порфировый и «телетермальный» сурьмяно-ртутный подэтапы, проявившиеся во время тектономагматической активизации, связанной с коллизионными и субдукционными процессами в прилегающих складчатых областях и вулканоплутонических поясах. Выделенные этапы позволяют прогнозировать в пределах провинции крупные полихронные и полигенные золото- и сереборудные объекты, приуроченные к зонам совместного развития седиментационных, коллизионных и активизационных структур.

Известные золотые и серебряные объекты в терригенных комплексах Верхоянской складчатой области сопоставимы по масштабам с крупными месторождениями США и Мексики. Это золоторудные месторождения (более 50 т) Бадран, Нежданское, Кючюс, Сарылах и сереборудные (более 2000 т) Прогноз, Мангазейское, Хачакчан, Вешнее, Купольное и др. Подтверждаются значительные масштабы месторождений золота Аркачан, Малый Тарын (рис. 1). Однако потенциал площади реализован далеко не в полной мере. Прогнозирование и поиск крупных месторождений золота и серебра — одно из приоритетных направлений работ на этой территории. Отличительная особенность крупных объектов — длительность и полиэтапность их формирования.

Верхоянская складчатая область относится к пассивной континентальной окраине Сибирской платформы [17] и является областью отраженной активизации. Ее геологическое строение сформировано в ходе трех крупных этапов (без

учета не выходящих на поверхность докаменноугольных образований).

1. Седиментационный каменноугольно-триасовый проявлен в накоплении и метагенезе сложно построенной толщи терригенных осадков. Сопровождается внедрением даек и силлов базальтового состава. Особенности образования этого этапа связаны с отражением в бассейне терригенного осадконакопления процессов деструкции континентальной коры в пределах Сибирской платформы (трапповый магматизм).

2. Коллизионный проявлен в складчатых и разрывных дислокациях осадочных толщ. Сопровождается габбро-диорит-гранодиоритовым магматизмом гомодромной последовательности. Формирование складчатости начинается с конца каменноугольного периода [1], однако максимальное развитие деформаций приходится на юрско-раннемеловое время и отражает коллизионные процессы в обрамлении Колымо-Омолонского супертеррейна [18].

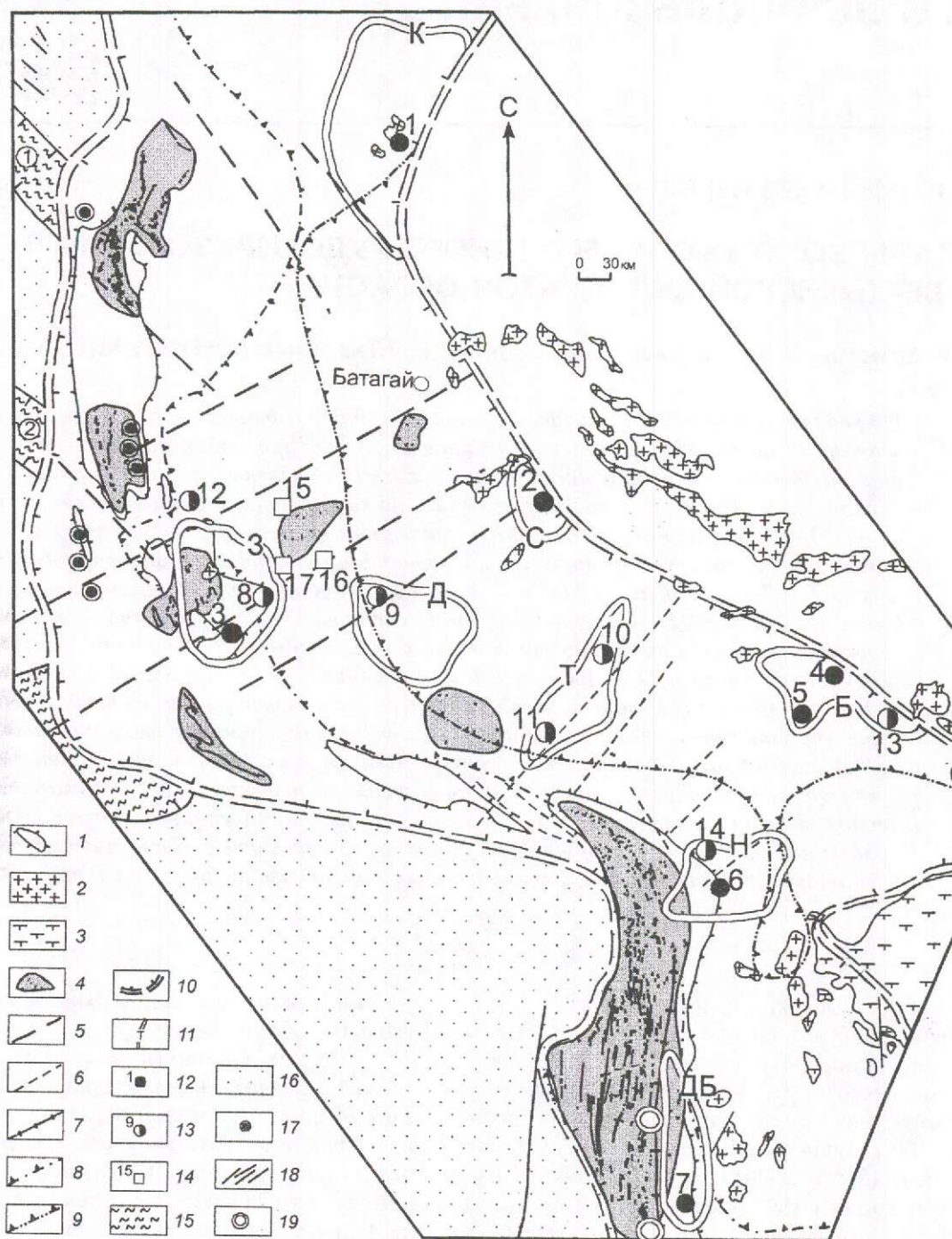


Рис. 1. Схема положения месторождений, глубоководных отложений перми, триаса и проявлений магматизма Верхоянской золото-серебряной провинции:

1 — рудоносный страгатуровень S_3-P_1 ; 2 — интрузивы кислого состава; 3 — вулканиты кислого состава; 4 — поля развития даек и силлов трапповой формации; разломы: 5 — сквозные региональные, 6 — переходного типа, 7 — рифтогенные; области развития глубоководных отложений: 8 — пермских, 9 — триасовых; металлогенические границы: 10 — Верхоянской золото-серебряной провинции, 11 — рудных районов (К — Кючюсский, 3 — Западно-Верхоянский, С — Сентачанский, Д — Дербеке-Нельгесинский, Т — Томпо-Делиньинский, Б — Бадранский, Н — Нежданинский, ДБ — Дуэт-Бриндакитский); месторождения: 12 — золоторудные (1 — Кючюс, 2 — Сентачан, 3 — Аркачан, 4 — Сарылах, 5 — Бадран, 6 — Нежданинское, 7 — Дуэт), 13 — серебрянорудные (8 — Мангазейское, 9 — Прогноз, 10 — Заря, 11 — Хачакчан, 12 — Кимпиче, 13 — Вешнее, 14 — Нижне-Менкеченское), 14 — ртутные (15 — Звездочка, 16 — Холболох, 17 — Зимний); 15 — рифты (1 — Кютпонгдинский, 2 — Собопольский); 16 — Сибирская платформа; 17 — диапиры гипсов и ангидритов с обломками девонских базальтов; 18 — дайки базитов; 19 — массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

3. Этап тектономагматической активизации проявлен в подновлении тектонических зон северо-восточного и северо-западного простирания. Сопровождается гранодиорит-гранитным, габбро-диорит-гранодиоритовым магматизмом антидромной последовательности. Может быть разделен на несколько подэтапов, соответствующих преобладающему составу магматических образований. Максимумы интрузивной активности приходится на альбский век раннего мела, кампанский и сеноманский века позднего мела и датский век палеогенового периода.

Предполагается, что трем крупным этапам развития складчатой области должно соответствовать три этапа рудной минерализации, существенно различающихся по геохимическим и минералогическим особенностям, факторам литолого-структурного контроля.

Выделение этапов минерализации проводилось на основании:

корреляции сходных по минералогическому составу и геохимическим особенностям продуктивных минеральных ассоциаций;

положения объектов в стратиграфической колонке, наличия или отсутствия стратиграфического контроля оруденения;

структурных особенностей рудных зон и рудных тел известных объектов;

относительного пространственного размещения объектов;

близких уровней содержания золота и серебра в рудах, сложенных одной продуктивной минеральной ассоциацией.

Детальные минералогические исследования на месторождениях и рудопроявлениях Верхоянского рудного района (Аркачан, Кимпиче, Чочимбал и др.) и сравнительный анализ литературных данных по месторождениям Прогноз [4], Нижне-Эндыбальское, Безымянное, Мангазейское (Михайловская и Васильевская жилы) [8, 10], Бадран [14] и Нежданинское [11] позволили выдвинуть предположение о формировании золоторудной и серебрянорудной минерализации в пределах провинции в три этапа: серебро-полиметалльно-карбонатный гидротермально-осадочный, золото-кварцевый метаморфогенный, олово-медно-сурьмяный пневматолитово-гидротермальный (рис. 2). Этапы проявлены на отдельных месторождениях в различных сочетаниях, как в главных, так и во второстепенных минеральных ассоциациях. Значительная часть промышленно значимых рудных объектов сформирована в ходе одного этапа, однако некоторые месторождения несут признаки полихронности образования.

Гидротермально-осадочное и метаморфогенное рудообразование [9] связано с особенностями бассейна седиментации, процессов диагенеза и конседиментационной складчатости. Рудные объекты двух первых этапов приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Вмещающие породы имеют возраст: средний карбон, рубеж карбон — пермь, верхняя часть нижней перми, верхняя часть среднего триаса, средняя юра. Обстановки осадконакопления до начала триаса характеризуются развитием динамических фаций, характерных для верхнего перегиба континентального склона, в нижней части разреза, и относительно монотонных толщ, фиксирующих устойчивые тектонические режимы шельфа, в верхней. Триасовые и более поздние обстановки осадконакопления менее подвижны, что объясняется незначительными перепадами глубин бассейна. Уступы палеодна морского бассейна (см. рис. 1) фиксируются по увеличению мощности и степени расчленения осадочных толщ и отражают постепенную миграцию глубоководной части бассейна с запада на восток. В пределах провинции развиты силлы и дайки базальтов, возраст которых близок к возрастам вмещающих толщ. Наиболее крупные рудные поля, содержащие минерализацию серебро-полиметалльно-карбонатного гидротермально-осадочного и золото-кварцевого метаморфогенного этапов, пространственно сближены и расположены на расстоянии 30–75 км друг от друга (Верхне-Менкеченское и Нежданинское, Вешнее и Бадранское, Мангазейское и Аркачанское).

Поздние гидротермальные процессы, формирующие золоторудные и серебрянорудные объекты и парагенетически связанные с внедрением позднемеловых гранитоидов и палеогеновых базальтов, объединены в третий олово-медно-сурьмяный пневматолитово-гидротермальный этап. Минеральные ассоциации этого этапа часто пространственно совмещены с минеральными ассоциациями ранних этапов, однако отчетливо выделяются по многообразию минералов, присутствию минералов олова, висмута, мышьяка, молибдена, золота, сурьмы и специфических сульфосоединений серебра (диафорита и овихиита), а также широкому развитию в них кварца. Объекты проявлены на всех литолого-стратиграфических уровнях, но золоторудные тяготеют к границе карбона и перми, что указывает на первичное обогащение терригенных пород данного возраста золотом. Этап разделен на три подэтапа. Олово(серебро)-порфиновый и (золото)-медно-молибденит-порфиновый подэтапы отчетливо свя-

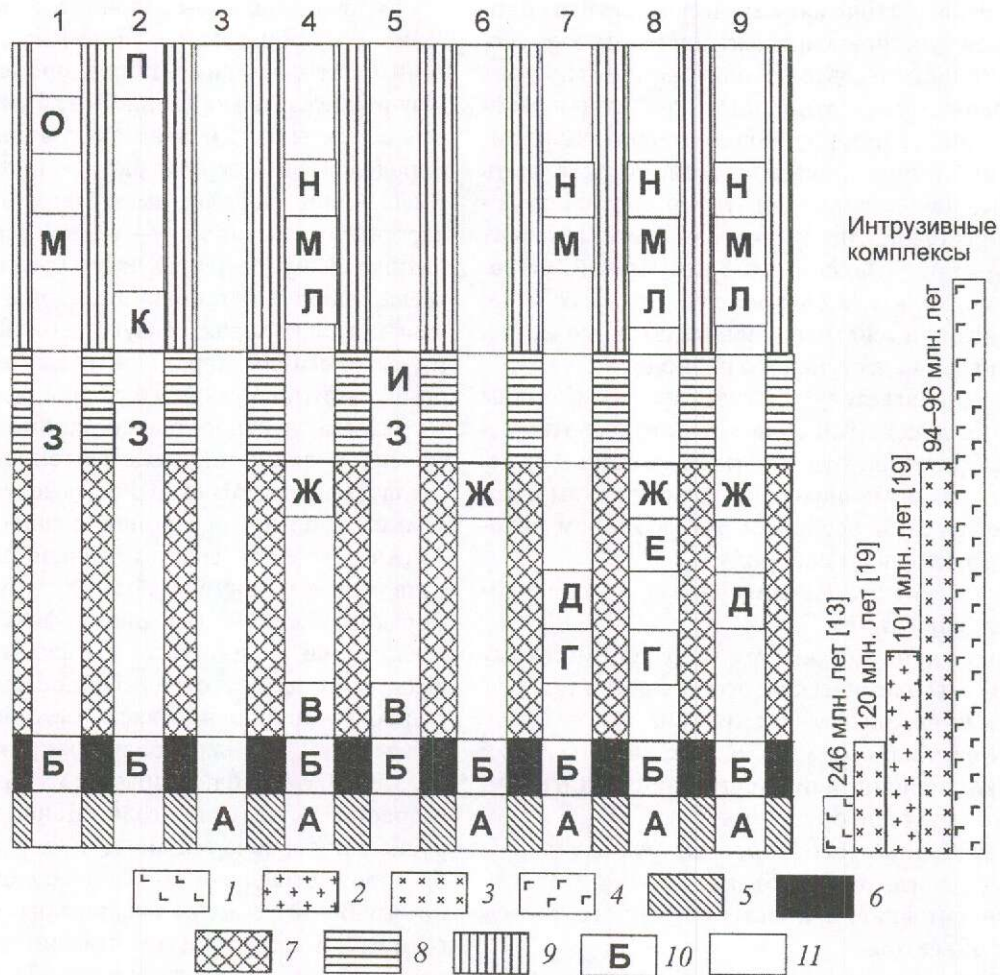


Рис. 2. Схема корреляции минеральных ассоциаций на месторождениях серебра и золота Западного Верхоянья, с использованием данных [4, 8], с изменениями и дополнениями:

месторождения: 1 — Нежданинское, 2 — Бадран, 3 — Кимпиче, 4 — Прогноз, 5 — Аркачан, 6 — Чочимбальское, 7 — Нижне-Эндыбальское, 8 — Безымянное, 9 — Михайловская и Кузьминская жилы; интрузивные формации: 1 — пермско-триасовая трапповая (активизации Сибирской платформы); коллизионные и тектономагматической активизации складчатых областей: 2 — ранне-позднемеловая гранодиорит-гранитная, 3 — позднеюрская и позднемеловая габбро-диорит-гранодиорит-гранитная, 4 — позднемеловая щелочная оливиновых базальтов; этапы оруденения: 5 — гидротермально-осадочный серебро-полиметалльно-карбонатный, 6 — метаморфогенный золото-кварцевый; подэтапы гидротермального (порфирового) этапа: 7 — олово-порфиоровый, 8 — золото-полисульфидный, 9 — серебро-сульфосольно-полисульфидный; 10 — минеральные ассоциации (А — серебро-блеклорудно-сидеритовая, Б — (золото)-пирит-арсенопирит-кварцевая, В — сидерит-полисульфидная с пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, Г — станнин-халькопирит-карбонатная, Д — сфалерит-сидерит-кварцевая, Е — фрейбергит-кварц-карбонатная, Ж — фрейбергит-галенит-карбонатная, З — золото-полисульфидная, И — золото-висмутин-кварцевая, К — сфалерит-тетраэдритовая, Л — сидерит-сфалерит-галенитовая, М — (серебро)-сульфосольно-полисульфидно-кварцевая, Н — сфалерит-карбонатная, О — халькостибит-арсенопиритовая, П — кварц-антимонитовая); 11 — отсутствие минеральной ассоциации

заны с внедрением гранитоидов. Третий подэтап — сурмяно-ртутный — телетермальный.

Серебро-полиметалльно-карбонатный гидротермально-осадочный этап. Образования этапа представлены секущими и субсогласными минерализованными зонами дробления и зонами продолжения с продуктивной серебро-блеклоруд-

но-сидеритовой минеральной ассоциацией. Рудные объекты пространственно связаны с проявлениями базитового подводного вулканизма, располагаются на периферии ареалов базальтов. Максимальное количество серебряных объектов приурочено к глубоководной части зоны перехода от шельфа к континентальному склону с воз-

растом, близким к регрессиям карбон–ранняя пермь, ранняя–поздняя пермь, поздняя пермь–ранний триас, средний триас–поздний триас. Рудные поля часто приурочены к толщам с отчетливым регрессивным строением (Прогноз, Хачакчан), находятся на контактах склоновых и шельфовых отложений (Мангазейское, Кимпиче). Прожилковые серебрянорудные зоны контролируются пластами мелко-, среднезернистых песчаников в мощных пачках биотурбированных ритмично-слоистых алевропесчаников и алевролитов (Мангазейское). Вокруг рудных зон развиты ореолы осветленных часто тонко- и ритмично-полосчатых пород (кварц-гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов) мощностью 30–40 м. Главный жильный минерал — сидерит.

Типоморфными признаками продуктивной ассоциации этапа (рудопоявление Кимпиче, месторождения Прогноз, Мангазейское, Чочимбал) являются линзовидные тела коричневого крупнокристаллического (крупноблокового) сидерита, многостадийные сидеритовые брекчии с обломками молочно-белого кварца и раннего сидерита, прожилки, обломки в брекчиях и вкрапленность в сидерите серебросодержащих блеклых руд (главным образом фрейбергита). Содержания серебра в этих образованиях очень высоки и часто составляют более 5000 г/т, при этом золото не установлено. На некоторых объектах (Аркачан, Хадарыня) вместо блеклых руд в сидерите отмечаются прожилки или вкрапленность халькопирита. Для штучных проб из этих образований содержания серебра повышены (до 100 г/т), часто повышены и содержания золота (до 4 г/т). На наиболее крупных серебрянорудных объектах (Прогноз, Мангазейское) серебро-блеклорудно-сидеритовая ассоциация выделяется неотчетливо за счет ее телескопирования и брекчирования поздней сидерит-полисульфидной ассоциации следующего этапа. В последней сидерит более светлый и всегда выделяется после минералов массивных полисульфидных (пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит) руд. На рудопоявлении Кимпиче удается проследить постепенную смену по латерали послонных серебро-блеклорудных прожилков карбонатными песчаниками с повышенными содержаниями рудных элементов. В вертикальном разрезе в пределах одной рудоносной зоны снизу вверх наблюдается постепенная смена секущих тел в алевролитах субсогласными телами в пачках переслаивания песчаников и алевролитов и ореолами тонкой вкрапленности сульфидов в карбонатизированных песчаниках. Интересно отметить, что в некоторых сидеритовых прожилках появляются по-

здние хорошо ограненные прозрачные кристаллы кварца, сходные с оптическим кварцем «альпийских» метаморфогенных жил.

К образованиям ранней стадии этого же этапа нами отнесены послонные кварц-карбонатные прожилки с медово-желтым сфалеритом и крупнокристаллическим галенитом, широко распространенные в среднекаменноугольных разрезах Куранахского антиклинория. «Сквозным» образованием этапа является конседиментационная вкрапленность марказита, пирита и арсенопирита в осадочных толщах. Сульфидная вкрапленность часто золотоносна в пределах крупных месторождений. Пространственная разобщенность золото- и серебросодержащих минеральных ассоциаций представляет собой элемент рудной зональности и отражает особенности строения земной коры или особенности осадконакопления.

Нельзя исключать формирование на завершающих стадиях этого этапа ряда сурьмяных (антимонит-кварцевых) и ртутных (киноварно-карбонатных) месторождений Сартагского синклинория. Особенности этих месторождений — их отчетливый литолого-стратиграфический контроль вулканическими породами раннего триаса и практически моноэлементный состав. Пространственное разделение ртутных и сурьмяных объектов позволило Л.М.Индолеву и др. [7] выделить сурьмяные объекты в самостоятельную формацию.

Длительность этапа примерно соответствует времени образования осадочных толщ и достаточно хорошо коррелирует с наиболее интенсивным базальтоидным магматизмом (карбон–пермь–триас (модальное значение возраста K-Ar 246 млн. лет [13]). Необходимо отметить, что базальтовый магматизм испытывает закономерную эволюцию в зависимости от возраста вмещающих пород (рис. 3), и, следовательно, временной интервал внедрения базальтов должен примерно соответствовать времени накопления осадочных толщ. Доказаны наличие пересечений и метаморфизм руд этого этапа дайками диорит-гранодиорит-гранитной формации и наличие пересечений касситерит-сульфидными жилами этих же даек (рис. 4) [8].

Таким образом, авторы статьи разделяют точку зрения М.М.Константинова, А.К.Быстровой и В.Ю.Фридовского [9] о существенной роли конседиментационных процессов в формировании многообразия рудных объектов Верхоянья. Максимальное количество серебряных объектов приурочено к границе отложений шельфа и континентального склона с возрастом, близким к

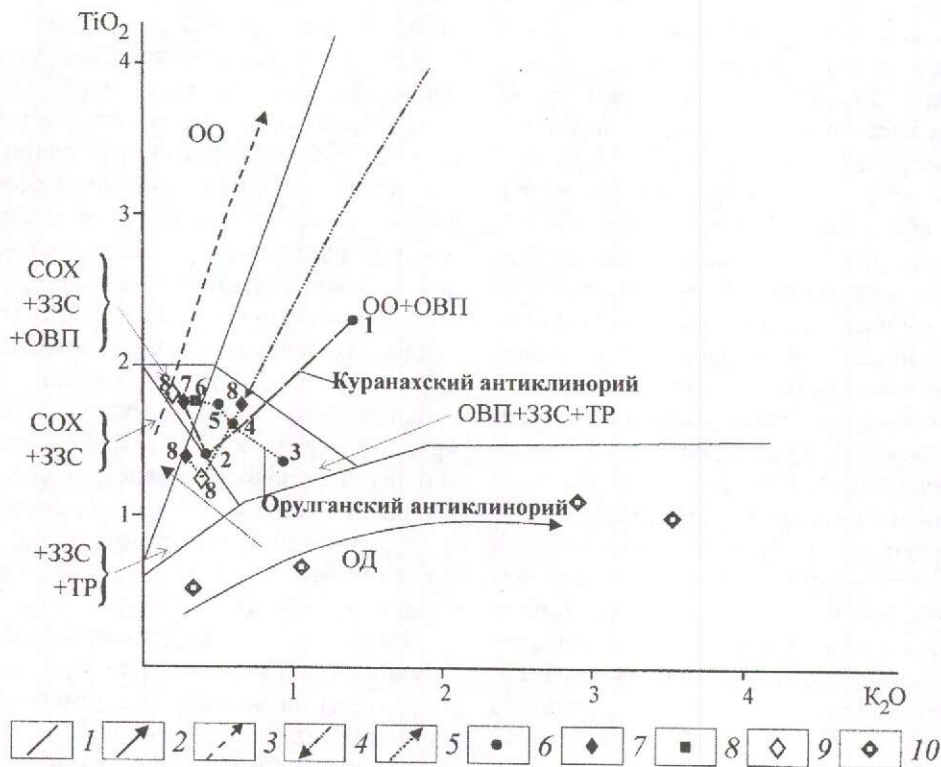


Рис. 3. Состав базальтов Верхоянского мегантиклинория на диаграмме TiO_2-K_2O для разделения базальтов из различных геодинамических обстановок, по [13], с упрощением.

средние составы групп базальтов: COX — срединно-океанических хребтов, TR — трансформных разломов, 33C — задуговых зон спрединга, OO — океанических островов, OBП — областей внутриплитного континентального вулканизма, OD — островных дуг; 1 — границы между полями базальтов из различных структур; тренды изменения составов базальтов: 2 — при наращивании мощности коры в островных дугах, 3 — при наращивании мощности океанической коры, 4 — при деструкции континентальной коры за пределами влияния зон субдукции, 5 — при деструкции коры над зоной субдукции; субпластовые базальты: 6 — в каменноугольных отложениях, 7 — в пермских и триасовых отложениях; 8 — позднеюрские дайки базальтов; 9 — эффузивные базальтоиды раннего триаса (средние составы, по [6]); 10 — верхнемеловые базальтоиды; вмещающие свиты: 1 — сетачанская (С), 2 — юпенчинская (С), 3 — икячинская (С), 4 — демунджинская (С), 5 — солончанская (С), 6 — кобычанская (Р), 7 — сюренская (Р), 8 — нежделинская (Т); данные анализов базальтов заимствованы из работы [2]

регрессиям карбон–ранняя пермь, ранняя–поздняя пермь, поздняя пермь–ранний триас, средний триас–поздний триас. Геологические особенности осадочных толщ, их насыщенность базальтами и гидротермальными образованиями указывают на сходство условий осадконакопления на площади Верхоянья в каменноугольно-триасовое время с современными обстановками впадины Гуаймас у побережья Северной Америки. Соответственно, рудные образования этого этапа сходны по генетическим особенностям с колчеданными месторождениями в терригенных толщах (Филизчайское, Азербайджан; Аделаида, Австралия; Мегген и Раммельсберг, ФРГ).

Химические элементы, характеризующие этот этап, — Zn, Pb, Cu, (Au), Ag, Sb, Hg.

Золото-кварцевый метаморфогенный этап.

Наиболее крупные рудные поля этапа пространственно связаны с ранними структурами коллизионного (орогенного) развития территории: малоамплитудными поднятиями внешней бровки шельфа (Нежданинское, Аркачанское, Кючюс) и конседиментационными разрывными нарушениями, конформными складчатости (месторождения в зоне Адыча-Тарынского разлома). Малоамплитудные поднятия фиксируются по динамическим фациям терригенных пород в мелководной части зон перехода отложений шельфа в отложения континентального склона с возрастом, близким к трансгрессиям карбон–ранняя пермь (Нежданинское, Аркачан, Дуэт, Бриндакит), средний–поздний триас (Кючюс). Множество

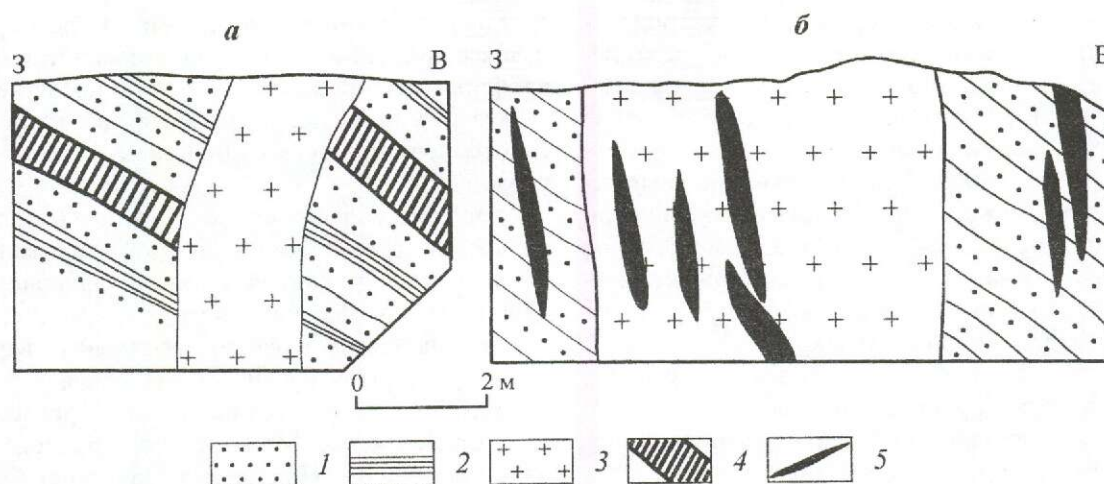


Рис. 4. Взаимоотношение даек гранодиорит-порфиров с галенит-сфалеритовыми (а) и касситерит-сульфидными (б) жилами на Имганджинском месторождении, по М.М.Константинову, 1934:

1 — песчаники; 2 — алевролиты слоистые; 3 — дайки гранодиорит-порфиров; 4 — субсогласные галенит-сфалеритовые жилы; 5 — секущие касситерит-сульфидные (арсенопирит, пирит, пирротин) жилы

мелких объектов сосредоточено в юрских отложениях Иньяли-Дебинского синклинория к востоку от Верхоянской складчатой области.

Образования золото-кварцевого этапа представлены золотоносными кварцевыми седловидными субсогласными (стратифицированными) телами (Дуэт, Бриндакит), субпластовыми кварцевыми телами в зоне надвига (Бадран), реже арсенопирит-кварцевыми прожилковыми секущими зонами (Аркачан, Чочимбал, Прогноз (?)) и зонами золотосодержащей арсенопиритовой вкрапленной минерализации (Нежданинское). Главным жильным минералом является кварц. Количество сульфидов в рудах редко превышает 5%, тогда как кварца составляет от 10 до 90% (с учетом вмещающих пород). Количество кварца в рудах увеличивается при преобладании в рудовмещающих разрезах осадочных пород мелководных и грубозернистых фаций.

В целом для месторождений характерны относительно невысокие (до 5 г/т) средние содержания Au. Золото в кварце свободное от крупного до мелкого, в сульфидах — тонкодисперсное. Для руд с вкрапленной или прожилковой минерализацией характерно равномерное распределение содержания золота в отличие от руд с кварцево-жильной минерализацией (от <0,1 г/т до нескольких килограмм на 1 т). Содержания Au в зернах сульфидов сильно варьируют, достигая 1000 г/т. Вариации содержания в отдельных кварцевых прожилках не столь существенны — до 160–200 г/т. Количество кварца в рудах увеличивается при преобладании в рудовмещающих

разрезах осадочных пород мелководных и грубозернистых фаций. Пробность золота относительно невысокая, характеризуется значительным разбросом и составляет от 700 до 850‰ по различным объектам.

Минеральные образования этого этапа объединены в (золото)-пирит-арсенопирит-кварцевую продуктивную минеральную ассоциацию (выделена для Западного Верхоянья В.А.Амузинским, Ю.П.Ивенсенем [6]).

Рудные зоны локализуются в конседиментационных структурах: в замковых частях крупных антиклиналей (Аркачан), сколовых зонах хрупкопластической деформации (Нежданинское, Бадран). Рудные тела контролируются литологическими особенностями толщ, приурочены к контактам (тектоническим и стратиграфическим) контрастных песчаных и глинистых пачек.

Не останавливаясь на неоднократно рассмотренном генезисе вкрапленных руд золоторудных объектов, отметим, что возникновение сульфидной вкрапленности связано с седиментацией, а образование большого объема кварца по времени близко к конседиментационной складчатости. Вопрос о том, когда в рудообразующую систему попало золото, остается открытым. Имеются данные, указывающие на парагенетическую связь золото-кварцевых объектов с коллизионными позднеюрскими–раннемеловыми (121 млн. лет для Западного Верхоянья, 152–122 млн. лет для Центрального Верхоянья и Колымы, по данным [19]) интрузиями диорит-гранодиоритовой формации и с метаморфизмом

осадочных толщ. Метаморфогенный кварц (безрудный) пересечен серебросодержащими минеральными зонами дробления с сидеритом на месторождениях Мангазейское, Прогноз и других объектах. Как показано для золоторудных объектов Центральной Колымы, золотоносные ассоциации наложены на метаморфогенный кварц и вкрапленные сульфиды. Однако существуют данные, основанные на тонких микроскопических исследованиях, о первичной золотоносности сульфидов и кварцевых жил.

Таким образом, рудные объекты первого и второго этапов рудообразования близки по возрастным характеристикам, но формируются последовательно на каждом рудном объекте.

Химические элементы, характеризующие этот этап, — Fe, (W), As, Au.

Олово-медно-сурьмяный пневматолитово-гидротермальный этап. Рудные объекты этапа представлены секущими минерализованными зонами дробления, жильными и прожилковыми зонами с касситерит-сульфидной (олово-серебряной, полиметаллической), (золото)-молибден-медно-порфировой (золото-висмутин-кварцевой, золото-полисульфидной) и сурьмяно-ртутной (серебросульфосольно-полисульфидной, золото-сурьмяной, золото-ртутной, кварц-антимонитовой, кварц-киноварной) минерализацией. Объекты, на которых не проявлены золотоносные или сереброносные ассоциации, не рассматриваются.

По данным P.W. Layer et al [19], в пределах Западного Верхоянья выделяются две стадии внедрения позднемеловых гранитоидов (94 млн. лет для гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации и 101 млн. лет для гранитов гранодиорит-гранитной). Сходные стадии внедрения (96–91 и 115–100 млн. лет) и антидромный характер интрузий установлены в бассейне р. Индигирка [16]. Наиболее поздним проявлением магматизма является формирование мел-палеогеновых даек островодужных базальтов (см. рис. 3). Стадии магматизма фиксируют увеличение глубинного энергетического потока и достаточно хорошо увязываются с выделенными подэтапами оруденения. На конкретных объектах дайки чаще всего дорудные, поскольку содержат вкрапленность рудных минералов и березитизированы или аргиллизированы.

Первый подэтап третьего этапа (олово(серебро)-порфировый) связан с формированием касситерит-сульфидных месторождений при внедрении лейкократовых гранитов.

Секущие касситерит-сульфидные жилы и прожилки объединяют несколько минеральных ассоциаций, закономерно распределенных отно-

сительно гранитоидного плутона. Серебруродные ассоциации входят в ряд зональности оловорудных месторождений, который представлен следующими ассоциациями (снизу вверх и от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным):

дорудная сидерит-полисульфидная (сидерит, халькопирит, арсенопирит, пирит, пирротин);

слабо продуктивная станнин-халькопирит-карбонатная и сфалерит-сидерит-кварцевая;

продуктивные фрейбергит-галенит-кварцевая и фрейбергит-галенит-карбонатная.

Наиболее полно этот ряд удастся проследить на месторождениях Мангазейского рудного поля (Безымянное — Нижне-Эндыбальское). Фрагменты ряда отмечаются на месторождении Прогноз. Самостоятельные объекты олово-серебряной формации — Имтанджинское, Илин-Тасское, Купольное месторождения.

Типичные рудные зоны представлены минерализованными зонами дробления, жильными или штокверковыми. Содержания Ag не превышают 3000 г/т. Совмещение золотоносных и олово-сереброносных рудных зон чаще всего является механическим и происходит при подновлении ранних структур. Такое совмещение наблюдалось нами на месторождении Аркачан (сидерит-полисульфидная, золото-арсенопирит-кварцевая (ранняя) и золото-висмутин-кварцевая ассоциации), Кысыл-Тас (фрейбергит-галенит-кварцевая и золото-арсенопирит-кварцевая ассоциации) и на рудопроявлении Красное (станнин-халькопирит-карбонатная и золото-арсенопирит-кварцевая ассоциации). В двух последних случаях при совмещении ассоциаций в рудных прожилках наблюдается повышение содержаний золота. Содержания Ag (при отсутствии минеральных ассоциаций первого этапа) не превышают 500 г/т, составляя чаще всего 100–300 г/т.

Химические элементы, характеризующие этот подэтап, — Sn, Zn, Ag, Pb.

Второй подэтап ((золото)-молибденит-медно-порфировый) характеризуется золото-висмутин-кварцевой (Аркачан) и золото-полисульфидной (Бадран, Нежданинское) минеральными ассоциациями, принадлежащими к ряду зональности молибденит-порфировых и (золото)-медно-порфировых объектов. В пределах рудных полей может проявляться концентрическая зональность по отношению к гранитоидному интрузиву. На месторождении Аркачан зональность выражена в повышении количества сульфидов и уменьшении количества кварца на его флангах.

Рудные зоны представлены системами прожилков, развивающихся при активизации струк-

тур ранних этапов (рис. 5). При этом они наследуют положение ранних структур (Нежданинское, Бадран, Кючюс) или образуют собственные зоны, сформированные при дальнейшем развитии этих структур. Например, на месторождении Аркачан золотоносные зоны представляют собой структуры растяжения в области сопряжения субмеридиональных разрывов [5]. Структуры растяжения сформированы при левосдвиговом подновлении субмеридиональных разрывов и являются более поздними относительно северо-восточных и субмеридиональных структур.

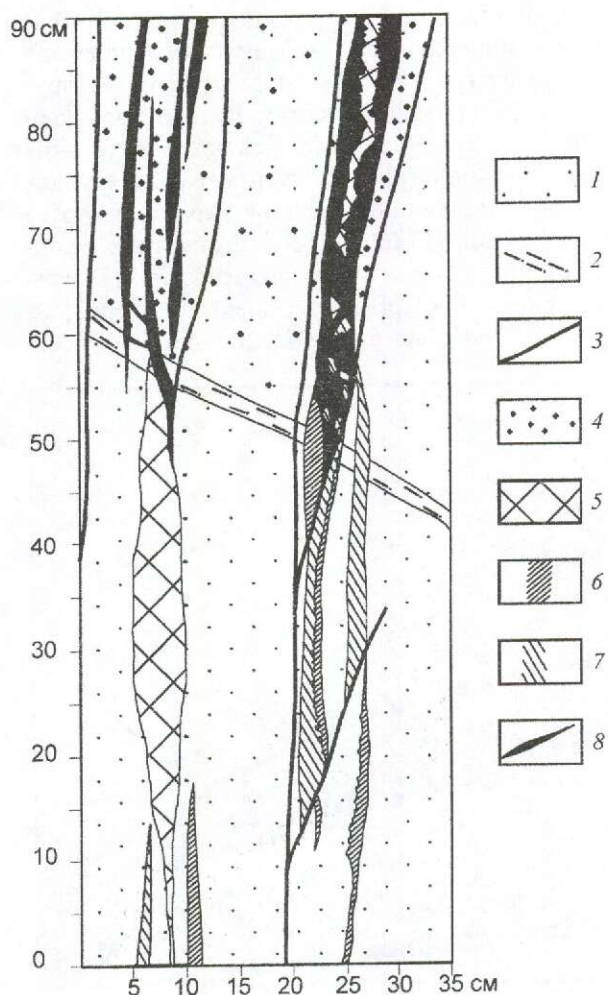


Рис. 5. Телескопирование рудных прожилков разных стадий в рудной зоне № 4, зарисовка берегового обнажения р. Аркачан:

1 — среднезернистый песчаник; 2 — алевролит; 3 — тектонические трещины; 4 — пиритизация; стадии минерализации: 5 — дорудная серицит-кварц-карбонатная высокотемпературная, ранние продуктивные; 6 — (золото)-арсенопирит-кварцевая, 7 — пирротин-арсенопирит-пиритовая, 8 — поздняя продуктивная (халькопирит-кварц-карбонатная и золото-висмутинная)

Золото-висмутин-кварцевая ассоциация отличается присутствием, наряду с халькопиритом, сульфидов висмута. На месторождении Аркачан нами установлено, что висмутовая минерализация представлена главным образом висмутином и тетрадимитом и чаще всего ассоциирует с халькопиритом, реже с арсенопиритом и самородным золотом. Иногда прослеживается тонкая вкрапленность висмутовых минералов в жильном кварце и карбонате. Висмутин отлагается одновременно с кварцем, часто развивается по границам зерен в ранних кварцевых агрегатах или формируется путем метасоматического замещения сидерита, халькопирита и редко галенита. При наложении минералов золото-висмутин-кварцевой ассоциации на участки жил с сульфидной минерализацией отмечается переотложение пирита, халькопирита и галенита (по сравнению с исходным галенитом переотложенный характеризуется повышенным содержанием серебра). Как результат замещения галенита (PbS) висмутином (Bi_2S_3) образуется козалиит ($Pb_2Bi_2S_5$), который также характеризуется повышенным содержанием серебра.

Золото (серебро)-полисульфидная ассоциация (Нежданинское, Бадранское месторождения) содержит халькопирит или блеклую руду, галенит и сфалерит. Не исключено, что она является конвергентной и формируется в рядах ассоциаций олово-порфирового и золото-молибден-медно-порфирового подэтапов минерализации. В первом случае ассоциация специализирована на серебро, во втором — на золото.

На некоторых объектах (Прогноз) отмечается (золото)-герсдорфит-арсенопирит-кварцевая ассоциация. Не исключено, что могут быть обнаружены объекты, где эта ассоциация будет главной продуктивной.

Возрастное положение ассоциаций подэтапа определяется на основании следующих данных. В пределах штоков гранодиоритов известны рудопроявления со штокверковой золото-халькопирит-кварцевой минерализацией. На месторождении Аркачан устанавливаются пересечения раннемеловых даек диорит-гранодиорит-гранитной формации кварц-сидеритовыми и тетрадимит-кварцевыми прожилками. Дайки конформны рудовмещающим структурам, подвергнуты серицит-кварцевым метасоматическим изменениям в пределах рудных зон и практически не изменены за их пределами. Минеральные агрегаты сидерит-полисульфидной с пирротинном, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом ассоциации (фациальный аналог касситерит-суль-

фидных ассоциаций) пересечены прожилками золото-висмутин-кварцевого состава. По данным Г.Н.Гамянина, на месторождении Прогноз обломки золото-редкометалльных рудных прожилков содержатся в образованиях серебро-сульфосольно-полисульфидной ассоциации. Таким образом, (золото)-молибден-медно-порфировая минерализация занимает промежуточное положение между олово-порфировым и сурьмяно-ртутным подэтапами оруденения и имеет возраст не древнее конца раннего мела.

Содержания золота в продуктивной минеральной ассоциации составляют в среднем от 10–20 до сотен грамм на 1 т. Золото в рудах мелкое, свободное, высокопробное (850‰ — Аркачан, 900‰ — Бадран). Несколько ниже (760‰) пробность золота на Нежданском месторождении за счет развития поздней сереброносной ассоциации. Золото-серебряное отношение близко к 1:1 (Аркачан 1:1, Бадран 3:1, Нежданское 1:4).

Химические элементы, характеризующие подэтап, — Cu, (Bi, As), Au, (Pb, Zn).

Минеральные ассоциации третьего подэтапа (сурьмяно-ртутного) представлены на сереборудных объектах серебро-сульфосольно-поли-

сульфидной продуктивной ассоциацией и характеризуются отчетливой пространственной связью с рудопоявлениями сурьмы и проявлениями ранних сереброносных ассоциаций. Типоморфный признак продуктивной ассоциации — наличие сложных сульфосолей серебра (овихит, диафорит) и так называемого «рисовидного» кварца (хорошо ограненные, молочно-белые в центральных частях и прозрачные по периферии кристаллы). Самостоятельных объектов минеральная ассоциация не образует, однако широко проявлена практически на всех наиболее крупных сереборудных объектах (Мангазейское, Прогноз, Верхне-Менкеченское), а также на некоторых золоторудных (Нежданское). Рудные зоны с минеральными ассоциациями подэтапа наследуют положение ранних структур и приурочены к их верхним частям. Рудные прожилки с этими ассоциациями пересекают образования ранних этапов (рис. 6). В некоторых случаях рудные образования подэтапа характеризуются эпitherмальным обликом («фестончатые», «колломорфные» и ритмично-полосчатые текстуры месторождения Прогноз). Содержания серебра в рудах, сложенных преимущественно этой ассо-

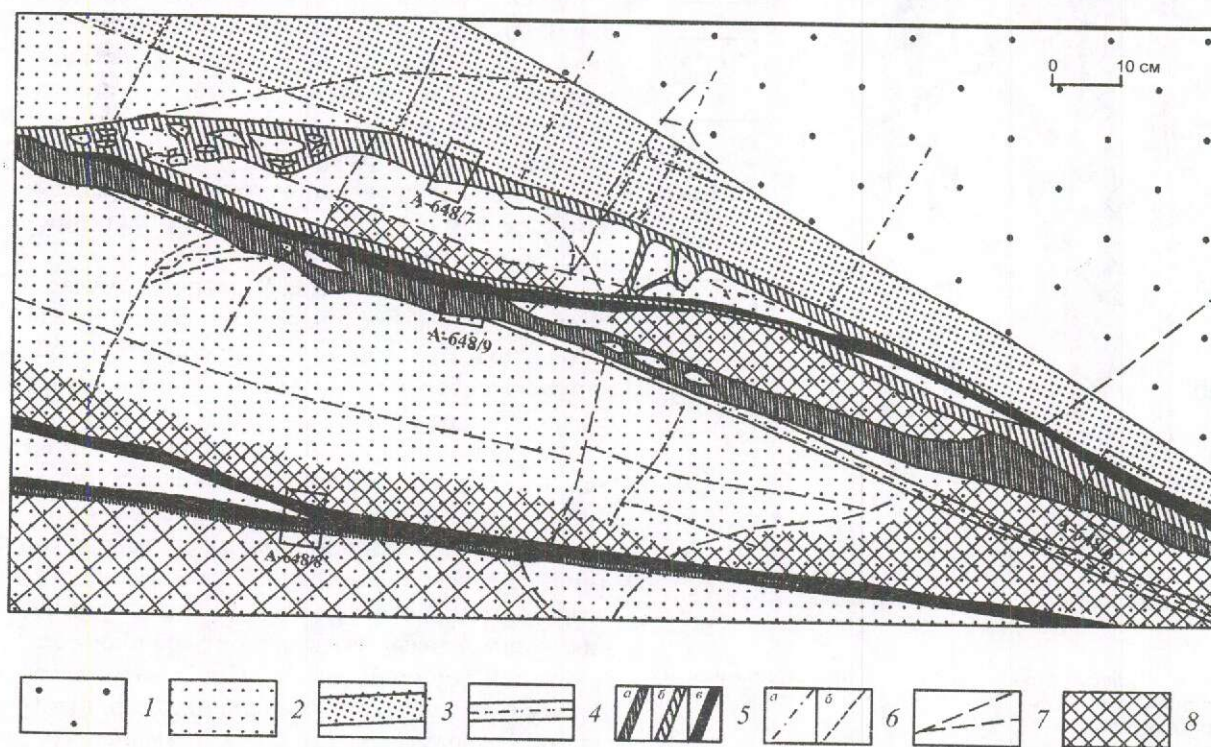


Рис. 6. Фрагмент строения прожилковой зоны над штольней «Ловушка», Мангазейское месторождение, жила Михайловская:

песчаники: 1 — массивные среднезернистые, 2 — комковатые, 3 — неяснослоистые, 4 — глинистые комковатые; 5 — рудные прожилки (а — кварц-сфалеритовые, б — кварц-карбонат-сульфидные, в — кварц-галенитовые); 6 — прожилки (а — кварц-карбонатные, б — существенно кварцевые); 7 — трещины; 8 — зоны повышенной трещиноватости

циацией, относительно невысоки (100–1000 г/т). Предположительно, эти ассоциации формируются при заимствовании серебра ранних ассоциаций.

На этом же подэтапе формируются золото-антимонитовая, золото-антимонит-кварцевая ассоциации поздних стадий образования золоторудных объектов (Кючюс, Сарылах, Сентачан и др.). Преобладающая размерность золота 0,16 мм, редко до 5 мм. Пробность золота на золото-сурьмяных объектах особенно высока и превышает 950‰ [15].

Химические элементы, характеризующие этот подэтап, — (Au, Ag), Pb, Sb, Hg.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

В пределах Верхоянской провинции проявлены три этапа минерализации, отвечающие геологическим событиям в развитии площади:

Первый, серебро-полиметалльно-карбонатный (гидротермально-осадочный), охватывает время формирования «верхоянского» комплекса, энергетически связан с проявлениями базальтоидного вулканизма и рифтогенных процессов на Сибирской платформе и в ее обрамлении;

второй, золото-кварцевый (метаморфогенный), охватывает время метазенеза осадков, конседиментационной и постседиментационной складчатости и первых проявлений гранитоидного магматизма;

третий, олово-медно-сурьмяный пневматолитово-гидротермальный, подразделен на олово(серебро)-порфировый, (золото)-медно-порфировый («intrusive-related») и «телетермальный» сурьмяно-ртутный подэтапы, охватывающие время тектономагматической активизации, связанной с коллизионными и субдукционными явлениями в прилегающих складчатых областях и вулканоплутонических поясах.

Выделенные этапы позволяют прогнозировать в пределах провинции крупные полихронные и полигенные золото- и сереборудные объекты, приуроченные к зонам совместного развития структур седиментационного, коллизионного и активизационного этапов (см. рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вихерт А.В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
2. Геологическая карта Якутии, Западно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. В.А.Янжин-шин, 1999.
3. Геология золоторудных месторождений востока СССР. — М.: ЦНИГРИ, 1988.
4. Геолого-вещественная характеристика и генетические особенности серебро-полиметаллического месторождения Прогноз / Г.Н.Гамянин, В.В.Алпатов, Н.С.Бортников и др. // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., 2002. С. 495–502.
5. Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 2002.
6. Ивсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
7. Индолев Л.Н., Жданов Ю.А., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. — Новосибирск: Наука, 1980.
8. Индолев Л.Н., Невойса Г.С. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974.
9. Константинов М.М., Быстрова А.К., Фридовский В.Ю. Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинциях // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 6. С. 105–111.
10. Костин А.В. Серебряные месторождения Западно-Верхоянья: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Якутск, 2001.
11. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) / Н.С.Бортников, Г.Н.Гамянин, В.В.Алпатов и др. // Геология рудных месторождений. 1998. № 2. С. 137–156.
12. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
13. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. — Якутск: ЯФ СО РАН СССР, 1985.
14. Попов А.Л. Зональность золоторудного месторождения «Бадран» // Колыма. 1994. № 9–10. С. 24–29.
15. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: Геология, минералогия и геохимия / В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Ю.А.Жданов и др. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
16. Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры / А.Г.Бахарев, А.И.Зайцев, Н.И.Ненашев и др. // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 15–19.
17. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. — М.: Наука, 1985.
18. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М.Парфенов. — М.: Наука, 2001.
19. Tectonic setting of and plutonic belts of Yakutia, north-east Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry / P.W.Layer, R.Newberry, K.Fujita et al. // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167–170.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.814:[553+553.81] (470.5)

© А.А.Петрова, С.И.Козеев, 2004

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА РУДНЫХ И АЛМАЗОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

А.А.Петрова, С.И.Козеев (ФГУ НПП «Геологоразведка»)

По данным комплексной аэрогеофизической съемки м-ба 1:50 000 показана локализация рудных и потенциально алмазоносных объектов на Белорецкой площади Южного Урала. Приведены теоретические предпосылки и методика выделения перспективных участков на поиски рудных полезных ископаемых по результатам спектрально-пространственного анализа (СПАН) тонкой структуры геомагнитного поля.

В основу статьи положены материалы обработки и интерпретации данных комплексной аэрогеофизической (магнитной, гамма-спектрометрической и газовой на метан-пропан) съемки м-ба 1:50 000 в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на Белорецкой площади Южного Урала (Республика Башкортостан), осуществленной в 2001–2003 гг. ФГУ НПП «Геологоразведка». Геологические материалы предоставлены авторам статьи специалистами ОАО «Башкиргеология» и рядом частных компаний.

Съемка проведена с использованием отечественной высокочувствительной аппаратуры (магнитометр АКМ-01, гамма-спектрометр АГС-97, газовый анализатор ДОГА-М2), изготовленной на предприятии «Геологоразведка». Для обеспечения приемлемой точности плановой и высотной привязки применялась дифференциальная GPS-система.

Интерпретация геофизических материалов была проведена для зоны Главного Уральского разлома, гипербазитовых массивов Кракинско-го шарьяжа и зон, затронутых процессами метасоматоза. Применение технологии СПАН для магнитного поля позволило выявить на территории субвертикальные объекты двух типов: зоны околорудных метасоматитов различного состава и генезиса и зоны флюидо-эксплозивных образований в структурах трубчатого типа.

Район исследований расположен в зоне стыка Восточно-Европейской платформы и Уральского горного сооружения, сформированного в подвижной зоне (Уральская геосинклиналь) палеозид (рис. 1). Непосредственно на Белорецкой площади вдоль зоны Главного Уральского разлома проходит граница двух

структур 1-го ранга: Западно-Уральского поднятия и Центрально-Уральского прогиба. В магнитном поле зона ГУР выделяется четко. Она ограничена западной и восточной ветвями, представляющими фронтальные линеаменты региональных надвигов, ограничивающих аллохтоны гипербазитов. Центральная зона ГУР рассматривается, по данным авторов, как зона мегамеланжа, в которой блоки разнообразных пород погружены в тектонический меланж. Западно-Уральское поднятие и Центрально-Уральский прогиб относятся к меридионально простирающимся сегментам современного Уральского горного сооружения. Каледонско-герцинская геосинклиналь развивалась на позднепротерозойского возраста байкальском (?) консолидированном складчатом фундаменте [2] и отчасти на средне-позднепротерозойском эпиплатформенном фундаменте.

Байкальский (?) складчатый фундамент представлен континентальным краем Восточно-Европейской платформы, образованным при рифейском рифтогенезе и разросшимся при рифей-вендском осадконакоплении, повторном рифтогенезе и складчатости. Распространен данный фундамент не повсеместно. Средне-позднепротерозойский эпиплатформенный фундамент порожден диасхизисом и связанным с ним подъемом земной коры. Позднебайкальский складчатый фундамент развит по геофизическим данным как к западу, так и к востоку от зоны ГУР. К востоку от зоны ГУР на более жестком протерозойском выделяется каледонско-герцинский геосинклинальный фундамент (или фундамент «молодой платформы»), образованный в течение позднекембрийско-раннекаменноугольного

цикла. Он бывает выведен на поверхность или перекрыт маломощным осадочным чехлом мезокайнозойских пород. Сложен вулканогенными эвгеосинклинальными отложениями кемб-

рия, ордовика, силура, девона и раннего карбона, заключенными в сложный каркас, образованный фрагментами различной степени сохранности, а также продуктами переработки

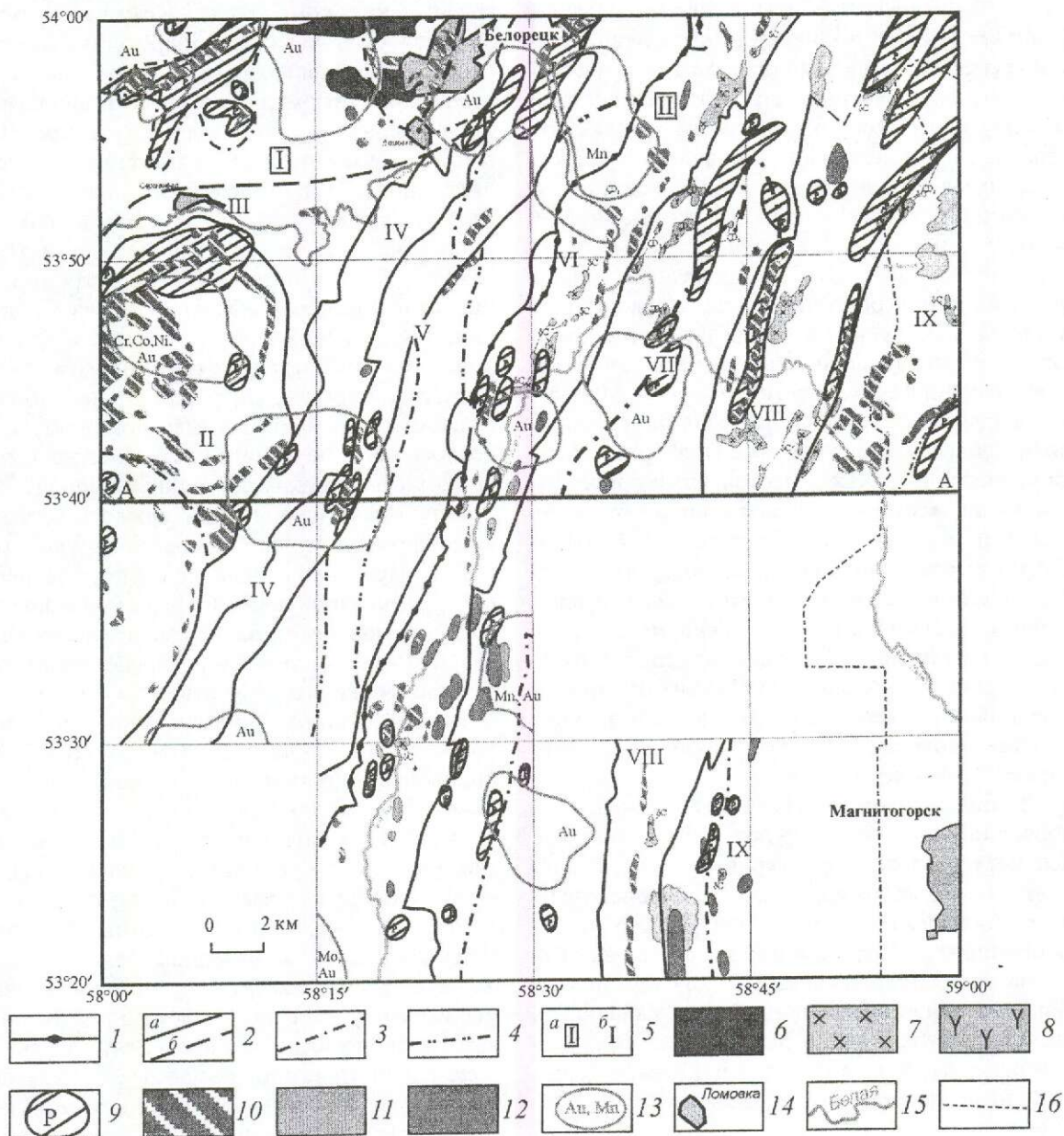


Рис. 1. Схема тектонического строения, минералогении и прогноза, Белорецкая площадь:

границы тектонических структур: 1 — 1-го, 2 — 2-го (а — установленные, б — предполагаемые), 3 — 3-го, 4 — 4-го рангов; 5 — индексы тектонических структур (а — первого (I — Западно-Уральское поднятие, II — Центрально-Уральский прогиб), б — второго (I — Маярдакский аллохтон, II — Кракинский шарьяж, III — Зилаирский аллохтон, IV — наложенная зона Предуралтауского надвига, V — Уралтауский мегааллохтон, VI — западная ветвь ГУР (Н), VII — Миасско-Миндякская синформа, VIII — восточная ветвь ГУР (Н), IX — Магнитогорский мегааллохтон) порядков; интрузивные породы: 6 — Ахмеровский гранитный комплекс γR_3 , 7-8 — Салаватский интрузивный комплекс (7 — диориты δC , 8 — сиениты ζD_2), 9 — пропилиты; протрузии: 10 — гипербазиты, 11 — лерцолиты, 12 — апогипербазиты; 13 — аномальные геохимические поля, выделенные на основании результатов литохимических поисков по потокам рассеяния, по данным Белорецкого отряда ОАО «Башкиргеология»; 14 — населенные пункты; 15 — гидросеть; 16 — граница Республики Башкортостан

офиолитовых комплексов (аккреционные призм и их обломки, тектонические пластины и их пакеты, отдельные чешуи гипербазитов, серпентинитовый меланж различных типов). Породы претерпели амфиболитовый метаморфизм вплоть до зеленосланцевой фации. Геосинклинальный фундамент в области современного залегания шарьирован с востока и находится в стадии консолидации [1]. На территории проведенных исследований кровля геосинклинального фундамента перекрыта среднекаменноугольными грубообломочными красноцветами уртазымской свиты и нижнетриасовыми валунно-галечными конгломератами.

К западу от зоны ГУР миогеосинклинальные отложения осадочного чехла залегают на породах ненарушенного эпиплатформенного структурного этажа и представляют собой серию тектонических пластин, часто ограниченных надвигами с противоположными направлениями падения, образующими синформы. Пластины выполнены как палеозойскими породами, так и аллохтонными образованиями каледонско-герцинского геосинклинального, байкальского (?) складчатого фундаментов, а также отдельными «сорванными» тектоническими пластинами эпиплатформенного фундамента. Подстилаются они древним архей-раннепротерозойским гранитогнейсовым фундаментом, прослеживаемым по геолого-геофизическим данным под всей современной структурой Уральского горного сооружения [1, 2].

Таким образом, в строении фундамента Белорецкой площади участвуют породы, по крайней мере, четырех структурных ярусов (сверху вниз): каледонско-герцинского геосинклинального, байкальского (?) складчатого, эпиплатформенного и карельского кристаллического. По материалам анализа магнитного поля и поля силы тяжести в разрезе земной коры на площади съемки присутствуют и выделяются несколько поверхностей раздела, идентификация которых выполнена по результатам обработки методом СПАН.

Метод (СПАН), позволяющий исследовать структуру аномального поля аэро- и гидромагнитных профилей вдоль сейсмических геотравверзов, предложен в 1973 г. А.А.Петровой для построения глубинных геофизических разрезов [4-6]. Спанограмма — это специальная пространственная матрица магнитного или гравитационного поля. В магнитном поле спектрально-пространственная спанограмма позволяет исследовать структуру поля и определять диспер-

сионные и пространственные свойства аномалий магнитных комплексов чехла и фундамента. На ней видна картина распределения относительной намагниченности пород, создающих магнитные аномалии в разных литолого-стратиграфических комплексах. Комплексы пород, включая осадочные, в конкретном геологическом разрезе различаются по магнитным характеристикам. Аномалии от магнитообразующих тел проявляются в виде областей максимумов на соответствующих участках профиля. Это позволяет провести их идентификацию, уточнить стратиграфическую приуроченность и особенности простираения как вдоль маршрута, так и в разрезе. По результатам СПАН строится геомагнитный разрез для заданного интервала глубин, позволяющий оценить мощность и глубину залегания комплексов, отличающихся по магнитным свойствам. Он отражает информацию, содержащуюся в магнитных аномалиях наблюдаемого поля, обусловленных вещественным составом и физическим состоянием пород ($P-T$ условия). Намагниченность J каждого горизонта включается в наблюдаемое магнитное поле. СПАН дает количественную оценку распределения эффективной намагниченности в пределах геомагнитного разреза в относительных единицах. Зная характер этого распределения во всем разрезе, можно рассчитать эффективную магнитную восприимчивость каждого комплекса, допуская, что $\alpha = J/H$, где H — практически постоянная величина магнитного поля для ограниченной площади работ.

СПАН геомагнитного поля позволяет прогнозировать особенности петромагнитного разреза осадочного чехла и фундамента в относительных единицах α . Если известны абсолютные значения α хотя бы на одном участке профиля по какому-либо магнитному комплексу, например по керну скважин, то можно оценить абсолютные значения α на всю глубину разреза и на всем его протяжении. Расчетный петромагнитный разрез дает возможность выделять слабомагнитные неоднородности в осадочном чехле и фундаменте. СПАН используется для расчленения пород осадочного чехла и фундамента, прогнозирования геомагнитного разреза с целью поисков месторождений углеводородов, вносящих свои специфические особенности в распределение спектральных характеристик наиболее информативных аномалий тонкой структуры магнитного поля. При этом особое внимание уделяется выявлению ослабленных разгрузочных зон в литолого-стратиграфических ком-

плексах осадочного чехла, выделяемых в виде градиентных областей с резко пониженными магнитными свойствами. Выявление специфических ареалов (аномалий СПАН) имеет принципиальное значение для обнаружения внутри осадочного чехла и фундамента аномальных эффектов от любых продуктивных толщ (рудные, алмазные, углеводородные залежи), которые по физическим свойствам отличаются от вмещающих пород.

Границы изменения физических свойств пород, регистрируемые по сейсмическим данным, отражают смену их вещественного состава и тектонической нарушенности, что фиксируется в структуре аномального магнитного поля ΔT_a . Поэтому положение маркирующих магнитных горизонтов разных комплексов часто подтверждается отражающими сейсмическими границами с повышенными скоростными характеристиками, а горизонты с резко пониженными магнитными свойствами соответствуют зонам инверсий скоростей в ослабленных разгрузочных поверхностях разделов. Сопоставление расчетных данных петромагнитных и сейсмических разрезов позволяет распознать конкретные границы раздела сред с разными скоростными характеристиками, связать их с местоположением литолого-стратиграфических комплексов в геологическом разрезе и провести идентификацию выделяемых поверхностей.

Таким образом, спектрально-пространственная матрица магнитного поля позволяет устанавливать границы различных участков поля, определять степень их сходства и различия, обнаруживать аномалии магнитного поля разной интенсивности, в том числе выделять и диагностировать тонкую структуру магнитного поля. Это дает возможность проследивать особенности размещения магнитных разностей пород в геологическом разрезе, выявлять их стратиграфическую приуроченность, а также прогнозировать местоположение в чехле локальных неоднородностей. Сопутствующая любым залежам полезных ископаемых литологическая дифференциация пород находит прямое отражение в тонкой структуре магнитного поля и усиливает общий аномальный эффект от залежи, что позволяет с достаточно высокой степенью точности выделять ее контуры на петромагнитном разрезе.

Для выяснения деталей глубинного геологического строения на Белорецкой площади выполнен анализ магнитного поля методом СПАН [4] в классе длинноволновых аномалий в диапазоне периодов $T_j=50-150$ км, имеющих амплиту-

ды $A=100-200$ нТл. Исследования в классах средневолновых аномалий в диапазоне периодов $T_j=10-50$ км ($A=500-700$ нТл) и в классах коротковолновых аномалий в диапазоне периодов $T_j=0,5-10$ км (A до 1500 нТл) позволили уточнить порядок формирования и распределение в пространстве геосинклинального фундамента и входящих в него компонентов офиолитовых комплексов [3].

Кроме выяснения деталей геологического строения территории, дополнительные расчеты и петромагнитное профилирование (рис. 2) по аномалиям тонкой структуры геомагнитного поля позволили оконтурить слабомагнитные неоднородности, отвечающие субвертикальным объектам внутри геосинклинального фундамента на различных его уровнях. При сопоставлении полученных результатов с данными поисковой и разведочной геологии выделены субвертикальные объекты двух типов, различающиеся по глубине заложения, спектральным параметрам магнитного поля и гамма-спектрометрическим характеристикам. К субвертикальным объектам первого типа отнесены зоны околорудных метасоматитов различного состава и генезиса (см. рис. 2) [7], второго — флюидо-эксплозивные образования в структурах трубчатого типа (рис. 3). Субвертикальные объекты первого типа в изучаемом регионе имеют гидротермальное происхождение и рассматриваются как вертикальные зоны интенсивных гидротермально-метасоматических процессов, вплоть до формирования околорудных метасоматитов.

Теоретическое обоснование выделения зон метасоматитов до конца не разработано, но возможен поиск жильных сульфидных объектов в приразломных зонах, возникших вследствие вертикальной диффузии и миграции парообразных и газовых флюидов. Изменения физико-химических параметров железосодержащих толщ в результате гидротермальной проработки и восстановления железистой фракции в зонах флюидизации приводят к дифференциации пород. При этом создаются субвертикальные жильные образования и пластины магнитных разностей пород, намагниченность которых зависит от валентности восстановленных железистых соединений и степени привнесения в их кристаллическую решетку золота, меди, никеля и других элементов.

Таким образом, субвертикальные объекты, приуроченные к интенсивно серпентинизированным разностям гипербазитовых массивов Кракинского шарьяжа, апогипербазитовым

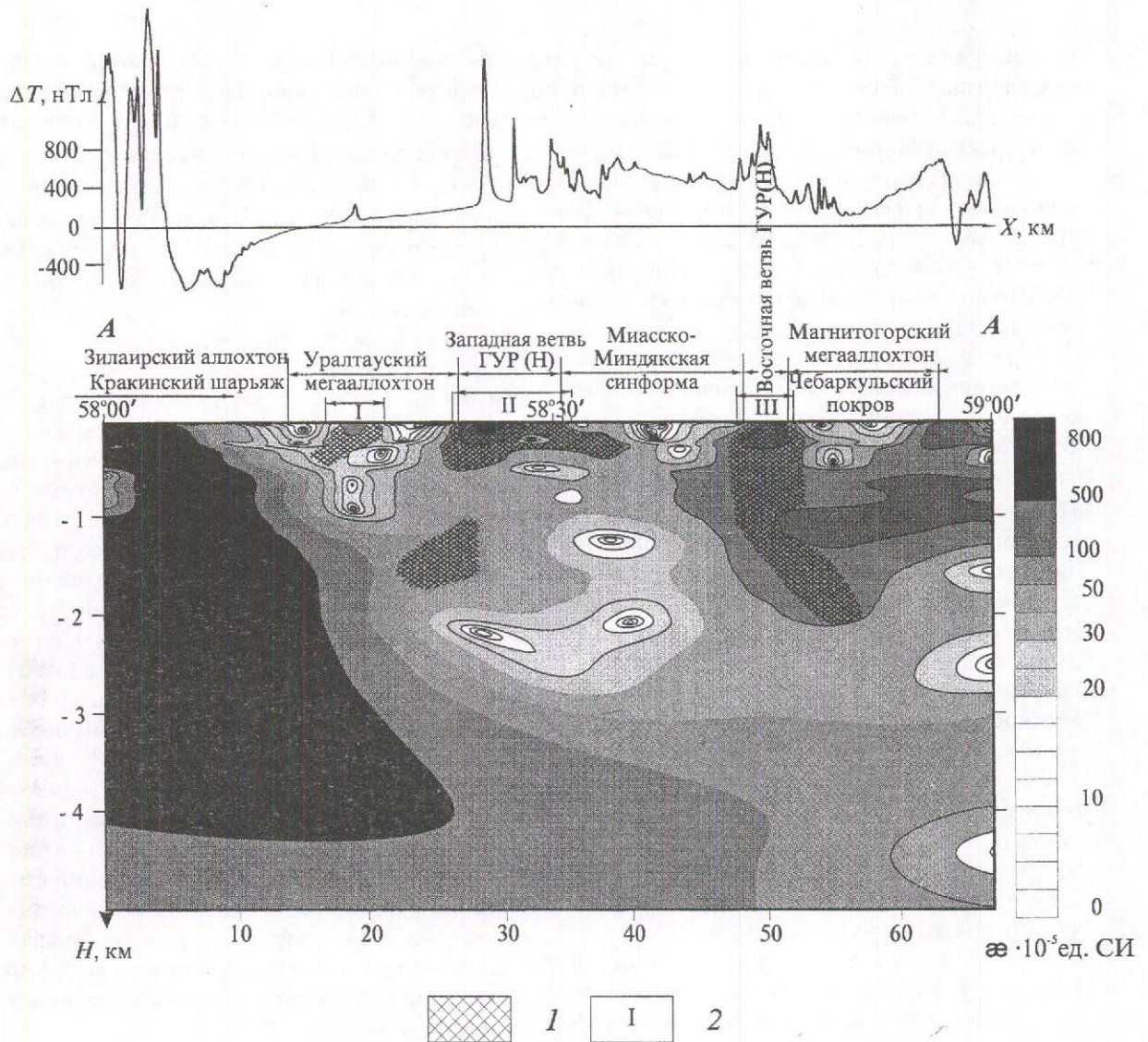


Рис. 2. Расчетный петромагнитный разрез по профилю А-А:

1 — зоны околорудных метасоматитов; 2 — перспективные участки

протрузиям, их коре выветривания и вмещающим карбонатным толщам, могут содержать никелевую и железорудную минерализацию. С этой точки зрения интересны карбонатная толща нижнего и среднего девона, нерасчлененные карбонатные отложения бийской, вязовской и ваяншинской свит среднего девона, зилаирская свита верхнего девона и рыскужинская толща нижнего девона.

Субвертикальные объекты, приуроченные к пропилитовым полям, независимо от состава вмещающих пород, могут нести колчеданную минерализацию. В настоящее время у исследователей не осталось сомнений в сингенетичном характере колчеданообразования. Колчеданные

месторождения на Урале формировались при метасоматических процессах, в местах выхода на морское дно рудоносных гидротерм [7]. Под влиянием пропилитовых столбов изменяются петромагнитные характеристики пород, что сразу находит отражение в тонкой структуре магнитного поля и улавливается технологией СПАН.

Поиски золотого оруденения на Белорецкой площади связаны с наличием в районе черносланцевых толщ и древних конгломератов, с которыми в других районах страны и мира связаны крупные месторождения золота. Гидротермальные процессы на Белорецкой площади связаны с позднерифейским, вендским и палеозойским магматизмом. Локализация гидротермаль-

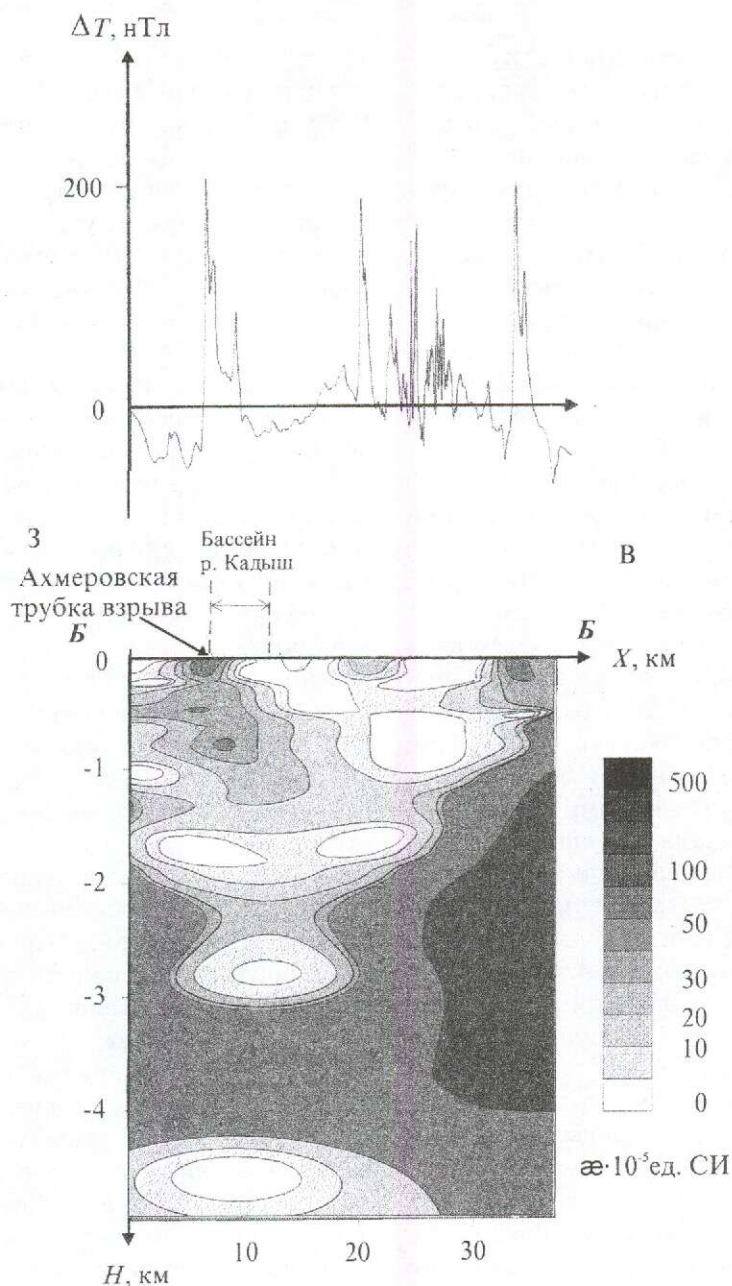


Рис. 3. Расчетный петромагнитный разрез по профилю Б–Б

ного оруденения во многом определяется разрывной тектоникой.

Субвертикальные объекты (зоны околорудных метасоматитов), приуроченные к узлам разрывных зон различной направленности и разного времени активизации, могут содержать золоторудную минерализацию штокверкового золото-сульфидно-кварц-альбитового типа. В этом случае они представлены альбитовыми метасоматитами.

Субвертикальные объекты, парагенетически связанные с интрузивными телами ахмеровского

гранитного (верхний рифей) и салаватского диорит-плагиогранитного (нижний карбон) комплексов, могут содержать золоторудную минерализацию жильного золото-кварцевого типа. Золотоносные кварцевые жилы часто сопровождаются зонами лиственитизации, также содержащими золото.

Субвертикальные объекты, приуроченные к фронтальным частям надвигов, оперяющим их разломам и тектоническому меланжу, могут содержать золоторудную минерализацию прожилково-вкрапленного золото-сульфидного типа.

Ореолы прожилкового оруденения в этом случае сопровождают надвиг, при этом вмещающей толщей служит тектонический меланж. Ореолы прожилкового оруденения сопровождаются зонами околорудных метасоматитов и пропилитизации.

Полученные данные о локализации объектов с рудной минерализацией достаточно хорошо согласуются с аномальными геохимическими полями, выделенными по результатам литохимических поисков по потокам рассеивания, проведенными Белорецким отрядом ОАО «Башкиргеология» в 2001 г. (Ю.Г.Князев, 2001).

По итогам комплексной аэрогеофизической съемки в 2003 г. рекомендован ряд перспективных участков для наземного геологического опоскования и геохимического опробования с целью поисков металлического оруденения.

Второй тип субвертикальных объектов в рассматриваемом регионе имеет взрывно-эруптивный (инъекционно-взрывной) генезис и связан с «бескорневыми» трубчатыми структурами глубиной до 400 м и более, выполненными флюидо-взрывными брекчиями, являющимися источниками коренных алмазов.

Исследования по локализации предполагаемых трубчатых структур (трубок взрыва) проводились на Ахмеровском лицензионном участке в пределах Маярдакского аллохтона, где предполагается наличие диатремы, подчеркиваемой с поверхности изгибом русла р. Кадыш и ее притоков Бугадас и Радостный.

Ахмеровский лицензионный участок расположен в бассейне р. Кадыш, поиски алмазов в русловых отложениях которой имеют давнюю историю. Так, еще при поисковых работах на алмазы в 1954–1957 гг. (Баркатова, Введенская, 1957) в русловых отложениях р. Кадыш, в 0,9 км выше ее устья, в канаве были обнаружены алмазы, суммарная масса которых составила 165 мг при содержании их в россыпи 1,65 мг/м³.

В 1966 г. поисковые работы на алмазы проводились в аллювии небольших притоков р. Белая на западном фланге Зилаирского мегааллохтона (Петров и др., 1957). В районе пос. Серменево в русловых отложениях рек Кадыш, Яндык, Бугодас и Белая были обнаружены единичные мелкие окатанные обломки кристаллов алмазов. Всего отмыто 500–600 мг алмазов. В связи с бедностью алмазами аллювиальных отложений и отсутствием сведений об их коренном источнике поисковые работы были прекращены, и район признан бесперспективным. В начале 70-х годов велись тематические исследования по изучению

магматических пород как первоисточников алмазов на Южном Урале (Смирнов, 1970; Краев, 1972). Высказывались предположения, что ими могут быть эклогиты, кимберлиты, пикритовые порфириты щелочно-ультраосновной формации или близкие к ним по физико-химическим и геолого-тектоническим условиям образования, но общее заключение о целесообразности продолжения поисковых работ на алмазы было отрицательным.

В настоящее время поиски алмазов в районе возобновлены на новом теоретическом и техническом уровнях. По мнению авторов статьи, перспективы поисков алмазов в регионе связаны не с россыпями и магматическими породами, а со своеобразными трубчатыми структурами типа трубок взрыва, имеющими свою «уральскую» специфику. Своеобразие «уральских» трубок взрыва заключается в том, что они закрыты с дневной поверхности и слабо выражены в первичных физико-химических полях. Выделение и локализация их возможны исключительно путем проведения детальных расчетов по высокоточным комплексным измерениям физико-химических полей.

Для выделения диагностических аномалий термоостаточно намагниченных титаномагнетитовых образований, сохраняющих воздействие флюидо-взрывных потоков на вмещающие породы геосинклинального фундамента, на Ахмеровском участке был выполнен расчет параметров фильтрации аномального магнитного поля для установления этой локальной составляющей. Детализация разрезов по профилям локального магнитного поля, пересекающим предполагаемый выход измененных пород к дневной поверхности и его окрестности, дала возможность локализовать площадь поиска и выделить наиболее вероятные участки максимального приближения к дневной поверхности субвертикального «столба» и пути прохождения флюидо-взрывных потоков, выносящих с больших глубин коренные алмазы.

Таким образом, детальные петромагнитные расчеты, проведенные с целью прослеживания простираения с больших глубин локальных субвертикальных неоднородностей в виде «следов» флюидизации, образовавшихся в момент становления диатремы под влиянием флюидо-взрывного процесса, показали наличие в пределах Ахмеровского лицензионного участка предполагаемой трубки взрыва и позволили привязать ее к топографической карте (см. рис. 3). Диаметр трубки приблизительно 1,25 км, площадь

на дневной поверхности примерно 5 км², глубина заложения до цокольных пород около 1 км. Становление трубки трехфазное.

Петромагнитные разрезы, рассчитанные до глубин 6–8 км для всей территории Белорецкого участка, позволили проследить возможные пути флюидизации и направление потока флюидов (трубок взрыва), осуществляющих транспортировку алмазов к поверхности. Выявлены и локализованы ряд трубчатых структур, аналогичных по своим параметрам Ахмеровской трубке взрыва (рис. 4). Трубчатые структуры, в том числе

Ахмеровская трубка взрыва, в гравитационном поле характеризуются минимумом локальной составляющей Δg и максимумами мощности экспозиционной дозы, содержания урана и (или) тория, и (или) калия.

На рис. 1 показаны все локальные субвертикальные неоднородности обоих типов. Выявленные трубчатые структуры объединены в одну группу с участками, перспективными на металлическое оруденение. Кроме того, вдоль направлений флюидо-эксплозивных образований проведен поиск линз в виде разогретых «агрессив-

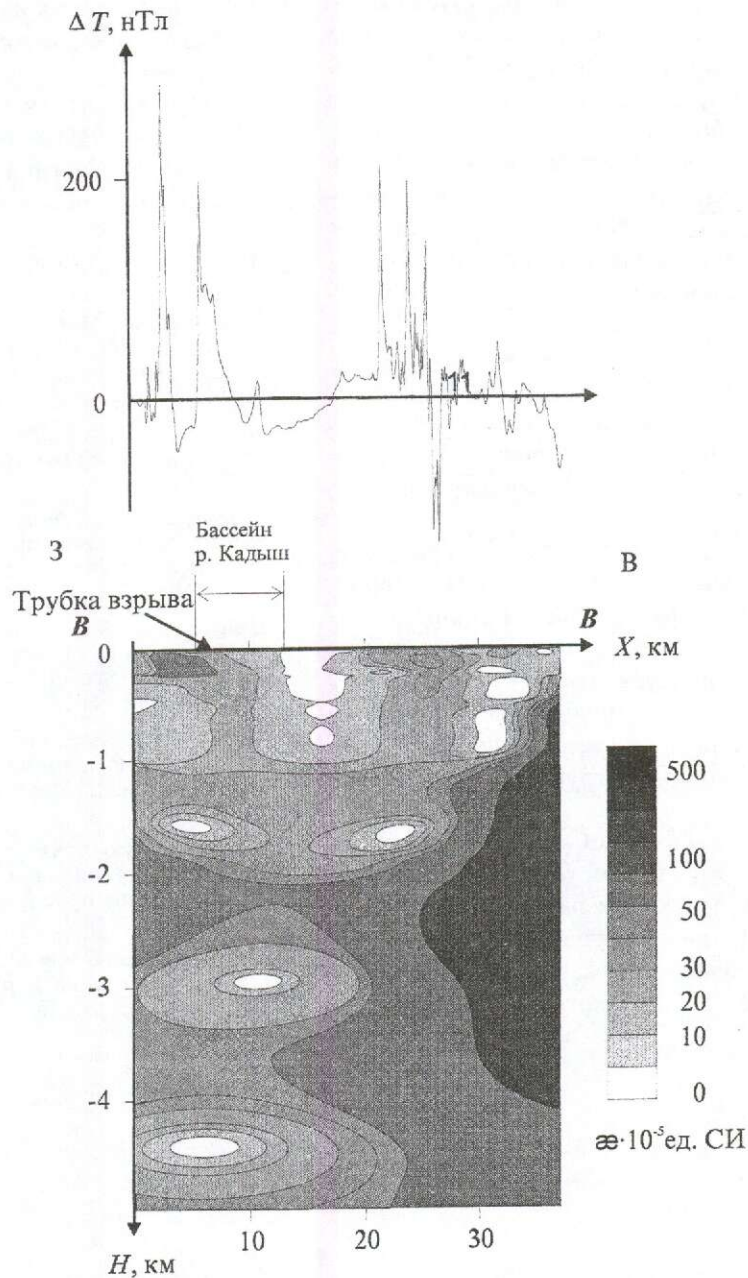


Рис. 4. Расчетный петромагнитный разрез по профилю B-B

ных» зон, в которых возможно химическое изменение формы кристаллов алмазов по типу наблюдаемых в этом районе частично или полностью растворенных граней алмазов под действием, по-видимому, горячих химических (возможно, железистых) растворов.

Все выделенные на Белорецкой площади трубки взрыва достаточно хорошо вписываются в Западную алмазоносную полосу, к которой приурочены известные месторождения и находки алмазов на Урале. К наиболее перспективным, по нашему мнению, относятся фронтальные зоны региональных надвигов в Магнитогорском мегааллохтоне, зона Предуралтауского надвига и погребенная тектоническая пластина Маярдакского аллохтона (см. рис. 1). В региональном плане представляется целесообразным проследивание более детальной аэромагнитной съемкой выделенных, перспективных на поиски инъекционно-эксплозивных образований, тектонических зон к северу и югу от Белорецкой площади вдоль Урало-Тиманского простирания.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Выявление специфических магнитных ареалов (аномалий СПАН) имеет принципиальное значение для обнаружения внутри осадочного чехла и фундамента продуктивных толщ, содержащих рудные, алмазные и углеводородные залежи.

2. На западном фланге Южного Урала (Белорецкая площадь) технология СПАН позволила выделить слабомагнитные неоднородности на разных уровнях геосинклинального фундамента, отвечающие субвертикальным объектам двух типов (зоны околорудных метасоматитов различного состава и генезиса и флюидо-эксплозивные образования в структурах трубчатого типа).

3. Субвертикальные объекты, выделенные как зоны околорудных метасоматитов, могут содержать никелевую и железорудную минерализацию, если они приурочены к интенсивно серпентинизированным разностям гипербазитовых массивов Кракинского шарьяжа, алопи-

пербазитовым протрузиям, их коре выветривания и вмещающим их карбонатным толщам. Объекты, приуроченные к пропиловым полям, независимо от состава вмещающих пород, могут нести колчеданную минерализацию. Субвертикальные объекты в узлах разрывных зон различной направленности и разного времени активизации могут содержать штокверковую золото-сульфидно-кварц-альбитовую минерализацию; парагенетически приуроченные к интрузивным телам ахмеровского гранитного и салаватского диорит-плагиогранитного комплексов — жильную золото-кварцевую; во фронтальных частях надвигов и оперяющих их разломах — прожилково-вкрапленную золото-сульфидную.

4. Субвертикальные объекты, выделенные как флюидо-эксплозивные образования в структурах трубчатого типа, являются источниками коренных алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. — (Препринт / БФ АН СССР, 1978).
2. Лозин Е.В. Тектоника и нефтегазоносность платформенного Башкортостана. — М.: ВНИИОЭНГ, 1994.
3. Мавричев В.Г., Козеев С.И. Комплексные аэрогеофизические съемки при изучении нефтегазоносности додевонских толщ // Разведка и охрана недр. 2001. № 9. С. 21–23.
4. Петрова А.А. Методика анализа тонкой структуры геомагнитного поля на примере некоторых районов Севера Русской платформы // ВИНТИ. 1973. № 6522-73.
5. Петрова А.А. Методика спектрально-корреляционного анализа аномального геомагнитного поля: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. — М., 1976.
6. Петрова А.А. О влиянии рельефа фундамента на спектральную структуру аномального магнитного поля континентальных и океанических регионов // Геомагнитное поле и внутреннее строение Земли. М., 1980.
7. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001.

УДК 553.495:551.242 (574.2)

© Б.Н.Шашорин, 2004

О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ПРИРОДНЫХ УРАНОВОРУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

Б.Н.Шашорин (ВИМС МПР России)

Рассмотрены палеогеодинамические факторы эндогенного уранового рудообразования в пределах Северо-Казахстанской полиметальной горнорудной провинции. Показано, что образование эндогенных урановорудных концентраций (месторождений, рудопроявлений) в Северном Казахстане происходило в силовом поле палеотектонических напряжений, связанных с активизацией блоковых перемещений в живет-франское и франско-фаменское время. Обосновывается связь высокопродуктивного жильно-штокверкового уранового оруденения с градиентными полями напряжений (компрессии-декомпрессии). Приводится алгоритм расчета палеотектонических полей напряжений как эффективный прогнозно-поисковый метод.

Современные представления о природе палеозойских и мезозойских орогенических событий в северной части Центральной Азии (Северный Казахстан, Восточно-Сибирский регион) базируются на данных палеотектоники, тектонофизики, палинспастических реконструкций [1, 5, 8, 9, 11, 15]. Наряду с современными активными планетарными геодинамическими зонами (окарино-континентальными вулканическими поясами, зонами рифтинга, спрединга, аккреции, субдукции), фанерозойские коллизионно-складчатые пояса и зоны все чаще рассматриваются как грандиозные структуро- и рудообразующие системы, обусловленные тектоническим сучиванием блоков пород континентального и океанического происхождения в зонах коллизии палеоплит. Энергетика таких систем огромна. В новейшем Альпийско-Гималайском коллизионно-складчатом поясе энергетика межплитных коллизий проявляется в разрушительных землетрясениях и высокоамплитудных горных поднятиях. На Урале, в Казахстане, Средней Азии, Восточной Сибири и сопредельных территориях энергетика межплитных и внутриплитных коллизий и палеоплитных перемещений ярко проявилась в деформационно-тепловых событиях палеозоя и мезозоя; она во многом определила рудный потенциал данных регионов.

Напряженную и покровно-складчатую тектонику, которую можно отнести за счет перемещений палеоплит и образования палеоплитных ансамблей, автор наблюдал при изучении структур рудных полей и месторождений Северного

Казахстана, Средней Азии (Центральных Кызылкумов), Забайкалья, моделировал в соответствии с установленными стрессовыми направлениями в виде палеотектонических полей напряжений. Анализ палеогеодинамических обстановок формирования рудных месторождений позволил сделать вывод о значительной роли блоковых и палеоплитных перемещений и связанных с ними палеотектонических напряжений и деформаций в структуро- и рудообразующих процессах.

Северный Казахстан — крупнейшая полиметальная горнорудная провинция. В региональном плане палеоплитного ансамбля Западного сектора Центральной Азии (рис. 1) она расположена в северной краевой части Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского кристаллического массива (каледонского континента): в древних (AR-PR) сиалических геоблоках Кокчетавского докембрийского массива (Зерендинском, Заградовском, Шатском) и в складчатом обрамлении (PZ₁₋₂) за его пределами (рис. 2).

Традиционно в Северном Казахстане выделяют: Юго-Западный, Центрально-Кокчетавский и Восточный (Степнякский) рудные районы, которые различаются геологическим строением и металлогенией.

Юго-Западный район расположен на стыке Зерендинского геоблока Кокчетавского докембрийского массива с Калмыкульским и Марьевским синклиниями (каледонскими складчатыми сооружениями, см. рис. 2). В его пределах известны мелкие, средние и крупные месторожде-

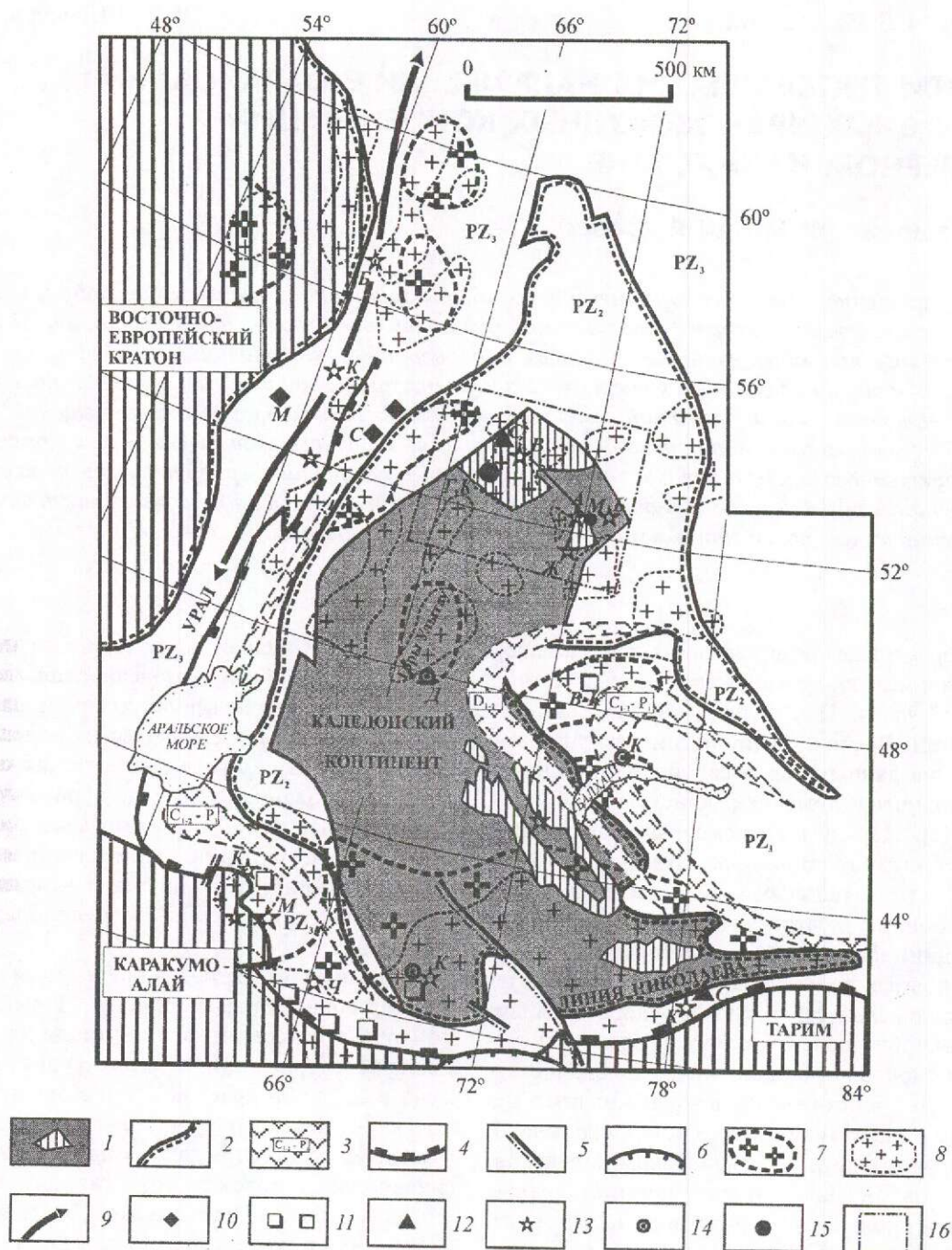


Рис. 1. Палеоплитный ансамбль Казахстано-Средне-Азиатского региона, схема составлена на основе тектонической карты [12] с использованием карт наблюдаемого поля силы тяжести м-ба 1:1 000 000:

1 — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский каледонский континент (штриховкой показаны блоки-микроконтиненты с дорифейской корой — «обломки» древних платформ); 2 — границы древних (дорифейских) и PZ₁₋₂ континентальных плит (штриховкой выделены древние платформы); 3 — окраинно-континентальные вулканические пояса и их возраст; 4 — офиолитовые швы, сутуры, фронты надвигов PZ₃; 5 — MZ сдвиговые зоны; 6 — памирские структуры; контуры региональных гравитационных минимумов, обусловленные разуплотнением (по расчетным данным); 7 — нижней коры, 8 — верхней коры; 9 — ось плотных масс в структуре земной коры Урала (по геофизическим данным); рудные поля месторождений: 10 — Fe, 11 — W, Mo-W, 12 — Sn, 13 — Au, 14 — Cu, 15 — U; 16 — контуры Северо-Казахстанской полиметалльной горнорудной провинции. Буквами отмечены месторождения: Березовское (Au), Кочкарское (Au), Сорбайское (Fe), Магнитогорское (Fe) на Урале, Мурунтауское (Au), Котпатаское (Au), Чармитан (Au), Кочбулак (Au) в Узбекистане, Кумторское (Au), Сарыджаское (Sn) в Киргизии, Сарымбетское (Sn), Васильковское (Au), Аксуйское (Au), Бестюбинское (Au), Жолымбетское (Au), Грачевское (U), Косачинское (U), Маньбайское (U) в Северном Казахстане, Джеккаган (Cu), Верхнее Кайракты (Mo-W), Коунрад (Cu) в Центральном и Юго-Восточном Казахстане

ния урана в березитизированных породах — Ишимское, Шокпакское, Камышовое, Викторовское, Балкашинское, Восток, Звездное, Тущинское и др. (см. рис. 2), рудопоявления полиметаллов и золота.

Центрально-Кокчетавский горнорудный район находится в пределах Зерендинского и Заградовского геоблоков Кокчетавского докембрийского массива. Характеризуется разнообразной металлогенией — вольфрам, олово, золото, технические алмазы, тантал, ниобий, редкие земли, уран (в «эйситах») и наличием преимущественно крупных месторождений — Сартубекское (Sn), Васильковское (Au), Кумдыкольское (технические алмазы), Грачевское (U), Косачинское (U) и др. (см. рис. 2).

Восточный (Степнякский) рудный район с Au-U металлогенией расположен на стыке Шатского геоблока Кокчетавского докембрийского массива со Степнякской зоной (каледонидами) и в пределах последней (см. рис. 2). Он сформирован в процессе каледонской орогении (Au-рудные месторождения), девонской тектономагматической активизации каледонских сооружений (U-рудные месторождения). На территории Восточного рудного района известны крупные, средние и мелкие Au-рудные объекты (Жолымбет, Аксу, Бестюбе, Степняк, Акбеит и др.), мелкие и средние месторождения Mo-U руд (Шатские 1, 2, Глубинное, Агашское, Маныбайское), средние и крупные P-U месторождения (Тастыкольское, Коксорское и др.).

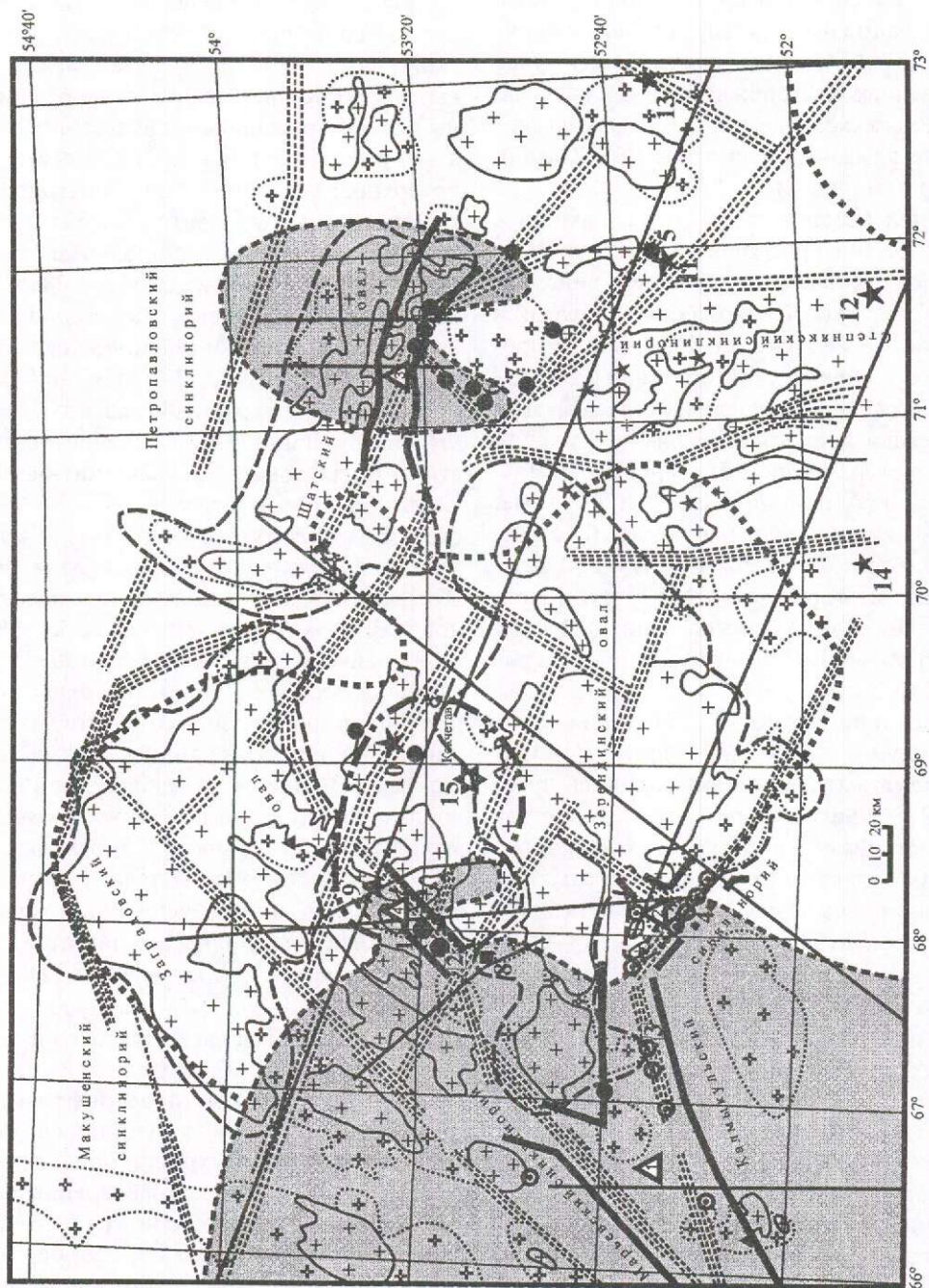
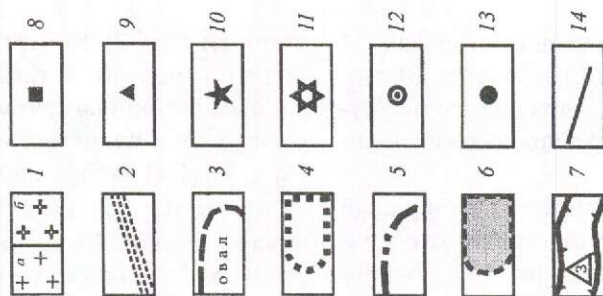
Формирование эндогенных месторождений урана в Северном Казахстане связано с девонской тектономагматической активизацией древних (AR-PR) сиалических геоблоков Кокчетавского докембрийского массива, а также сопряженных с ним каледонских горноскладчатых сооружений, сопровождавшейся деструкцией каледонской коры, «трапповой ситуацией», рифтогенезом.

Ранне-среднедевонский этап (D_{1-2}) в Северном Казахстане характеризуется активизацией пограничных и внутренних зон глубинных разломов Кокчетавского докембрийского массива, а также зон глубинных разломов в ложе каледонид (см. рис. 2). В пограничных зонах Кокчетавского массива фиксируются «вспышка» контрастного наземного базальт-трахиандезит-трахипаритового вулканизма, интенсивные блоковые перемещения, накопление значительных масс терригенного и вулканогенного материала, формируются рифтогенные прогибы — Карашатский, Ишим-Чистопольский, Балкашинский

и др. (см. рис. 2). Контрастный вулканизм (магматизм) имел место там, где зоны активизированных глубинных разломов пространственно совпадали с поднятиями сейсмических границ M_1 и M_2 (Г.И. Заборников и др., 1974–1977).

Сводовые поднятия поверхности Мохоровичича в Северном Казахстане не совпадают с Центрально-Кокчетавским региональным «очагом» разуплотнения, которому пространственно соответствуют гранитогнейсовые купола и овалы, ареалы раннепалеозойских гранитов (зерендинский комплекс). Они несколько смещены к краевым частям Кокчетавского массива, инициированы активизированными в раннем девоне глубинными разломами (см. рис. 2). Сводовые поднятия поверхности Мохоровичича интерпретируются автором статьи как мантийные диапиры [14, 15]. Для них характерны минимальные отметки глубин залегания поверхности М (37–38 км при средней мощности земной коры в Северном Казахстане 43,5 км) по данным сейсмического зондирования земной коры МОВЗ (Г.И. Заборников и др., 1974–1977) и контрастный наземный магматизм (вулканизм) повышенной щелочности и основности — базальтовый, трахиандезит-базальтовый, толеитовый (Карашатская, Ишим-Чистопольская палеоструктуры). Кроме того, в кровле сводового поднятия поверхности М в основании Шатского блока по данным сейсмических исследований фиксируется высокоскоростная субмеридиональная линза мощностью 20–25 км и протяженностью около 70 км. В верхней коре здесь полностью или частично отсутствуют отражающие сейсмические границы, «разорван» слой Конрада. Подобное строение земной коры обусловлено рифтогенезом, который проявился в Северном Казахстане после становления каледонской коры и зон регионального разуплотнения (после становления ареалов гранитов и региональных гравитационных минимумов).

Средне-позднедевонский этап (D_{2-3}) характеризуется дальнейшим разрушением коры Кокчетавского массива, а также сопряженных с ним каледонид. В пределах Карашатской, Ишим-Чистопольской палеорифтовых структур, Володарской зоны глубинного разлома и др. в это время происходили просадка краевых и (или) осевых геоблоков, внедрение даек и малых интрузий основного и среднего составов (диабазов, габбро-диабазов, габбро), накопление значительных масс грубо- и мелкообломочного терригенного материала — конгломератов, гравелитов, косо-слоистых песчаников, алевролитов. Образуются цепочки линейно вы-



тянутых грабенов, впадин, мульд, окончательно оформляется облик рифтогенных структур (Карашатской, Ишим-Чистопольской и др.). В современном плане это линейно вытянутые палеовулканотектонические прогибы D_{1-2} протяженностью 50–60 км и более из вулканокупольных и кальдерно-депрессивных построек центрального типа, ограниченные мощными зонами дробления, осложненные живет-франскими грабенами. В их пределах локализуется значительная часть урановорудных месторождений Северного Казахстана (см. рис. 2).

На рубеже франского и фаменского веков в рифтогенных прогибах и впадинах южного обрамления Кокчетавского массива произошла частная инверсия тектонического режима, которая выразилась в слабой брахиформной складчатости живет-франских образований, активизации разрывной тектоники, внедрении субвулканических тел кислого состава (Кедейский, Шокаркагайский комплексы). Инверсия представляла собой завершающий цикл орогенических движений в пределах складчатого обрамления Кокчетавского массива.

К франско-фаменскому времени в Северном Казахстане относится широкое проявление средне-низкотемпературной гидротермальной деятельности. Образовались площадные и околотрещинные пропилиты, натровые метасоматиты («эйситы»), урановорудные («березиты»), месторождения урана [2]. В постфаменское время месторождения урана были частично разрушены и захоронены, что связано с процессами выветривания, формированием слабодислоцированного субплатформенного (C_{2-3} мульды) и платформенного чехла (рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения).

На территории Северного Казахстана известно около 30 мелких, средних и крупных месторождений урана (см. рис. 2), сотни рудопроявлений. Они расположены в центральных и краевых частях Кокчетавского докембрийского массива (в контурах Центрально-Кокчетавского регионального «очага» разуплотнения земной коры, мантийных диапиров), а также в пределах каледонского складчатого обрамления и контролируются зонами глубинных разломов, активизированными в девонское время.

Месторождения урана локализованы в вулканитах и терригенных осадках девонских палеорифтовых структур, в гранитах D_{1-2} и гранитизированных породах древнего (AR-PR) и каледонского фундаментов (см. рис. 2). К локальным факторам рудоконтроля относятся разрывы в фундаменте и «чехле» палеорифтов, S-образные структуры коробления-смятия блокообразующих разломно-контактных поверхностей, ограничивающих палеорифтовые зоны, силовые поля напряжений, выявленные при расчетах и моделировании.

Алгоритм расчета палеотектонических напряжений, положение урановорудных объектов в силовых полях. Расчет тектонических напряжений на гранях разломно-контактных поверхностей в относительной размерности можно проводить исходя из функциональной зависимости, показанной на рис. 3, А, или с помощью круговой тектонофизической палетки (см. рис. 3, Б), использующей данную функциональную зависимость.

Алгоритм расчета палеонапряжений (нормальных σ и касательных τ) на гранях разломно-контактных поверхностей (РКП) предусматривает [6, 13] построение: на детальном геологическом плане изогипс РКП и в продольных верти-

Рис. 2. Схема орогенных структур Северного Казахстана, составлена по материалам С.А.Скороспелкина, А.К.Соколовского, Г.А.Гречишниковой, В.И.Шарова, Г.И.Заборникова и др., данным сейсмического зондирования земной коры МОВЗ, картам наблюдаемого поля силы тяжести м-бов 1:1 000 000 и крупнее:

1 — палеозойские граниты (а — по геологическим, б — по геофизическим данным); 2 — зоны глубинных разломов; 3 — контуры гранитогнейсовых куполов и овалов в цоколе Кокчетавского докембрийского массива; 4 — контур Центрально-Кокчетавского регионального гравитационного минимума («очага» разуплотнения земной коры); 5 — эпицентр разуплотнения («ножка-корень») с мощностью земной коры более 45 км (данные МОВЗ); 6 — сводовые поднятия в кровле слоя Мохоровичича (мантийные диапиры) по данным сейсмического зондирования земной коры МОВЗ с амплитудой над средним уровнем (43,5 км) до 6 км; 7 — палеорифтовые структуры (цифры в треугольниках): 1 — Ишим-Чистопольская, 2 — Балкашинская, 3 — Карашатская, 4 — Волгодарская; рудные поля месторождений: 8 — вольфрама, 9 — олова, 10 — золота, 11 — технических алмазов, 12 — урана в березитизированных породах, 13 — урана в альбитизированных породах («эйситах»); 14 — линии сейсмических профилей (МОВ и МОВЗ). Цифрами отмечены месторождения: 1 — Грачевское (U), 2 — Косачинское (U), 3 — Викторовское (U), 4 — Восток (U), 5 — Маньбайское (U), 6 — Заозерное (U), 7 — Тастыкольское (U), 8 — Баян (W), 9 — Сарымбетское (Sn), 10 — Васильковское (Au), 11 — Аксуйское (Au), 12 — Жолымбетское (Au), 13 — Бестюбинское (Au), 14 — Акбейт (Au), 15 — Кумдыкольское (технические алмазы)

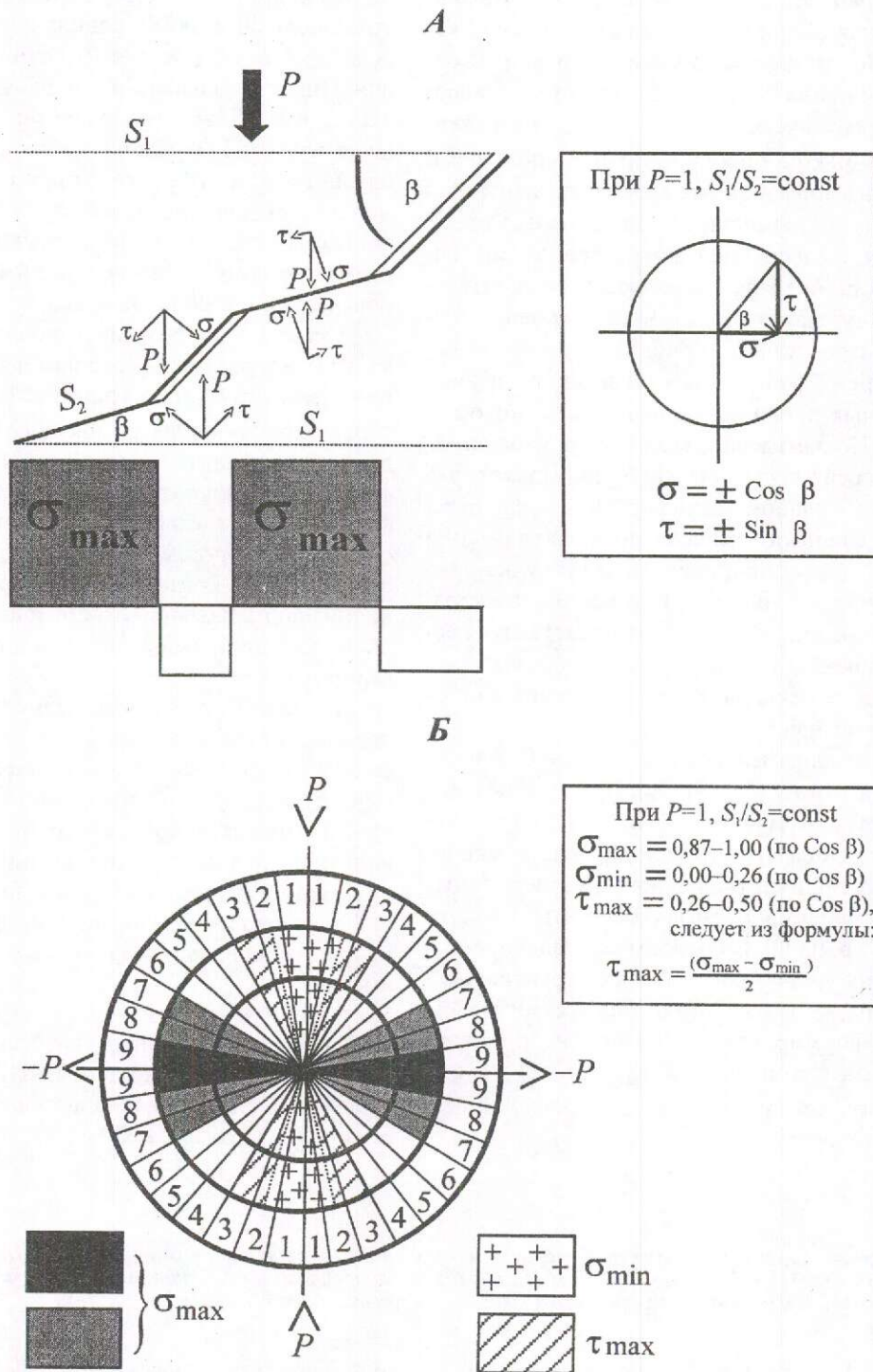


Рис. 3. К методике расчета палеотектонических полей напряжений:

A — напряженное состояние граней разломов и (или) контактов, ориентированных под различными углами к внешней динамической нагрузке P (темный цвет на эпюрах — нагруженные грани, белый — разгруженные; на врезке — функциональные зависимости напряжений σ и τ от величины угла β); B — палетка для расчета напряженного состояния граней разломов и (или) контактов, ориентированных под различными углами к внешней динамической нагрузке P (цифровые значения в угловых 10° секторах палетки соответствуют относительным величинам нормальных напряжений σ ; на врезке — максимальные и минимальные напряжения σ и τ в значениях $\text{Cos } \beta$)

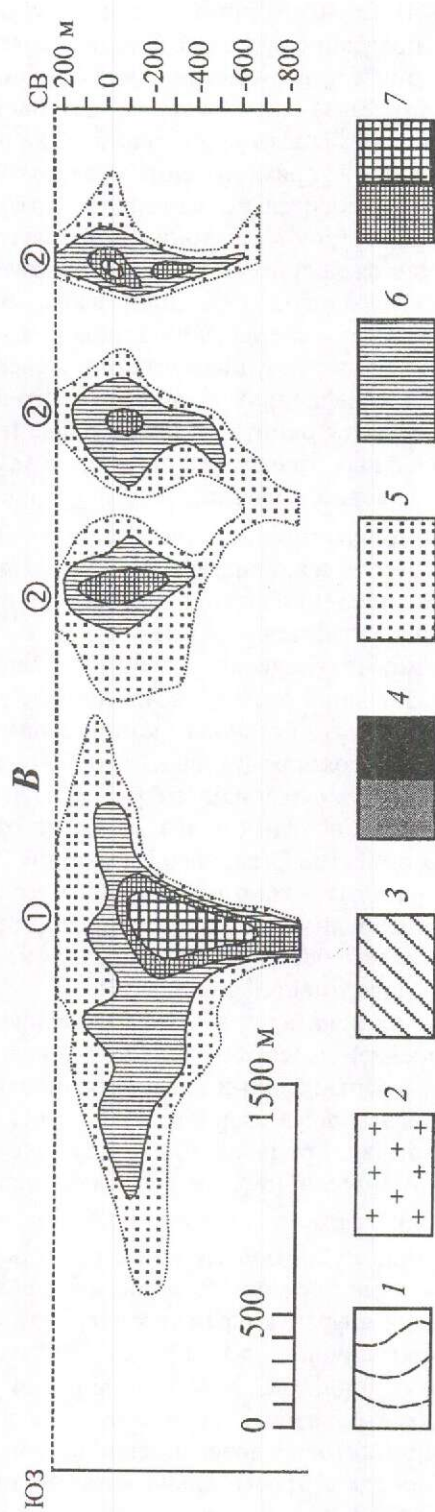
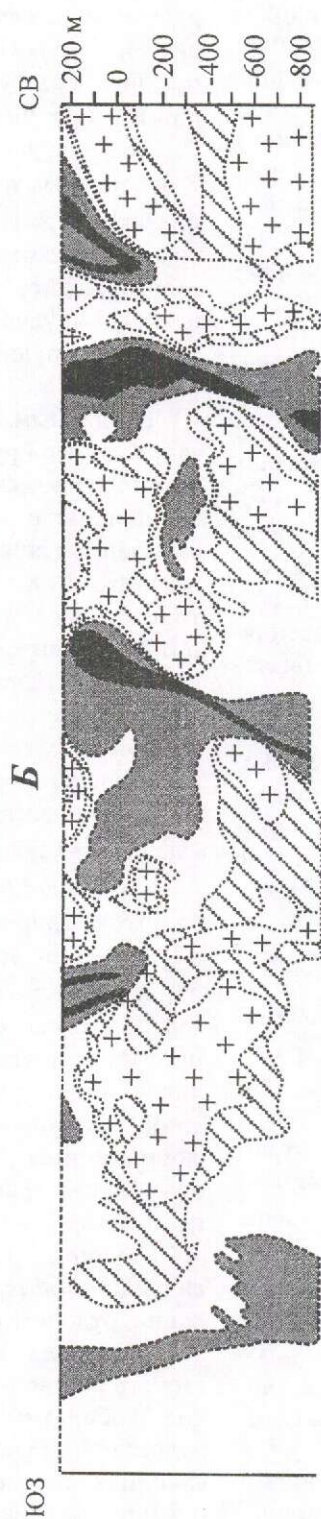
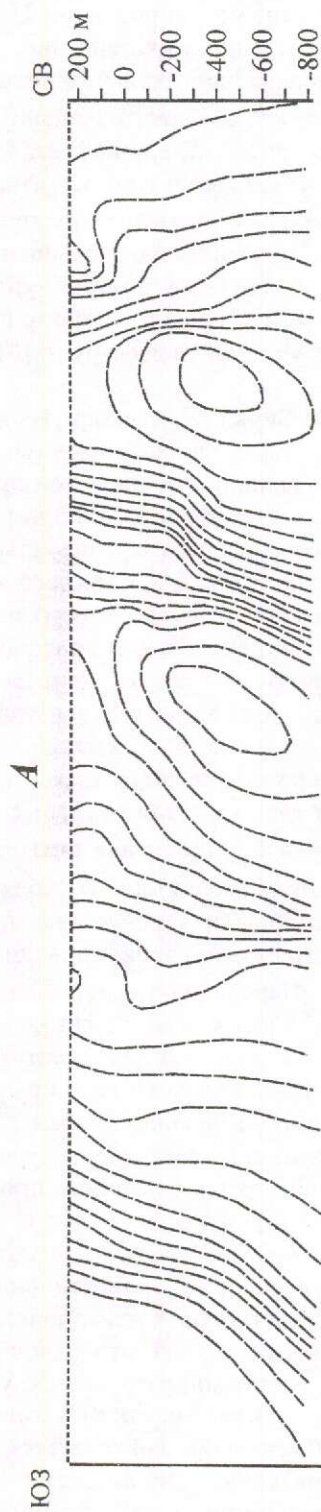
кальных плоскостях-проекциях рудоносных зон изолонг РКП (рис. 4, А). Далее проводятся аппроксимация прямолинейными отрезками (гранями) изогипс и (или) изолонг РКП по принципу, показанному на рис. 3, А, и расчет с использованием тригонометрических функций (см. рис. 3, А, врезка) или с помощью круговой тектонофизической палетки (см. рис. 3, Б) напряженного состояния прямолинейных отрезков (граней РКП) относительно вектора палеогеодинамических нагрузок P (тектонического сжатия — принимается за const ($P=1$) и соответствует направлению сдвиговых и (или) взбросо-(сбросо)-сдвиговых перемещений геоблоков в рудоносной зоне в синрудный период). Далее по значениям оцифрованных отрезков (граней РКП) проводится оконтуривание в плане и (или) вертикальных плоскостях-проекциях рудоносных зон силовых полей σ_{\max} , σ_{\min} , τ_{\max} (см. рис. 4, Б); с помощью прямоугольной палетки [10] рассчитывается величина «перепада» (градиента) палеонапряжений методом «сглаженного окна» и оконтуриваются участки с высокими значениями $\Delta\sigma$, $\Delta\tau$ (градиентных зон). Последние (высокие значения $\Delta\sigma$, $\Delta\tau$) соответствуют «перепаду» (градиенту) обстановок компрессии-декомпрессии и высокопродуктивным жильно-штокверковым U-рудным зонам (см. рис. 4, А, Б; из построений градиентных полей $\Delta\sigma$, $\Delta\tau$ по ряду U-рудных объектов Северного Казахстана [13]). Такие же расчеты можно проводить на геологических планах рудных полей и месторождений, используя вместо изогипс «следы» разломно-контактных поверхностей в плане [13].

Как показали расчеты и моделирование (построение) палеотектонических полей напряжений в вертикальных плоскостях-проекциях ураноносных зон Северного Казахстана (Шатская, Агашская, Гремячая и др.), локальным центрам декомпрессии (σ_{\min}) и сколовым напряжениям τ_{\max} , рассчитанным и построенным по вышеизложенному алгоритму при вертикальном ($\pm 15^\circ$) положении вектора P (сбросовые движения геоблоков в франско-фаменское время), соответствуют величины по $\text{Cos } \beta$: $\sigma_{\min}=0,00-0,026$, $\tau_{\max}=0,26-0,50$ (см. рис. 3, Б, врезка; рис. 4, Б). В участках S-образного коробления-смятия разломно-контактных поверхностей (см. рис. 4, А), где в породах с относительно низкими значениями модулей Юнга, сдвига, коэффициента Пуассона мощно проявлены брекчирование и разуплотнение (результаты картирования горных выработок и замеров плотностей по керну скважин), локальным центрам декомпрессии σ_{\min} и палеотек-

тоническим полям напряжений τ_{\max} , рассчитанным при вертикальном положении вектора P , соответствуют жильно-штокверковые ураноносные зоны с высоким метропроцентом U (см. рис. 4, Б, В). Палеогеодинамические нагрузки σ_{\max} при тех же условиях (вертикальном положении вектора $P=1$) лежат в области значений по $\text{Cos } \beta=0,87-1,00$ (см. рис. 3, Б, врезка; рис. 4, Б). В рудоносных зонах силовым полям σ_{\max} (тектонического сжатия) соответствуют притертые участки разломов, относительно повышенные значения замеренных плотностей пород (уплотнение), U-рудные тела с низким метропроцентом U , безрудные участки палеоструктур (см. рис. 4, Б, В).

По данным Г.И.Бирка [2], с «открытостью-закрытостью» рудоподводящих и рудовмещающих тектонических швов и разрывов, зон дроблений на месторождениях урана в Северном Казахстане связана смена различных минеральных ассоциаций. В частности, для Косачиного месторождения (см. рис. 4, В) смена хлорит-анкерит-браннеритовой минерализации на глубине, где господствовала обстановка тектонического сжатия, на существенно уранинитовую в приповерхностных открытых частях Гремячей зоны разломов. По мнению автора настоящей статьи, локальные центры декомпрессии (σ_{\min}) и силовые поля напряжений τ_{\max} создавали благоприятные условия (пути движения) для восходящего потока гидротермальных вод. Силовые поля σ_{\max} (тектонического сжатия) экранировали рудоносные потоки. «Перепад» (градиент) палеотектонических обстановок компрессии-декомпрессии приводил к «перепаду» (градиенту) величин проницаемости («открытости-закрытости») рудопроводящих и рудовмещающих деформационных зон и, как следствие, к рудоотложению на границах сред с различной проницаемостью.

В работах [1, 3, 4, 7] показано, что падение гидродинамического напора и скорости фильтрации рудоносных растворов в тектонических зонах приводит к инверсии кислотно-щелочных свойств растворов, дегазации, разрушению уранил-карбонатных комплексов и, как следствие, к рудогенезу. Рудообразование локализуется на границах сред с различной проницаемостью (компрессии-декомпрессии), где контрастно проявлен барьерный эффект — обстановка «перепада» палеогидродинамических условий. В палеотектонических полях напряжений на центральных участках месторождений Косачиное и



Сартубекское (см. рис. 4, Б, В) барьерному эффекту — «перепаду» палеогидродинамических условий — соответствует градиент локальных зон σ_{\min} (декомпрессии), τ_{\max} (сколовых деформаций), тектонического сжатия (σ_{\max}). Барьерные обстановки рудоотложения картируются по высоким значениям $\Delta\sigma$, Δt [13].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что эндогенное урановое рудообразование (формирование урановорудных концентраций) в Северном Казахстане происходило в силовом поле палеотектонических напряжений (компрессии-декомпрессии). В силовом поле возникали благоприятные условия для формирования урановорудных концентраций: области фильтрации и разгрузки газовой-флюидных потоков (зоны декомпрессии), локальные палеогеодинамические барьеры (зоны тектонического сжатия), а также участки «перепада» палеонапряжений, в пределах которых локализовалось высокопродуктивное жильно-штокверковое урановое оруденение. Последний факт имеет прогностическое значение и служит критерием для выделения потенциально рудных обстановок рангов месторождения, рудное тело (залежь).

Стратегия прогноза и поисков эндогенных месторождений урана должна учитывать региональные, районные и локальные палеогеодинамические факторы рудоконтроля. Поисковые работы необходимо сосредоточить в краевых частях (или «обломках») древних (PR) платформ и (или) каледонских континентов, в контурах мантийных диапиров (сводовых поднятий поверхности Мохоровичича), в определенных геологических обстановках (палеорифтовых структурах и др.), где по расчетам и результатам моделирования (реставрации полей σ_{\min} , τ_{\max} , σ_{\max}) имел место «перепад» (градиент) палеотектонических напряжений компрессии-декомпрессии.

Алгоритм расчета палеонапряжений (палеоточный и (или) компьютерный варианты) как оперативный метод необходимо использовать при оценке напряженного состояния отдельных участков рудоконтролирующих разломов и

(или) контактов (пологих, крутопадающих) с целью выделения локальных зон компрессии-декомпрессии, реставрации (воспроизведения) палеотектонических условий рудоотложения (направления движения палеоблоков, палеоплит, региональных осей сжатия-растяжения, тектонического режима), оконтуривания локальных обстановок, контролирующих высокопродуктивное жильно-штокверковое оруденение (участков «перепада» палеонапряжений); при прогнозных исследованиях в рудных узлах (полях) для выделения локальных площадок под детальные поиски м-ба 1:10 000 и крупнее; при прогнозной оценке глубоких горизонтов разведываемых и обрабатываемых месторождений.

Учет геометрических и численных характеристик зон σ_{\min} , τ_{\max} , σ_{\max} , $\Delta\sigma$, Δt позволяет рационально размещать дорогостоящее бурение в контурах оцениваемых палеоструктур, оптимально ориентировать буровые профили и направление глубокого поисково-оценочного и разведочного бурения [13].

Различные аспекты рассматриваемой в статье проблемы неоднократно обсуждались с Г.А.Машковцевым, Р.Ф.Данковцевым, А.К.Мизутой, В.Н.Щеточкиным, И.Г.Печенкиным, С.С.Наумовым. В процессе подготовки статьи были получены и учтены ценные замечания. Всем перечисленным коллегам автор выражает искреннюю признательность и благодарность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С.В., Румянцев В.Н. О роли тектонических напряжений в эндогенном рудообразовании // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С. 62–74.
2. Бирка Г.И., Шульгин А.С. О зональности уранового оруденения в низкотемпературных натриевых метасоматитах (на примере рудных полей Северного Казахстана) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 324–345.
3. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования / Ю.Г.Сафонов, А.А.Пек, Л.И.Лукин и др. — М: Наука, 1982.

Рис. 4. Продольная вертикальная проекция Гремячей ураноносной зоны разломов (Центрально-Кокчетавский ураноносный район, Володарская палеорифтовая структура):

А — морфология рудоконтролирующего контакта (изолонги); Б — распределение напряжений в плоскости (на границах) рудоконтролирующего контакта (силовые поля σ_{\min} , τ_{\max} , σ_{\max}); В — распределение урановых концентраций (метропроцента U) в зонах дробления и оперяющих трещинах рудоконтролирующего контакта; 1 — изолонги рудоконтролирующего контакта (разлома); 2 — зоны декомпрессии (σ_{\min}); 3 — сколовые напряжения τ_{\max} ; 4 — тектоническое сжатие (σ_{\max}); рудные зоны Косачинского (1) и Сартубекского (2) месторождений урана; 5 — эндогенный ореол, 6 — урановорудные зоны с низким метропроцентом U, 7 — то же, с высоким

4. *Гераков А.Н., Константинов М.М.* Гидродинамические условия формирования рудных столбов жильных месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1976. С. 59–65.
5. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975.
6. *Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д.* Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1976. С. 9–22.
7. *Кривцов А.И., Гераков А.Н.* О рудоотложении на границах сред с различной проницаемостью // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 1. С. 204–206.
8. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
9. *Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 000 000 / А.В.Пейве и др.* – М.: Наука, 1980.
10. *Пахомов М.И., Сучков В.И., Никулин В.Н.* Компьютеризованная методика прогнозирования рудоносности. – М.: ВИМС, 2000.
11. *Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. – М.: Недра, 1988.
12. *Тектоническая карта Северной Евразии м-ба 1:5 000 000 / Гл. ред. А.В.Пейве, А.Л.Яншин.* – М.: Аэрогеология, 1980.
13. *Шашорин Б.Н.* Тектонофизический анализ и опыт применения при крупномасштабном прогнозировании и количественной оценке эндогенных урановорудных объектов: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: ВИМС, 1986.
14. *Шашорин Б.Н., Швей И.В.* Динамически напряженные зоны рудоносных территорий Казахстана, Средней Азии, южного обрамления Сибирской платформы и связь с ними разнотипного и разномасштабного золотого и уранового оруденения (к вопросу прогноза крупных и уникальных месторождений) // Новые идеи в науках о Земле. М., 1997. С. 136 (Тез. докл. Международной конференции. Кн. 2).
15. *Шашорин Б.Н.* Глубинное строение и палеотектоника Восточного и Западного секторов Центральной Азии (по данным гравиметрического зондирования) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М., 2001. С. 306–312 (Мат-лы XXXIV тектонического совещания. Т. 2).

УДК 553.043:338.242

© С.А.Емельянов, Р.С.Поляков, 2004

РЕГРЕССИОННЫЙ МЕТОД СТОИМОСТНОЙ ОЦЕНКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С.А.Емельянов (ГКЗ МПР России), Р.С.Поляков (ИГЕМ РАН)

Применяемые методы переоценки запасов, предусматривающие использование индексов-дефляторов, коэффициентов богатства, кондиционности и фактических данных по аналогичным объектам, недостаточно обоснованы и часто некорректны. Предлагаемый регрессионный метод экспресс-оценки позволяет обеспечить оперативное и обоснованное решение проблемы переоценки золоторудных месторождений, запасы которых приняты на баланс в дореформенный советский период. Благодаря оперативности и наглядности регрессионный метод оценки может быть эффективно использован в качестве контрольного для выявления ошибок типа «грубых промахов» в ТЭО кондиций или банковском ТЭО.

В последние годы ряд научно-исследовательских институтов МПР России занят разработкой методики стоимостной оценки месторождений полезных ископаемых на базе запасов и прогнозных ресурсов для принятия обоснованных решений при подготовке и проведении аукционов. Из практики лицензирования известно, что технико-экономические расчеты в большинстве

случаев носят условный характер, так как производительность, состав, режим работы и численность трудящихся будущего предприятия, показатели затрат по видам работ и переделам принимаются интуитивно, без необходимого обоснования аналогии с разрабатываемыми или подготовленными к освоению месторождениями, по которым составлены полноценные ТЭО.

Большинство лицензируемых и находящихся в госрезерве золоторудных месторождений оценены и разведаны в советский период. Естественно, технико-экономические расчеты целесообразности промышленного освоения этих объектов выполнены по действовавшей в то время методике исходя из существовавших технологий, цен, уровня зарплаты, тарифов и др. В государственном балансе запасов полезных ископаемых доля собственно балансовых запасов, т.е. рентабельных, отвечающих современным требованиям, по разным оценкам составляет 50–60% от всего объема учтенных запасов. В связи с этим представляется весьма актуальной переоценка месторождений, запасы которых приняты на баланс в дореформенный советский период.

Предлагаемый А.Я.Кацем, Б.К.Михайловым и А.И.Райхлиным [1] рыночный метод экспресс-оценки рудных месторождений основан на соизмерении не абсолютных стоимостных величин, а их меновых стоимостей, определяемых через коэффициенты кондиционности. Фактический коэффициент кондиционности представляет собой отношение среднего содержания по месторождению к минимальному промышленному, а нормативный коэффициент кондиционности — отношение нормативного минимального содержания к тому же минимальному промышленному. Нормативное минимальное содержание отличается от промминимума тем, что в нем учтены налог на прибыль (24%) и минимальный уровень рентабельности (15%). Отношение фактического и нормативного коэффициентов кондиционности (коэффициент богатства), по мнению А.Я.Каца и соавторов, позволяет однозначно судить о балансовой принадлежности запасов месторождений в современных условиях.

Если коэффициент богатства для месторождения составляет менее 1,0, то авторы рыночного метода предлагают исключать из базы оценки подсчетные блоки запасов с низкими содержаниями без переоконтурирования их по мощности и площади. Такая повариантная оценка запасов противоречит общепринятому подсчету запасов по вариантам бортового содержания в пробе или минимального содержания в краевой выработке [4].

Так называемый рыночный метод экспресс-оценки месторождений, несмотря на мощный, даже громоздкий экономико-математический аппарат, нельзя признать корректным по следующим причинам. Во-первых, минимальное промышленное содержание, рассчитанное в советский период оценки, остается неизменным. Если

сквозное извлечение и разубоживание можно считать почти не изменившимися, постоянными, то современные значения цены золота, себестоимости 1 т руды и, главное, их соотношение не имеют ничего общего с принятыми до начала 90-х годов. Достаточно напомнить, что цена золота, согласованная Госкомцен СССР для технико-экономических расчетов, варьировала в пределах страны от 6 до 22 руб./г. Во-вторых, капитальные затраты авторы представляют как производную величину от амортизационных отчислений, которые определяются в относительных единицах (%) путем введения поправочных коэффициентов, исходя из тенденции снижения удельного веса амортизации в структуре себестоимости за 10 лет (1990–1999 гг.) по отраслям промышленности. В-третьих, интегральные показатели экономической эффективности — чистый дисконтированный доход и внутренняя норма доходности, отнюдь, не корреспондируются с показателями рентабельности и могут быть вычислены только по конкретным, «натуральным» денежным потокам.

В техническом отношении данный метод следует признать если не тупиковым, то малоэффективным и трудоемким, поскольку изменения могут быть не только в поблочной ведомости, но и в комплексе подсчетной и технической графики. Процедура исключения подсчетных блоков бедных руд обуславливает необходимость корректировки контура карьера, коэффициента вскрыши в случае открытой разработки и пересмотра схемы вскрытия, объемов горно-подготовительных работ при подземной.

Для расчета основных технико-экономических показателей освоения месторождения и параметров кондиций в практике оценки в зависимости от степени изученности объекта применяются в основном две методики: прямые экономические расчеты и геолого-экономическое моделирование.

Методика определения технико-экономических показателей освоения месторождения прямым расчетом с использованием фактических стоимостных и эксплуатационных показателей в предпроектной оценке является основной на заключительных стадиях изучения, при подготовке ТЭО разведочных кондиций.

Что касается геолого-экономического моделирования, то этот подход применим практически на всех стадиях геологоразведочного процесса. Приемы, которые используются в процессе моделирования, можно подразделить на подбор конкретного объекта-аналога, показатели

которого закладываются в расчеты, и построение геолого-экономической модели оцениваемого рудного объекта с последующим расчетом параметров этой модели. Использование способа расчета по аналогии возможно только при наличии достаточного числа проектов, среди которых можно подобрать наиболее подходящий аналог или «типовое месторождение». Еще одним фактором, ограничивающим применение способа, является требование к вариативности оценки, поскольку разнообразие природных особенностей месторождений, в частности условий залегания основных рудных тел, запасов руды и металла, распределения оруденения (столбовое, бананцевое, гнездовое), приводит к тому, что оценка по аналогии не всегда обеспечивает корректные результаты.

Более эффективной представляется методика построения геолого-экономической модели на основе группировки месторождений по горно-геологическим и технологическим факторам. Расчет показателей геолого-экономической модели осуществляется статистическим (графоаналитическим) способом с помощью уравнений регрессии и графиков, отражающих функциональные или корреляционные связи между геологическими, эксплуатационными и экономическими параметрами. Метод может быть назван графоаналитическим, статистическим, корреляционным, но более правильно называть его регрессионным, поскольку основные расчеты выполняются по уравнению регрессии. Коэффициенты корреляции имеют второстепенное значение, так как уравнения регрессии, как правило, нелинейны, и точность (значимость) аппроксимации каждой корреляционной зависимости выражается коэффициентом детерминации (B или R^2).

Экспрессная оценка промышленной значимости изучаемого или ранее разведанного золоторудного месторождения (рудопроявления) в современных условиях может быть получена на основе укрупненных геолого-промышленных моделей. Факторами этих моделей служат основные технико-экономические показатели проектов разработки месторождений, экономическая эффективность которых доказана детальными экономическими расчетами на уровне ТЭО кондиций, банковского ТЭО или технического проекта.

На рис. 1–4 приведены геолого-промышленные модели золоторудных месторождений, отличающиеся способом разработки и технологией переработки руд. Три выборки содержат 92 золоторудных месторождения, в том числе 33 российских, по которым разработаны ТЭО в пе-

риод 1995–2003 гг. По золото-серебряным месторождениям приводятся средние содержания условного Au с учетом Ag. По остальным месторождениям содержания попутных компонентов (Pb, Zn и др.) и низкие содержания Ag не учитывались.

В процессе оценочных работ могут быть установлены основные подсчетные параметры рудного объекта — среднее содержание золота и запасы руды. Простой вынос этих параметров в виде фигуративной точки на график зависимости «количество–качество запасов» покажет перспективность рудопроявления. Если точка окажется в области безнадежных проектов, ниже гиперболы рентабельных месторождений, то следует рассмотреть вариант повышения бортового содержания, возможность другого способа разработки или переработки руды по технологии кучного выщелачивания. По ТЭО кондиций Дукатского месторождения (I очередь), составленному СП «Серебро-Дукат» в 2000 г., при повышении бортового содержания Ag с 50 до 175 г/т запасы руды уменьшились на 48,4%, запасы Ag — на 5,7%, а среднее содержание Ag повысилось на 83%, Au — в два раза. В первом варианте ТЭО кондиций по месторождению Кварцитовая Сопка, исходившем из подземного способа отработки, были получены отрицательный чистый дисконтированный доход при норме дисконта 10% и внутренняя норма доходности менее 3%. В варианте строительства карьера при сохранении технологической схемы переработки руд интегральные экономические показатели существенно повысились. Для целого ряда месторождений (Арылах, Многовершинное, Биркачан и др.) максимальные экономические показатели получены только при комбинированном способе разработки.

Поскольку кредитные ресурсы всегда ограничены, весьма важно определить требуемые капиталовложения для освоения рудного объекта. На трех выборках известных месторождений установлена почти функциональная зависимость запасов золота и требуемых капиталовложений. Используя простые коэффициенты этой зависимости, нетрудно выяснить размер будущих инвестиций. Сопоставление уравнений регрессии показывает, что капиталоемкость горно-обогательного комбината на базе подземного рудника почти вдвое выше таковой предприятия с открытым способом отработки (карьер) при равной годовой производительности по руде. Заметное снижение капитальных затрат при использовании технологии кучного выщелачивания обуславливается отсутствием в проекте строительства здания обогащательной фабрики

и монтажа оборудования (сепараторы, концентративные столы, флотомашинны и т.д.).

Запасы руды оказывают определяющее влияние на масштабы будущего производства. В соответствии с общепринятой практикой, нашедшей отражение в нормативных материалах [4], максимальная производительность горно-обогатительного предприятия при оценке разведанных месторождений рассчитывается исходя из горно-геологических условий по известной формуле, учитывающей площадь шахтного поля, годовое понижение очистной выемки, морфологию рудных тел. Оптимальная годовая мощность ГОКа, в свою очередь, определяется с учетом целого ряда факторов, в том числе энергетических и транспортных возможностей, водных и материальных ресурсов, природоохранных требований и др.

При оценке месторождений на ранних стадиях изучения, ввиду отсутствия необходимых данных, годовая производительность самостоятельного горно-обогатительного предприятия (A) определяется в соответствии с проектом-аналогом или с помощью известной эмпирической формулы Тейлора:

$$T = 6,5Q^{0,25},$$

где T — средний срок существования предприятия, лет; Q — запасы руды, млн. т,

откуда (при средних потерях руды в недрах 5%):

$$A = \frac{146Q^{0,75}}{(1-p)},$$

где A — годовая производительность предприятия, тыс. т; p — разубоживание, доли ед.

Сопоставление запасов руды и проектной производительности по руде на трех выборках также показало наличие функциональной зависимости с различными коэффициентами. При равных запасах руды максимальная производительность может быть достигнута на предприятиях, использующих кучное выщелачивание руд. Несколько меньше оптимальная производительность карьеров при обычной технологии переработки руды и значительно меньше производительность подземных рудников. Полученные зависимости существенно уточняют эмпирическую формулу Тейлора, установленную в 1977 г. в целом для рудных месторождений независимо от способа отработки. Интересно отметить, что рассчитанные степенные показатели в уравнениях регрессии для открытой разработки (0,782 и 0,73) мало отличаются от показателя в формуле Тейлора (0,75). Корреляционная зависимость геологических запасов и годового объема производства

золота в трех выборках менее тесная и расхождение трендовых значений незначительны.

Основой проектирования горно-обогатительного предприятия являются выбор способа вскрытия месторождения, схемы переработки руд и определение производительности будущего предприятия. Выявлены значимо тесные корреляционные связи удельных издержек производства (1 т) руды и производительности предприятия по руде (см. рис. 4). Судя по близким степенным показателям уравнений (-0,352, -0,308, -0,310) и визуально по графикам, линии тренда трех зависимостей адекватны, а в логарифмическом масштабе параллельны. Нетрудно видеть, что при равной производительности эксплуатационные затраты на подземном руднике вдвое выше затрат на добычу и переработку руды из карьера, которые, в свою очередь, выше затрат на руду, переработанную «на куче».

Разброс фигуративных точек около линий тренда на графиках объектов подземной и открытой разработки, возможно, обусловлен включением в выборки месторождений легкообогатимых и упорных руд с различными системами разработки, коэффициентами вскрыши и др. Тем не менее, если линия тренда соответствует средним условиям, то, надежно определив по графикам оптимальную производительность и удельные издержки производства, правомерно введение суммирующей поправки (в %_{отн.}) на выявленные или прогнозируемые специфические условия оцениваемого рудного объекта.

Судя по уравнениям регрессии, удельные издержки на 1 г Au не зависят от производительности предприятия, о чем свидетельствуют также незначимые коэффициенты детерминации и корреляции.

В табл. 1 приведены уравнения регрессии выявленных зависимостей, а также коэффициенты детерминации и парной корреляции.

Предлагается следующий алгоритм экспресс-оценки золоторудного месторождения:

исходя из особенностей условий залегания и морфологии рудных тел выбираются способ вскрытия и система разработки, а также показатели потерь и разубоживания;

по минеральному составу и прогнозируемым технологическим свойствам руд определяются технологическая схема переработки и показатель сквозного извлечения золота;

по имеющимся оценкам геологических запасов руды и среднего содержания золота выносятся фигуративная точка на диаграмму «коли-

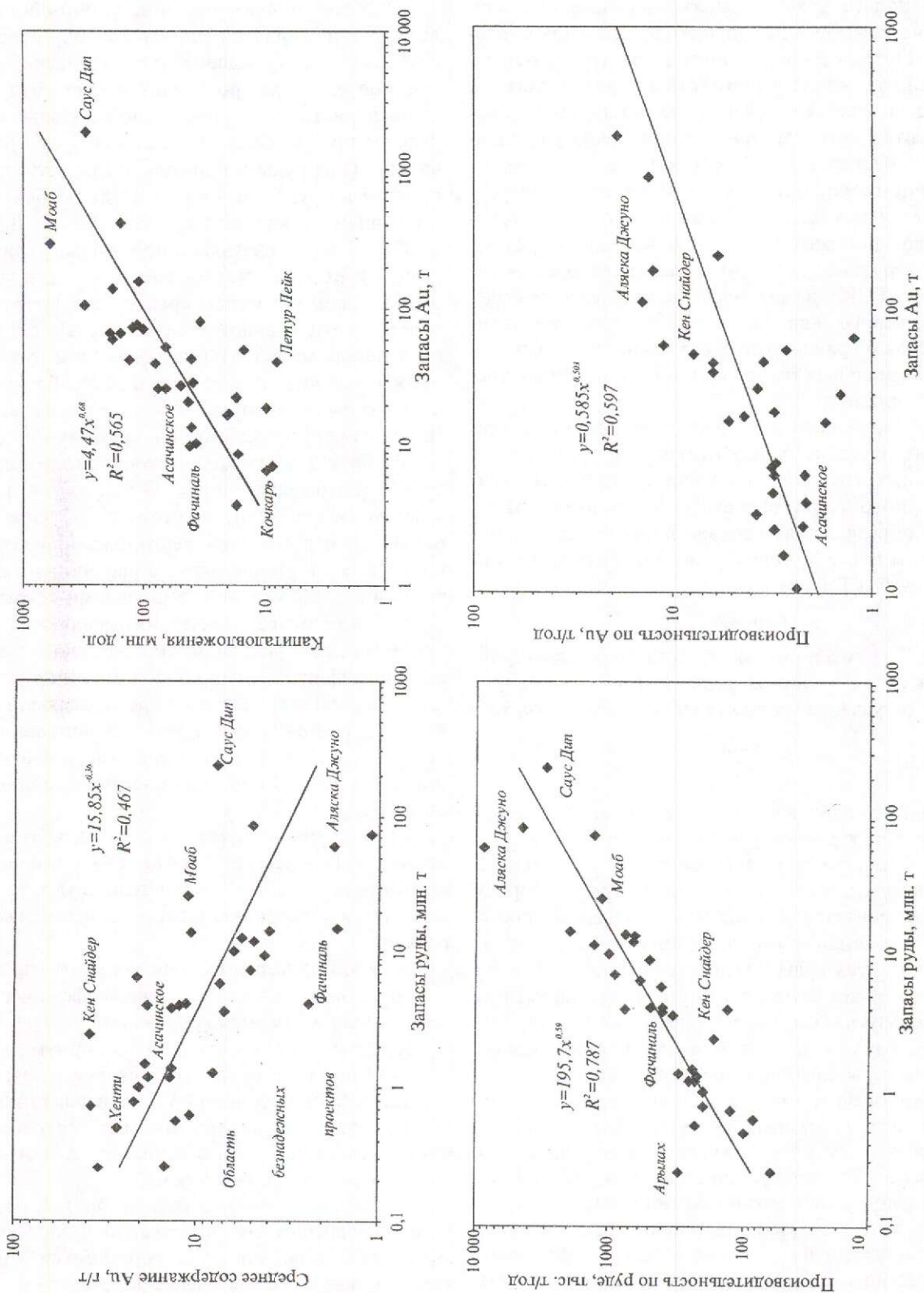


Рис. 1. Геолого-промышленные модели золоторудных месторождений, разрабатываемых подземным способом

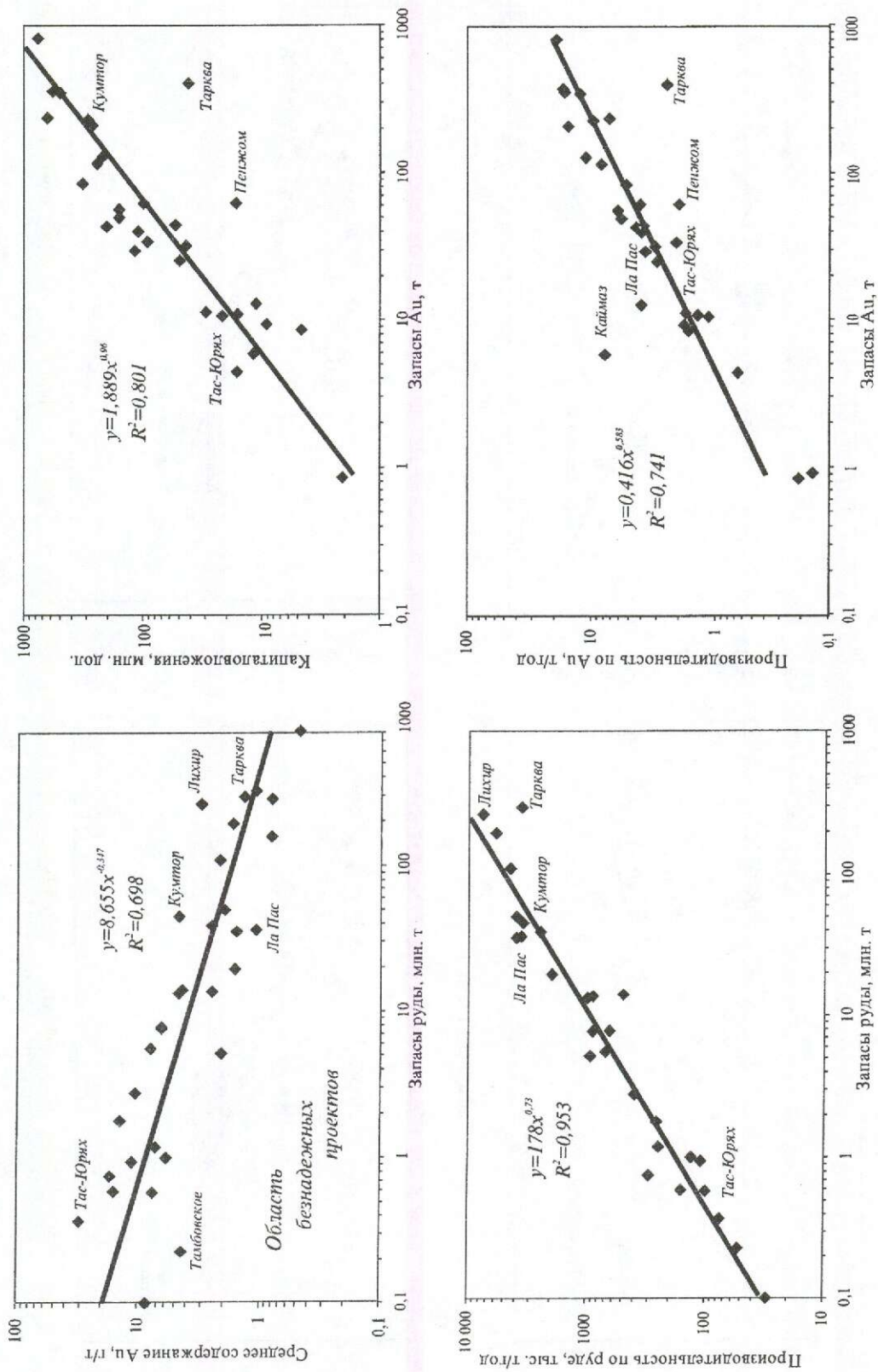


Рис. 2. Геолого-промышленные модели золоторудных месторождений, разрабатываемых открытым способом

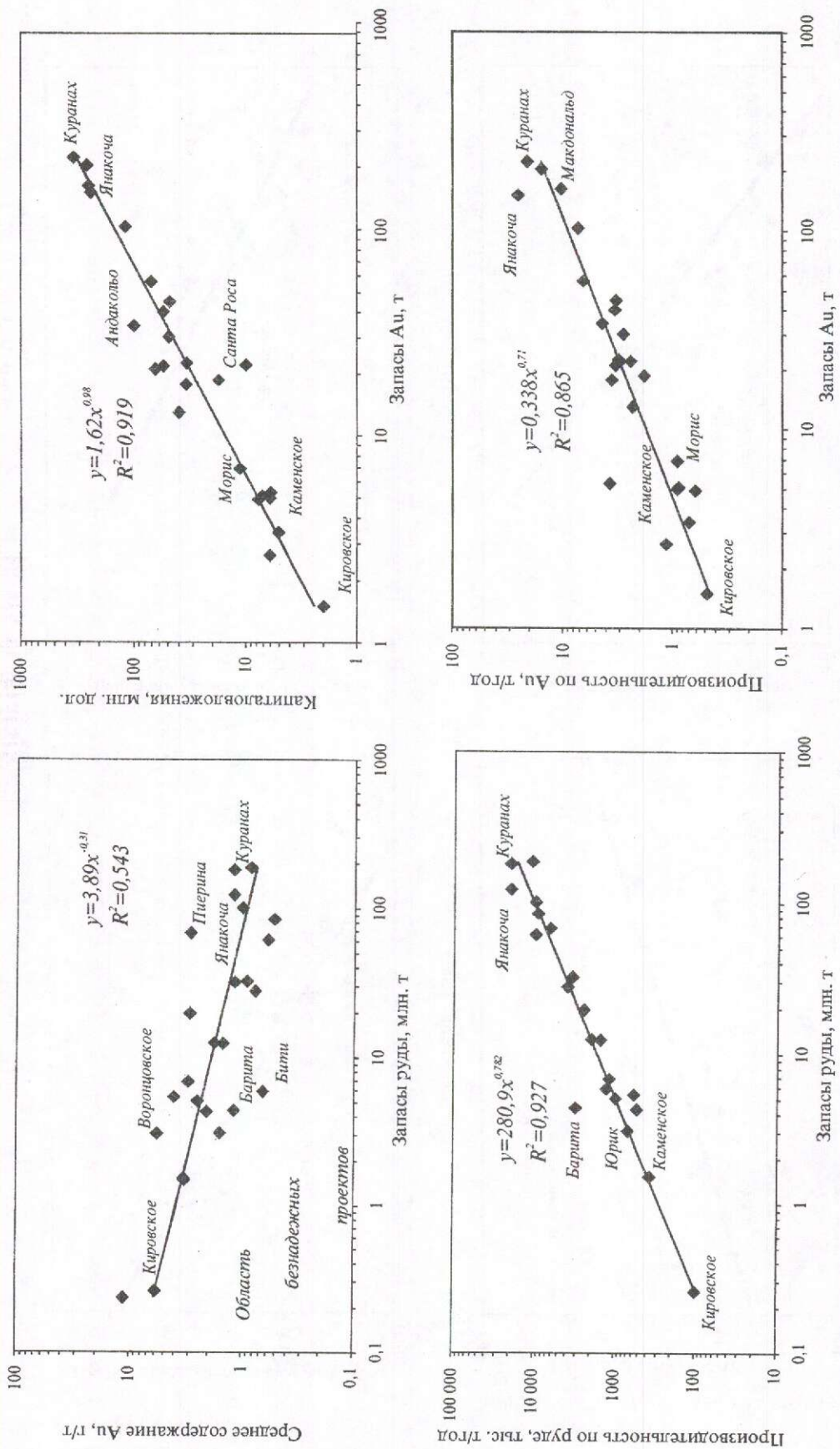


Рис. 3. Геолого-промышленные модели месторождений золотосодержащих руд, перерабатываемых методом кучного выщелачивания

чество–качество руды», а по результатам повариантного подсчета запасов — соответственно, несколько точек;

если точки не попали в область безнадежных проектов, вычисляются капитальные затраты по уравнению регрессии исходя из запасов золота;

на базе геологических запасов руды и золота по уравнениям регрессии вычисляется годовая производительность предприятия по руде и для сведения по металлу;

с учетом принятых значений потерь и разубоживания определяются эксплуатационные запасы руды и среднее содержание золота в товарной руде, а с учетом производительности и сквозного извлечения — срок существования предприятия и годовой выпуск продукции;

на основе принятой производительности по уравнению регрессии с учетом возможных поправок на специфические условия находятся удельные (на 1 т руды) и годовые издержки производства;

исходя из срока существования предприятия составляется сводка доходов и расходов по годам. Доходная часть определяется умножением цены золота на годовой выпуск металла. В расходную часть, наряду с себестоимостью, необходимо добавить стоимость аффинажа (1–2,5% стоимости металла), маржу коммерческого банка (0,5% стоимости) и экологические платежи (1,5–2% эксплуатационных затрат);

стоимость основных и оборотных фондов принимается равной капиталовложениям, а годовые амортизационные отчисления определяются по потонной ставке и выделяются отдельной строкой в себестоимости;

налог на добычу полезных ископаемых исчисляется по ставке 6% для золота и 6,5% для серебра;

с учетом амортизации основных фондов и неизменных оборотных фондов исчисляется налог на имущество по ставке 2%;

вычитанием из годовой выручки расходной части и налога на имущество находится налогооблагаемая прибыль, а после исчисления налога на прибыль по ставке 24% — чистая прибыль;

сумма чистой прибыли и амортизационных отчислений составляет свободные средства предприятия или финансовое обеспечение проекта;

поместив капитальные затраты в 0 или –1 год работы и предусмотрев возврат оборотных средств в последний год, нетрудно с помощью Excel вычислить внутреннюю норму доходности и чистый дисконтированный доход при любой ставке дисконта, а также срок окупаемости капиталовложений;



Рис. 4. Зависимости удельных издержек производства и годовой производительности предприятия по руде

1. Корреляционные зависимости параметров оценки месторождений

Зависимости	Уравнения регрессии	Коэффициенты детерминации (R^2)	Коэффициенты парной корреляции (r)
<i>Месторождения, обрабатываемые подземным способом (35 объектов)</i>			
Запасы руды — среднее содержание Au	$y=15,85x^{-0,36}$	0,467	-0,290
Запасы Au — капиталовложения	$y=4,47x^{0,58}$	0,565	0,457
Запасы руды — годовая производительность по руде	$y=195,7x^{0,59}$	0,787	0,534
Запасы Au — годовая производительность по Au	$y=0,585x^{0,503}$	0,597	0,753
Производительность по руде — удельные издержки производства 1 т руды	$y=399,6x^{-0,352}$	0,916	-0,626
Производительность по Au — издержки производства на 1 г Au	$y=3,69x^{0,061}$	0,042	-0,018
<i>Месторождения, обрабатываемые открытым способом (32 объекта)</i>			
Запасы руды — среднее содержание Au	$y=8,655x^{-0,347}$	0,698	-0,387
Запасы Au — капиталовложения	$y=1,889x^{0,96}$	0,801	0,647
Запасы руды — годовая производительность по руде	$y=178x^{0,73}$	0,953	0,951
Запасы Au — годовая производительность по Au	$y=0,416x^{0,583}$	0,741	0,786
Производительность по руде — удельные издержки производства 1 т руды	$y=193,2x^{-0,308}$	0,895	-0,534
Производительность по Au — издержки производства на 1 г Au	$y=3,53x^{0,073}$	0,167	0,060
<i>Месторождения руд, перерабатываемых способом кучного выщелачивания (25 объектов)</i>			
Запасы руды — среднее содержание Au	$y=3,89x^{-0,31}$	0,543	-0,394
Запасы Au — капиталовложения	$y=1,62x^{0,98}$	0,919	0,980
Запасы руды — годовая производительность по руде	$y=280x^{0,782}$	0,927	0,910
Запасы Au — годовая производительность по Au	$y=0,338x^{0,71}$	0,865	0,904
Производительность по руде — удельные издержки производства 1 т руды	$y=84,35x^{-0,310}$	0,880	-0,673
Производительность по Au — издержки производства на 1 г Au	$y=5,66x^{-0,011}$	0,002	-0,055

на основе построенной «лучевой» диаграммы анализируется жизнеспособность (чувствительность) проекта и оцениваются риски;

предварительно устанавливаются параметры кондиций — бортовое и минимальное содержание в краевой выработке (по варианту оценки запасов), минимальное промышленное содержание, минимальная мощность рудных тел, максимальная мощность прослоев пустых пород и некондиционных руд (исходя из принятой системы разработки).

Рассмотрим возможности регрессионного метода на примере оценки золото-серебряного месторождения Хаканджа в Хабаровском крае. По состоянию на 01.01.2003 г. государственным балансом по данному месторождению учтены

утвержденные ГКЗ СССР в 1972 г. запасы категории C_1+C_2 для условий открытой разработки в количестве 9272 тыс. т руды, 59 630 кг Au и 2668,1 т Ag при средних содержаниях Au 6,43 г/т и Ag 287,8 г/т. Запасы для подземной отработки незначительны (срок обеспеченности 2 года), государственным балансом запасы серебра не учтены, и в рамках данной статьи они не оцениваются.

Запасы месторождения были подсчитаны по утвержденным кондициям: бортовое содержание условного Au 2,0 г/т; минимальное промышленное содержание условного Au 8,2 г/т; минимальная мощность рудных тел 2 м; максимальная мощность прослоев пустых пород 4 м; предельный коэффициент вскрыши 8 м³/т.

Исходя из сегодняшних цен золота (12,5 дол./г) и серебра (0,17 дол./г), а также установленных по результатам технологических исследований показателей извлечения соответственно 96,3 и 90,0% находим переводной коэффициент для содержаний Ag 0,012 и среднее содержание условного Au 10,0 г/т. Положение фигуративной точки Хаканджа выше линии тренда на диаграмме «запасы–качество руд» указывает на промышленную значимость месторождения и балансовую принадлежность запасов в проектном контуре карьера при бортовом содержании 2,0 г/т. Фактическое среднее содержание условного золота в 2,5 раза выше трендового, которое равно:

$$C_{\text{тр}} = 8,655 \cdot 9,272^{-0,347} = 4,0 \text{ г/т.}$$

Капитальные затраты на освоение месторождения рассчитываются на основе запасов условного золота по уравнению:

$$I = 1,889 \cdot 92,98^{0,96} = 146,5 \text{ млн. дол.}$$

В ТЭО кондиций 1972 года 48% капиталовложений приходилось на строительство дороги Охотск–Хаканджа, в связи с чем вводим поправку 25% на капиталовложения. Тогда они составят 183,1 млн. дол., а с учетом НДС — 216,1 млн. дол. Принимаем, что стоимость производственных фондов равна капитальным затратам, на долю основных производственных фондов приходится 87%, или 160 млн. дол., а на долю оборотных фондов — 13%, или 23,1 млн. дол.

Находим оптимальную производительность предприятия на базе геологических запасов руды категории $C_1 + C_2$: $\Pi = 178 \cdot 9,272^{0,73} = 905$ или 900 тыс. т/год. В ТЭО кондиций была принята производительность 250 тыс. т руды в год. С учетом установленных в 1972 г. показателей потерь и разубоживания 5 и 15% соответственно определяем эксплуатационные запасы и качество руд: 10 363 тыс. т, 5,47 г/т Au, 244,6 г/т Ag. Срок отработки запасов 12 лет.

Среднегодовой выпуск продукции составит 4737,8 кг Au и 198,1 т Ag, а годовая стоимость продукции 92,9 млн. дол. Стоимость аффинажа составит 1,858 млн. дол., маржа коммерческого банка, принимающего металлы, — 0,465 млн. дол.

Исходя из средних условий месторождения определяются удельные эксплуатационные затраты на 1 т руды: $S_6 = 193,2 \cdot 900^{-0,308} = 23,77$ дол.

Результаты остальных вычислений приводятся и легко проверяются в табл. 2. Выполненный анализ экономической эффективности освоения месторождения на базе вычисленных параметров и принятых допущений свидетельствует о высоком потенциале и инвестиционной при-

влекательности месторождения Хаканджа: чистый дисконтированный доход 72,9 млн. дол. при норме дисконта 15%; внутренняя норма доходности 23,1%; индекс доходности 1,40; срок окупаемости капиталовложений 4 года.

Принято считать, что достоверность технико-экономических расчетов банковского ТЭО или технического проекта разработки месторождения составляет $\pm 10\%$. Точность предлагаемой экспресс-оценки значительно хуже, хотя и возрастает в зависимости от степени изученности объекта. Тем не менее, она представляется вполне достаточной для определения балансовой принадлежности запасов месторождений, учтенных государственным балансом в дореформенный период (при условии выполнения повариантного подсчета запасов), а также для принятия решений о продолжении геологоразведочных работ на оцениваемых рудопроявлениях.

К безусловным преимуществам регрессионного метода относятся наглядность и возможность многовариантного определения оценочных параметров при минимуме информации об объекте, что немаловажно, например, для оценки конъюнктуры рынка лицензий. Кажущиеся недостатки данного метода, ограничивающие сферу его применения, — трудности создания базы данных и сравнительно невысокая точность определения отдельных показателей. Однако интуитивно или по аналогии принятые капитальные затраты и себестоимость 1 т руды вряд ли более точны, чем статистически обоснованные. При этом необходимо помнить, что основные исходные параметры оценки любого месторождения — запасы и среднее содержание — являются статистически определяемыми величинами. Благодаря оперативности и наглядности регрессионный метод оценки можно эффективно использовать как контрольный для выявления ошибок типа «грубых промахов» в ТЭО кондиций или банковском ТЭО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац А.Я., Михайлов Б.К., Райхлин А.И. Рыночный метод экспресс-оценки месторождений, запасы которых приняты на государственный баланс // Руды и металлы. 2003. № 2. С. 30–39.
2. Косов В.В., Лившиц В.Н., Шахназаров А.Г. Методические рекомендации по оценке эффективности инвестиционных проектов. — М.: Экономика, 2000.
3. Кривоцов А.И., Беневольский Б.И. Опыт оценки рыночной стоимости российской горной компании // Минеральные ресурсы России. 2000. № 3. С. 43–46.
4. Сборник нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. — М.: ГКЗ МПР, 1998.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (235.35)

© Коллектив авторов, 2004

ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫЙ ЗОЛОТО-МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ НА АЛИИНСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Вал.И.Сизых (ИЗК СО РАН), Вит.И.Сизых (ЗабНИИ МПР России), Ю.И.Сизых (ИЗК СО РАН), В.В. Ершов (ЗабНИИ МПР России)

Выделен новый прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфировый тип оруденения на Алиинской рудоносной площади в Восточном Забайкалье. Дана перспективная оценка площади на рудное и россыпное золото. Региональная рудоконтролирующая структура, в пределах которой концентрируются многочисленные месторождения золота, меди, молибдена, свинца, цинка, олова, — Шилка-Аргунский глубинный разлом.

Алиинская рудоносная площадь расположена в пределах тектонической зоны северо-западного простирания, представляющей собой фрагмент системы региональных глубинных разломов под названием Шилка-Аргунского поперечного порога [4] (рис. 1). Протяженность зоны десятки километров, ширина 3–5 км. Она контролируется позднеюрскими штоками, дайками гранодиорит-порфиров и кварцевыми жилами. «Прослеженная часть этой глубинной структуры в плане представляется в виде слабо изогнутой линии, обращенной выпуклостью к юго-западу. Она пересекает р. Шилка в окрестностях г. Сретенска и далее на северо-запад протягивается к среднему течению р. Алеур (возле ст. Хоктонга) и к верховьям р. Агита. К юго-востоку от Сретенска она прослеживается вдоль р. Удыча и выходит к р. Газимур примерно в 25 км севернее с. Газимурский Завод, затем пересекает р. Аргунь. В этих пределах она протягивается более чем на 300 км. Для ее обозначения предлагается название – «Шилка-Аргунский поперечный порог» [4, с. 71]. Шилкинское звено сопровождается мощной и достаточно протяженной зоной рассланцованных и милонитизированных пород, выходящих вдоль р. Удыча. К юго-востоку, в междуречье Газимура и Аргуни, порог представлен зоной повышенной трещиноватости, ранее отмеченной Е.А.Радкевич, И.Н.Томсоном [6]. Позднее эта зона была названа Газимур-Нерчинским поясом скрытых разломов [7].

Шилка-Аргунская зона находит отражение и в региональных геофизических полях. По данным М.В.Иванова и Ю.А.Зорина, мощная гравитационная ступень, сопровождающая вдоль левого берега р. Шилка Монголо-Охотский линеймент, вблизи Сретенска круто изгибается и меняет простирание на северо-западное, совпадая с шилкинским звеном порога. В свою очередь, газимурское звено порога обуславливает резкое сужение контура в виде обширной отрицательной аномалии силы тяжести, что сопровождается значительным повышением интенсивности гравитационного поля. Юго-восточным продолжением Шилка-Аргунской зоны разломов служит серия Гириных глубинных разломов, выявленная Ю.А.Ходаком и Сунь Шу [8].

Ю.Ф.Мисник обращает внимание на региональное рудоконтролирующее значение выделенной им Шилка-Аргунской глубинной разломной структуры, в пределах которой концентрируются многочисленные месторождения золота, молибдена, свинца, цинка, олова [4].

Алиинская рудоносная площадь сложена раннепалеозойскими гнейсогранитами, среднеюрскими гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса, ранне-среднеюрскими песчаниками и алевrolитами (рис. 2). Молибденовое, вольфрамовое, оловянное и золотое оруденение связано с гранитоидами Сретенского массива амуджикано-сретенского комплекса. Центральная часть Сретенского массива представлена ги-

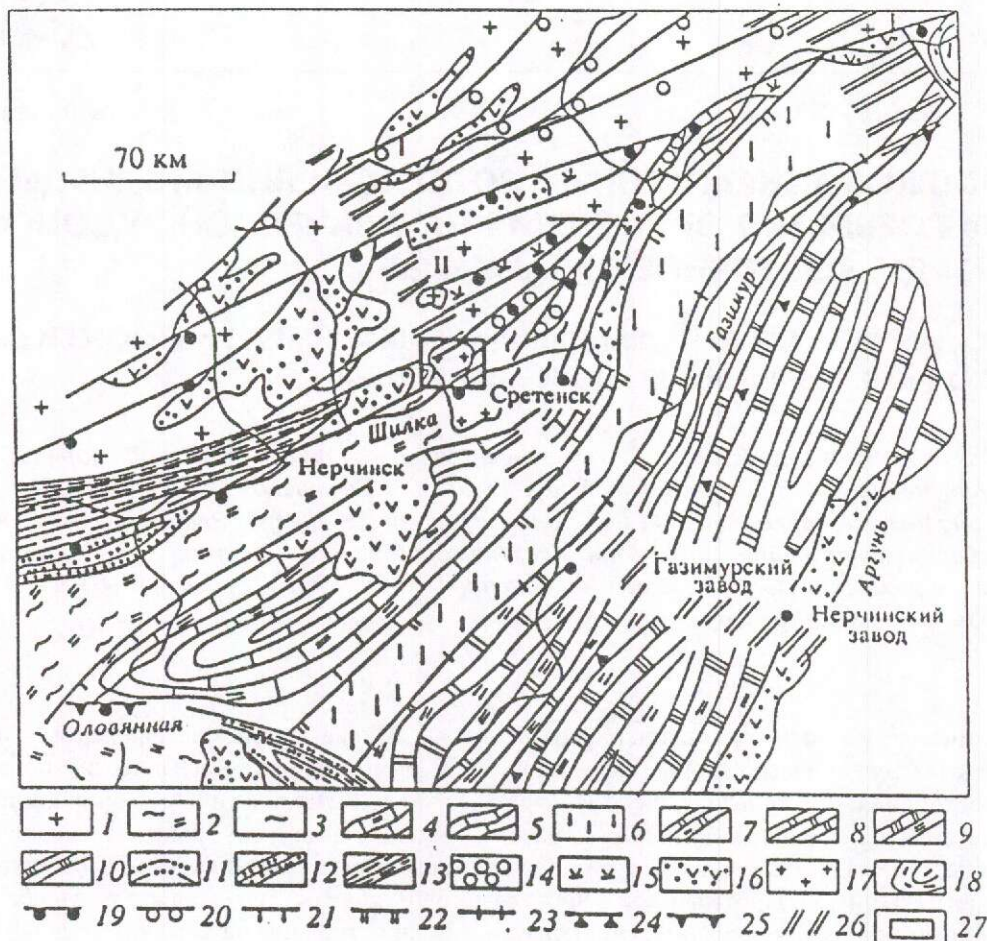


Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-восточной части Восточного Забайкалья, по [4]:

1 — протерозойские образования южной окраины Алдано-Витимского щита. Восточно-Забайкальская складчатая система. Агинский террейн: 2 — юго-западный блок — зеленокаменно-терригенные формации позднего докембрия-раннего палеозоя, 3 — северо-восточный блок — зеленокаменно-терригенные комплексы позднего докембрия-раннего кембрия. Шилка-Аргунский террейн, Шилка-Ононская синклиналильная зона: 4 — юго-западный блок — карбонатно-терригенные комплексы позднего докембрия-раннего палеозоя, морской терригенный комплекс лейаса, континентальные молассы доггера, 5 — северо-восточный блок — карбонатно-терригенные комплексы позднего докембрия-раннего палеозоя. Шилка-Газимурское поднятие: 6 — палеозойские и мезозойские гранитоиды. Газимурская синклиналильная зона: 7 — юго-западный блок — карбонатно-терригенные вулканогенные комплексы позднего докембрия-раннего палеозоя, прибрежно-морские терригенные формации лейаса, континентальные молассы доггера, 8 — северо-восточный блок — карбонатно-терригенный комплекс позднего докембрия-раннего палеозоя. Аргунское поднятие: 9 — юго-западный блок — карбонатно-терригенные комплексы позднего докембрия-раннего палеозоя, континентальные терригенные комплексы лейаса и доггера, 10 — северо-восточный блок — карбонатно-терригенный комплекс позднего докембрия-раннего палеозоя. Приразломные геосинклиналильные прогибы: 11 — Борзинский с вулканогенно-терригенным комплексом перми, 12 — Чиронский с морским терригенным комплексом перми, 13 — Ингодино-Шилкинский с морским терригенным и континентальным вулканогенно-терригенным комплексами позднего триаса. Приразломные орогенные прогибы: 14 — прибрежно-морское молассовое заполнение (Чачинский, Ушмунский, Чернореченский и др.), 15 — наземно-вулканогенное заполнение (Куйтунский, Ундургинский, Никольский и др.). Позднемезозойские впадины: 16 — континентальные вулканогенно-осадочные формации поздней юры-раннего мела. Интрузии в зоне Шилка-Аргунского порога: 17 — среднеюрские гранитоиды Сретенского и Куйтунского массивов. Верхнеамурский синклинорий: 18 — терригенные формации среднего палеозоя и юры. Глубинные разломы: 19 — Монголо-Охотский, 20 — Могочинско-Бушулейский, 21 — Борщевочный, 22 — Междуреченский, 23 — Газимурский, 24 — Амуро-Аргунский, 25 — Ононо-Тургинский; 26 — поперечно-глубинные системы (I — Аникинское поднятие, II — Шилка-Аргунский порог); 27 — Алиинская рудоносная площадь

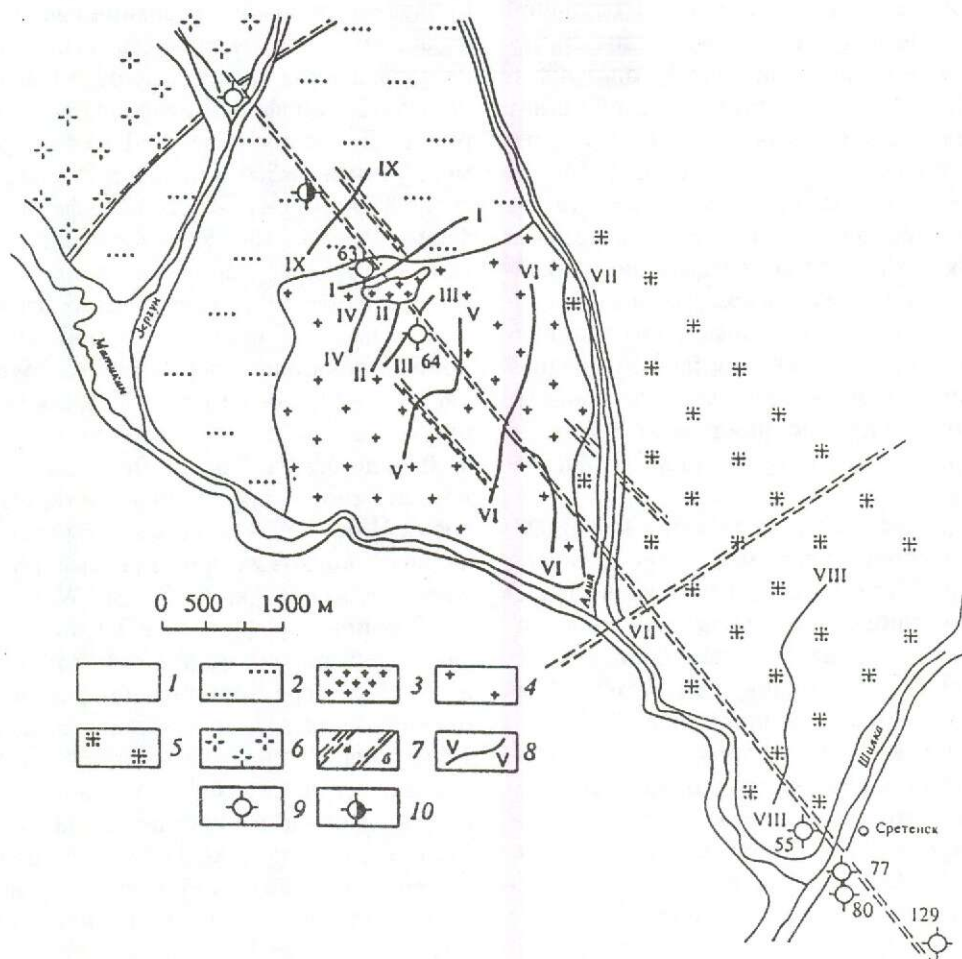


Рис. 2. Геологическая схема Алининской рудоносной площади:

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские песчаники, алевролиты; интрузивные, субвулканические породы средней юры; 3 — гранодиорит-порфиры, 4 — порфиридные гранодиориты, 5 — гигантопорфиридные гранодиориты; 6 — раннепалеозойские лейкократовые гнейсограниты; 7 — зоны разрывных нарушений (*a* — сопровождающиеся кварцевыми жилами, *b* — разломы); 8 — линии профилей с отбором штучных и металлометрических проб; 9 — рудопроявления, по данным предшественников [9]; 10 — Зергунское проявление меди, по данным авторов

гантопорфиридными гранодиоритами, гранитами с крупно- и среднезернистой основной массой, а эндоконтактовая — порфиридными гранодиоритами, гранитами со средне- и мелкозернистой основной массой. Они прорываются небольшими телами гранодиорит-порфиров с мелкозернистой и скрытокристаллической основной массой.

Гигантопорфиридные гранодиориты, граниты светло-серые с розоватым или зеленоватым оттенком. На фоне основной массы выделяются крупные (2–17 см) вкрапленники калиевого полевого шпата розовато-серого цвета, занимающие 20–30% от объема породы. В состав основ-

ной массы входят кварц (до 25%), слабозональный олигоглаз-андезин (40–50%), калиевый полевой шпат, корродирующий плагиоклаз (10–20%), бурый биотит (5–10%) и зеленая роговая обманка (5%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и рудным минералом.

Порфиридные гранодиориты, граниты светло-серые с зеленоватым оттенком. Порфиридные выделения — розовый и розовато-серый калиевый полевой шпат размером 0,5–5 см, реже темно-серый бипирамидальный кварц размером 0,4–0,6 см. Порфиридные выделения равномерно размещены в породе и составляют 10–15,

редко 20% объема породы. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, среднезернистая. В состав ее входят кварц (25%), олигоклазандезин (40–50%), калиевый полевой шпат (10–20%), зеленая роговая обманка нередко с реликтами пироксена (5–10%) и бурый биотит (10–15%). Среди аксессуаров присутствуют сфен, ортит, циркон, апатит, реже магнетит и монацит. Экзоконтактовое воздействие порфиroidных гранодиоритов выражается в образовании 1–2-километровой полосы ороговикованных алевролитов и песчаников ранней–средней юры. Жильная серия — аплиты, аплитовидные граниты и пегматиты мощностью от 3–5 см до первых метров — широко развита в Сретенском массиве.

При геологической съемке м-бов 1: 200 000, 1:50 000 и поисковых работах в бассейне нижнего течения р. Матакан выделены рудопроявления золота, молибдена, меди, мышьяка и флюорита [9]. Все рудопроявления получили отрицательную оценку ввиду малой мощности и невыдержанности кварцевых жил (см. рис. 2).

Куренгинское (129) рудопроявление — в гранитах в зоне дробления меридионального простирания находится 13 кварцевых жил. Длина зоны 2 км, ширина 300 м. Мощность жил 0,1–4 м, содержание Au 0,6 г/т, редко до 1,8 г/т. В кварцевых жилах северо-восточного падения (45–75°) мощностью 0,5–2,5 м отмечается мелкая вкрапленность молибдена (0,01–0,02%).

Усть-Куренгинское (80) рудопроявление представлено кварцевой жилой мощностью 0,10–0,15 м со средним содержанием Au 10–15 г/т. Сретенское (77) рудопроявление — также кварцевая жила мощностью 0,3–0,4 м. Падение ее северо-восточное под углом 65–70°. Содержание Au от 0,4–0,6 до десятков грамм на 1 т. Отмечается редкая вкрапленность молибденита.

Матаканское (64) рудопроявление состоит из шести кварцевых жил мощностью до 0,3 м. Простирание жил северо-западное, падение северо-восточное. Содержание Mo 0,01–0,2%, Bi 0,2–0,5%, Au до 15,6–21,8 г/т, W до 0,06%.

Нижне-Алиинское (63) рудопроявление представлено зоной дробленных и измененных гранитов мощностью 0,3–3 м с малахитом, азуритом и ферримолибденитом. Содержание Cu до 3,47%, Mo 0,3–3,0%.

На самом северо-западном фланге участка в зоне шириной 0,3–0,5 м расположено рудопроявление мышьяка. Пржилки арсенопирита мощностью 1 см прослежены по простиранию зоны на 100–120 м.

На Алиинской рудоносной площади нами

проведены поисково-ревизионные работы, показавшие ее перспективность. Тектоническая зона повышенной трещиноватости была пересечена девятью профилями вкрест простирания (см. рис. 2). Длина профилей от 1 до 4 км, расстояние между ними от 500 м (на северо-западном фланге) до 2,5 км (на юго-восточном фланге). По профилям через 50–100–200 м взяты литогеохимические и штучные пробы из кварца и гидротермально измененных пород. Всего отобрано 115 штучных и 116 сколковых проб. Из штучных проб 28 показали содержание Au более 1 г/т (до 1,8 г/т — 22, 2,0–5,0 г/т — 4, 7,2 и 18,6 г/т — 2 пробы). Все остальные пробы содержат золото от 0,01 до 0,9 г/т. Содержание золота определялось атомно-абсорбционным методом в лаборатории ИЗК СО РАН. Результаты спектрального анализа сколковых проб показывают повышенные содержания As, Pb, Zn, Sn, W, Cu, Mo.

В районе профилей I и III был детализирован выделенный нами при поисковом искаживании шток гранодиорит-порфиоров. Породы брекчированы, сопровождаются прожилками турмалина, интенсивно окварцованы, серицитизированы, сульфидизированы. В них максимальное содержание Au составляет 3,6 г/т, Cu 4,4%, Mo 0,2%, Zn 0,15%, Ag 0,02%. Наиболее высокие содержания золота наблюдались в непосредственной близости от штока гранодиорит-порфиоров.

На Нижне-Алиинском медно-молибденовом рудопроявлении (точка 63 [9]), приуроченном к краевой части массива порфиroidных биотитроговообманковых гранодиоритов амуджиканосретенского среднеюрского комплекса, переобработана старая канава, протяженностью 300 м, в которой вскрыты гранодиориты с окисленной медной минерализацией, причем канава не вышла из зоны оруденелых пород. Субширотная зона дробления с малахитом и азуритом имеет мощность 3 м. Содержание Cu, по данным предшественников, достигает 3,47%, Mo 3,0%. По трем группам проб аргиллизированных и обожженных гранодиоритов с малахитом, азуритом, ковеллином и другими вторичными минералами меди средние содержания Cu составили 0,27, 0,53, 1,02%. Меденосные гранодиориты на дневной поверхности сильно выветрены, сульфиды полностью окислены. Медь частично вынесена из зоны окисления, тем более в трещиноватых породах. Поэтому следует ожидать повышения содержания металла в первичных сульфидных рудах как минимум в 1,5–2 раза. Содержание Mo в данном сечении очень низкое (первые тысячные доли процента), но по рудопроявлению оно

значительно выше. Кроме того, в прожилках и жилах кварца, а также в измененных гранодиоритах известны ранее и подтверждены нами содержания Au до 3,0 г/т, Ag 370 г/т.

В процессе маршрутных поисков в 2 км к северо-западу от Матаканского рудопроявления нами обнаружено новое проявление медной минерализации, названное Зергунским. В его пределах осадочные породы ранней юры настолько обильно насыщены продуктами вторичных медистых минералов (азурит, малахит, ковеллин и др.), что участками порода представляет собой практически сплошную медную руду с содержаниями Cu 4,4–10%. Есть основание предполагать здесь наличие не вскрытого эрозией штока порфировых пород, аналогичных таковому на Матаканском рудопроявлении.

В результате проведенных детальных поисковых работ значительно расширены параметры Алиинской рудной площади. Если по данным предшественников золотая и медная минерализация установлена в единичных точках, то

теперь можно считать, что она развита в тектонической зоне северо-западного направления протяженностью около 20 км, шириной 3–5 км. Примечательно, что отдельные рудные тела обычно имеют такую же ориентировку и расположены в зонах дробления. Судя по минералогическому составу рудных тел, намечается их латеральная зональность с юго-востока на северо-запад: золото-молибденовая минерализация сменяется золото-медно-молибденовой и затем золото-мышьяковистой.

Проделанные работы вместе с ранее известными данными позволяют рассматривать участок с поисковыми профилями I, III, IV, VI, IX, включающий Матаканское, Алиинское и Зергунское рудопроявления, как наиболее перспективный, обладающий практически полным набором элементов прогнозно-поисковой модели месторождений медно-порфирового типа [5]. Размеры участка 2,5×1,5 км, а всей Алиинской рудоносной площади 5×20 км позволяют интерпретировать эту территорию как потенциальное

Прогнозно-поисковая модель потенциального Алиинского рудного поля

Элементы модели	Проявленность в Алиинском рудном поле
1. Формационные 1.1. Рудоносная и рудовмещающая 1.2. Подстилающая	Гранодиоритовая (гранодиорит-гранитная). Гранитогнейсовая. Терригенная
2. Структурные	Интрузив-надынтрузивная зона полифазного батолитообразного интрузива. Эруптивные брекчии
3. Формационно-петрологические 3.1. Порфировые фазы продуктивных интрузивных комплексов (рудоносные и рудовмещающие) 3.2. Главные фазы внедрения продуктивных интрузивных комплексов (рудовмещающие) 3.3. Дайковый комплекс	Диорит-гранодиоритовая формация: гранодиорит-порфиры Порфиroidные и гигантопорфиroidные гранодиориты, граниты Не установлены
4. Метасоматические	Кварц-серицитовые метасоматиты с прожилково-вкрапленной богатой сульфидной минерализацией, постепенно сменяющейся по периферии пропилитизацией с убогой сульфидной минерализацией
5. Геохимические	Высококонтрастные комплексные первичные и вторичные ореолы Cu, Mo, Au, Ag, As, Bi, W, Sn, Pb, Zn
6. Минералогические	В центральной части: прожилково-вкрапленная медная и молибденовая минерализация первичная и окисленная (лимонитизация, малахитизация, азуритизация). В периферийных частях: кварц-турмалиновая и арсенопиритовая минерализация с убогой пиритизацией, жильные золото-сульфидно-кварцевые рудопроявления. Золотоносные россыпи
7. Геофизические	Изучены слабо
8. Геохимические типы и состав руд	Золотосодержащие медно-молибденовые прожилково-вкрапленные руды халькопирит-пиритового и молибденитового типов. Главные минералы — пирит, халькопирит, молибденит, второстепенные — арсенопирит, галенит, сфалерит, гипергенные — лимонит, малахит, азурит, халькозин, ковеллин. Жильные золото-сульфидно-кварцевые руды на флангах
9. Морфология рудных тел	Предполагается штокверк гранодиорит-порфиров площадью не менее 0,5 км ² . На флангах — жилы и линейные зоны прожилково-вкрапленной, золото-сульфидно-кварцевой минерализации

рудное поле с единой рудно-магматической системой порфирирового типа. Основные признаки рудно-магматической системы, приведенные в таблице, позволяют классифицировать ее как потенциальное золотосодержащее, молибден-медно-порфирировое месторождение, локализованное в эпикратонном андезитоидном вулканоплутоническом поясе [2, 3]. Что касается высокой золотонности, не характерной для месторождений этого типа, то она, как показали наши исследования [1], является отличительной особенностью молибден-порфирировых и медно-молибден-порфирировых рудных объектов Восточного Забайкалья.

Предварительная оценка прогнозных ресурсов потенциального Алиинского рудного поля, выполненная по принятой методике [5], показывает, что возможно выявление золото-молибден-медно-порфирирового месторождения, среднего по запасам указанных металлов.

Наблюдаемая рудная зональность в тектонической зоне Алиинской рудной площади позволяет сделать вывод о большей степени эродированности рудных тел юго-восточного ее фланга по отношению к северо-западному, а следовательно, и большей вероятности выявления россыпей золота в среднем и верхнем течениях р. Матакан. Эрозионный срез прогнозируемого месторождения по проявлениям на современной поверхности элементов рудно-магматической системы, по-видимому, неглубокий (уровень II-II [5]).

Таким образом, Алиинская рудоносная площадь (территория от р. Шилка в устьевой части р. Матакан до бассейна р. Зергун протяженностью 20 км при ширине 5 км) весьма перспективна на поиски рудного золота, меди, молибдена и заслуживает самого пристального внимания с постановкой комплекса геофизических и детальных поисковых работ. Если вспомнить, что в аллювии нижнего течения р. Матакан отработана

промышленная россыпь золота, то перспективы Алиинской рудоносной площади на рудное золото возрастают.

Авторы признательны научному сотруднику А.А.Белоголовкину (ИЗК СО РАН) за участие в полевых работах. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 01-05-97216).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ершов В.В., Гайворонский Б.А., Сергеев А.Д.* Некоторые особенности оруденения меднопорфирирового типа Восточного Забайкалья // Мат-лы V международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2002. Т. 2. С. 218.
2. *Кривцов А.И.* Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. – М.: ЦНИГРИ, 1999. Ч. 2.
3. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф.* Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. – М.: ЦНИГРИ, 1997. Ч. 1.
4. *Мисник Ю.Ф.* О Шилка-Аргунском поперечном пороге // Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 71–79.
5. *Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Методическое руководство.* Вып. «Медь» / Отв. ред. А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
6. *Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В.* О региональных поясах в зонах повышенной трещиноватости // Советская геология. 1956. № 53. С. 170–185.
7. *Томсон И.Н., Архангельская В.В., Семенова Н.Г.* О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье // Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., 1962. Вып. 84. С. 85–92. (Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).
8. *Ходак Ю.А., Сунь Шу.* Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельных территорий Советского Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1961. № 10. С. 97–110.
9. *Шенфиль В.Ю., Чацкис И.Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXIV. Объяснительная записка / Редактор И.Г.Рутштейн. – М.: Недра, 1970.

УДК 553.411 (470.22)

Л.В.Кулешевич, Н.Н.Коротаева, 2004

ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОБАШ-1, КАРЕЛИЯ

Л.В.Кулешевич (ИГ КНЦ РАН), Н.Н.Коротаева (Московский государственный университет)

Докембрийское золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 сформировано в ореоле Лобашской гранитной интрузии при существенной роли свекофенских процессов. Золото-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновые и пирит-молибденитовые руды рассмотрены в ряду единой зональности. Магматическая система месторождения представлена комплексом островодужных вулканогенных пород (андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты), интрузивным комплексом габбро-гранодиоритов, дайками андезитов, дацитов, риолитов Na-серии, высокотитанистыми дайками габбро-диабазов и гранодиоритов K-Na-серии и лобашским гранитным комплексом. Гранитный комплекс, как и вмещающие его породы, сопровождается гидротермально-метасоматическими изменениями. Золото-сульфидная прожилковая минерализация локализуется в зонах расланцевания и биотитизации на контактах даек кислого-среднего состава в северо-восточной части участка. Кроме сульфидной минерализации, руды представлены золотом, электроумом и висмутом, гёсситом, разнообразными висмутотеллуридами. Метасоматиты и руды связаны с различными минеральными парагенезисами, сформированными при снижении температур от 520°C (гранатовые амфиболиты) до 405–360°C (хлориты в околорудных метасоматитах) и от 320–270°C (пирротин, пирит, сфалерит) до 170°C (золото, электроум). Молибденовое оруденение сформировалось непосредственно над апикальной частью интрузии в условиях снижения температуры от 400 до 230°C [11].

Месторождения молибденовых и золото-полиметаллических руд Лобаш и Лобаш-1 приурочены к единой рудно-магматической системе одноименного участка в западном обрамлении докембрийской Лехтинской структуры (рис. 1). Изучением геологического строения участка, поисковыми и оценочными работами (1975–1998 гг.) занимались геологи Карельской экспедиции — С.Н.Юдин, Г.Н.Пироженко, В.М.Тытык и сотрудники НИИ [2, 3, 11, 12]. По расчетам В.М.Тытыка, запасы на месторождении Лобаш составляют около 138 тыс. т Мо, а на месторождении Лобаш-1 — 8,7 т Au, 27,6 т Ag, 11,7 тыс. т Cu.

Строение Тунгудско-Воингозерской позднеархейской (лопийской) зеленокаменной структуры, в северной части которой находится Лобаш, обусловлено внедрением крупных многофазных плутонов гранодиоритов — Нигалминского, Тунгудского, Шобинского [10]. На участке Лобаш обнажены гранодиориты ранней фазы Шобинского массива. Скважинами вскрыты более поздние граниты и лейкограниты небольшой Ло-

башской интрузии. Датирование гранитов и разнообразных даек на этом участке затруднено из-за интенсивного их изменения. Возраст гранитов по радиологическим данным 2807 млн. лет [7]. А.М.Ларин считает, что интрузия гораздо моложе — 2600 млн. лет [6]. Кислые вулканы авнерчинской свиты на восточном борту Лехтинской структуры имеют возраст 2801 млн. лет [8].

Строение Тунгудско-Воингозерской зоны и всей Лехтинской структуры определяется развитием свекофенских пологих надвигов и более крутых сдвиговых деформаций, сопровождаемых интенсивным расланцеванием и метасоматозом пород разного возраста [4]. Эти деформации фиксируются по геофизическим данным на границе с Беломорской складчатой областью. По мнению некоторых исследователей, с ними связаны нарушения изотопной системы сфена гранитов [6], неоднозначность возраста околорудных метасоматитов (1855–1890 млн. лет) и золото-полиметаллических руд (1800–1850 млн. лет [5]), а также возраста молибденовых руд

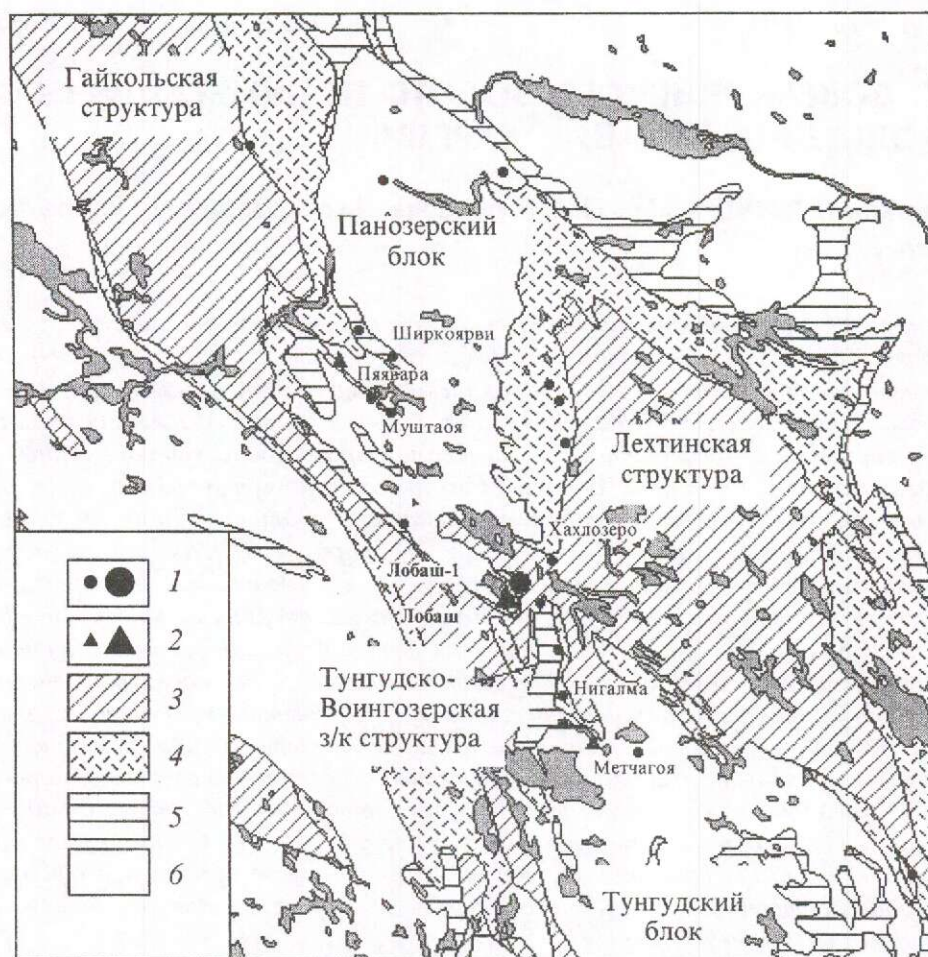


Рис. 1. Схема размещения проявлений золота и молибдена в западном борту Лехтинской структуры:

рудопроявления и месторождения: 1 — золото, 2 — молибден; комплексы вмещающих пород: 3 — ятулийский, 4 — сумийско-сариолийский, 5 — лопийский; 6 — гранитоиды

(1570–1704 млн. лет) по данным Re-Os-метода [11]. Таким образом, наблюдаемая зональность в расположении метасоматитов и руд относительно лобашских гранитов, возраст которых определен как архейский, приходит в противоречие со свекофенским (и моложе) возрастом метасоматитов и руд. Поэтому относительно возраста и генезиса месторождения существуют две точки зрения [10–12]: месторождение позднеархейское, на которое оказали влияние свекофенские процессы, или протерозойское.

Современный облик участка Лобаш (рис. 2, 3) сформировался в результате последовательного внедрения многочисленных интрузий и неоднократной метасоматической переработки пород в период от позднего архея до протерозоя. Вмещающие лопийские породы, представленные базальтами, андезитами, кислыми вулканитами и

их туфами, прорваны силлом габбро и дайками габбро-диабазов двух фаз внедрения, массивом гранодиоритов, дайками и телами андезитов, дацитов-риодацитов, риолитов, гранодиорит-порфиров, гранитами, лейкогранитами (табл. 1). Вмещающие породы полого (около 10–20°) падают на восток и несогласно перекрываются сумийскими кварцитами и туфогенно-осадочной толщей. На свекофенском этапе произошло пологое юго-западное надвигание сумийской толщи на лопийский комплекс и сформировались зоны расщепления и метасоматических преобразований.

Среднезернистые габброиды первой фазы в центральной части участка Лобаш имеют максимальную мощность. Благодаря пологому залеганию вмещающих пород они формируют силл, деформированный и разделенный на две части

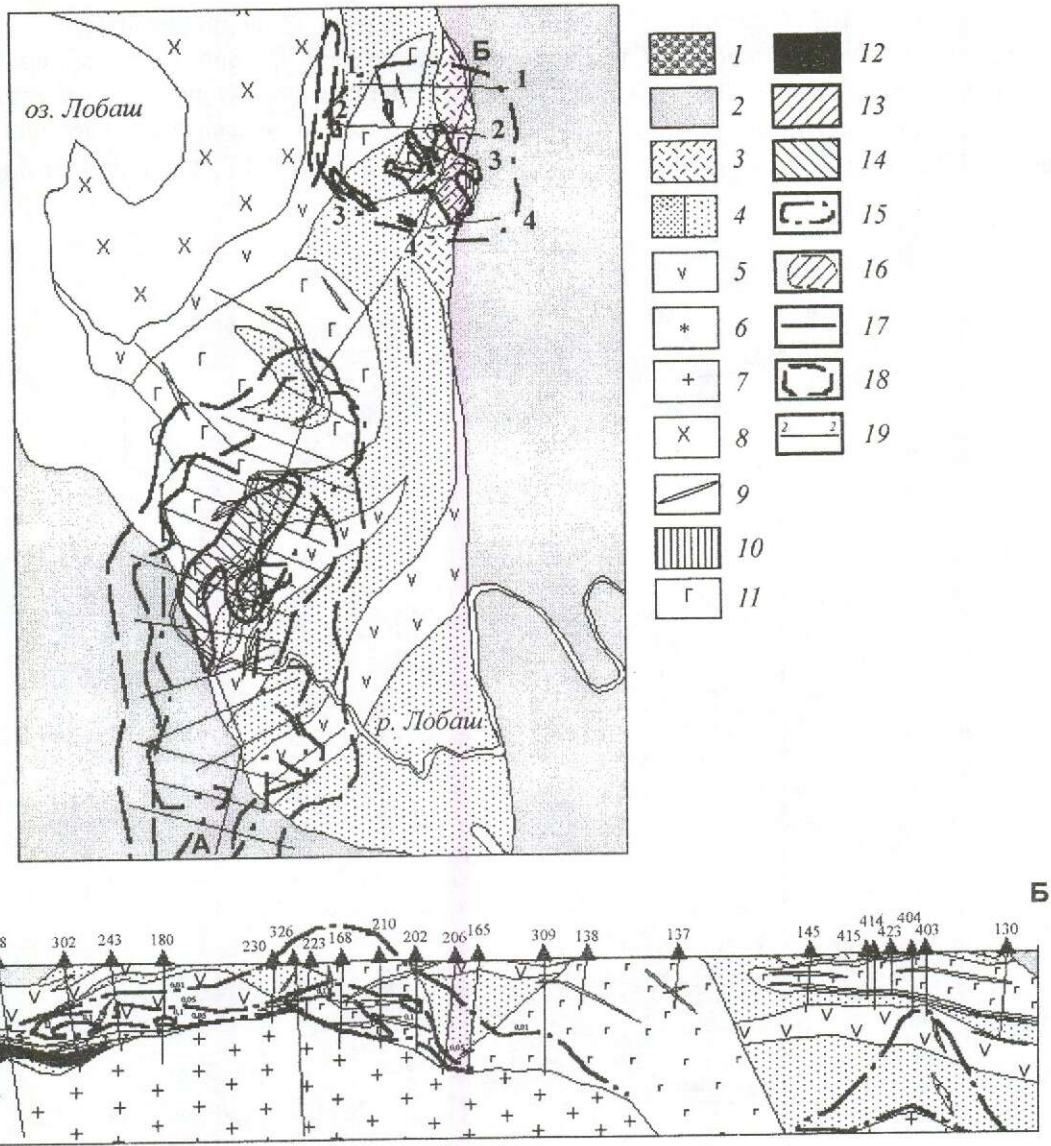


Рис. 2. Схема геологического строения участка Лобаш, по В.М.Тытьку с дополнениями:

1 — четвертичные отложения; 2 — сумийская туфогенно-осадочная толща; лопийский комплекс: 3 — туфы и вулканы кислого состава, 4 — андезитовые порфиры и их туфы, 5 — базальты; интрузивные образования: 6 — лейкограниты и 7 — Na-K-граниты лобашского комплекса; 8 — гранодиориты шобинского комплекса; 9 — дайки риолитов, риодацитов, андезитов, гранодиорит-порфиров; 10 — габбро-диабазы второй фазы; 11 — габбро первой фазы; 12 — молибденит-кварцевые жилы; 13 — золото-полиметаллические и 14 — молибденовые руды (на карте); 15 — площадь проявления оруденения; 16 — околорудные ореолы золота (>0,1 г/т); 17 — золоторудные тела (>0,5 г/т); 18 — ареал лобашских гранитов; 19 — профили и их номера

при последующих тектонических процессах. Поздние мелкозернистые габбро-диабазы второй фазы секут вмещающую толщу и габбро первой фазы. Под влиянием Лобашской интрузии габброиды эпидотизированы и превращены в роговообманковые габбро-порфиры.

Андезитовые порфиры, дациты-риодациты и риолиты образуют дайки и пологозалегаю-

щие тела (см. табл. 1). Дайки секут вмещающую толщу и габброиды. Из ранних гидротермальных изменений в контакте с дайками риодацитов наблюдается серицитизация.

Внедрение Шобинского массива гранодиоритов, крайней юго-восточной частью которого являются гранодиориты участка Лобаш, сопровождалось ранним метаморфизмом зеленослан-

цевой — эпидот-амфиболитовой — фации. Массив погружается к северо-востоку. В его восточном контакте на участке Лобаш-1 вмещающие толщи имеют пологие, а на южном выклинивании — более крутые падения.

Дайки гранодиорит-порфиров секут габброиды первой и второй фаз и вмещающие породы. Они имеют структуру, близкую к таковой габброидитов и повышенные содержания TiO_2 , V_2O_5 , P_2O_5 (см. табл. 1/8). Гранодиорит-порфиры сопро-

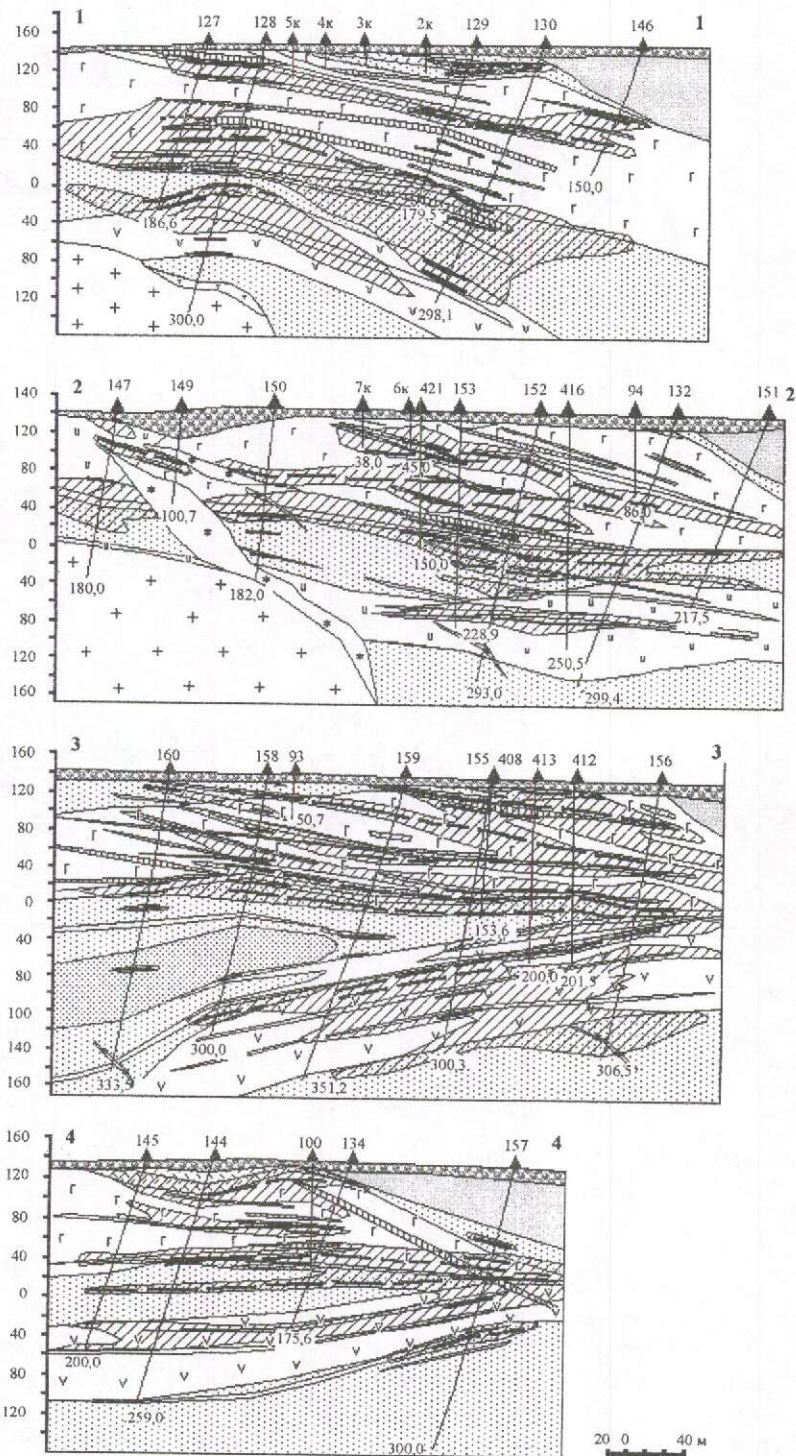


Рис. 3. Околорудные ореолы и золоторудные тела в разведочных профилях участка Лобаш: усл. обозн. см. рис. 2

1. Химические составы интрузивных пород участка Лобаш-1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	60,06	58,45	67,53	71,71	74,27	49,51	49,12	67,01	66,81	74,29	69,54
TiO ₂	0,65	0,41	0,43	0,18	0,15	0,93	1,23	0,72	0,32	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	15,73	17,55	16,99	15,19	14,27	15,43	14,63	12,97	14,77	12,86	15,23
Fe ₂ O ₃	1,27	1,89	0,32	0,57	0,52	4,03	3,12	1,86	1,97	0,4	0,41
FeO	5,53	3,16	1,33	1,63	1,21	7,17	10,22	4,3	2,3	1,69	1,02
MnO	0,12	0,11	0,04	0,03	0,02	0,21	0,24	0,07	0,08	0,04	0,02
MgO	4,52	2,98	1,16	0,86	0,79	6,69	6,42	2,29	1,4	0,41	0,13
CaO	4,44	5,54	3,29	1,69	1,31	9,89	8,7	4,05	2,31	0,75	0,94
Na ₂ O	3,86	6,9	6,9	5,69	5,6	2,57	2,6	4,03	3,73	3,7	3,96
K ₂ O	1,86	0,41	0,56	1,26	1,12	0,89	1	0,89	3,26	4,72	7,65
P ₂ O ₅	0,22	0,2	0,04	0,08	0,06	0,12	0,1	0,12	0,09	0,03	0,02
H ₂ O	0,08	0,05	0,07	0,12	0,12	0,09	0,07	0,15	0,06	0,16	0,11
П.п.п.	1,45	2,13	1,32	0,78	0,66	2,34	2,26	1,58	2,72	0,65	0,69
Сумма	99,79	99,78	99,98	99,79	100,1	99,87	99,71	100,04	99,82	99,79	99,81
N	2	2	2	11	6	13	15	7	2	5	2
NiO	0,012	0,014	0,005	0,004	0,004	0,013	0,008	0,008	0,003	0,004	0,003
CoO	0,004	0,004	0,001	0,002	0,003	0,005	0,005	0,005	0,011	0,001	0,002
CuO	0,001	0,023	0,005	0,003	0,011	0,022	0,044	0,035	0,006	0,003	0,002
ZnO	0,009	0,012	0,015	0,021	0,012	0,039	0,027	0,024	0,013	0,023	0,017
Cr ₂ O ₃	0,029	0,014	0,006	0,003	0,008	0,027	0,011	0,019	0,004	0,006	0,005
V ₂ O ₅	0,026	0,018	0,005	0,001	0,004	0,049	0,053	0,022	0,016	0,021	0,008
Li ₂ O	0,0214	0,0039	0,0095	0,0053	0,0182	0,0094	0,0095	0,0068	0,0106	0,0058	0,0005
Rb ₂ O	0,027	0,05	0,0082	0,009	0,0183	0,0249	0,0147	0,0165	0,0261	0,0335	0,0458
Cs ₂ O	0,0013	0,0003		0,0005	0,0003	0,0006	0,0008	0,0006	0,0005	0,0004	0,0004
n	1	2	1	8	3	3	4	5	2	5	2
BaO	0,059	0,01	0,012		0,021			0,0175	0,059	0,0248	0,028
SrO	0,03	0,0245	0,034		0,016			0,023	0,0245	0,019	0,017
n	1	2	1		1			1	2	5	2
Na ₂ O+K ₂ O	5,72	7,31	7,46	6,95	6,72	3,46	3,6	4,92	6,99	8,42	11,61
Na ₂ O/K ₂ O	2,08	16,83	12,32	4,52	5	2,89	2,6	4,53	1,14	0,78	0,52
Al	1,39	2,19	6,05	4,96	5,66	0,86	0,74	1,53	2,65	5,14	9,76
Mg	0,55	0,52	0,56	0,42	0,46	0,53	0,47	0,41	0,38	0,26	0,14
A/CNK	1,27	1,04	1,14	1,22	1,23	1,09	1,10	1,15	1,25	1,08	0,97

Примечание. 1 — силл андезитов; дайки: 2 — андезитов, 3 — дацитов, 4 — риодацитов, 5 — риолитов; 6 — габбро; 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — дайки гранодиорит-порфиров; 9 — гранодиориты Шобинского массива; 10 — Na-K граниты и 11 — лейкограниты лобашского комплекса; n — число определений. Анализы выполнены в лаборатории ИГ КНЦ РАН.

обладают интенсивными преобразованиями на контактах (эпидотизацией, биотитизацией).

Наиболее существенное влияние на состав вмещающих пород и габброиды оказал комплекс Na-K-гранитов — лейкогранитов Лобашской интрузии. Граниты образуют небольшие тела в южной и северной частях участка и приурочены к контакту Шобинского массива гранодиоритов. Они относятся к фторсодержащим гранитам Na-K-серии (см. табл. 1/10–11). Мелкозернистые лейкограниты образуют апофизы.

Анализ петрохимических диаграмм (рис. 4) позволяет утверждать, что вулканы и дайки кислого-среднего состава, гранодиориты и лобашский гранитный комплекс относятся к разным сериям и сформировались в разных геодинамических обстановках.

Гидротермально-метасоматические изменения в области развития молибденовых руд выражены альбитизацией и грейзенизацией гранитов, биотитизацией и эпидотизацией вмещающих толщ [11]. Они сопровождаются штокверком кварцевых жил с молибденитом и пиритом и более поздними флюорит-карбонатными прожилками. В основных породах и габброидах над кровлей интрузии широко развит амфиболовый порфиробластез.

Молибденит-кварцевый штокверк (см. рис. 2, разрез А–Б) имеет вид конформной залежи (азимут простирания 10°) мощностью 100–200 м с содержанием Мо от 0,03 до 0,2%. Мощность прожилков 0,1–10 см. В южной части месторождения развиты более мощные жилы. Молибденит-пиритовые руды сменяются молибденит-

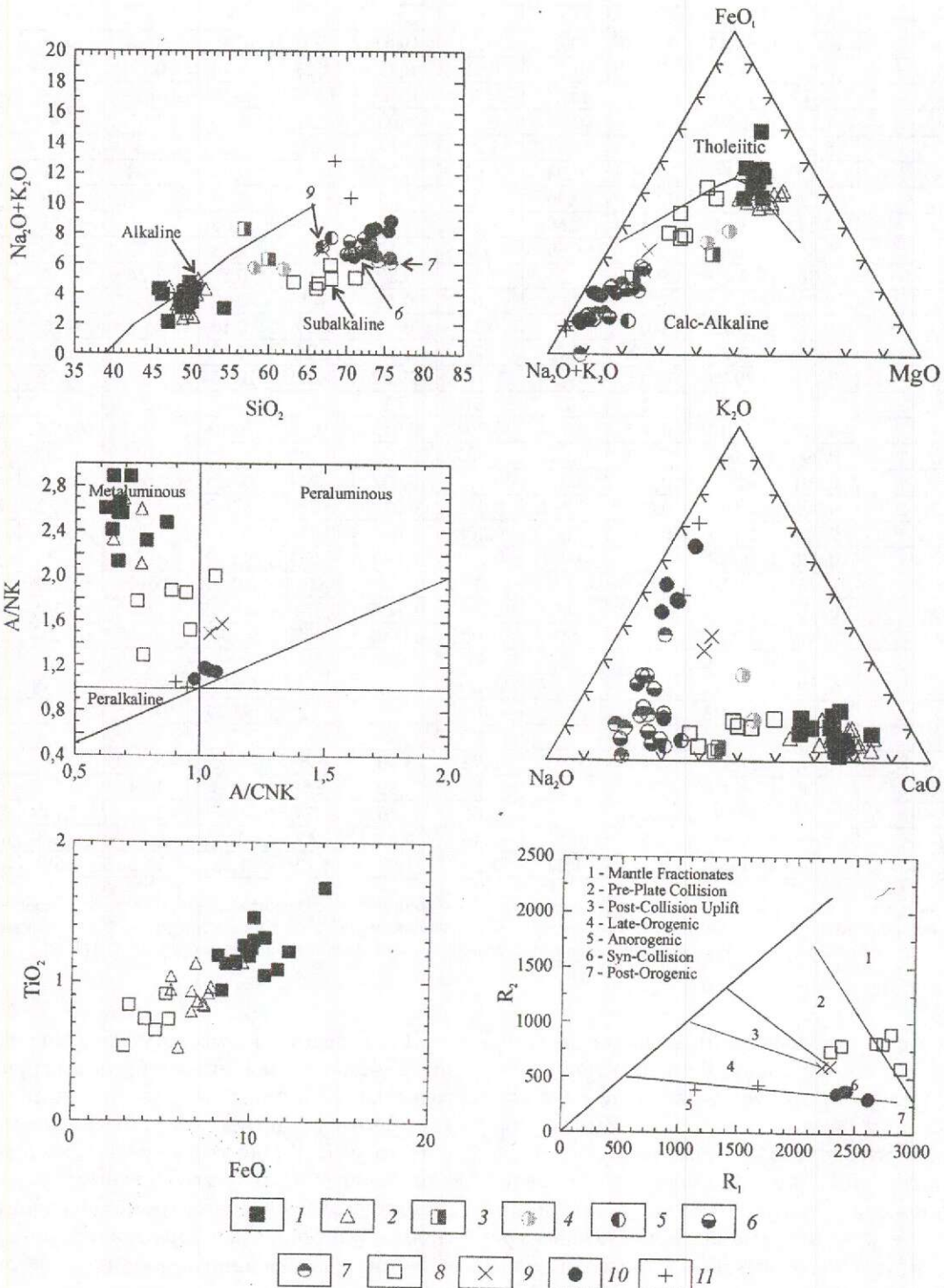


Рис. 4. Петрохимические диаграммы комплекса магматических пород участка Лобаш: $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$; $(Na_2O+K_2O)-FeO_1-MgO$; $A/CNK-A/NK$, где $A=Al_2O_3$, $N=Na_2O$, $K=K_2O$, $C=CaO$; Na_2O-K_2O-CaO ; $FeO-TiO_2$; R_1-R_2 , где $R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$, $R_2=6Ca+2Mg+Al$:

1 — габбро (первая фаза), силл; 2 — габбро-диабазы (вторая фаза), дайки; 3 — андезитовые порфириты, дайки; 4 — андезитовые порфириты, силл; дайки; 5 — дацитов, 6 — риодацитов, 7 — риодитов, 8 — гранодиоритов; 9 — шобинский комплекс, гранодиориты; 10 — лобашский комплекс, граниты; 11 — лейкограниты

халькопирит-пирротинными на удалении от эндоконтакта. Температура их образования, по данным изучения газовой-жидких включений в кварце, 400–228°C [11]. Руды обогащены Re (13–187 г/т) и Os (0,4–6 г/т) [1, 11]. На поздних стадиях выделяется шеелит, содержащий примесь Mo 0,013%.

На золоторудном месторождении Лобаш-1 локально развиты гранат-амфиболовые метасоматиты, биотитизированные и эпидотизированные породы, кварц-карбонат-эпидотовые и кварц-карбонатные прожилки, в которых выделяются несколько генераций эпидота, амфибола, граната, биотита, хлорита, карбоната, ильменита, сфена, сульфиды. Были проанализированы минералы из разных парагенезисов, характеризующие образование роговообманковых порфириров по габбро (1), появление в них эпидот-кварцевых прожилков (2), образование зоны гранатовых амфиболитов по базальтам (3), биотититов (4), карбонат-кварцевых прожилков (5) и золото-сульфидного рудного (6) парагенезиса в них.

1. В метагаббро участка Лобаш-1 присутствует минеральная ассоциация раннего метаморфизма, связанного с влиянием гранодиоритов, и позднего, контактового, связанного с воздействием Лобашской интрузии: роговой обманки-1 и порфиробластической роговой обманки-2, эпидота, плагиоклаза, а также низкотемпературных актинолита-3 и хлорита (табл. 2/1–10). Роговая обманка-1 раннего парагенезиса, составляющая основную массу породы, относится к ферро-роговой обманке. Порфиробластическая роговая обманка-2, образующая темные крупные пятнистые зерна, имеет повышенные глиноземистость и железистость (f) и относится к алюмо-ферропаргаситу (16,88% Al_2O_3 , 25,45% FeO). При замещении роговой обманки актинолитом содержание Al_2O_3 в ней снижается до 3,33%. Подобные изменения пород сопровождаются также образованием эпидота и раскислением плагиоклаза (см. табл. 2/13–20).

2. В габбро-порфиридах локальных зон широко развиты эпидозиты и эпидот-кварцевые прожилки. Эпидот, образующийся на этой стадии, содержит 11,83% FeO, Fe:Al=0,34 (см. табл. 2/4). В зальбандах эпидотовых прожилков развит альбит (см. табл. 2/8). Титаномагнетит замещается ильменитом, а затем полностью сфеном; сохраняется лишь его реликтовая решетка. В ильмените содержатся FeO 45,81% и MnO 2,72%. В сфене установлены микропримеси Al_2O_3 и FeO.

3. В метабазах вблизи контакта их с дайкой на глубине 210–220 м (С-153, 152, 132) обра-

зовалась маломощная зона гранатовых амфиболитов с парагенезисами граната и темно-зеленой роговой обманки (см. табл. 2/11–16). В более низкотемпературных парагенезисах с ними ассоциируют эпидот, хлорит, биотит, а при кислотном выщелачивании происходит интенсивное прокварцевание пород, сопровождаемое пирритом, пирротинном.

Розовато-красный гранат амфиболитов (см. табл. 2/11–12) относится к альмандину с примесью гроссуляр-андрадитового и спессартинового компонентов и содержит 6,9% MnO. Он имеет близкий состав в центре и кайме. Находящаяся с ним в парагенезисе роговая обманка содержит 17,3% Al_2O_3 ($Al^{IV}=2,07$, $Al^{VI}=1$ ф. ед.) и относится к алюмо-ферропаргаситу. Температура их образования 440–520°C (компьютерная программа РТФ, ИЭМ, версия 6). Эпидот выделяется позднее граната и встречается в нем и самостоятельно. Он содержит 11,94% FeO, Fe:Al=0,34 и по составу близок к эпидоту из габбро-порфириров. Хлорит, ассоциирующий с роговой обманкой, обладает железистостью, равной 69%. В ильмените этого парагенезиса присутствует MnO до 3,05%. Повышение количества марганца отмечено и для других минералов метасоматитов на площади месторождения.

4. Наиболее интенсивная биотитизация связана с образованием гранитов, и она наиболее хорошо подчеркивает ареал раннего К-метасоматоза. Кроме того, биотитизация развивается по пологим зонам рассланцевания в различных породах и на контактах даек. Локально формируются почти мономинеральные коричневаточерные породы — биотититы с содержанием биотита до 40–60%. На свекофенском этапе деформаций биотитизация и низкотемпературные изменения (эпидот, карбонат, турмалин, пирит) накладываются и на сумийскую перекрывающую толщу.

В биотитизированных габбро-порфиридах содержание K_2O может достигать 4,32%, в андезитах до 5,03%, в гранодиорит-порфирах до 5,93%. Биотитизация фиксирует предрудный метасоматоз (510–400°C) и позволяет выделять контур пород, благоприятных для отложения оруденения, предшествует образованию золото-полиметаллических руд.

Коричневый до черного биотит фиксируется в габбро-порфиридах, андезитах, их туфах, в биотититах по ним, на контактах с дайками и в зальбандах сульфидных прожилков. Биотит из габбро-порфиридов (табл. 3; см. табл. 2) имеет железистость 50–62%, содержит TiO_2 1,53–1,64%. В

2. Микронзондовые составы минералов из измененных пород месторождения Лобаш-1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,181	44,427	53,933	39,076	38,706	29,314	26,069	67,886	0,118	30,457	36,494
TiO ₂	0,324	0,266	0,122	0,077	1,534	0,074	0,058	—	50,881	39,638	0,029
Al ₂ O ₃	16,876	13,259	3,330	24,710	17,422	24,176	23,296	19,860	0,036	0,707	20,80
FeO	25,454	18,785	13,929	11,832	20,479	27,648	40,203	0,225	45,807	0,168	27,805
MnO	0,311	0,288	0,379	0,325	0,290	0,480	0,614	—	2,724	0,007	6,904
MgO	3,376	8,786	14,961	0,051	11,519	18,005	9,045	—	—	0,015	0,44
CaO	10,963	12,124	12,767	23,763	—	0,067	0,160	0,341	—	28,928	7,411
Na ₂ O	1,868	1,309	0,381	0,115	0,182	0,104	0,404	11,627	0,406	0	0,053
K ₂ O	0,548	0,449	0,093	0,013	9,687	0,047	0,019	0,036	—	0,039	0,048
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,201	0,036	0,003	—	0,042	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00	99,999	99,998	100,02	100,01
n	2	1	3	2	1	2	1	2	1	1	2
Расчет на катионы	13	13	13	8	7	10	10	16	2	3	8
Si	6,025	7,11	7,61	2,96	2,85	2,71	2,57	11,83	0,96	0,99	2,96
Ti	0,04	0,03	0,02	0,01	0,08	—	0,01	—	—	0,97	—
Al ^{IV}	1,97	0,89	0,39	—	1,15	1,28	1,40	4,07	—	—	0,04
Al ^{VI}	1,01	0,36	0,17	2,20	0,36	1,35	1,30	—	—	0,03	1,94
Fe ²⁺	3,19	2,51	1,64	0,74	1,51	2,13	3,31	0,03	0,96	—	1,88
Mn	0,04	0,04	0,04	0,14	1,26	0,035	0,05	—	0,06	—	0,47
Mg	0,75	2,10	3,15	0,09	0,02	2,48	1,32	—	—	—	0,05
Ca	1,76	2,08	1,93	1,93	1,26	—	0,02	0,06	—	1,01	0,645
Na	0,54	0,40	0,10	0,015	0,03	0,02	0,08	3,92	0,02	—	0,01
K	0,105	0,09	0,02	—	0,91	—	—	0,01	—	—	0,005
f, %	80	54	34	—	50	46	71	—	—	—	97
Fe/Al	—	—	—	0,34	—	—	—	—	—	—	—
T°, C	—	—	—	—	—	357	405	—	—	—	440
Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	36,556	39,378	38,836	26,681	0,209	39,279	38,570	28,997	68,528	30,306	0,228
TiO ₂	—	0,294	0,090	0,058	50,266	0,134	1,762	0,125	0,010	38,447	0,006
Al ₂ O ₃	20,765	17,303	24,997	23,656	0,084	27,069	17,423	24,500	19,553	1,358	—
FeO	28,521	25,278	11,943	39,107	46,141	8,926	20,459	28,210	0,107	0,330	1,376
MnO	5,438	0,280	0,501	0,689	3,049	0,182	0,223	0,541	—	0	0,999
MgO	0,682	3,333	0,156	9,375	—	—	11,208	17,234	—	0	0,707
CaO	7,986	11,244	23,274	0,022	0,129	24,359	—	0,039	0,244	28,886	96,626
Na ₂ O	0,026	2,070	0,164	0,195	0,119	—	0,154	0,355	11,384	0,198	—
K ₂ O	—	0,679	0,021	0,036	—	0,004	9,964	0,046	0,130	0	0,045
Cr ₂ O ₃	—	0,077	—	0,143	0,001	—	—	0,006	—	0,151	0,003
Сумма	100,01	100,01	100,01	100,00	99,998	100,01	100,00	100,01	99,999	100,00	100,00
n	1	2	3	2	1	1	2	2	1	1	1
Расчет на катионы	8	13	8	10	2	8	7	10	16	3	1
Si	2,96	5,93	2,99	2,62	—	2,99	2,85	2,695	11,88	0,99	—
Ti	—	0,035	0,01	0,01	0,95	0,01	0,09	0,01	—	0,95	—
Al ^{IV}	0,02	2,07	—	1,37	—	—	1,14	1,31	4,00	—	—
Al ^{VI}	1,96	1,00	2,27	1,36	—	2,43	0,39	1,37	—	0,04	—
Fe ²⁺	1,92	3,18	0,77	3,20	0,97	0,57	1,26	2,19	0,01	0,01	0,01
Mn	0,37	0,03	0,03	0,055	0,06	0,01	0,015	0,045	—	—	0,01
Mg	0,08	0,75	0,01	1,385	—	—	—	2,38	—	—	0,01
Ca	0,69	1,815	1,92	—	—	1,99	0,02	0,01	0,04	1,00	0,97
Na	0,005	0,605	0,02	0,06	0,01	—	—	0,06	3,82	0,01	—
K	—	0,135	—	—	—	—	0,94	0,01	0,03	—	—
f, %	96	80	—	69	—	—	50	47	—	—	—
Fe/Al	—	—	0,34	—	—	0,23	—	—	—	—	—
T°, C	520	—	—	386	—	—	—	366	—	—	—

Примечание. 1–10 — С-133/49,7 и С-146/86,9 (габбро-порфирит, силл); 11–16 — С-130/295,1 (гранатовый амфиболит по габбро-диабазу); 17–22 — С-133/35,5 (околорудные изменения в контакте с прожилком). Микронзондовые анализы выполнены на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным микроанализатором «Liuk АН-10000» Н.Н.Корогачевой (геологический факультет МГУ). 1–3, 13 — амфиболы: 1, 13 — алюмо-ферропаргасит, 2 — ферро-роговая обманка, 3 — актинолит, 11–12 — гранат (11 — центр, 12 — кайма), 4, 14, 17 — эпидот, 6–7, 15, 19 — хлорит, 9, 16 — ильменит, 5, 18 — биотит, 8, 20 — альбит, 10, 21 — сфен, 22 — кальцит. T°, C рассчитана для гранатов и алюмо-ферропаргасита по РТФ, для хлоритов по [13].

биотититах его железистость ($f=43\%$, TiO_2 1,28%) несколько ниже, чем у хлорита ($f=64\%$, TiO_2 до 2,14%). В ореоле рудных прожилков биотит и хлорит имеют близкую железистость — 50 и 47% (см. табл. 3). Для биотитов характерны повышенные количества Li_2O 0,0592–0,036%, Cs_2O 0,0099–0,0049% и особенно Rb_2O 0,1158–0,1344%, для хлоритов — более высокое, чем в биотитах, содержание MnO 0,48–0,85%.

5. Нерудные минералы околожилных метасоматитов представлены эпидотом, хлоритом, альбитом, биотитом, сфеном (см. табл. 2/17–21), прожилки содержат кварц, карбонат (10–15%), сульфиды, висмутотеллуриды и золото. Эпидот в зальбандах прожилков близок по составу эпидоту из габбро-порфиров и гранатовых амфиболитов, отличается незначительно ($Fe:Al=0,23$), карбонат представлен кальцитом (см. табл. 2/17, 22). При оценке температур образования хлоритов с использованием хлоритового геотермометра [13] получены значения от 405 до 360°C (см. табл. 2/6, 7, 15, 19, табл. 3/3).

Золото-полиметаллическое оруденение Лобаш-1 локализуется в северо-восточной части

участка на контактах с дайками риодацитов и гранодиорит-порфиров. Ему предшествовали образование пологих зон расланцевания и биотитизация. Рудная минерализация образует четыре пологозалегающие зоны, включающие до 12 локальных тел (см. рис. 2, 3, разрезы 1–4). Золото непосредственно связано с сульфидно-карбонат-кварцевыми прожилками мощностью 0,1–2 см. Содержание сульфидов в них 10–30%. Прожилки образуют пологозалегающий штокверк с вертикальным размахом 120–300 м. При таком залегании месторождение может рассматриваться как стратифицированное с близким от поверхности залеганием верхних уровней рудных тел — 10–40 м. Руды мелкозернистые, вкрапленно-прожилковые, золото-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротинные. Содержание Au в них колеблется от 0,5 до 216 г/т (среднее 3,04–2,64 г/т), попутными компонентами являются медь, серебро, цинк, $Au:Ag=1:(3–4)$.

Главные рудные минералы представлены пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, золотом, реже пиритом. Золото установлено в самородном виде и в электруме, в ассоциации с гёсситом, висмутом, висмутином, висму-

3. Химические составы минералов из биотититов

Компоненты	1		2		3	
	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.
SiO_2	32,42	2,51	36,63	2,77	18,45	2,04
TiO_2	1,65	0,10	1,28	0,07	2,14	0,18
Al_2O_3	18,50	1,69	17,56	1,56	20,80	2,71
Fe_2O_3	5,61	0,32	1,69	0,09	16,44	1,37
FeO	20,99	1,36	16,12	1,02	19,85	1,83
MnO	0,278	0,02	0,192	0,01	0,85	0,08
MgO	8,54	0,99	12,94	1,46	10,27	1,69
CaO	—	—	0,42	0,03	0,75	0,09
Na_2O	0,06	0,01	0,09	0,01	0,02	0,01
K_2O	7,52	0,74	9,40	0,91	0,02	0,01
H_2O	0,76	0,39	0,40	—	0,13	0,09
П.п.п.	4,28	—	3,26	—	10,01	—
P_2O_5	0,020	—	—	—	—	—
CoO	0,010	—	0,005	—	0,008	—
NiO	0,008	—	0,017	—	0,007	—
CuO	0,003	—	—	—	0,002	—
ZnO	0,042	—	0,024	—	—	—
Cr_2O_3	0,011	—	0,003	—	0,003	—
V_2O_5	0,064	—	—	—	0,004	—
Li_2O	0,0592	—	0,0360	—	—	—
Rb_2O	0,1158	—	0,1344	—	—	—
Cs_2O	0,0099	—	0,0049	—	—	—
Сумма	100,17	—	100,19	—	99,73	—
$f, \%$	—	62	—	43	—	64
$T, ^\circ C$	—	—	—	—	—	510

Примечание. 1 — биотитизированный габбро-порфирит, 2, 3 — биотитит в контакте с дайкой гранодиоритов, 1, 2 — биотит, 3 — хлорит (1 — С-68/21,8; 2, 3 — 247/6). $T, ^\circ C$ рассчитана по [13].

тотеллуридами (данные наблюдений в аншлифах и микрозондовых анализов, выполненных в бывшем НПО СЗТГУ). Поскольку оруденение накладывается на габброиды, в аншлифах отмечаются также ильменит, сфен, халькопирит (первой генерации), пентландит.

Пирит образует отдельные зерна и вкрапленность до 5%, замещается пирротинном и при снижении температуры марказитом. Пирротин — главный минерал в рудах, его количество составляет 10–30%, замещается халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Он содержит примеси кобальта и никеля. По соотношению кобальта в пирите и пирротине (расчет по [9] для пар из обр. С-129/172,5 и С-130/283,1) температура их образования равна 330–264°C. В пирротине выделяются пламенеvidные включения пентландита, содержащего Со 13,8–15,6%. Сфалерит образует аллотриоморфные зерна и сечет пирротин. Он содержит до 2% Cu, 6,7% Fe, 2,4% Cd, 0,06% Mn. Количество сфалерита в рудах достигает 40% (среднее 7%), а температура его образования оценивается в 270°C (FeS=12%). Халькопирит составляет в рудах 1–25%. Он выделяется близко одновременно со сфалеритом и сечет его по трещинкам. Галенит (1–10%, в среднем 1–2%) образуется после халькопирита и встречается в ассоциации с гёсситом и висмутотеллуридами. Гёссит (Ag_2Te) образует мельчайшие зерна в галените. Разнообразные висмутотеллуриды (висмутин, верлит, жозеит, хедлейит, цумоит, теллурид висмута) и самородный висмут также образуют мельчайшие зерна. Минералы выделяются самостоятельно и в сростании друг с другом, галенитом и халькопиритом. В рудах наблюдается прямая значимая корреляционная связь свинца и висмута.

Тонкодисперсное золото выделяется в кварце, в сростании с сульфидами и самородным висмутом, образуя дендриты, пластинки, комочки. Доминирующий размер 0,15 мкм. Распределение золота в рудах неравномерное. В самородном золоте содержание Ag колеблется от 4,94 до 12,7%, в электроде до 21,9–35%. Совместная кристаллизация сфалерита и электрода возможна в интервале $T=170–270^\circ C$.

Итак, состав вмещающих толщ, комплекс даек и интрузивных тел участка Лобаш с доминирующим развитием пород среднего-кислого состава отражают островодужный характер вулканизма и малоглубинного магматизма, типичный для поздних зеленокаменных поясов западного борта Лехтинской структуры, формировавшихся около 2807–2800 млн. лет назад. На ран-

неорогенной стадии развития они прорываются габбро и гранодиоритами шобинского комплекса, на поздне-посторогенной стадии — Лобашской интрузией гранитов повышенной щелочности. Золоторудное месторождение Лобаш-1 находится в единой зональности с молибденовыми рудами и связано со становлением Лобашской гранитной интрузии. Однако окончательное формирование месторождения, вероятно, произошло на свекофеннском этапе в связи с интенсивным метасоматозом в зонах расщепления, сопряженных со складчато-сдвиговыми деформациями в Лехтинской структуре и ее обрамлении. Об этом свидетельствует возраст руд и метасоматитов.

Руды месторождения Лобаш-1 относятся к золото-полиметаллическому минеральному типу. Начальная температура преобразований участка соответствовала условиям метаморфизма с *PT*-параметрами зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой — фации раннего и затем в близких параметрах наложенного контактового метаморфизма вмещающих пород и достигала 520°C в локальных зонах гранатовых амфиболитов. Биотитизация происходила в близких температурных условиях. Низкотемпературные парагенезисы, судя по хлоритам, образовались при 405–360°C. Кристаллизация пирита, пирротина и сфалерита протекала при 330–270°C. Более поздняя ассоциация руд включала галенит, гёссит, висмутотеллуриды, золото и электроде (в интервале 170–270°C). Температура образования молибденитовых руд в зонах грейзенизации была выше — около 400°C и опускалась до 228°C. В современном эрозионном срезе оба типа руд находятся на одном уровне глубинности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богачев В.А., Петров С.В., Пиеничникова Е.П., Филиппов Н.Б. Осмий и рений в молибденитах гранит-порфировых проявлений Карелии // Минерал. геол. журнал. 1999. № 1. С. 13–15.
2. Кулешевич Л.В. Метаморфические преобразования и оруденение в зонах свекокарельской активизации западного борта Лехтинской структуры // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 58–77.
3. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д. Металлогения Тунгудско-Воингозерской зоны // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 35–58.
4. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д. Золотоносность Восточно-Карельской подвижной зоны // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 32–40.
5. Кулешевич Л.В. Месторождение Лобаш, Карелия (результаты радиологического датирования) // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия.

- Корреляция геологических комплексов Фенноскандии: Тез. Междунар. конференции. Петрозаводск, 1999. С. 81–83.
6. *Ларин А.М.* Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
 7. *Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии / Б.В.Беляцкий, В.А.Богачев, А.И.Голубев и др. // Материалы III Всерос. совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2002. С. 42–44.*
 8. *О положении границы архея и протерозоя в Карелии / О.А.Левченков, Ю.Б.Богданов, В.М.Саватенков и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 363–365.*
 9. *Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта / Н.И.Безмен, Н.И.Еремин, И.Г.Наразаули и др. // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.*
 10. *Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии / В.В.Иванников, Л.В.Григорьева, Н.Ф.Шинкарев и др. // Вестн. СПбГУ. 1995. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 35–44.*
 11. *Покалов В.Т., Семенова Н.В.* Лобаш — первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 262–270.
 12. *Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д.* Металлогения Карелии. — Петрозаводск: РАН КНЦ, Ин-т геологии, 1999.
 13. *Cathelineau M., Nieva D.* A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contr. Mineral. Petrol. 1985. 91. P. 57–76.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 553.411:552.124.4

© Р.А.Амосов, Б.М.Кобцев, Т.В.Башлыкова, 2004

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Р.А.Амосов, Б.М.Кобцев, Т.В.Башлыкова (Институт стали и сплавов)

На основании 77 анализов тихоокеанских ЖМК на золото и главные пороодо- и рудообразующие фазы сделан вывод о самородном состоянии золота и его инертном поведении при образовании конкреций.

Установленный уровень золотоносности океанических железомарганцевых конкреций (ЖМК) не оставляет надежд на использование их в качестве промышленного источника золота. Согласно данным Г.Н.Батурина, обобщившего 220 анализов из девяти публикаций [2], содержание золота в океанических конкрециях колеблется от 0,15 до 50 мг/т. Если исключить 50 мг/т, полученные в каждом из пяти анализов, выполненных эмиссионно-спектральным методом и внушающих большие сомнения своим аномальным значением и отсутствием каких-либо вариаций, верхний предел снижается до 13 мг/т, что лишь незначительно выше кларка золота в земной коре. В то же время изучение золотоносности ЖМК и сопоставление их по этому параметру с континентальными месторождениями марганца представляет большой интерес для понимания геохимии золота и закономерностей формирования золоторудных месторождений. Поведение золота при образовании ЖМК определяется не только его химическими свойствами, но и условиями окружающей среды, которые находят отражение в механизме формирования самих ЖМК.

Ранее одним из авторов [7] на основании изучения минерального состава, текстурных и структурных особенностей тихоокеанских ЖМК был предложен возможный механизм их образования, включающий подводное выветривание исходной силикатной породы, окисление Mn^{2+} до Mn^{4+} и осаждение гидроксидов марганца на продуктах выветривания силикатной породы. Последовательное протекание этих процессов от периферии к центру обломка силикатной по-

роды приводит к образованию и наращиванию рудной оболочки конкреции, точнее — к увеличению мощности рудной оболочки, которая развивается в результате метасоматического замещения силикатного ядра.

Новые данные о морфологии, составе и механизме роста ЖМК приведены в фундаментальной статье Дж.Глэсби [8], где рассмотрены самые различные аспекты формирования железомарганцевых конкреций. В частности, показано, что так называемые гамбургероподобные конкреции характеризуются не только морфологической асимметрией (гладкая верхняя сторона и грубый рельеф на нижней), но и резко неоднородным распределением марганца, железа и цветных металлов в верхней и нижней (in situ) частях рудной оболочки. Эта асимметрия объясняется тем, что осаждение металлов на верхнюю сторону происходит из морской воды, а на нижнюю — из поровых растворов (соответственно гидрогенный и диагенетический источники металлов). Кроме того, нередко рудные оболочки нарастают на ядра, представленные обломками более древних конкреций. При этом геометрия рудной оболочки не зависит от пространственных соотношений силикатной и рудной частей в ядре-обломке, зональность оболочки не конформна зональности рудной части ядра. В некоторых случаях ядра конкреций представлены не алюмосиликатной породой, а зубами акул, трубчатыми китовыми костями и другими органическими остатками. Наконец, наблюдаются закономерные вариации размера конкреций в зависимости от их пространственного положения. Перечисленные данные не находят

удовлетворительного объяснения в рамках концепции, трактующей рост рудной оболочки как результат метасоматического замещения силикатного ядра. Следует подчеркнуть, что большинство исследователей придерживается представления об «инертном» поведении алюмосиликатных ядер и нарастании на них рудных оболочек без замещения. Присутствие алюмосиликатной фазы в рудной оболочке связывают с захватом терригенного материала и аутигенных глин.

В настоящей статье рассматриваются взаимоотношения главных фаз в составе глубокоководных конкреций — гидроксидов марганца, гидроксидов железа и литогенной (алюмосиликатной) фазы, что позволяет оценить поведение золота в процессе образования ЖМК. Проанализированы 43 конкреции, поднятые с глубины 4700–5100 м из Северо-Восточной котловины Тихого океана (рис. 1). Форма конкреций сферическая или эллипсоидальная, размеры в поперечнике 3–6 см. Мощность рудной оболочки 3–10 мм,

размер силикатного ядра 10–20 мм. Ядро представлено излившимися породами, в той или иной степени замещенными рудным веществом. В четырех случаях излившиеся породы — это базальты с вариолитовой структурой, в остальных случаях — породы светлого цвета со скрытокристаллической структурой.

Внутреннее строение рудной оболочки концентрически-зональное. На ее границе с алюмосиликатным ядром отмечается переходная зона мощностью 0,01–0,02 мм, сложенная аморфизованными алюмосиликатами, которые в прозрачных шлифах ведут себя как изотропное вещество. Рудная минерализация присутствует и внутри алюмосиликатного ядра, где она представлена микропрожилками, дендритами и вкрапленностью гидроксидов железа и марганца, причем нередко последние образуют сферические выделения с алюмосиликатами в центре, т.е. имеет место близкая аналогия процессов, происходящих на границе рудной оболочки с ядром и внутри ядра.

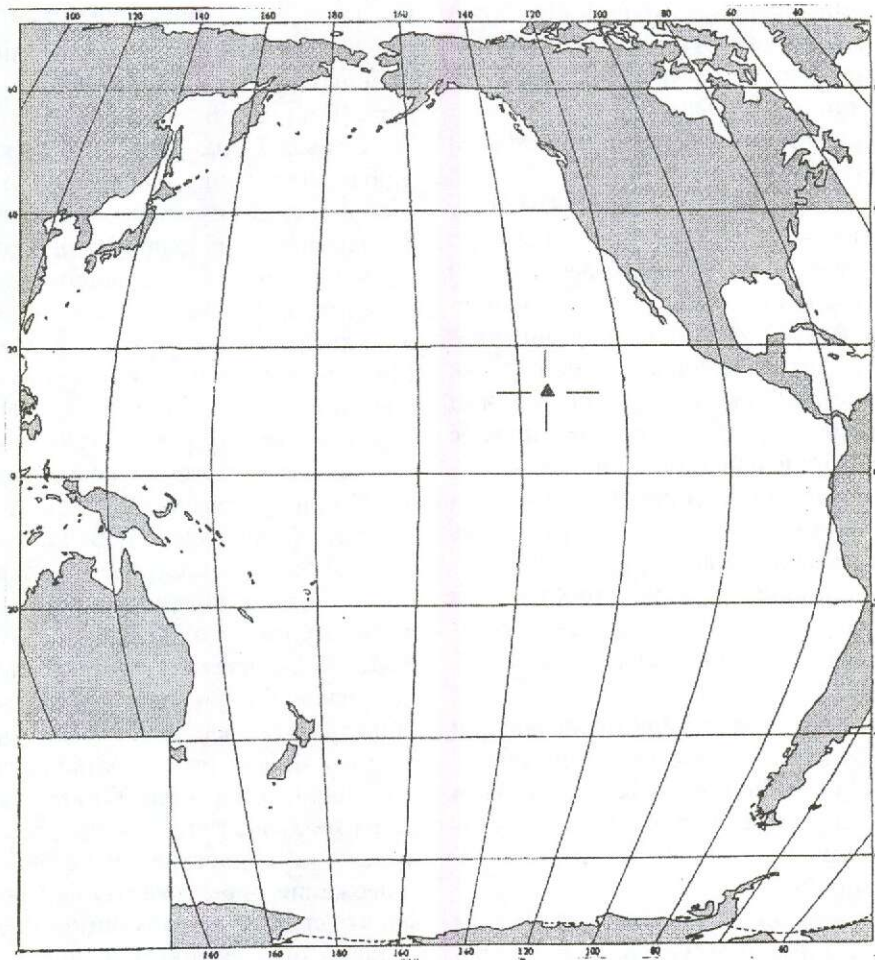


Рис. 1. Место отбора проб железомарганцевых конкреций

Рентгенофазовым анализом и микроскопическими исследованиями в ЖМК определены силикаты — плагиоклаз, оливин, пироксен, смектит, фиеллипсит, рудные минералы — 10-ангстремовые минералы марганца (тодорокит, бузерит, асболан, асболан-бузерит), вернадит, гётит, а также кварц и халцедоноподобные выделения.

Состав конкреций изучался тремя видами химических анализов: фазовым, классическим («мокрым») и инструментальным нейтронно-активационным. Рудные оболочки и ядра анализировались отдельно. При химическом фазовом анализе применялась методика, разработанная в Институте океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР [2, 4] и предусматривающая последовательное растворение карбонатной фазы, гидроксидов марганца и гидроксидов железа. Твердый остаток после последней обработки представляет собой алюмосиликатную фазу. Авторы методики отмечают, что последняя обработка частично затрагивает алюмосиликатную фазу — происходит растворение глинистых минералов и аморфных алюмосиликатов. Анализ поведения карбонатной фазы не является задачей настоящей работы, поэтому ее содержание не приводится, обычно оно не превышает 3–5%.

Фазовый анализ проводился в химической лаборатории ЦНИГРИ (аналитик Т.В.Пучкова). Состав вытяжек и алюмосиликатной фазы определялся классическим («мокрым») анализом. Как и у авторов методики, первые две вытяжки практически нацело переводят в раствор карбонатную фазу и фазу гидроксидов марганца, соответственно, не затрагивая алюмосиликатную. После третьей обработки в растворе, помимо гидроксидов железа, присутствует значительное количество алюминия и кремния (иногда до 50% от их общего содержания в пробе). Поэтому на долю третьей вытяжки вводилась поправка: все железо пересчитывали на формулу $FeO \cdot nH_2O$, соответствующую наиболее часто встречаемым в ЖМК минералам железа — ферриксигиту, гётиту, а избыток массы приписывали алюмосиликатной фазе.

Содержание кремнезема в алюмосиликатной фазе также определялось классическим («мокрым») анализом (Т.В.Пучкова, Г.Киреева) путем пересчета его содержания в пробе по данным силикатного анализа на содержание алюмосиликатной фазы в пробе.

Золото определялось инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-физических методов анализа

ЦНИГРИ (В.М.Кулигин) из навесок массой 100–150 мг. Чувствительность метода 10 мг/т. Проанализированы 49 проб. В 29 пробах содержание золота оказалось ниже предела обнаружения. В двух случаях анализировался практически не замещенный гидроксидами марганца и железа материал излившейся силикатной породы — содержание золота в нем составляет 30 и 40 мг/т. Результаты всех видов анализа сведены в таблицу.

Как было показано в работе [7], процессы замещения ядра рудными минералами на границе ядра с оболочкой и внутри него сходны. Это сходство выражается, в частности, в том, что в предельном случае ядро может исчезнуть в результате постепенного «сгущения» вкрапленности рудных минералов в объеме ядра. Напомним, что алюмосиликаты присутствуют не только в ядре, но и в рудной оболочке, и их доля достигает там 20–40%.

Проследим, как рассматриваемые процессы развиваются в алюмосиликатном ядре. На рис. 2, 3 показаны зависимости $C_{Mn-фаза} - C_{Si-фаза}$ и $C_{Fe-фаза} - C_{Si-фаза}$, построенные по данным таблицы. На них нанесены точки и описывающие их обобщенные кривые, соответствующие составу ядра (I) и рудной оболочки (II).

Кривая I (см. рис. 2) описывает аморфизацию и растворение алюмосиликатной фазы с образованием переходной зоны. На аморфном материале в этой зоне происходит окисление Mn^{2+} до Mn^{4+} и отложение гидроксидов марганца в виде вернадита. Марганец находится в растворе в двухвалентном состоянии и при окислении до Mn^{4+} переходит в твердую фазу [11]. Процесс, описываемый кривой I, во времени развивается справа налево. В этом направлении содержание гидроксидов марганца возрастает и достигает 72,5% при содержании Si-фазы 22,8%. Примечательно, что на этой стадии эволюции алюмосиликатного ядра содержание гидроксидов марганца в нем несколько выше, чем в рудной оболочке. Кроме того, в области содержаний Si-фазы 22–25% кривая I поворачивает в обратное направление, т.е. на завершающей стадии эволюции ядра содержание Si-фазы начинает снижаться. Этот эффект может быть связан с резким повышением пористости. Строго говоря, предполагая метасоматическую природу описываемых процессов, корректнее было бы анализировать содержание определяемых фаз в единице объема, что связано с необходимостью массовых локальных определений плотности. Отметим также, что не зафиксированы анализы, в которых

**Результаты химического фазового, химического и инструментального нейтронно-активационного
анализов глубоководных железомарганцевых конкреций**

Номер пробы	Содержание фаз, %			Содержание SiO ₂ в Si-фазе, %	Содержание Au, мг/т
	Mn-фаза	Fe-фаза	Si-фаза		
<i>Алюмосиликатные ядра</i>					
2	64,1	2,7	20,8	40,6	<10
4	65,7	2,5	20,8	46,0	<10
6	8,9	4,4	71,7	55,0	18
8	61,7	4,5	23,2	50,2	<10
10	63,8	2,5	23,4	43,4	<10
11	68,8	2,6	22,9	46,6	<10
13	27,7	5,2	54,8	46,9	<10
15	62,3	5,0	36,5	—	—
17	2,2	2,0	89,6	—	—
23	55,7	2,5	29,2	—	—
25	47,2	4,6	41,2	48,5	<10
26	60,7	2,0	26,0	—	—
29	67,0	1,2	22,2	47,7	37
31	68,4	1,4	22,4	45,3	<10
34	62,3	2,9	27,3	41,5	<10
36	65,8	2,3	25,2	40,2	<10
38	61,2	2,1	23,9	42,3	<10
40	56,1	1,8	25,0	39,7	70
42	21,2	4,4	64,0	45,0	<10
44	67,1	1,3	23,0	43,6	<10
46	58,0	3,5	26,3	44,5	14
48	63,0	1,9	24,4	45,4	<10
51	18,6	5,8	64,2	—	—
53	30,2	8,5	49,0	—	—
57	39,7	9,0	46,9	50,6	31
59	30,2	2,8	62,9	—	—
61	68,8	4,1	22,9	46,3	<10
64	71,1	2,9	22,4	43,6	31
66	72,5	2,4	22,8	42,8	17
68	15,0	3,6	80,7	—	—
70	13,1	2,5	83,6	—	—
72	48,3	5,6	45,0	51,3	<10
74	25,9	3,7	53,3	—	—
<i>Рудные оболочки</i>					
1	52,0	6,1	27,7	47,7	<10
3	54,2	5,4	25,9	47,8	<10
5	53,3	7,3	31,6	50,6	<10
7	60,7	4,4	26,6	47,4	<10
9	59,6	6,2	25,8	50,1	<10
12	55,5	7,1	29,9	42,8	<10
14	37,1	12,7	33,1	—	—
16	—	3,7	53,3	—	—
18	54,5	9,0	27,5	—	—
19	61,1	6,7	31,0	—	—
20	59,1	2,7	29,1	—	—
21	—	8,1	40,6	—	—
22	60,1	4,0	26,6	—	—
24	59,2	3,6	28,4	48,6	<10
27	65,6	6,0	24,8	—	—
28	62,6	3,3	26,7	45,8	11
30	60,5	3,3	28,1	43,2	<10
32	51,3	3,0	35,6	—	—
33	54,8	5,4	29,7	42,4	<10
35	56,2	4,5	29,0	41,2	60
37	51,9	4,0	31,6	41,8	<10

39	55,6	4,4	29,5	41,2	<10
41	53,7	4,3	32,8	45,2	<10
43	58,6	3,9	26,7	42,0	<10
45	56,7	3,8	28,9	46,1	<10
47	54,5	4,6	27,3	45,3	13
49	44,4	9,6	30,8	40,8	<10
50	39,5	20,3	38,2	—	—
52	40,5	14,4	30,8	—	—
54	51,8	15,1	24,6	56,3	—
55	48,6	5,9	29,3	—	<10
56	58,0	7,1	29,6	52,5	220
58	45,7	8,7	36,7	—	—
60	62,1	5,8	26,3	49,4	<10
62	60,1	5,5	29,3	—	—
63	65,0	7,1	22,9	52,0	31
65	65,4	5,8	25,6	51,0	33
67	46,6	12,7	38,9	—	—
69	57,9	11,5	27,5	—	—
71	62,9	7,3	26,6	44,7	<10
73	57,1	6,6	28,4	42,9	<10
75	59,3	17,8	19,7	—	—
76	56,1	8,7	36,7	41,2	33

Примечание. Прочерк — анализ не проводился.

содержание Si-фазы попадало бы в интервал 29,2–36,5%.

Содержание гидроксидов железа в алюмосиликатном ядре изменяется от 1,2 до 9,0%, достигая максимума при содержании Si-фазы 46–47% (см. рис. 3). Минимальное содержание гидроксидов железа отмечается на завершающей стадии преобразования ядра при минимальном содер-

жании Si-фазы. Уменьшение количества гидроксидов марганца и увеличение количества гидроксидов железа в рудной оболочке, по-видимому, вызваны протеканием реакции окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} на гидроксиде марганца — вернадите [10]. Результатом этой реакции является частичное восстановление Mn^{4+} до Mn^{2+} . Часть Mn^{2+} взаимодействует с Mn^{4+} , образуя 10-ангст-

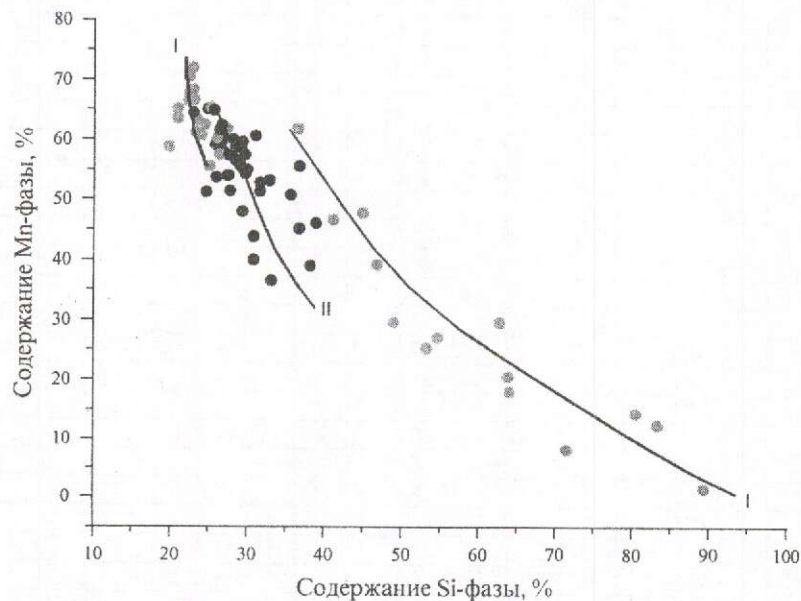


Рис. 2. Соотношение силикатной фазы и гидроксидов марганца:

на этой и последующих диаграммах серые точки соответствуют анализам алюмосиликатных ядер, черные — анализам рудных оболочек

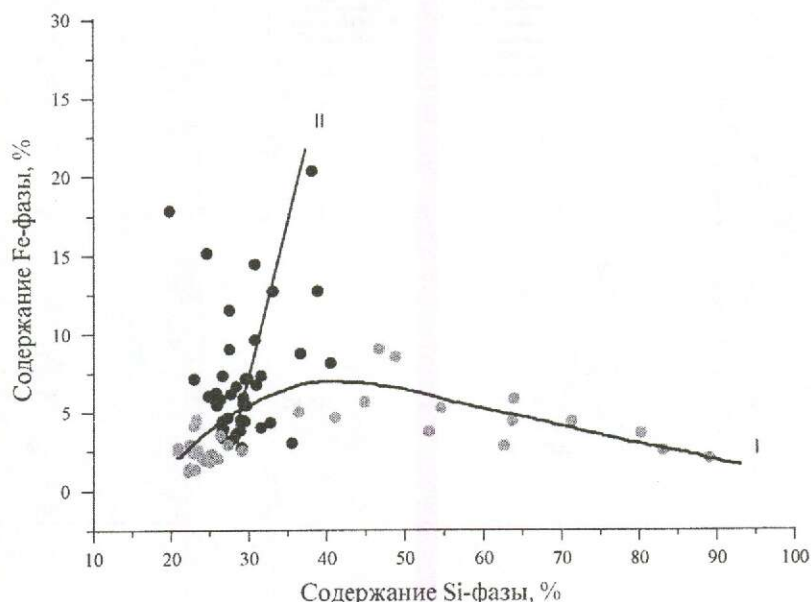


Рис. 3. Соотношение силикатной фазы и гидроксидов железа

ремовые минералы марганца, часть растворяется и выносится из конкреции. Относительное содержание гидроксидов железа в рудной оболочке при этом возрастает.

В рудной оболочке содержание гидроксидов железа варьирует в широких пределах, но в среднем оно существенно выше, чем в алюмосиликатном ядре. Таким образом, накопление гидроксидов железа в рудной оболочке связано с поглощением их из морской воды. В то же время тенденции поведения гидроксидов железа и марганца при образовании рудной оболочки противоположны (кривые II на рис. 2 и 3). Таким образом, перевод железа в гидроксидную форму, вероятно, связан с восстановлением марганца и выносом его из конкреции в растворенном состоянии.

Содержание кремнезема в алюмосиликатной фазе по мере уменьшения ее количества в конкреции до ~50–60% снижается, т.е. происходит растворение и вынос его из конкреции. Затем с увеличением количества фазы гидроксидов марганца в конкреции (увеличение мощности рудной оболочки) и дальнейшим уменьшением количества алюмосиликатной фазы до ~20–30% миграция кремнезема сквозь поры рудной оболочки становится затруднительной. Наступает пересыщение кремнеземом поровых вод в рудной оболочке конкреции и отложение кремнезема в виде кварца и халцедонообразных выделений (рис. 4).

В связи с приведенными данными об изменчивости соотношений основных минеральных фаз, образующих конкреции, интересно проследить поведение золота в процессе роста конкреций. Содержание золота в силикатном ядре не обнаруживает зависимости от степени замещения силикатной матрицы рудным веществом (рис. 5; см. таблицу). Наблюдаемые вариации можно объяснить неоднородностью распределения золота в связи с его самородным состоянием и изменением плотности ядра в процессе замещения. Изменчивость содержания золота в рудной оболочке более значительна.

Чувствительность использованного метода не позволяет оценить вариации золотоносности в диапазоне 1–10 мг/т, поэтому полученные средние значения, вероятно, несколько занижены. Среднее содержание золота в рудных оболочках (15 мг/т), рассчитанное при условии, что все значения менее 10 мг/т приравнены к нулевому, вдвое выше, чем в ядрах. Исключение одной аномальной пробы (200 мг/т) приводит к уравниванию средних содержаний золота в ядрах и оболочках. Полученная величина согласуется с данными Г.Н.Батурина и др. [2, 5] и близка к кларку золота в базальтоидах.

Лишь в единичных ранее опубликованных работах, наряду с определением содержания золота, предпринимались попытки установить форму его нахождения. Г.Н.Батуриным и В.Т.Дубинчуком [3] из тихоокеанских ЖМК вы-

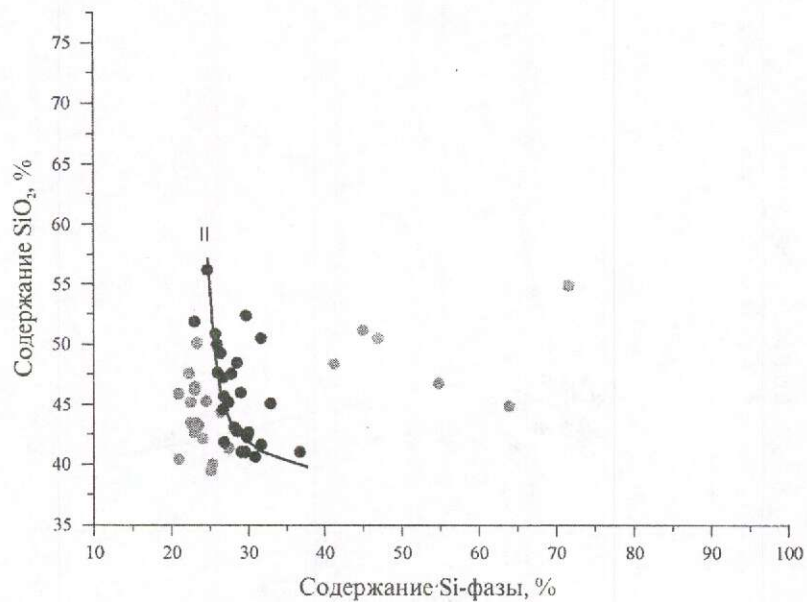


Рис. 4. Изменение кремнеземистости Si-фазы в зависимости от ее содержания

делено самородное золото, представленное хлопьевидными частицами и образованиями сферической формы размером 1–2 мкм. Диагностика самородного золота выполнена по картинам микродифракции, его состав не исследован. Обнаружение самородного золота в ЖМК принципиально важно, поскольку нахождение золота в самородном состоянии неизбежно влечет за собой его неоднородное распределение и позволяет ставить вопрос о представительности навески, использованной для анализа. Иными словами, при нахождении золота целиком или преимуще-

ственно в самородном состоянии часть проб может оказаться пустой независимо от среднего содержания золота в конкреции. Одновременно, наиболее высокие содержания, определенные в отдельных пробах, могут значительно превышать среднее содержание в связи с попаданием в навеску более одной частицы. Кроме того, при значительной вариации крупности частиц и фиксированном среднем содержании неизбежна обратная зависимость между частотой обнаружения и содержанием золота. Такую тенденцию можно заметить в результатах определения зо-

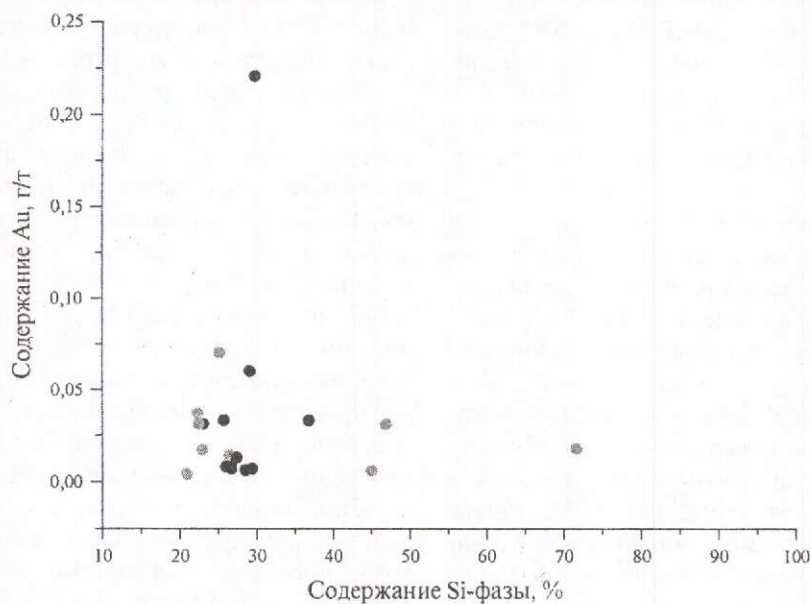


Рис. 5. Соотношение силикатной фазы и золота

лотоносности ЖМК, использованных в сводке Дж.Глэсби с соавторами [9], где верхний предел содержания золота в выборке отчетливо коррелирует с количеством анализов.

Нами предпринята попытка гравитационного обогащения тихоокеанских ЖМК. Проведенный нейтронно-активационный анализ исходной пробы (чувствительность 0,2 г/т) не показал присутствия золота. Пробу массой 1250 г обогащали в тонком слое воды на лотке Garret Electronix. Из гравитационного концентрата массой 20,4 г под биноклем извлечены две частицы самородного золота, морфологию и состав которых исследовали в сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным анализатором [1]. Содержание золота в гравитационном концентрате, определенное методом масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы, составило 1,6 г/т. Пересчет полученного результата на исходную массу дает содержание, равное 26 мг/т. Поскольку извлечение золота по описанной методике существенно ниже 100%, можно считать, что содержания, обнаруженные при анализе частных проб (см. таблицу) и объединенной, принципиально не различаются. Существенный результат проведенного эксперимента — выявление самородного золота, что доказывается не только обнаружением его частиц, но и самим фактом гравитационного концентрирования.

Полученные данные о сравнительной золотоносности силикатных ядер и рудных оболочек плохо согласуются с концепцией образования рудной части конкреций без участия метасоматических процессов. В этом случае приходится предположить, что накопление золота в рудной оболочке связано с его поглощением из морской воды, что не кажется принципиально невозможным. Однако трудно объяснить близкие уровни концентрации золота в алюмосиликатном ядре и рудной оболочке. Более правдоподобным представляется инертное поведение золота и его унаследование конкрециями от силикатных пород. Ранее к выводу о связи золота с литогенной фазой пришли Г.Н. Батурин с соавторами [5] на основании использования фазового анализа. Бо-

лее точные данные о поведении золота при образовании глубоководных железомарганцевых конкреций можно получить при анализе его баланса с учетом асимметрии строения и состава конкреций, а также изменения пористости и плотности вещества конкреций в процессе их роста.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 02-05-64730)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р.А., Башлыкова Т.В., Пахомова Г.А. Особенности золотоносности марганецсодержащего сырья // Мат-лы 2-й Международной конференции «Ресурсовоспроизводящие малоотходные и природоохранные технологии освоения недр». М., 2003. С. 199–201.
2. Батурин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1986.
3. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железо-марганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1989.
4. Гордеев В.В. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Института океанологии им. П.П.Ширшова. М., 1986. Т. 122. С. 211–238.
5. Золото в глубоководных железо-марганцевых конкрециях / Г.Н. Батурин, Э.И. Фишер, А.Н. Курский и др. // Геохимия. 1986. № 6. С. 751–758.
6. Исследование сорбции золота из растворов на кремнеземах различной природы в гидротермальных условиях / Н.В. Беломестнова, Б.М. Мицюк, С.В. Козеренко, А.Г. Миронов и др. // Геохимия. 1997. № 2. С. 211–217.
7. Кобцев Б.М. Минеральный состав, внутреннее строение и возможный механизм образования железо-марганцевых конкреций // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 48–54.
8. Glasby G.P. Manganese: predominant role of nodules and crusts // Marine geochemistry Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 2000. P. 335–372.
9. Glasby G.P., Keays R.R., Rankin P.C. The distribution of rare earth, precious metal and other trace elements in Recent and fossil deep-sea manganese nodules // Geochemical J. 1978. Vol. 12. P. 229–243.
10. Hem J.D. Deposition and Solution of manganese oxides: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1667-B. 1964.
11. Krishnamurti G.S.R., Huang P.M. Influence of manganese oxide minerals on the formation of iron oxides // Clays and Clay Miner. 1988. Vol. 36. № 5. P. 467–475.

УДК 622.7:622.342.11

© Коллектив авторов, 2004

ПРИМЕНЕНИЕ СВЧ-ПОЛЕЙ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИЗМЕЛЬЧЕНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО СЫРЬЯ

Е.А.Кошель, Г.С.Крылова, Г.В.Седельникова (ЦНИГРИ МПР России), В.И.Соловьев (РТИ им. А.Л.Минца)

Исследовано влияние СВЧ-обработки на измельчаемость золотосодержащего сырья. Установлено, что предварительная СВЧ-обработка материала приводит к разупрочнению минерального комплекса и улучшает условия его измельчения.

Развитие золотодобывающей промышленности в современных условиях предполагает вовлечение в эксплуатацию месторождений коренных золотосодержащих руд, значительная часть которых представлена труднообогатимыми сульфидными рудами. Характерная особенность таких руд — наличие тонковкрапленного в сульфидные минералы золота микронных и субмикронных размеров. Для его вскрытия необходимы достаточно энергозатратные жесткие методы, способные обеспечить доступ растворителя к частице металла: автоклавные, термохимические, пирометаллургические, микробиологические, тонкий и сверхтонкий помол и др. В этой связи актуальна проблема разработки эффективных энергосберегающих, экологически безопасных методов вскрытия сульфидных минералов.

Одним из видов энергетической обработки, которая может существенно влиять на прочностные свойства минералов-носителей золота и селективное раскрытие благородных металлов в процессе измельчения, а следовательно, и на повышение технологических показателей извлечения этих металлов из упорных золотосодержащих руд и продуктов их обогащения является СВЧ-обработка.

Промышленная СВЧ-обработка уже используется для сушки древесины, бумаги, в медицинской промышленности, сельском хозяйстве и других отраслях, в быту. В горной и металлургической промышленности СВЧ-обработка широкого применения пока не нашла. Научные исследования по этой проблеме в России и за рубежом интенсивно развиваются с середины 80-х гг.

Одно из важных направлений использования СВЧ-обработки в золотодобывающей промышленности — разупрочнение минерального комплекса. Известно, что при обогащении руд процесс измельчения наиболее энергоемкий. По

разным оценкам, до 60% энергии, затрачиваемой на обогащение, приходится на стадию измельчения руды.

Объектами поисковых исследований по оценке возможности использования СВЧ-поля для разупрочнения кристаллической решетки различных типов золотосодержащего сырья были кварц-полевошпатовая руда (71,6% SiO₂, 9,8% Al₂O₃, 3,6% CaO, 2,5% MgO, 0,5% S, 10,7 г/т Au), пиритный флотоконцентрат (78% пирита, 46 г/т Au) и золото-мышьяковый гравикоцентрат (18,6% As, 36,0% Fe, 22,3% S, 100 г/т Au).

Методика проведения эксперимента включала СВЧ-обработку материала в течение определенного времени и последующее мокрое измельчение в лабораторной шаровой мельнице. В качестве эталона использовали исходную необработанную руду. Эффективность обработки определяли по выходу готового класса требуемой крупности измельченного материала. Обработку проводили на СВЧ-установке мощностью 1000 кВт. Переменный параметр в эксперименте — длительность СВЧ-обработки (1, 5 и 25 с).

На рис. 1 приведены кривые измельчаемости кварц-полевошпатовой золотосодержащей руды после ее предварительной СВЧ-обработки. Анализ экспериментальных данных свидетельствует о наличии небольшого положительного эффекта снижения прочности минерального комплекса после СВЧ-обработки, проявляющегося в сокращении продолжительности измельчения материала. СВЧ-обработке были подвергнуты также сульфидные концентраты — пиритный (рис. 2) и арсенопиритный (рис. 3).

Исследования по измельчаемости концентратов показали, что после СВЧ-обработки продолжительность их измельчения сокращается на 20–25% по сравнению с продолжительностью измельчения необработанных концентратов.

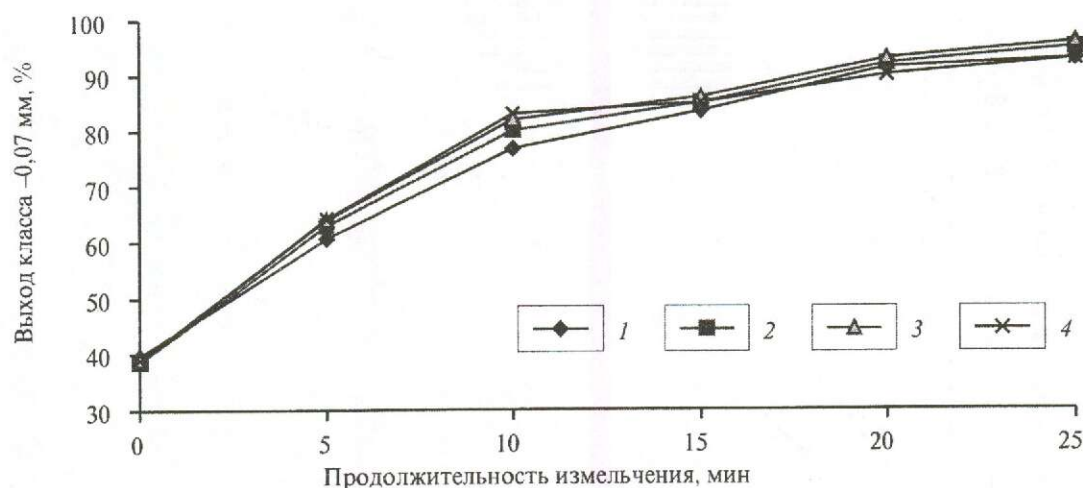


Рис. 1. Зависимость выхода готового класса (-0,071 мм) руды при измельчении после СВЧ-обработки: 1 — без обработки; 2 — СВЧ-1; 3 — СВЧ-5; 4 — СВЧ-25

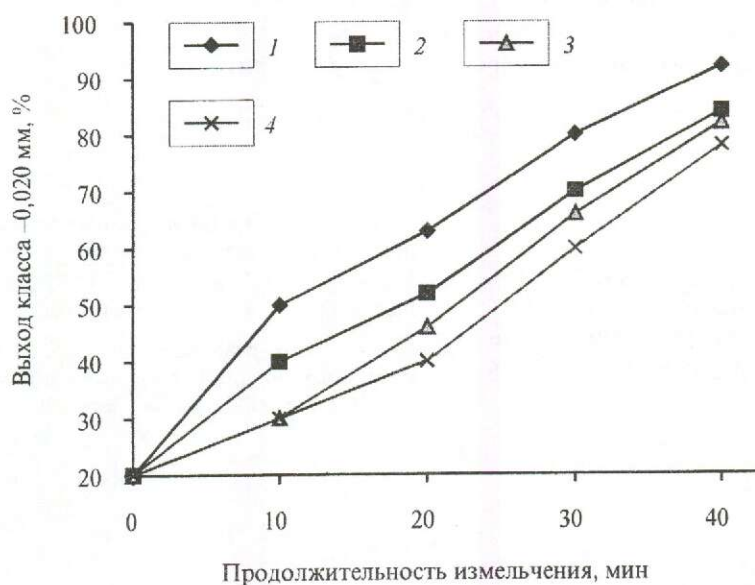


Рис. 2. Влияние СВЧ-обработки на измельчаемость пиритного концентрата: продолжительность СВЧ-обработки, с: 1 — 1, 2 — 5, 3 — 25; 4 — без СВЧ-обработки

Механизм влияния СВЧ-обработки на прочность минерального комплекса достаточно сложный. По-видимому, он представляет собой совокупность химических, физических и физико-химических превращений вещества. Разупрочнение минерального комплекса обусловлено различной диэлектрической проницаемостью компонентов минерального комплекса [3], сверхбыстрым испарением связанной воды [1], ионизацией [2] и т.д.

Положительные результаты выполненных поисковых исследований влияния СВЧ-обработки на прочностные свойства золотосодержащей руды и сульфидных концентратов свидетельствуют о принципиальной возможности и перспективности использования ее для создания современных измельчительных процессов с целью снижения энергозатрат на рудоподготовку при обогащении золотосодержащего минерального сырья.

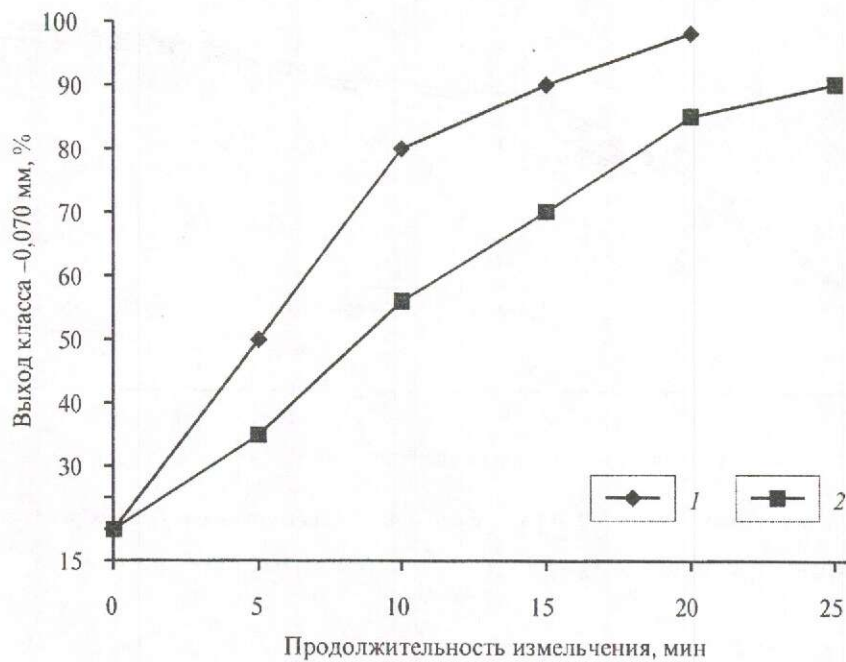


Рис. 3. Влияние СВЧ-обработки на измельчаемость арсенопиритного концентрата:

1 — продолжительность СВЧ-обработки 1 с; 2 — без СВЧ-обработки

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Образцов А.П., Уваров А.П., Максименко А.Г. Исследование эффекта объемного разрушения горных пород в сильных СВЧ-полях // Термомеханические методы разрушения горных пород. Киев, 1976. С. 149–150.
2. Применение СВЧ-поля при измельчении сульфидных золотосодержащих руд / В.Г.Колесник, Е.С.Басова, Е.В.Урусова, Б.С.Юлдашев // Цветные металлы. 2003. № 2. С. 16–18.
3. Соловьев В.И. Взаимодействие мощных СВЧ-полей метрового диапазона с рудными породами различного состава // Обогащение руд. 2001. № 2. С. 13–14.

УДК 549.07:549.211

© Коллектив авторов, 2004

АГРЕГАЦИЯ И ТЕКСТУРИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В СИНТЕТИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА ПРИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОМ ОТЖИГЕ

А.И.Чепуров, В.М.Сонин, И.И.Федоров (ИМП СО РАН), Дж.-М.Дириппе (Лувенский университет, Бельгия)

Исследовано влияние отжига при высоких P-T параметрах на флюидные включения в синтетических кристаллах алмаза. Установлено, что в результате отжига происходят агрегация и упорядочивание в распределении включений, заключающиеся в их ограничении, возникновении цепочек, вытянутых в направлении <110>, появляется вторичная зональность в кристаллах алмаза по {110}.

Процессы, связанные с генезисом алмаза и эпигенетическими изменениями, недоступны непосредственному наблюдению и изучению. В настоящее время все в большей степени они изучаются с привлечением экспериментальных результатов по синтезу, росту, растворению и устойчивости алмазов в различных физико-химических условиях. Важное место в подобных исследованиях занимает изучение внутренней морфологии кристаллов алмаза, в частности дефектности реальной структуры, и примесного состава, что дает необходимые материалы для генетических реконструкций. Достаточно напомнить о значении изучения включений и состояния структурных примесей азота.

В последнее время большое внимание уделяется флюидному режиму в мантийных процессах и, соответственно, при алмазообразовании [5, 10, 14]. Считается, что вследствие химической инертности и исключительной механической прочности алмаз является лучшим материалом для сохранения и транспортировки первичных флюидов в виде законсервированных включений из мантии Земли на поверхность. Полагают, что флюидные включения прямо свидетельствуют о флюидном режиме в мантии и составе среды кристаллизации алмазов. Вместе с тем, это оправдано только в том случае, если вещество включений инертно к алмазу. В противном случае, в определенных условиях включения могут изменяться, мигрировать в объеме алмаза вплоть до выхода из кристаллов. В частности, такое явление было доказано экспериментально на примере металлических включений в кристаллах алмаза [15]. Поэтому решение генетиче-

ских вопросов зависит от корректности используемых данных.

Хронологически визуально наблюдаемые флюидные включения сначала были обнаружены в синтетических алмазах [2]. Во включениях установлены метан и другие более высокомолекулярные углеводороды [12]. Впоследствии визуально обособленные включения сжиженных газов выявлены и в природных кристаллах алмаза [1, 4, 6].

В настоящей статье представлены первые результаты микроскопического исследования трансформации флюидных включений в кристаллах синтетического алмаза, претерпевших обработку высокими температурой и давлением.

Для исследования использовали кристаллы массой 0,2–1,0 карат, выращенные в системе Fe–Ni–C при 5,0–6,0 ГПа, 1400–1500°C в течение 48–100 ч по методике, изложенной в монографии [7]. Эксперименты по отжигу кристаллов алмаза проведены в соответствии с методикой, примененной в работе [15]. Параметры экспериментов по отжигу: 6,5–7,5 ГПа, 1700–2200°C, длительность 4–44 ч. Эксперименты выполнены на многоулансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера» в ячейке высокого давления, изготовленной на основе тугоплавких оксидов (ZrO₂, MgO, CaO). Алмазы запрессовывали в порошок MgO и сушили при 120°C для удаления влаги. Давление определялось по калибровочной кривой, построенной при комнатной температуре по фазовым переходам в Bi и PbSe. Температуру измеряли по калибровочной кривой, выражающей зависимость мощности тока на на-

гревателе от показаний PtRh30/6 — термопары, экстраполированной в область высоких температур.

В опытах по отжигу использовали как целые кристаллы, так и пластинки; выпиленные из кристаллов в соответствии с рис. 1. В результате из целого кристалла получалось три или 12 пластинок. Одну часть алмазных пластинок подвергали высокотемпературной обработке при высоком давлении, другую — использовали для сравнительного анализа.

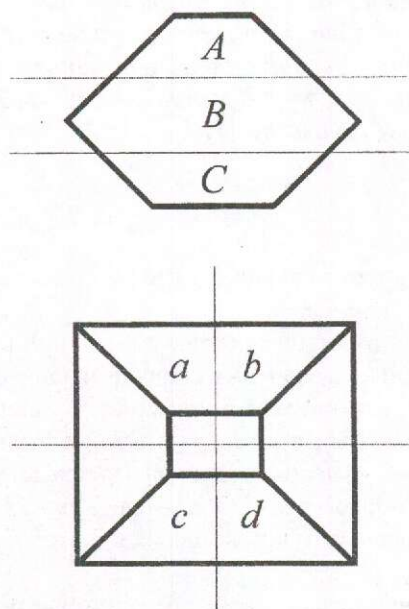


Рис. 1. Схема распиливания кристаллов алмаза на пластинки:

A, B, C, a, b, c, d — номера пластинок

После опытов алмазы очищались в кислотах (HCl , H_2SO_4) и взвешивались с точностью $\pm 0,005$ карат на весах Metler H800C. Затем кристаллы изучались с помощью микроскопов МБС-10, МБИ-15. ИК-спектры получены на спектрофотометре Perkin-Elmer 325.

До экспериментов по отжигу кристаллы алмаза содержали мелкие прозрачные обособленные флюидные включения округлой формы, рассеянные равномерно по объему кристаллов с незначительным сгущением в области, примыкающей к затравке (рис. 2). Максимальные размеры включений достигали нескольких микрометров в диаметре. Все включения двухфазовые, основной объем их выполнен прозрачной и изотропной фазой (флюидом), помимо которой присутствовали округлые непрозрачные частицы черного цвета, возможно, металла.

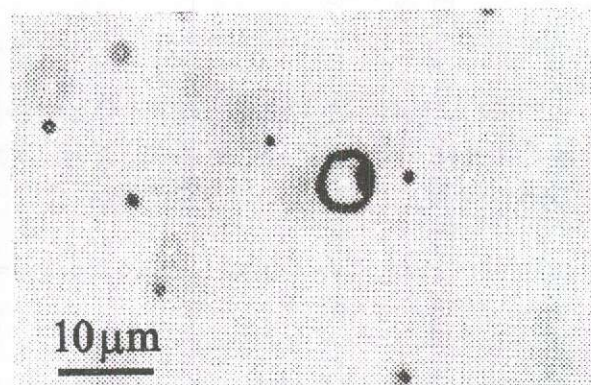


Рис. 2. Флюидное включение в синтетическом кристалле алмаза до отжига

В зависимости от температуры отжига изменялся цвет алмазов: исходный желтый трансформировался в зеленый, а затем они становились бесцветными. Первоначально алмазы соответствовали типу Ib по физической классификации, но при отжиге трансформировались в тип Ia в соответствии с данными [15]. ИК-спектры алмазов показали, что общее содержание азота в структуре алмаза при отжиге не изменяется. Отмечается только трансформация центров C в центры A (таблица). Структурный азот при отжиге алмазов не переходит в обособленную флюидную фазу. Однако вышеуказанные обособленные выделения сжиженных газов, находящиеся в виде включений в алмазах, при *P-T* параметрах опытов имеют тенденцию к изменениям. После отжига установлены следующие изменения в состоянии флюидных включений в кристаллах алмаза.

1. При нагревании кристаллов синтетического алмаза до $1850\text{--}2050^\circ\text{C}$ при стабилизирующем давлении $7,0\text{--}7,5$ ГПа кристаллы мутнели из-за появления облака, состоящего из большого количества мельчайших прозрачных включений сжиженных газов (рис. 3). При увеличении температуры и длительности отжига (при 2100°C — более 17 ч, при 2200°C — более 5 ч) кристаллы становились более прозрачными и чистыми вследствие упорядочения и агрегации включений.

2. Наиболее крупные включения ($3\text{--}5$ мкм) приобрели видимую огранку в виде уплощенного октаэдра (рис. 4). На представленной фотографии отчетливо просматривается двухфазовый состав включения. Включение в основном объеме прозрачно и изотропно. В одном его углу присутствует небольшое непрозрачное обособление черного цвета, возможно, металлической фазы.

Концентрация азотных центров *C* и *A* в разных зонах синтетических кристаллов алмаза в соответствии с рис. 1 до и после отжига (7,0 ГПа, 2000°С, 26 ч)

Зоны	Перед отжигом, ppm	После отжига, ppm
<i>A</i> (верхняя часть)	<i>C</i> =230	<i>C</i> =0
	<i>A</i> =0	<i>A</i> =221
	Σ =230	Σ =221
<i>B</i> (центральная часть)	<i>C</i> =250	<i>C</i> =0
	<i>A</i> =30	<i>A</i> =279
	Σ =280	Σ =279
<i>C</i> (призатравочная часть)	<i>C</i> =220	<i>C</i> =65
	<i>A</i> =23	<i>A</i> =182
	Σ =243	Σ =247

3. В нескольких кристаллах алмаза после отжига обнаружена агрегация включений в цепочки. Большинство цепочек флюидных включений закономерно ориентировано. Цепочки вытянуты в направлении $\langle 110 \rangle$ и при большом количестве создают отчетливый ромбический узор (рис. 5).

4. В двух алмазах (из 10) во внутреннем строении выявлена новообразованная зональность по плоскостям, соответствующим ромбододекаэдру $\{110\}$ (рис. 6). Зоны отличаются количеством флюидных включений. Новообразованная зональность в распределении включений присутствовала только с одной стороны кристаллов.

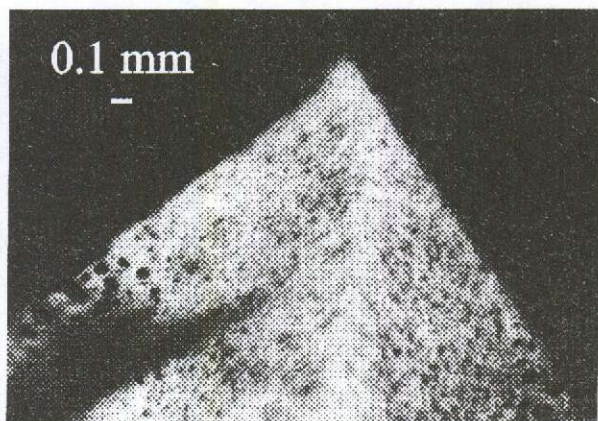


Рис. 3. Помутнение кристалла алмаза вследствие появления большого количества мелких флюидных включений

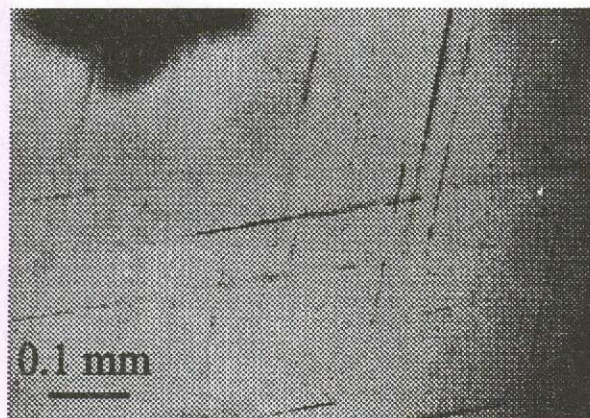


Рис. 5. Цепочки флюидных включений в кристалле алмаза

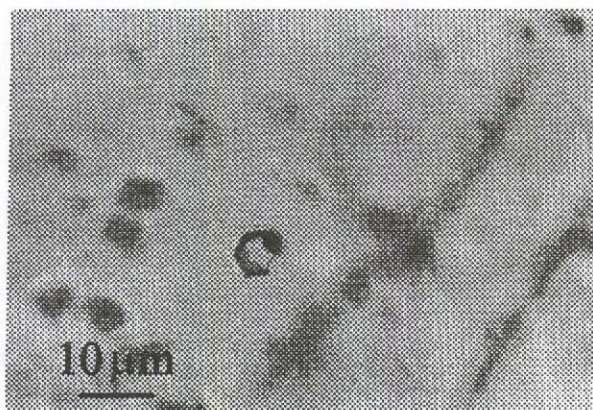


Рис. 4. Ограниченное флюидное включение в кристалле алмаза

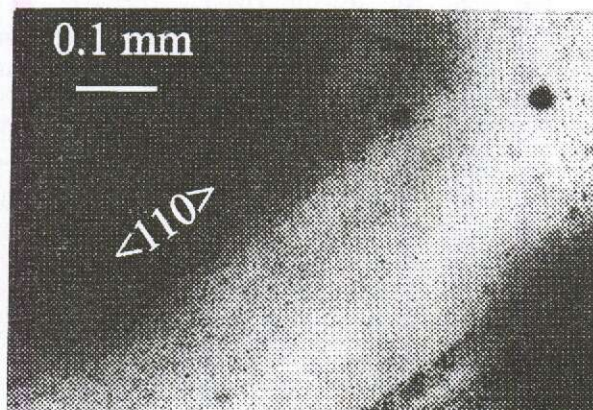


Рис. 6. Зональное распределение флюидных включений в кристалле алмаза

Принципиально установленная в рамках настоящего исследования трансформация флюидных включений в алмазе соответствует известным данным по поведению и миграции газовых включений в кристаллах модельных веществ. Данный вопрос изучался на примерах кристаллов хлоридов калия и натрия [3]. Было определено, что вследствие релаксации избыточной межфазной энергии включения первоначально неправильной формы преобразуются в сферические обособления. Дальнейшая трансформация включений заключается в их огранении, как следствие анизотропии кристаллов. Поэтому происходит формирование плоскостей, которые представлены в равновесной (стационарной) форме кристалла. Известно также явление коагуляции близко расположенных включений. Возможно, с ним связано помутнение кристаллов алмаза на начальных этапах отжига, т.е. помутнение происходит вследствие коагуляции микровключений с образованием визуально различных обособлений флюидной фазы.

Наиболее интересным явлением в обсуждаемой проблеме представляется миграция включений во внешнем силовом поле. Движение включения под влиянием внешней силы происходит вследствие переноса вещества от лобового к тыльному участку границы раздела кристалл-включение. Данное явление установлено для газовых включений в кристаллах различных веществ под влиянием градиента температуры или больших гравитационных полей, созданных с помощью центрифуги [3, 9]. Причем пороговое значение перегрева, обеспечивающее движение включения в температурном поле, может быть очень незначительным — порядка 10^{-5}°C [3].

В наших экспериментах миграция флюидных включений, приводившая к их агрегации и текстурированию в кристаллах алмаза, была вызвана, вероятно, именно градиентом температуры. Об этом свидетельствует, в частности, появление вторичной зональности по $\{110\}$. Зональность по ромбододекаэдру, несомненно, вторична и образовалась при отжиге, так как кристаллы алмаза имели октаэдрический или кубооктаэдрический габитус. Поэтому в них зональность исходно имела место только в секторах роста октаэдра и куба, но не ромбододекаэдра. Вместе с тем, структура алмаза влияет на текстурирование мелких флюидных включений. Возможно, это связано с наиболее плотной упаковкой в структуре алмаза именно по направлению $\langle 110 \rangle$. В данном направлении существуют шестисторонние «каналы», по которым наиболее легко происходит диффузия примесей [8].

Перенос углерода во флюидной фазе включения с наращиванием алмазного слоя на тыльной поверхности полости обеспечивается достаточно высокими P - T параметрами экспериментов по отжигу. В последнее время считается доказанным образование алмазной фазы непосредственно из флюида при высоких температурах и давлениях [11, 13]. Возможно, что при параметрах опытов вещество описываемых нами включений было гомогенным, а при снижении температуры до комнатной оно распалось на две фазы: флюид и предположительно металлическую фазу. Наличие предполагаемой металлической фазы должно способствовать переносу углерода внутри включений.

В настоящее время авторы не могут достоверно подтвердить явление полного выхода включений из кристаллов алмаза, как было сделано на примере металлических включений [15]. Это обусловлено главным образом мелкими размерами объекта и невозможностью наблюдения за отдельными конкретными флюидными включениями.

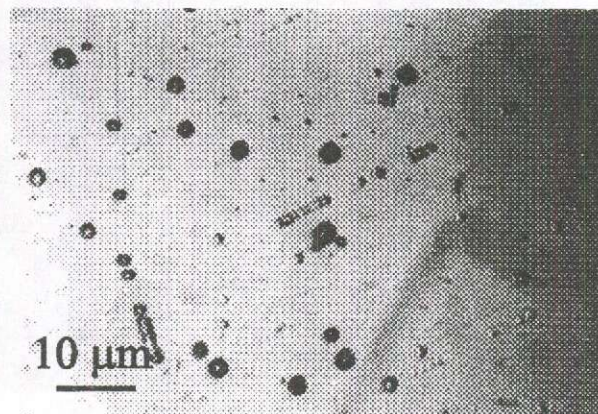


Рис. 7. Квадратные ямки травления на плоскости куба кристалла алмаза

На рис. 7 приведена фотография плоскости (001) алмаза с квадратными ямками травления, образовавшимися непосредственно в экспериментах в местах присутствия флюидных включений очень близко к поверхности или появившихся на ней при миграции. О том, что это были именно флюидные включения, свидетельствует тренд в виде цепочек, характерных для подобных включений в объеме кристаллов алмаза (см. рис. 5). Кроме того, в экспериментах, проведенных при максимальных параметрах, качественно устанавливаются очищение центральных зон и смещение флюидных включений к периферийным зонам кристаллов алмаза.

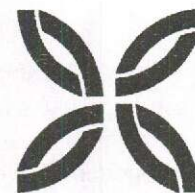
Таким образом, при отжиге синтетических алмазов при высоких P - T параметрах имеют место текстурирование и агрегация мелких флюидных включений в объеме кристаллов, что, учитывая большую значимость обнаруженного явления, вызывает необходимость продолжения исследований в данном направлении.

Исследование выполнено в рамках проектов РФФИ (№ 01-05-64698) и INTAS (№ 00-00721).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов* / А.А.Томиленко, А.Л.Рагозин, В.С.Шацкий и др. // Докл. РАН. 2001. Т. 378. С. 802–805.
2. *Включения сжиженных газов в кристаллах алмаза* / Н.Ю.Осоргин, Ю.Н.Пальянов, Н.В.Соболев и др. // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 5. С. 1214–1217.
3. *Гегузин Я.Е. Механизмы и кинетика преобразования формы включений в кристаллах* // Проблемы современной кристаллографии. М., 1975. С. 110–127.
4. *Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений)* / А.А.Томиленко, А.И.Чепуров, Ю.Н.Пальянов и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 276–285.
5. *Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов* // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7–22.
6. *Флюидные включения в природных алмазах из россыпей Якутии* / А.И.Чепуров, А.А.Томиленко, А.П.Шебанин и др. // Докл. РАН. 1994. Т. 336. С. 662–665.
7. *Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования*. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997.
8. *Шаскольская М.П. Кристаллография*. – М.: Высшая школа, 1976.
9. *Anthony T.R., Cline H.E. The kinetic of droplet migration in solids in an accelerational field* // Phil. Mag. 1970. Vol. 22. P. 893–901.
10. *Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply-constrained model* // Nature. 1986. Vol. 320. P. 34–38.
11. *Hong S.M., Akaishi M., Yamaoka S. Nucleation of diamond in the system of carbon and water under very high pressure and temperature* // J. Cryst. Growth. 1999. Vol. 200. P. 326–328.
12. *Hydrocarbon inclusions in synthetic diamonds* / А.А.Томиленко, А.И.Чепуров, Ю.Н.Пальянов et al. // Eur. J. Mineral. 1998. Vol. 10. P. 1135–1141.
13. *Kumar M.D.S., Akaishi M., Yamaoka S. Formation of diamond from supercritical H₂O–CO₂ fluid at high pressure and high temperature* // J. Cryst. Growth. 2000. Vol. 213. P. 203–206.
14. *Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle* // Proc. VII Inter. Kimberlite Conf. Cape Town, 1999. Vol. 2. P. 584–604.
15. *The change of Fe-Ni alloy inclusions in synthetic diamond crystals due to annealing* / А.А.Чепуров, J.M.Dereppe, I.I.Fedorov et al. // Diamond Relat. Mater. 2000. Vol. 9. P. 1374–1379.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



24 июня 2004 г. исполнилось 70 лет кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ Исакович Ирине Зигмундовне.

И.З.Исакович работает в ЦНИГРИ с 1966 г. Основное направление ее научной деятельности — изучение геологии, минералогии месторождений цветных и благородных металлов, разработка минералого-геохимических методов поисков. До 1982 г. она исследовала колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения Рудного Алтая, Кавказа и Якутии. Результаты этих работ отражены в кандидатской диссертации «Минеральные ассоциации, золотоносность и некоторые особенности формирования руд полиметаллических месторождений Змеиногорского и Лениногорского районов Рудного Алтая», которую она успешно защитила в 1972 г.

С 1982 г. Ирина Зигмундовна занимается разработкой методики минералогических методов поисков и оценки золоторудных месторождений различных формационных типов на территории Восточного и Северного Казахстана, Средней Азии, Магаданской области и Закарпатья. В этот период она успешно развивает новое направление в поисковой минералогии, заключающееся в комплексном анализе ореолов нерудной и сульфидной минерализации с выходом на ряд важных прогнозно-поисковых и оценочных критериев. Результаты этих исследований отражены в методических рекомендациях по изучению ореолов нерудной прожилковой минерализации при поисках золоторудных и полиметаллических месторождений, на основании которых И.З.Исакович дала конкретные рекомендации по направлению поисковых работ в перспективных районах Центральной Колымы, Казахстана и Закарпатья.

В последние годы И.З.Исакович совместно с В.Б.Чекваидзе и С.А.Миляевым создана комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений, которая имеет особенно важное значение при поисках месторождений и оценке перспективных площадей, перекрытых чехлом рыхлых отложений.

И.З.Исакович написано более 100 печатных и рукописных работ. Исследования ее отличаются особенной тщательностью, творческой индивидуальностью и инициативностью.

Ирина Зигмундовна — обаятельный человек, очень общительный, доброжелательный и поэтому пользующийся заслуженным уважением коллектива.

Поздравляем Ирину Зигмундовну с юбилеем, от всей души желаем ей крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ ИРИНЫ МИХАЙЛОВНЫ НОВОЖИЛОВОЙ
(20.08.1940–14.04.2004)

Дирекция и Ученый совет, весь коллектив ЦНИГРИ с глубоким прискорбием сообщают о преждевременной кончине Ирины Михайловны Новожиловой.

Ирина Михайловна с 1988 г. обеспечивала организацию сотрудничества ЦНИГРИ с зарубежными партнерами в области геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Она курировала работы ЦНИГРИ во многих странах мира, создавая основы для роста международного авторитета института и его сотрудников. Ее усилиями ЦНИГРИ стал участником внешнеэкономических связей страны, действительным членом Торгово-экономической палаты, участником внешнеэкономических связей Управления таможенного контроля.

Свободное владение Ириной Михайловной английским, испанским, португальским, французским языками значительно облегчало институту организацию и реализацию зарубежных деловых связей. Она принимала активнейшее участие в организации и проведении полевых работ института в США, Венесуэле, Чили, Перу, Аргентине. Ею глубоко анализировались зарубежные информационные материалы об иностранных фирмах для поиска потенциальных партнеров и определения внешнеэкономических приоритетов для ЦНИГРИ и Госгеолслужбы. Благодаря ее усилиям ЦНИГРИ успешно представлялся на крупных международных форумах и выставках в Лас-Вегасе, Каракасе, Дюссельдорфе. Блестяще с профессиональной точки зрения выполненные на иностранных языках рекламные материалы, аннотации и переводы различных изданий института во многом способствовали успешному продвижению работ ЦНИГРИ на зарубежный рынок.

Вся творческая жизнь Ирины Михайловны — пример служения отечественной геологии и реализации ее достижений за пределами нашей Родины: в Египте, Перу, Индии, Ираке, Испании, Мозамбике, Никарагуа, США, Франции, Чили.

Ирина Михайловна Новожилова запомнится нам как высококвалифицированный, увлеченный своим делом специалист, обладающий большим чувством ответственности за порученную ей работу, как человек доступный, доброжелательный, относящийся с симпатией ко всем сотрудникам ЦНИГРИ.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья и коллеги*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Текст печатается на одной стороне листа, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляется статья — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Text format (*.rtf) или Microsoft Word (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9–10, один межстрочный интервал). По окончании работы дискеты возвращаются автору по требованию. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@tsnigri.ru.

Рисунки и другие графические материалы (не более 4) принимаются на дискетах с распечаткой на принтере и прилагаются к статье в двух экземплярах. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. **Размер оригиналов рисунков и таблиц** не должен превышать **23×16 см** с учетом подрисовочной подписи. **Цифры и буквы** в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются **курсивом**. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в форматах TIFF bitmap (*.tif), Corel Draw (*.cdr) или Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0 или 3.0. Допускается вписывать в текст математические формулы и химические символы от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов).

Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

Список литературы (не более 15 названий) нумеруется в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес, служебный и домашний телефоны.

Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

