

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

5/2014

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора А.И.Иванов
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

Б.И.Беневольский
В.И.Ваганов
С.С.Вартанян
А.В.Волков
А.А.Головин
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
П.А.Игнатов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.А.Машковцев
И.Ф.Мигачев
Г.В.Ручкин
Г.В.Седельникова

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2014

Руды и металлы
№ 5 – 2014

ISSN 0869–5997

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Журнал по решению ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Н.И.Назарова, Г.В.Василова*
Верстка и оригинал-макет: *Т.В.Лукина*

Сдано в набор 24.09.14 г.
Подписано в печать 01.10.14 г.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП «ЦНИГРИ»
Телефон: 8 (495) 315-28-47
Факс: 8 (495) 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru, rudandmet@tsnigri.ru

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2014

Прикладная металлогения**Applied metallogeny***Шкодзинский В.С.*

Природа уникальных особенностей состава и распространения кимберлитов

5

Shkodzinskiy V.S.

Genesis of kimberlite composition and placing peculiarity

Черных А.И.

Особенности распределения и перспективы освоения золотого оруденения Восточно-Таннуольского района, республика Тыва

10

Chernykh A.I.

Features of distribution and prospect of development of gold ore deposit of the East tannuola area, Republic Tyva

Кунгурова В.Е.

К вопросу о россыпной золотоносности прибрежно-морской зоны Юго-Западной Камчатки

19

Kungurova V.Ye.

Revisiting the placer gold mineralization of coastal-marine zone of Kamchatka Southwest

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Exploration: techniques and methods***Юричев А.Н.*

Акцессорные шпинелиды как инструмент реконструкции термодинамических параметров кристаллизации

32

Yurichev A.N.

Accessory spinelides as a tool for reconstruction of thermodynamic parameters of crystallization

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits***Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Компанченко А.А.*
Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески в докембрии Карелии

37

Kuleshevich L.V., Tytyk V.M., Kompanchenko A.A.
Precambrian Au-S-As mineralization of the Novye Peski deposit, Karelia*Григоров С.А.*

Золотоносные метасоматиты Центральной Колымы, их потенциал и перспективы освоения

45

Grigorov S.A.

Gold-bearing metasomatites of Central Kolyma, their potential and development prospects

Анисимова Г.С.

Месторождение Бодороно — новый золоторудный объект Южной Якутии

49

Anisimova G.S.

Bodorono deposit — a new gold target of Southern Yakutia

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В.

Особенности формирования и закономерности размещения природных типов руд месторождения Балпантау, Узбекистан

58

Alimov Sh.P., Tsoy V.D., Koroleva I.V.

Formation features and regularities of natural ore types of Balpantau deposit distribution, Uzbekistan

Зарубежный опыт**Subsoll Use**

Амосов Р.А., Сальгадо В.
Переработка окисленных золотых руд на руднике
Янакоча, Перу

64

Amosov R.A., Salgado V.
Oxidized gold ore processing at Yanacocha, Peru

Дискусии**Discussions**

Макеев С.М.
Скопления золоторудных объектов Енисейского
кряжа в дугообразных структурах гравитацион-
ного поля

72

Makeev S.M.
The aggregations Yenisei Ridge gold objects in
the arc-shaped structures of gravity field

Поздравляем с юбилеем**Our congratulations**

В.И.Куторгина, В.П.Новикова

78

V.I.Kutorghin, V.P.Novikov



ПРИРОДА УНИКАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА И РАСПРОСТРАНЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

В.С.Шкодзинский (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск)

Показано, что все уникальные особенности кимберлитов обусловлены формированием их из последних остаточных расплавов магматического океана. С этим связаны их образование преимущественно в фанерозе на древних платформах, богатство расплавофильными компонентами и относительно небольшой размер тел. Невысокая первичная температура магм способствовала их декомпрессионному затвердеванию на малоглубинной стадии подъема, взрыву их под влиянием законсервированного высокого внутреннего давления газовой фазы и формированию трубок и различных брекчий.

Ключевые слова: происхождение кимберлитов, магматический океан, декомпрессионное затвердевание.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

GENESIS OF KIMBERLITE COMPOSITION AND PLACEING PECUALIARITY

V.S. Shkodzinskiy

Shown that all peculiarity of kimberlite are result of their origin from last residual melt of magma ocean. That is cause of their origin during last 500 millions years on ancient platforms, of high contents H₂O, CO₂ and of small size of pipes. Small initial temperature is cause of magma decompression solidification during ascent, of their explosion under high inner gas pressure and of origin of pipes and breccias.

Key words: kimberlite genesis, magma ocean, decompression solidification.

Выяснение генезиса кимберлитов проводится в целях эффективного прогноза и поисков новых алмазных месторождений. Решение этой проблемы оказалось затруднительным, поскольку кимберлиты сильно отличаются от других магматических пород. Первые старатели, которые почти полтора века назад копали «желтую землю» в Южной Африке в окрестностях г. Кимберли в надежде найти крупный алмаз, сначала предполагали, что данная порода имеет осадочное происхождение. На это, казалось бы, указывает присутствие в ней округлых и угловатых обломков различных пород и минералов. Однако постепенно обнаружили, что рыхлая «желтая земля» с глубиной переходит в более плотную «синюю землю». Тела ее секут вмещающие породы и, следовательно, имеют магматическое происхождение. «Желтая земля» возникла в результате выветривания кимберлитов.

Если кимберлиты имеют магматическое происхождение, то наиболее часто они должны были бы встречаться в океанических областях, где в настоящее время находится огромное количество действующих вулканов. Здесь земная кора небольшой мощности, и кимберлитовым магмам легче достигать земной поверхности. Однако кимберлиты рас-

полагаются только на древних платформах с мощной (до 40–50 км) жесткой кристаллической корой, слабопроницаемой для магм. Кимберлиты чаще всего образуют небольшие трубки, выполненные различными брекчиями. Такая форма залегания не свойственна другим магматическим породам. Несмотря на явно вулканическое происхождение, в окрестностях трубок обычно отсутствуют излившиеся наземные лавы. Кимберлиты содержат большое количество химических компонентов, характерных как для наиболее высокотемпературных (MgO, Cr₂O₃), так и низкотемпературных (H₂O, CO₂) расплавов. В них отмечается самое высокое содержание мантийных ксенолитов. Эти и другие загадочные особенности кимберлитов привели некоторых исследователей к заключению о том, что проблема происхождения данных пород в настоящее время далека от решения.

Обычно предполагается, что кимберлитовая магма образовалась на глубине 150–200 км в результате отделения выплавов из расплавленных примерно на 0,1% мантийных перидотитов. Лишь при подобной небольшой степени плавления расплав частично приближается по составу к кимбер-

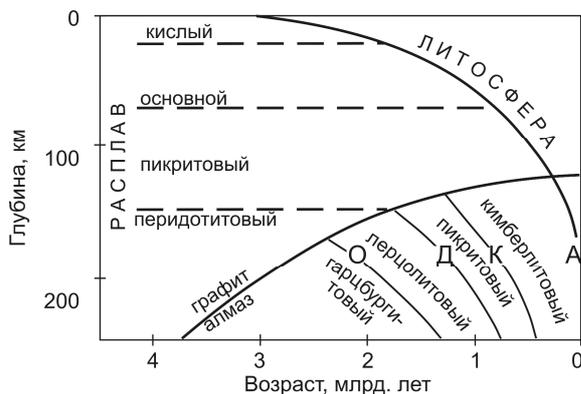


Рис. 1. Схема фракционирования постагрегационного магматического океана, формирования кимберлитового остаточного расплава и кристаллизации различных алмазов:

О — октаэдрических, Д — ромбодекаэдрических, К — кубических, А — агрегатов

литам. Однако такому генезису кимберлитовых магм противоречат экспериментальные данные [5], по которым отделение расплава из перидотитов начинается только при плавлении их более чем на 35–40%. При меньшей степени плавления отделению расплава препятствует прочный каркас сросшихся кристаллов минералов. Это подтверждается автохтонностью антектического жильного материала в мигматитах, даже при содержании его 40–45% [2]. Кроме того, для плавления необходимо повышение температуры. Но в многочисленных ксенолитах мантийных пород в кимберлитах массово наблюдается замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными, что свидетельствует о значительном остывании мантии — на 400°C за последние 2 млрд. лет на глубине 150 км [3]. В них отсутствуют достоверные признаки разогрева и частичного плавления.

Выход из тупика в проблеме генезиса кимберлитов и других магматических пород появился в последние десятилетия после получения доказательств горячего образования Земли и наличия на ней в прошлом глобального океана магмы [3, 4, 6]. Оказалось, что с учетом процессов фракционирования этого океана становится понятной природа всех уникальных особенностей кимберлитов.

По рассчитанной модели формирования Земли [3] после быстрой аккреции железного ядра под влиянием в основном магнитных сил выпадавший силикатный материал в результате импактного тепловыделения плавился и сформировал глобальный магматический океан. Его нижняя часть кристаллизовалась вследствие роста давления новообразо-

ванных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы формировали породы нижней мантии, а всплывавшие остаточные расплавы — расслоенный по составу магматический океан. После прекращения аккреции кристаллизация и дифференциация океана сверху вниз (рис. 1) привели к образованию большинства ортопород древней кристаллической коры платформ из кислого верхнего слоя и их верхней мантии — из нижних пикритового и перидотитового слоев.

По экспериментальным данным [7] дифференциация перидотитового слоя при молекулярном отношении $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$ в магме $>0,6$ в условиях высокого давления способствовала образованию кимберлитовых остаточных расплавов. Интенсивное накопление в остаточном расплаве расплавофильных компонентов определило большое содержание в кимберлитах углекислоты, воды, легких редких земель. Причина их высокого содержания до сих пор была загадочна, поскольку мантийные породы, судя по ксенолитам в кимберлитах, почти не содержат эти компоненты. В связи с этим в них не могли выплавляться очень богатые ими расплавы. Вследствие большого давления в таких породах нет открытых пор и трещин, по которым можно было бы предполагать метасоматический привнос расплавофильных компонентов гипотетическими глубинными жидкостями. Модель накопления в остаточном расплаве при длительном магматическом фракционировании полностью объясняет их высокое содержание в кимберлитах.

Алмаз кристаллизовался в процессе фракционирования в результате увеличения концентрации углерода в остаточном расплаве при уменьшении содержания последнего. Возрастание вязкости остаточного расплава привело к росту степени насыщения его углеродом и эволюции образующихся алмазов в последовательности октаэдры – ромбодекаэдры – кубы – агрегаты (см. рис. 1). Это является причиной многообразия морфологии кристаллов алмаза в кимберлитах.

Древняя кристаллическая кора платформ и кимберлитовые остаточные расплавы перидотитового слоя образовались при одном и том же процессе дифференциации различных частей магматического океана. С этих позиций становится понятным присутствие кимберлитов только на платформах в участках с древней корой (правило Клиффорда). При формировании океанических областей кристаллическая кора и древняя верхняя мантия, содержащая кимберлитовые остаточные расплавы, были раздвинуты всплывавшим и растекавшимся горячим веществом нижней мантии. Всплывание обусловлено его подогревом изначально более го-

рячим ядром. Поэтому, несмотря на массовое распространение в океанических областях других магматических пород, в них отсутствуют кимберлиты.

В расслоенном по составу постаккреционном магматическом океане плотность сильно возрастала с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³) и при остывании в нем не возникала обширная, от поверхности до дна, конвекция. Он остывал и фракционировал сверху вниз очень медленно в течение всей истории Земли в результате главным образом кондуктивных теплопотерь. Его нижний перидотитовый слой, где зарождались кимберлиты, начал кристаллизоваться сравнительно поздно. Это объясняет образование кимберлитов преимущественно в последние 500 млн. лет (средний изотопный возраст 236 млн. лет) и увеличение их количества в это время примерно в геометрической прогрессии [2].

Как свидетельствуют расчеты, в основании древних платформ среди твердых пород верхней мантии находятся участки, в которых до сих пор присутствует до 5–10% близкого к кимберлитам остаточного расплава. Судя по составу, он захватывался в виде включений наиболее поздними кубическими алмазами кимберлитов. Такие участки мантии имеют пониженную прочность и повышенную пластичность. При тектонических деформациях платформ они выжимались в зоны растяжения подобно тому, как выжимается полужидкое содержимое из разламываемого пирога с начинкой.

На рис. 2 приведена рассчитанная по экспериментальным и термодинамическим данным *PT*-диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм

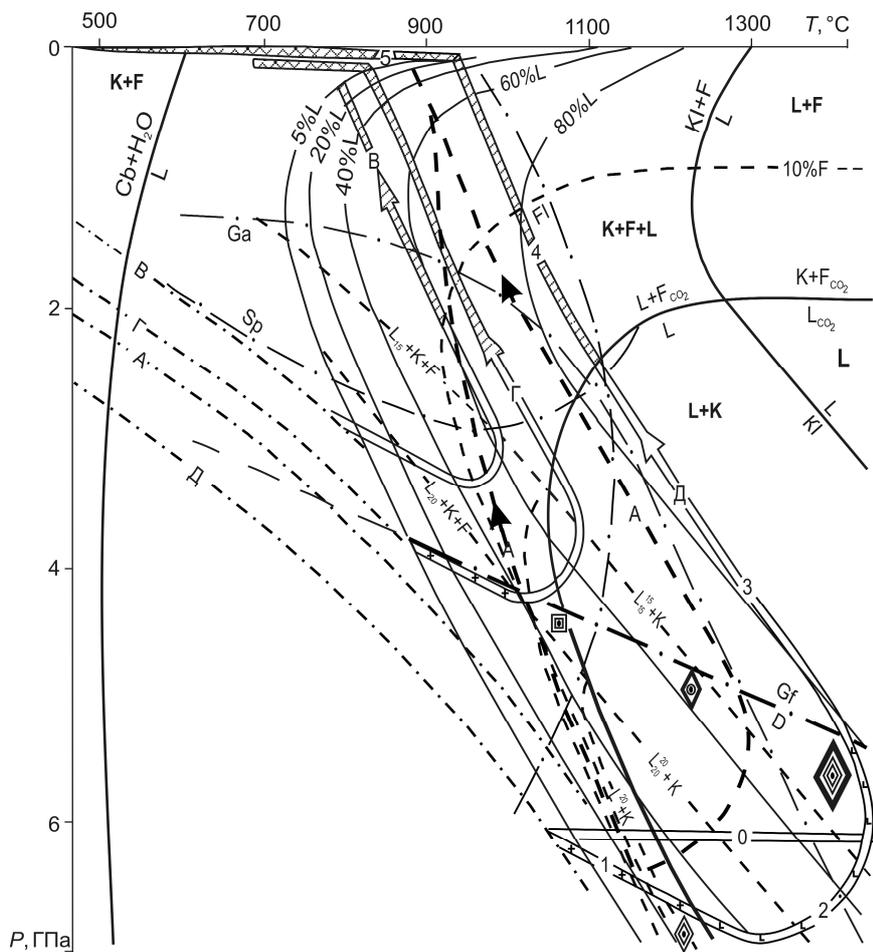


Рис. 2. *PT*-диаграмма фазового состава и эволюции кимберлитовых магм с 10% H₂O и 10% CO₂:

Cb — карбонаты; D — алмаз; Ga — гранат; Gf — графит; F — флюид; Fl — флогопит; L — расплав; K1 и K — твердые фазы кимберлита в ликвидусных и более низкотемпературных условиях; Sp — шпинель; L, L+F, L+K, L+K+F, K+F — поля различного фазового состава; 10%F, 20%L и др. — содержания флюида и расплава; содержания в расплаве: CO₂ — верхний индекс, H₂O — нижний; линии со стрелками: A, B, Г, Д — различные варианты выжимания и всплывания кимберлитовых магм, участок 0 — эволюция мантии при остывании океана магмы; 1–3 различные варианты изменения *P* и *T* в магмах на глубинных стадиях подъема; 4 — условия декомпрессионного затвердевания и 5 — эксплозивной дезинтеграции магм; штрих-пунктирные линии A, B, Г, Д — различные геотермические градиенты; рисунки кристаллов — условия образования алмазов различной морфологии [2]

ных магм [2]. Она представляет количественную модель этих магм и необходимую основу для решения вопросов генезиса кимберлитов. Возрастание значительный изоконцентраг расплава (от 5% P_c до 84% P_c на линии эволюции магм Д) иллюстрирует интенсивное плавление твердых фаз под влиянием декомпрессии и фракционного тепловыделения на глубинных стадиях выжимания смеси этих фаз с остаточным расплавом. Содержание расплава при подъеме могло увеличиваться в них в 10–17 раз. Это подтверждается примерно такими же величинами сни-

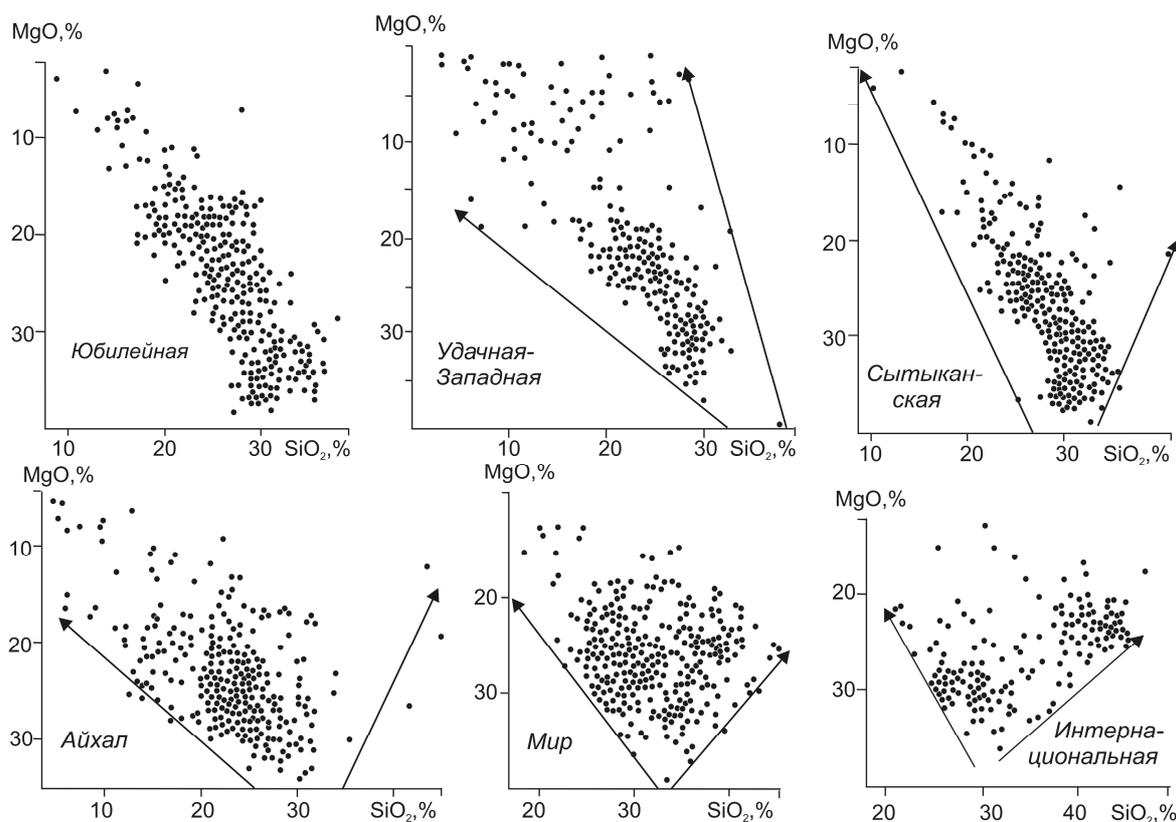


Рис. 3. Поля составов продуктивных кимберлитовых трубок Якутии на диаграммах MgO–SiO₂, по данным [1]

жения содержания расплавофильных легких редких земель в кимберлитах по сравнению с поздними расплавленными включениями в алмазах [4].

Кумулаты расслоенных интрузий обычно весьма неоднородны по составу. В них чередуются участки с различными количественными соотношениями минералов. Поэтому соотношения различных плавившихся минералов в разных частях поднимающихся магматических колонн должны были сильно варьировать. Плавление их при подъеме приводило к формированию кимберлитов разного состава. Из богатых оливином участков возникали кимберлиты близкие к пикритам, из существенно карбонатных — карбонатитовые, а из богатых флогопитом — кимберлиты с повышенным содержанием калия. Этим объясняются характерные для кимберлитовых трубок большие неоднородность и вариации их состава. Например, в промышленных трубках Якутии содержания MgO колеблются от 1 до 40%, а SiO₂ от 5 до 45% (рис. 3). Присутствие в кимберлитах остаточного и новообразованного при подъеме расплавов служит причиной обогащения их как низкотемпературными расплавофильными компонентами (летучие, легкие редкие земли), так

и компонентами, характерными для высокотемпературных магм (магний, хром).

Формирование на поздней стадии остывания верхней мантии платформ обусловило относительно небольшую начальную температуру кимберлитовых магм (800–1050°C, см. рис. 2). Это привело к типичному только для кимберлитов высокому содержанию недоплавившихся при подъеме глубинных минералов — хромистых граната и диопсида, оливина, пикроильменита. Частичное плавление и истирание их при подъеме предопределяет часто округлую форму зерен этих минералов, что приближает кимберлиты по облику к осадочным породам. Кимберлитовые остаточные расплавы возникали в процессе формирования мантийных пород, пространственно были тесно с ними связаны и поэтому частично захватывали их при подъеме. Как известно, своеобразие кимберлитов состоит в значительном содержании ксенолитов различных мантийных пород.

На малоглубинной стадии подъема (участки 4 на линиях эволюции магм, см. рис. 2) летучие компоненты выкипали из расплава под влиянием декомпрессии. Поскольку эти компоненты являются сильнейшими плавнями, их удаление из распла-

ва приводило к его затвердеванию. При дальнейшем подъеме затвердевшие верхние части магматических колонн взрывались под влиянием законсервированного затвердеванием высокого внутреннего давления газовой фазы (участки 5).

При взрыве формировались конусообразные диатремы (рис. 4) и происходил захват раздробленным кимберлитовым материалом многочисленных обломков вмещающих пород. Это объясняет происхождение ярко выраженной обломочной текстуры большинства кимберлитов и залегание их преимущественно в виде трубок. Относительно невысокая первичная температура кимберлитовых магм обусловила декомпрессионное затвердевание всех их разностей и невозможность достижения земной поверхности в жидком состоянии (см. рис. 2). Поэтому отсутствуют излившиеся на поверхность кимберлитовые лавы. Этим кимберлиты кардинально отличаются от других магматических пород. Степень декомпрессионного затвердевания в магматических колоннах перед взрывом увеличивалась снизу вверх, что приводило к смене в кимберлитовых трубках магматических кимберлитов подводящей дайки жидкокластическими брекчиями с округлыми участками кимберлитового материала. Их обычно называют шаровыми кимберлитами. Выше располагаются пластичнокластические брекчии с менее округлыми участками (автолитовые кимберлиты), еще выше — твердокластические с угловатыми обломками (туфобрекчии, туфы).

Все участки литосферы древних платформ, образовавшихся в результате фракционирования постагрегационного магматического океана, перспективны на присутствие алмазоносных кимберлитов, если в них сохранились кимберлитосодержащие части верхней мантии. В настоящее время установлены большое количество (многие тысячи) кимберлитовых тел на всех древних платформах и широкое распространение алмазоносных россыпей даже в тех участках, где кимберлиты еще не выявлены.

Судя по содержанию в кимберлитах до тысячи хондритовых норм наиболее расплавофильных химических компонентов, легких редких земель, остаточные расплавы приобрели кимберлитовый состав после затвердевания исходных перидотитовых магм более чем на 99,9%. Из этого следует, что близкие к кимберлитам по составу участки в мантии имеют относительно небольшой объем, а возникавшие из них кимберлитовые тела чаще всего небольшой размер (сотни метров). Объем тел кимберлитов в тысячи–миллионы раз меньше объема наиболее распространенных магматических пород — гранитных интрузий и тел основных вулканитов.

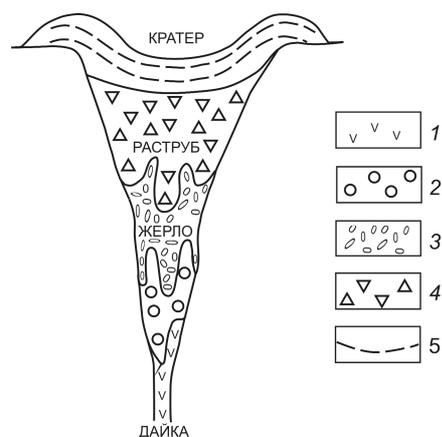


Рис. 4. Распределение интрузивных кимберлитов и эксплозивных брекчий в типичной кимберлитовой трубке [3]:

1 — интрузивные кимберлиты; эндогенные эксплозивные брекчии: 2 — жидкокластические, 3 — пластичнокластические, 4 — твердокластические, 5 — эпигенные твердокластические

Большая мощность перидотитового слоя магматического океана (многие десятки километров) привела к многоярусному расположению близких по составу к кимберлитам участков в верхней мантии платформ и их различной алмазоносности. Выжимание и всплывание разноглубинных полужидких кимберлитовых субстратов по одним и тем же зонам растяжения при тектонических деформациях — причина совмещения кимберлитовых трубок различного состава и алмазоносности даже в одном и том же поле. Присутствие близких по составу кимберлитов на всех древних платформах связано с всеземной первичной латеральной протяженностью перидотитового слоя магматического океана.

Формирование кимберлитопроводящих зон тектонических деформаций на платформах обусловлено главным образом механическим воздействием на них поднимающихся из нижней мантии потоков горячего вещества (плюмов). Под влиянием декомпрессии в плюмах происходило плавление эклогитов (затвердевших основных расплавов раннего магматического океана) и подъем основных магм из возникавших магматических очагов. Отсюда — широкое распространение покровов и секущих тел основных пород (траппов) в пределах и окрестностях кимберлитовых провинций.

Итак, новейшие данные о глобальном магматическом фракционировании при эволюции Земли позволяют разработать принципиально новую детальную модель образования кимберлитов и объяснить все специфические особенности их

состава и размещения. Кроме того, они могут использоваться при решении других генетических проблем геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. – Новосибирск: Наука, 1997.
2. *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. – М.: Наука, 1985.
3. *Шкодзинский В.С.* Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. – Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012.
4. *Шкодзинский В.С.* Петрология литосферы и кимберлитов. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014.
5. *Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. Vol. 76. P. 424–428.
6. *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. B88. N 6. P. 4963–4983.
7. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. N 3. P. 520–548.

УДК 553.411.071 (571.52)

© А.И.Черных, 2014

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОГО РАЙОНА, РЕСПУБЛИКА ТЫВА

А.И.Черных (ФГУП «СНИИГГиМС»)

На основе системного анализа имеющихся геологических, геофизических, геохимических, металлогенических опубликованных, фондовых и вновь полученных данных обоснованы перспективы Восточно-Таннуольского железо-медно-золоторудного района на жильно-прожилковое золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Показаны особенности строения и золотоносности двух прогнозируемых золоторудных узлов — Деспенского и Элегест-Межегейского. В пределах Деспенского узла на одноименной площади выделены интервалы мощностью от 1 до 23 м со средним содержанием Au от 0,5 до 29 г/т и предполагаемыми прогнозными ресурсами категории P₂ на уровне 60 т. Рассмотрены перспективы подобного жильно-прожилкового золото-сульфидно-кварцевого оруденения Ургайлыгской площади.

Ключевые слова: золото-сульфидно-кварцевое оруденение, Восточно-Таннуольский район, золото, поисковые работы.

Черных Александр Иванович, chernykhai@mail.ru

FEATURES OF DISTRIBUTION AND PROSPECT OF DEVELOPMENT OF GOLD ORE DEPOSIT OF THE EAST TANNUOLA AREA, REPUBLIC TYVA

A.I.Chernykh

System analysis of available geological, geophysical, geochemical, metallogenic data from research literature and geological information funds together with recent author data justified predicted vein-veinlet gold-sulphide-quartz mineralization in the Tannuola iron-copper-gold area. The paper provides the structure features and gold content of two gold ore clusters — Despenskiy and Elegest-Mezhegeiskiy. The intervals from 1 to 23 m have been allocated within the Despenskiy cluster in the similarly named area, containing 0,5 to 29 g/t of gold and prognostic resources P₂ of 60 t. Prospects of similar vein gold-quartz-sulfide mineralization Urganlygskoy area are considered.

Key words: gold-sulphide-quartz ore deposits, Eastern Tannu-Ola area, gold, prospecting.

Республика Тыва имеет длительную и богатую событиями историю добычи золота. Здесь известны многочисленные археологические находки золотых изделий (курган Аржан-2 и др.), изготовление которых некоторые исследователи связывают с местными источниками золота. Древние штольни, глубокие шурфы и шахты для добычи железа, меди

и золота [4] установлены в центральной и западной частях территории республики, в том числе в районе золоторудных месторождений и рудопроявлений — Тардан, Кара-Бельдыр, Копто и др.

В современной истории временной отсчет добычи золота в Тыве ведется с 40-х годов XIX в., когда стали появляться первые золотые прииски.

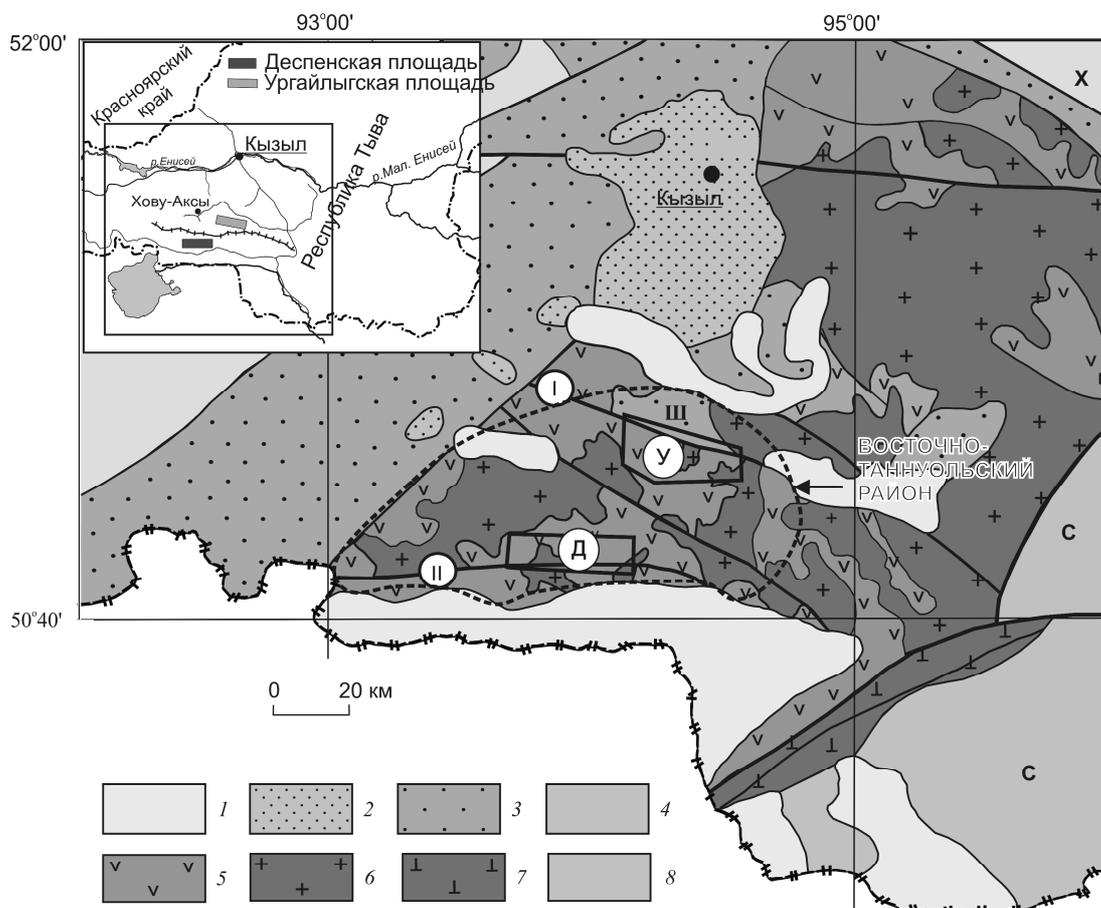


Рис. 1. Обзорная схема геолого-структурного положения Восточно-Таннуольского района:

1 — впадины, выполненные кайнозойскими отложениями; 2 — впадины, выполненные мезозойскими угленосными отложениями; 3 — средне-верхнепалеозойские породы Тывинского прогиба; 4 — карбонатно-терригенные отложения Западно-Саянской каледонской складчатой системы; структуры Верхнеенисейской складчатой системы: 5 — вулканогенно-осадочные вендско(?)–нижнекембрийские островодужные породы, 6 — интрузивные породы диорит-гранодиорит-гранитной формации и гранит-лейкогранитовой формации кембрийско-ордовикского возраста; 7 — вендско(?)–нижнекембрийские породы Агардакского офиолитового пояса; 8 — Западно-Сангиленский (С) и Харальский (Х) выступы, сложенные сланцами, гнейсами и мраморами протерозойско-рифейского возраста; разломы: I — Бай-Дагский, II — Южно-Таннуольский; III — Улуг-Шинганская впадина; перспективные площади: У — Ургайльгская, Д — Деспенская

По архивным данным до 1917 г. здесь было добыто около 40 т россыпного золота [1]. Вся дальнейшая история золотодобычи характеризуется резким преобладанием россыпного золота над коренным. Учетная добыча коренного золота ведется с 2008 г. только на месторождении Тардан. При этом в последние десять лет наблюдается относительно высокий и стабильный уровень добычи золота из россыпей — 1100–1800 кг. Тем не менее, как и во многих регионах России, ресурсный потенциал россыпного золота в Тыве истощается, а перспективы открытия новых продуктивных россыпей практически отсутствуют. В этой связи все большую актуальность приобретает необходимость выявления ресурсов и запасов коренного золота.

По сравнению с другими районами Алтае-Саянского региона территория республики характеризуется меньшей степенью геологической изученности, незначительным объемом ранее выполненных поисково-оценочных работ на золото и их концентрацией на отдельных небольших участках. При этом существуют многочисленные благоприятные металлогенические предпосылки выявления золоторудных объектов, причем не только известных золото-скарнового и кварцево-жильного типов, но и более перспективных — штокверкового и жильно-прожилкового золото-сульфидно-кварцевого, золото-порфирового и золото-сульфидного. Один из таких перспективных регионов — Восточно-Таннуольский рудный район, расположенный в ре-

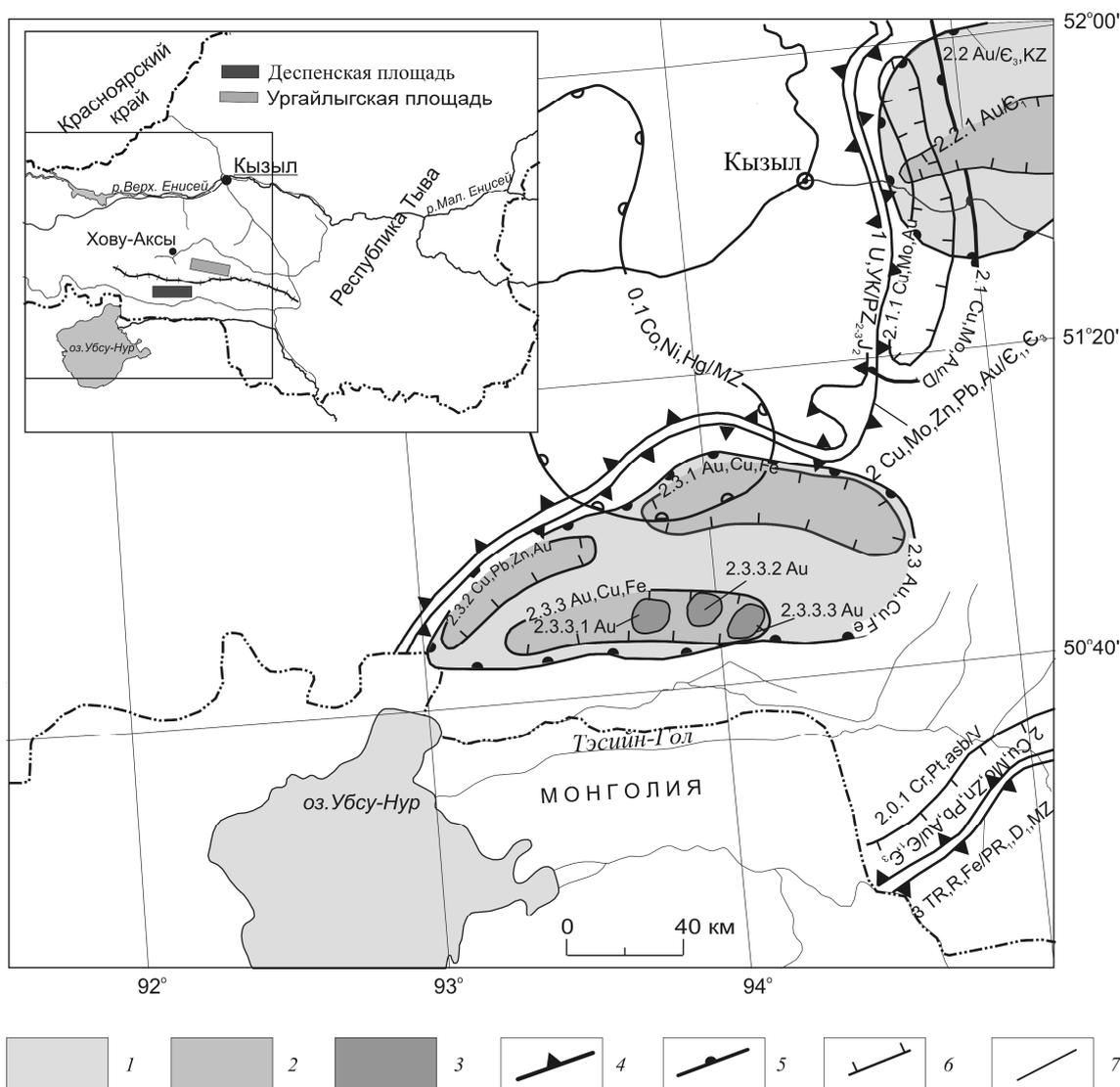


Рис. 2. Обзорная схема металлогенического районирования Восточно-Таннуольского железо-медно-золоторудного района:

1 — золоторудные районы; прогнозируемые золоторудные объекты: 2 — узлы, 3 — поля; границы: 4 — металлогенических зон (МЗ), 5 — рудных районов, 6 — рудных узлов, 7 — рудных полей; известные металлогенические таксоны Алтае-Саянской минерагенической провинции: 1 — Центрально-Тувинская угленосно-урановорудная МЗ; Западно-Саянско-Верхнеенисейская минерагеническая субпровинция: 2 — Верхнеенисейская медь-молибден-полиметаллически золоторудная МЗ, 2.1 — Колбакско-Казыкчадрский золото-молибден-меднорудный район, 2.1.1 — Колбакский золото-молибден-медный рудный узел, 2.2 — Тарса-Каахемский золоторудно-россыпной район, 2.2.1 — Гарданский золоторудно-россыпной узел, 2.3 — Восточно-Таннуольский железо-медно-золоторудный район; прогнозируемые: 2.3.1 — Ургайлыгский железо-медно-золоторудный узел, 2.3.2 — Ирбитейский золотосодержащий полиметаллический рудный узел, 2.3.3 — Деспенский золоторудный узел, 2.3.3.1 — Деспенское золоторудное поле, 2.3.3.2 — Сувактыгское золоторудное поле, 2.3.3.3 — Овур-Онгешское золоторудное поле; 2.0.1 — Агардагская асбестово-платино-хромитовая рудоносная зона; Тувинско-Монгольская протерозойская – эпипротерозойская минерагеническая субпровинция: 3 — Сангиленская железо-редкометалльно-редкоземельная МЗ; 0.1 — Баян-Хольский ртутно-никелево-кобальтовый рудный район

делах хребта Восточный Танну-Ола в 60–100 км юго-юго-западнее г. Кызыл (рис. 1).

Восточно-Таннуольский рудный район приурочен к крупному тектоническому блоку Верхнеенисейской складчатой системы Алтае-Саянской

складчатой области (см. рис. 1). Породы блока ограничены региональными разломами — Бай-Дагским на севере и Южно-Таннуольским на юге. Территория района сложена преимущественно вендскими(?), кембрийскими и ордовикскими порода-

ми. Они представлены вендско(?)–раннекембрийскими островодужными вулканогенно-осадочными образованиями [6], метаморфизованными на уровне зеленосланцевой фации и смятыми в складки различных порядков. В районе широко развиты разновозрастные массивы интрузивных пород, прорывающие вулканогенно-осадочные породы. Предполагается, что кембрийско-ордовикские массивы диорит-гранодиорит-гранитной формации формировались на позднеостроводужной и аккреционно-коллизивной стадиях развития региона [5], а раннедевонские — на внутриплитной.

Среди вулканогенно-осадочных образований выделены кадвойская, серлигская и ирбитейская свиты. Кадвойская свита сложена вендско(?)–раннекембрийскими преимущественно вулканогенными породами — базальтами, туфами основного состава с прослоями мраморизованных известняков и углеродистых сланцев. Раннекембрийские породы серлигской свиты более разнообразны по составу и представлены эффузивами и туфами основного, среднего и кислого составов, известняками, песчаниками, алевролитами. Раннекембрийская ирбитейская свита состоит из терригенно-карбонатных пород с прослоями туфов, базальтов и туффигов.

Вулканогенно-осадочные породы прорываются лейкогаббро и диоритами первой фазы, гранодиоритами второй фазы диорит-гранодиорит-гранитной формации позднекембрийского таннуольского комплекса. В меньшей степени распространены массивы гранитов и лейкогранитов ордовикского арголикского и раннедевонского бреньского комплексов. Часто контакты массивов имеют пологое залегание и поэтому на больших площадях в их эндо- и экзоконтактах наблюдаются многочисленные зоны скарнирования, сульфидизации, эпидотизации и окварцевания.

Для территории рудного района характерны интенсивные тектонические дислокации. Тектонический рисунок, вероятно, сформировался на коллизивном позднекембрийско-ордовикском этапе. Затем в раннем девоне и мезозое активизировались имеющиеся и возникли новые разломы различных порядков. Наличие многочисленных различно ориентированных, неоднократно подновляемых разломов среди неоднородных по петрографическому составу и физико-механическим свойствам пород привело к созданию благоприятной среды для формирования сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых зон и штокверков.

Восточно-Таннуольский рудный район располагается в пределах Верхнеенисейской металлогенической зоны Алтае-Саянской металлогенической провинции, сложенной преимущественно каледонски-

ми комплексами одноименной складчатой области (рис. 2). В качестве рудного района выделен тувинскими геологами в 80-х годах прошлого века. В то время он рассматривался как первоочередной полигон для наращивания минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых Республики Тыва. Позднее при составлении ГК-1000/3 [2] район был переименован в Деспенский, и по нему были апробированы в ФГУП «ЦНИГРИ» (г. Москва) прогнозные ресурсы золота категории P_3 100 т. Кроме золотой минерализации, на территории района, выявлены полиметаллическая в вулканитах серлигской свиты, магнетитовая и медная в скарнах и кварцевых жилах, молибден-меднопорфировая в разновозрастных гранитоидных массивах.

По имеющимся данным, прямые и косвенные поисковые признаки золотого оруденения характерны для южной и северо-восточной частей рудного района, где выделяются соответственно Деспенский и Элегест-Межегейский прогнозируемые железо-медно-золоторудные узлы (см. рис. 2), сходные по геологическому строению и сочетанию рудоконтролирующих и рудогенерирующих минерогенических факторов.

Деспенский прогнозируемый железо-медно-золоторудный узел (площадь ~550 км²) расположен на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола в междуречье Ирбитей, Деспен и Шивилиг-Хем. Конфигурация границ узла определяется рудоконтролирующим субширотным Южно-Таннуольским разломом (см. рис. 1). Распределение рудной минерализации внутри узла обусловлено сочетанием тектонического, магматического, стратиграфического и литолого-петрографического факторов. В пределах рудного района узел приурочен к области сгущения многочисленных сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых, жильных и штокверковых зон с установленной или предполагаемой золотоносностью в благоприятной геологической обстановке.

В 2012 г. сотрудниками ФГУП «СНИИГиМС» в пределах узла выделена Деспенская перспективная площадь (150 км²), на которой по федеральной программе были поставлены поисковые работы. По результатам работ намечены три прогнозируемых золоторудных поля — Деспенское, Сувактыгское и Овур-Онгешское (см. рис. 2) с предполагаемыми прогнозными ресурсами золота категории P_2 около 60 т.

Золотое оруденение с промышленными параметрами установлено в линейных зонах, тяготеющих к разломам в приконтактных и (или) надкровельных частях гранодиоритовых массивов таннуольского комплекса. По траншеям и в маршрутах золоторудные зоны прослежены по простиранию

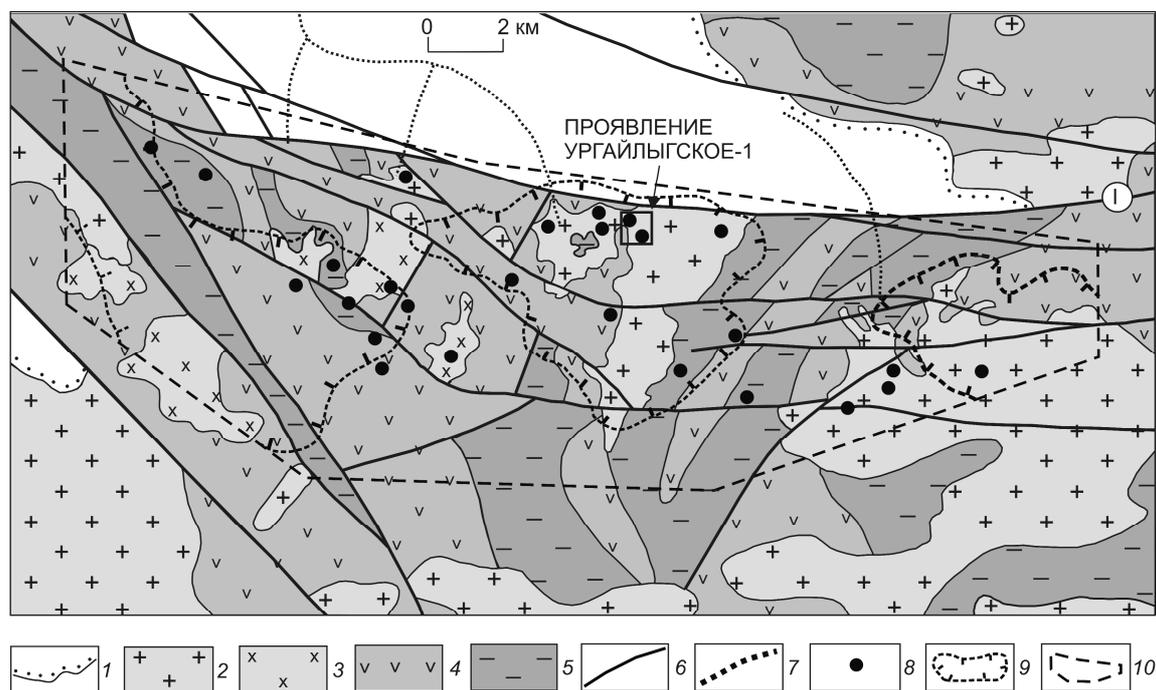


Рис. 3. Обзорная геолого-поисковая схема Ургайлыгской площади:

1 — нерасчлененные силурийско-нижнедевонские терригенные отложения Улуг-Шинганской впадины; 2 — гранодиориты, тоналиты, плагиограниты второй фазы таннуольского комплекса; 3 — диориты и кварцевые диориты первой фазы таннуольского комплекса; 4 — рассланцованные базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты и туфы основного, кислого и смешанного составов с прослоями известняков, углеродистых сланцев и терригенных пород нижнекембрийской серлигской свиты; 5 — известняки, алевролиты, андезибазальты, туфопесчаники нижнекембрийской ирбитейской свиты; 6 — крупные разломы; 7 — россыпные месторождения золота; 8 — проявления и пункты минерализации золота, выявленные при ГСР-50 и ГХО-200; 9 — комплексные аномалии геохимического поля Au и Cu, выявленные по результатам донного опробования и литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния; 10 — контур Ургайлыгской площади; I — Бай-Дагский разлом

на 1700–2400 м, в скважинах — до глубин 150 м. По данным бороздового опробования рудных сечений содержание Au изменяется от 0,5 до 29 г/т на интервал от 1 до 23 м. В интервалах средней мощностью 3–15 м преобладают содержания Au 1,5–3,5 г/т, в штучных пробах до 89 г/т.

В восточной части Деспенской площади выделяются рудные зоны мощностью до 100 м с содержанием Au 0,1–0,3 г/т, в отдельных интервалах мощностью 1–2 м, иногда до 7 м содержание Au 1–12 г/т. При этом в кварцевых жилах с Au 2–50 г/т часто встречается видимое золото. Высокие содержания Au в пределах прогнозируемых золоторудных полей коррелируются с участками максимального окварцевания и концентрации сульфидно-кварцевых прожилков. Рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом, пиритом, магнетитом и гематитом. В зоне окисления минерализованных зон наблюдается малахитовая, халькозиновая, ковеллиновая и лимонитовая минерализация. Проба золота в среднем составляет 820–920‰.

Элегест-Межегейский прогнозируемый железомедно-золоторудный узел площадью ~500 км² расположен на северном склоне хребта Восточный Танну-Ола в бассейне рек Тарбаган, Ургайлыг и Дурген (см. рис. 2). Конфигурация границ узла определяется рудоконтролирующим субширотным Бай-Дагским разломом, который отделяет Улуг-Шинганскую впадину (грабен), сложенную девонскими отложениями, от каледонских образований Восточно-Таннуольского блока. Особенности распределения и локализации золотой минерализации внутри узла аналогичны таковым на территории Деспенского.

В пределах Восточно-Таннуольского железомедно-золоторудного района выделяются несколько перспективных золоторудных участков. Прямые и косвенные поисковые признаки выявлены попутно при проведении ГСР-50, геохимических поисков м-ба 1:200 000 и тематических работ. Первые специализированные на золото площадные поиски начаты в 2012 г. сотрудниками ФГУП «СНИИГГиМС» на Деспенской площади. Кроме

нее, выделены еще несколько перспективных площадей и участков с признаками золотого оруденения — Холлу, Ак-Чааринский, Ирбитейский, Унгешский, Кызыл-Эрикский, Чумуртукский.

Наиболее перспективной частью Элегест-Межегейского узла является Ургайлыгская площадь (198 км²), занимающая благоприятное географо-экономическое положение. Она находится в 70 км от г. Кызыл и в 10–20 км от районных центров Тандинского и Чеди-Хольского районов (кожуунов), с которыми связана сеть дорог. Как и территория Деспенского узла, сложена преимущественно островодужными раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами серлигской и ирбитейской свит, прорванными аккреционно-коллизийными кембрийско-ордовикскими диорит-гранодиорит-гранитными интрузиями таннуольского комплекса (рис. 3). Вулканогенно-осадочные породы фациально изменчивы и разнообразны по петрографическому составу. Среди вулканогенно-осадочных пород многочисленны прослои углеродистых сланцев с повышенным содержанием Au. По геофизическим и геологическим данным на территории Ургайлыгской площади выделяются достаточно большие участки, где вулканогенно-осадочные породы находятся в надкровельной части разновозрастных гранитоидных и диоритоидных массивов.

Тектоническое строение Ургайлыгской площади определяется сочетанием субширотной зоны крупного Бай-Дагского разлома с более молодыми разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Многочисленные зоны дробления и трещиноватости в вулканогенно-осадочных породах и гранитоидах служили средой разгрузки гидротермальных растворов. Они потенциально перспективны для формирования объемных жильно-прожилковых и штокверковых золото-сульфидно-кварцевых зон.

Породы серлигской свиты — преимущественно метаморфизованные базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты, туфы основного, среднего, смешанного и кислого составов с прослоями и линзами глинистых известняков, углеродистых сланцев и туфогенно-терригенных пород. Ирбитейская свита сложена в нижней части песчаниками, реже конгломератами, алевролитами, андезибазальтами, туфопесчаниками и известняками, в верхней — известняками, реже алевролитами с горизонтами эффузивов.

На площади большое количество интрузивных массивов первой и второй фаз таннуольского комплекса. Породы первой фазы — габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, второй фазы (преобладают) — гранодиориты, плагиограниты, тона-

литы, кварцевые диориты. Экзоконтактовые изменения с карбонатными породами выражаются в образовании многочисленных тел гранат-пироксен-эпидотовых скарнов и роговиков. На фоне широкого развития магматических комплексов разнообразного состава в сочетании с интенсивными тектоническими дислокациями пород присутствуют многочисленные разновозрастные дайки диорит-порфиров, микродиоритов, аплитов, лампрофиров, долеритов.

Ургайлыгская площадь изучалась при геологической съемке м-ба 1:50 000 (Я.В.Сарбаа, 1976), геохимических поисках м-ба 1:200 000 (С.Я.Яровой, 1990), магнитометрических и гравиразведочных работах в 50–70-е годы. Поисковые работы на золото проводились только в районе проявления Ургайлыг-1 на площади ~0,15 км² на нескольких кварцевых жилах (см. рис. 3). В результате сделан вывод о необходимости проведения поисковых работ м-ба 1:25 000 в полосе вдоль южной границы Шанганского грабена с переоценкой перспектив Ургайлыгского рудопроявления. Нужна разведка не отдельных жил, а всей их массы для выявления объекта на открытую отработку (К.М.Кильчицаков и др., 1973, Тывинский филиал ФБУ ТФГИ по СФО).

В целом степень изученности Ургайлыгской площади крайне неравномерна. Практически не опоскована западная ее часть, отдельные небольшие участки центральной и восточной частей изучены на стадии поисков м-ба 1:50 000. Вместе с тем, наличие геологической основы м-ба 1:50 000 позволяет говорить о постановке поисковых работ с учетом основных особенностей геологического строения площади.

На потенциальную золотоносность Ургайлыгской площади указывают следующие признаки — наличие мелких россыпных месторождений золота, проявлений и пунктов минерализации Au, Cu, Fe, шлиховых потоков золота, геохимических ореолов и аномалий по результатам донного опробования и поисков по вторичным ореолам Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag.

Отработанные аллювиальные и террасовые россыпи золота на площади известны с начала XX в. по долинам рек Чумуртук, Ургайлыг, ее правому притоку руч. Чинге, по левым притокам р. Улуг-Шинган — ручьям Петропавловский и Михайловский. Все эти россыпи располагаются на территории площади только своими самыми верхними частями, что обусловлено, с одной стороны, наличием здесь прогнозируемых коренных источников золота, с другой — геоморфологическими условиями. Суммарный объем добычи учтенного золота из россыпей оценивается на уровне 600–700 кг. Содержания Au в россыпях 1–3,6 г/м³. Золото плохо

окатано, часто находится в сростании с кварцем, иногда в лимонитовой «рубашке», встречаются самородки массой до 10 г.

На Ургайлыгской площади выделяются участки, где наблюдается концентрация проявлений и пунктов минерализации золота, что, возможно, отражает лишь их относительно большую изученность. Установлены признаки золоторудной минерализации в березитах, скарнах, жильных и жильно-прожилковых образованиях сульфидно-кварцевых зон, а также в сульфидизированных вулканогенно-осадочных породах. Подчеркнем, что косвенные поисковые признаки золотого оруденения (геохимические аномалии, потенциально золотоносные метасоматиты, кварцевые жилы, сульфидная минерализация, золото в шлихах и др.) практически повсеместны на Ургайлыгской площади.

Для рассматриваемой территории характерно широкое развитие кварцево-жильной минерализации. Жильный кварц встречается в глыбовых развалах и в коренном залегании. Часто наблюдаются системы разнонаправленных жил и прожилков, при этом ширина выхода окварцованных пород достигает 30–50 м. Такие выходы, по сути, представляют собой жильно-прожилковые и штокверковые зоны. Золотоносность выявленных жил слабо изучена. Единственный участок, на котором проводились специализированные поиски с применением горных выработок, — проявление Ургайлыг-1 в верховье руч. Кварцевый (правый приток р. Улуг-Шинган). Здесь детально изучены три жилы, одна из которых вскрыта штольной.

Участок расположен в южном борту Улуг-Шинганской впадины, ограниченной субширотным региональным Бай-Дагским разломом. В зоне разлома в полосе >200 м породы раздроблены, расланцованы, на отдельных участках окварцованы, карбонатизированы, гематитизированы, сульфидизированы. Наряду с субширотными разломами, установлено большое количество северо-западных и северо-восточных нарушений, сопровождаемых дроблением и окварцеванием пород.

Проявление золота Ургайлыг-1 расположено в эндоконтакте Ургайлыгского диорит-гранодиоритового массива таннуольского комплекса. Среди диоритов выделяются участки кварцевых, иногда кальцит-кварцевых жил и прожилков, ориентированных главным образом в северо-восточном направлении. Ширина выхода окварцованных пород до 20–30 м. Преобладают прожилки мощностью от 5 до 30 мм, встречаются и более мощные жилы 0,5–1,5 м. В двух жилах 2 и 3 золото содержится в промышленных концентрациях.

Жила 3 прослежена по поверхности канавами и

шурфами на 420 м (Д.И.Суворов, 1948). Ее средняя мощность 0,65 м, в раздувах до 2,5 м. Желтовато-серый жильный кварц содержит вкрапленность сульфидов до 15% (пирит, халькопирит, борнит, реже галенит и сфалерит). Распределение золота в жиле крайне неравномерное, содержание Au от следов до 58,2 г/т, в среднем по 56 пробам 6,2 г/т. В отдельных пробах содержание (%) Pb до 3–3,5, Zn до 0,25, Cu >1. Из пробы-протоочки массой 4 кг определены 14 знаков золота, пирит, халькопирит, единичные знаки барита, малахита, ковеллина, халькозина, галенита.

Жила 2 находится в 150 м северо-западнее жилы 3, прослежена шестью канавами на 100 м и осталась не оконтуренной. Простираение ее субмеридиональное, падение вертикальное, мощность от 0,4 до 1,0 м, сложена беловато-серым кварцем с вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержание Au от 0,5 до 62 г/т, в среднем 21,6 г/т.

Кварцевые жилы, вскрытые горными выработками к востоку от жилы 3, были опробованы в конце 40-х годов Д.И.Суворовым. Однако аналитические данные по ним не сохранились. Позднее К.М.Кильичаков (1973 г.) выполнил анализ 99 дубликатов проб кварца, отобранных Д.И.Суворовым (1948 г.). В 19 пробах золото не обнаружено, в 80 — содержание Au от 0,1 до 30,4 г/т. В среднем по 99 пробам содержание Au 2,4 г/т (К.М.Кильичаков, 1973).

По данным геохимических поисков по потокам рассеяния м-ба 1:200 000 (С.Я.Яровой, 1990) на Ургайлыгской площади выявлены аномалии Au 5–1000 мг/т, Cu до 0,008%, Pb до 0,006%, Sn до 0,0003% Mn до 0,1% (см. рис. 3). На участке Ургайлыг-1 по данным литохимического опробования рыхлых отложений по сети 500×50 м выявлены многочисленные линейные контрастные аномалии с содержанием Au 0,01–0,2 г/т и Cu 0,005–0,01%. При этом жилы 2 и 3 фиксируются в рыхлых отложениях по содержанию Au от 0,02 до 0,04 г/т. Прогнозные ресурсы участка Ургайлыг-1 на основании геохимических поисков оценены по категории P₂ на уровне 45 т (С.Я.Яровой, 1990). Участок рекомендован для поисковых работ м-ба 1:10 000.

Кварцевые жилы с золотом выявлены также в бассейнах ручьев Чумуртук, Михайловский, Петропавловский, Проездной и др. по всей Ургайлыгской площади. Их мощность от первых десятков сантиметров до 4,5 м, содержания Au от следов до 10 г/т. Повышение содержания золота сопровождается увеличением содержания Cu, в отдельных случаях до 1%.

Кроме кварцевых жил, в верховье руч. Михайловский выделена зона мелких кварцевых прожилков

ков и линз мощностью до 20 м. Она прослежена на 130 м и не оконтурена на флангах (Я.В.Сарбаа, 1971). Данная зона опробована единичными пробами, в которых содержания Au до 0,5–0,7 г/т. Сульфидизация вулканогенно-осадочных пород проявлена широко. Зоны сульфидизации и малахитизации отмечаются не только в кварце, но и во вмещающих известняках и вулканитах. Ширина установленных зон пиритизации достигает 15 м (верховье р. Чумуртук). По результатам анализа единичных проб из сульфидизированных вулканитов содержание Au составляет 0,01–0,7 г/т.

Зоны скарнированных пород в западной, центральной и восточной частях Ургайлыгской площади приурочены к контактам массивов таннуольского комплекса. Вдоль северного контакта Орту-Адырского массива на водоразделе ручьев Чинге и Проездной выделяются скарноиды и гранат-пироксеновые скарны, развитые преимущественно по известнякам. Скарнированные породы изучались, в первую очередь, в связи с развитой в них магнетитовой минерализацией. Здесь обнаружены Дургеновское месторождение (проявление) и ряд более мелких проявлений железа. На золото скарнированные породы практически не изучались. В единичных проанализированных пробах содержание Au 0,1–0,5 г/т.

По результатам геохимических поисков м-ба 1:200 000 по руч. Проездной и его левым притокам (восточная часть Ургайлыгской площади) выявлены выдержанные аномальные потоки золота с содержаниями от 12 до 1000 мг/т. По вторичным ореолам (сеть 500×50 м) в левобережье руч. Проездной установлены две комплексные геохимические аномалии Pb (0,0012–0,01%), Zn (0,01–0,04%), Cu (0,004–0,06%), Au (10–50 мг/т), Mo (до 0,0002%). Максимальные содержания золота в ореолах рассеяния фиксируются вдоль тектонического нарушения субширотного простирания в экзоконтакте Орту-Адырского массива и связаны с участками эпидотизации, пиритизации и окварцевания. В шлиховых пробах, отобранных из аллювия руч. Проездной и его левых притоков, определены шлиховые потоки золота. Кроме золота, в шлихах присутствуют знаки молибденита и халькопирита.

Работами К.М.Кильчичакова (1973) в поле гранодиоритов Орту-Адырского массива выявлена зона березитизированных пород пирит-кварц-серицит-плагиоклазового состава, прослеженная на 2 км. В березитах содержание Au достигает 0,5 г/т, Cu до 0,3%, Mo до 0,0001%, Ag 1–5 г/т.

Таким образом, для Ургайлыгской площади характерны наличие широкого спектра прямых и косвенных поисковых признаков золотого оруденения (рудопроявление Ургайлыгское-1), пункты минера-

лизации золота, железа, меди, геохимические (по первичным и вторичным ореолам рассеяния) ореолы, золото в шлихах, гидрогеохимические потоки и аномальные точки. Выявлены они попутно при геолого-съемочных работах или при опережающих геохимических поисках. Специализированные площадные поисковые работы на золото не проводились. Наличие признаков золотого оруденения в благоприятной геолого-структурной обстановке при сравнительно слабой изученности может указывать на значительный неоцененный золоторудный потенциал Ургайлыгской площади.

Восточно-Таннуольский рудный район перспективен для выявления золотого, медно-молибденового и полиметаллического оруденения. На основании имеющихся данных выделяются объекты золото-сульфидно-кварцевого жильно-прожилкового и штокверкового типов. Установлены рудные зоны протяженностью 1500–2400 м с интервалами 3–15 м со средним содержанием в них Au 1,5–3,5 г/т. Такие объекты выделены в Деспенском узле и прогнозируются на Ургайлыгской площади, которая рассматривается как первоочередная в Тыве для постановки поисковых работ.

Выявленная золотая минерализация Восточно-Таннуольского района относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. Золото определяется аналитически и визуально в кварцевых жилах и прожилках, а также во вмещающих окварцованных и сульфидизированных породах. Мощность кварцевых прожилков и жил от первых миллиметров до 4,5 м в раздувах, в среднем 0,5–1 м. Жильно-прожилковая минерализация приурочена к разломам и сосредоточена в линейных зонах, секущих раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы и гранитоиды таннуольского комплекса. Концентрация кварцевых жил наблюдается в надкровельных и (или) приконтактных частях интрузивных массивов. Характерная особенность минералогического состава жил — наличие медьсодержащих минералов — халькопирита, борнита, ковеллина.

Максимальные содержания золота наблюдаются в сульфидно-кварцевых жилах и прожилках, секущих скарны и скарнированные породы. В скарнах без кварца и сульфидной минерализации, как правило, содержание Au 0,007–0,1 г/т. При наличии кварца и медьсодержащих сульфидов оно возрастает. На Ургайлыгской площади в вулканитах и углеродистых сланцах серлигской свиты выявлены признаки золото-сульфидной минерализации с содержанием Au до 0,7 г/т. Кроме того, в зоне березитизации среди гранодиоритов Орту-Адырского массива установлено содержание Au до 0,5 г/т.

На территории Алтае-Саянской минерагении

ческой провинции известны несколько золоторудных районов, которые характеризуются наличием узлов, схожих по характеру золотоносности с Деспенским и Элегест-Межегейским. К таким узлам и районам относятся Берикүльский, Кундат-Кундусуольский, Саралинский, Коммунарковский, Мрасский, Тапса-Каахемский, Ольховско-Чибеежский. Сопоставление и анализ комплекса дистанционных, геологических, геохимических, геофизических и металлогенических данных по золотоносным площадям Алтае-Саянской складчатой области и Ургайлыгской площади показывает значительное сходство последней именно с Коммунарковским золоторудно-россыпным районом, в котором выделяются однотипные Знаменитовский, Усинский, Коммунарковский и Балахчинский узлы. Объем добычи золота участков Коммунарковского месторождения, по разным данным, оценивается на уровне 70–100 т, а оставшиеся запасы — около 9 т и прогнозные ресурсы категории P_1 14 т, P_2 20 т.

Восточно-Таннуольский рудный район входит в площадь Тывинского центра экономического роста. В ближайшее время на этой площади предполагается концентрация геологоразведочных работ для реализации их рудного потенциала [3]. Восточно-Таннуольский район характеризуется наличием слабо изученной, но разнообразной минерально-сырьевой базы [7]. На территории Восточно-Таннуольского рудного района или в непосредственной близости имеются перспективные объекты цветных, благородных, редких металлов. Изучение района позволит существенно нарастить минерально-сырьевую базу золота, железа, меди, молибдена и получить новые данные по генезису золотого оруденения в Алтае-Саянской складчатой области. В качестве первоочередной для поисковых работ на золото рассматривается Ургайлыгская площадь с перспективами выявления промышленного золото-сульфидно-кварцевого жильно-прожилкового оруденения. Золото-сульфидно-кварцевые руды здесь потенциально пригодны для отработки методом кучного выщелачивания, о чем свидетельствуют их минеральный состав и опыт отработки аналогичных руд на месторождениях Тардан (Республика Тыва) и Кузнецовское (Республика Хакасия).

Постановка поисковых работ на Ургайлыгской площади будет способствовать наращиванию ресурсного потенциала золота Восточно-Таннуольского района и повышению степени изученности в отношении других полезных ископаемых, в первую

очередь прогнозируемого молибден-меднопорфирового оруденения. Это актуально еще и в связи с тем, что в западной части Восточно-Таннуольского района поставлены работы по ГДП-200 листа М-46-Х (Хову-Аксы), и взаимное дополнение региональных и поисковых работ позволит по новому раскрыть рудный потенциал Восточно-Таннуольского района.

Автор благодарен геологам, работавшим на территории Республики Тыва в 40–80-е годы прошлого века, — Д.И.Суворову, К.М.Кильчичакову, Я.В.Сарбаа, А.И.Митусу, В.Н.Чучко, С.А.Яровому и др. Результаты их работ во многом способствовали обоснованию перспектив на золото Восточно-Таннуольского района. За постоянную поддержку и конструктивные предложения признателен сотрудникам Тывинского отдела Центрсибнедра Е.Д.Шабалинской, ФГУП «ИМГРЭ» О.В.Менчинской, ФГУП «ЦНИГРИ» Т.Е.Анненковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В. Золото Тывы от скифов до наших дней // Золото и технологии. 2011. № 1. С. 6–14.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-46 Кызыл. Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
3. Михайлов Б.К., Воробьев Ю.Ю., Кимельман С.А. Значение минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых в экономике России // Минеральные ресурсы России: экономика и управление. 2008. № 3. С. 18–25.
4. Попов В.А., Монгуш А.А., Аюнова О.Д. Горно-металлургическое производство в древней Туве // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл, 2005. Вып. 8. С. 108–122.
5. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Новосибирск, 2010.
6. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии / А.А.Монгуш, В.И.Лебедев, В.П.Ковач и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
7. Черных А.И. Возможные направления геологоразведочных работ для обеспечения минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов Юго-Западной Сибири // Тр. научной конференции «Создание новых горнорудных районов в Сибири и на Дальнем Востоке: проблемы и пути решения». М., 2011. С. 252–256.

УДК 553.411 (571.61)

© В.Е.Кунгурова, 2014

К ВОПРОСУ О РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В.Е.Кунгурова (Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН)

Современные прибрежно-морские золотоносные россыпи Юго-Западной Камчатки образовались за счет перемива золотоносных отложений (промежуточные коллекторы) в пределах Западно-Камчатского прогиба, возникших, в свою очередь, в результате перемива аллювиальных золотоносных россыпей ближнего сноса. Последние сформировались при перемещении ценных компонентов из разрушающихся коренных источников, расположенных в пределах Камчатского срединного массива. Проведен анализ россыпеобразующих формаций рудных месторождений и проявлений, определены их рудно-формационные типы, сопоставлены основные характеристики золота на пути его транспортировки от коренных источников до прибрежно-морских россыпей.

Ключевые слова: россыпеобразующие формации, рудно-формационные типы, промежуточные коллекторы, прибрежно-морские россыпи золота, элементы-примеси.

Кунгурова Валентина Егоровна, kunwe@rambler.ru

REVISITING THE PLACER GOLD MINERALIZATION OF COASTAL-MARINE ZONE OF KAMCHATKA SOUTHWEST

V.Ye.Kungurova

Current coastal-marine gold-bearing placers of Kamchatka Southwest were formed by gold deposits rewashing (intermediate headers) within West-Kamchatka downwarping. These deposits appeared due to rewashing of alluvial gold placers of the nearest removal. Such places were formed by moving of valuable components from collapsing ore bodies located within Kamchatka Sredinny massif. The analysis of placer-forming formations of ore deposits and occurrences was made, their ore-mineragenic types were determined; the comparison of the main gold characteristics during transportation from ore bodies to coastal-marine placers was done.

Key words: placer-forming formations, ore-mineragenic types, intermediate headers, coastal-marine gold placers, impurity elements.

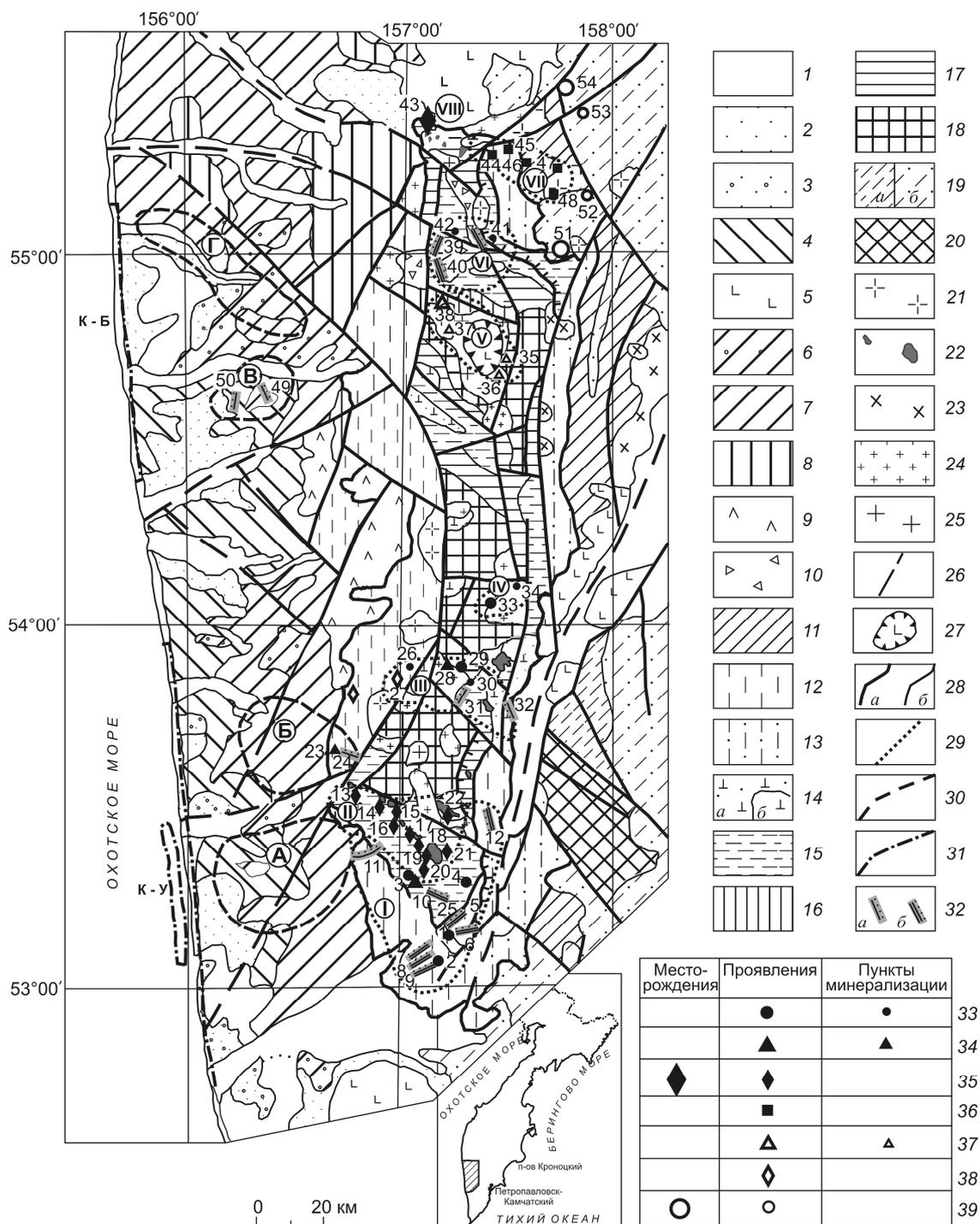
Юго-западная часть полуострова Камчатка, включающая западные склоны Камчатского срединного массива (КСМ) и прилегающую к нему южную часть Западно-Камчатского прогиба (ЗКП), представляет собой территорию, в пределах которой начиная с плиоцена происходит длительный многофазовый процесс образования россыпей. Поставщиками золота в россыпи служат распространенные в пределах КСМ месторождения, рудопроявления и пункты минерализации золота, отнесенные к различным рудно-формационным типам и золотоносным минеральным ассоциациям [10, 12]. С рудным золотом Камчатского срединного массива ассоциирует россыпная золотоносность как водотоков к западу от него, так и прибрежно-морских россыпей побережья Охотского моря. Размеры образованного ими золотоносного шлейфа совпадают с протяженностью массива по его длине (рис. 1). В долинах рек западного склона КСМ выявлены аллювиальные россыпи золота ближнего и дальнего сноса. Промежуточные коллекторы золота установлены в пределах ЗКП. Это палеоаллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые, древние морские отложения, за счет дальнейшего перемива которых формируются современные прибрежно-морские россыпи.

Россыпеобразующие формации. Территория КСМ относится к Срединной золото-медно-никелеворудной минерогенической зоне, которая входит в состав Центрально-Камчатской серебро-золоторудной и золотоносной медно-никелеворудной минерогенической субпровинций Курило-Камчатской провинции [3]. На исследуемой территории КСМ расположены (с севера на юг) Шанучское медно-никелевое рудное поле, рудные районы и узлы: Крутогоровский серебро-золоторудный, Кирганикский золото-меднорудный, Крутогоровско-Андриановский молибденово-меднорудный, Лунтосский серебро-золоторудный, Дукукский медно-никелевый, Порожисто-Гольцовский серебро-золоторудный (см. рис. 1).

Рудопроявления, пункты и точки минерализации золота группируются в северной и южной частях КСМ. Большинство из них — золоторудные или комплексные золотосодержащие — могут быть отнесены к россыпеобразующим формациям по следующим параметрам: число, распространенность, формы, размеры рудных тел, уровень их эрозионного среза, содержания золота, минералогическо-геохимические характеристики золота. Установлено, что основной объем золота в прибрежно-мор-

ские россыпи поставляют проявления и многочисленные пункты минерализации Порожисто-Гольцовского и Лунтосского узлов, отнесенные к золото-кварцевому малосульфидному, золото-кварц-сульфидному, золото-сульфидному рудно-формационным типам; менее значительна роль проявлений золото-серебряного и золото-полисульфидно-кварцевого типов.

Золото-кварцевый рудно-формационный тип (Au-Q) с минеральной ассоциацией самородное золото+тонкозернистый кварц+полиметаллическая минеральная ассоциация характеризуется в основном наличием золота средних, мелких и очень мелких размеров – 0,05–1,0 мм. На рудопроявлениях Гранитное, Гольцовское золото фракции 0,25–1 мм составляет 70–80%, фракции +1–2 мм — 5–10%. На



рудопроявлениях Дождливое, Нижнее и Восточное средний размер зерен золота составляет 0,25 мм. Количество сульфидов не превышает 5%. Из рудных минералов отмечены пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетрадимит, висмутин. Минералы тяжелой фракции с высокой химической и гидроаэродинамической устойчивостью, кроме золота, представлены рутилом, цирконом, ильменитом, сфеном, магнетитом. В рудах этого типа содержание Au 0,1–10 г/т. Внутреннее строение золотин монозернистое, средняя проба 828‰. Из элементов-примесей в золоте присутствуют Fe, Pb $n \cdot 10^{-3}\%$, Cu, Sb, As, Bi, Sn $n \cdot 10^{-4}\%$.

Золото-кварц-сульфидный рудно-формационный тип (Au-Q-Sfd) с полиметаллической минеральной ассоциацией представлен прожилково-вкрапленными зонами в углеродсодержащих метатерригенных образованиях хозгонской и хейванской свит мелового возраста, которые тяготеют к зонам разломов. Количество сульфидов достигает 10–15%. Рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетрадимит, висмутин. Протяженность отдельных зон тонко вкрапленной суль-

фидизации колеблется от первых сотен метров до 10 км при ширине до 1,5 км. Содержание рудных компонентов изменяется в широких пределах, г/т: Au от 0,03 до 5,1, As до 300, Te до 2000, Cu и Bi до 1300. Катализатором процессов перегруппировки и укрупнения золота служил гранитоидный магматизм мел-палеогенового возраста, появления минералов платиновой группы (МПГ) — основной магматизм того же возраста. Подтверждением сказанного можно считать присутствие золота (до 0,7 г/т) в сульфидизированных гранитах и гранит-порфирах. Примером данного рудно-формационного типа является пункт минерализации Шишино. Размер золотин составляет в среднем 0,2 мм, иногда 2 мм. Содержание Au колеблется от сотых долей до 0,3 г/т; проба золота от 738 до 873‰; отмечаются примеси Fe, As, Sb, Pb $n \cdot 10^{-4}\%$.

Широко распространенные меловые метатерригенные образования хейванской и хозгонской свит по специализации близки к черносланцевой формации и благоприятны для локализации проявлений золото-кварц-сульфидного, золото-кварцевого мало-сульфидного рудно-формационных типов [1]. Не

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района исследований, по материалам Государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 3-го поколения. Лист N-57, Б.И.Сляднев и др., 2007, с обобщением и дополнениями автора:

кайнозойские отложения: 1 — нерасчлененные голоценовые, 2 — верхнечетвертичные, 3 — среднечетвертичные, 4 — верхнеплиоцен-эоплейстоценовые, нижнечетвертичные, 5 — четвертичные вулканиты, 6 — верхнеэоценовые энметенской свиты, 7 — нижнеэоценовые, 8 — палеогеновые образования, 9 — черепановский вулканический комплекс палеогена, 10 — тектоногравитационные микститы эоцена; 11 — *верхний мел – палеоцен; верхнемеловые свиты:* 12 — квахонская, хозгонская, кунунская, 13 — ирунейская, 14 — алисторская, химкинская (а), субвулканические интрузивы (б), 15 — хейванская, 16 — андриановская; *верхнепротерозойские серии:* 17 — камчатская, 18 — колпаковская; 19 — меловые осадочные толщи обрамления Ганальского массива (а), неогеновые обрамления КСМ (б); 20 — Ганальский массив; *интрузивные комплексы:* 21 — кайнозойский гранодиоритовый лавкинский, 22 — кортландит-ортопироксенит-габбро-норитовый дукукский (эоценового возраста?), верхнемеловые левоандриановский (23), плагиогранит-гранодиоритовый кольский (24), 25 — нижнемеловой кругогоровский гнейсо-гранитовый комплекс; 26 — разломы; 27 — кальдера вулкана Хангар; 28 — границы КСМ (а), верхнемеловых пород, окаймляющих КСМ (б); 29 — рудно-россыпные поля и рудные узлы в пределах КСМ; 30 — золотороссыпные участки в пределах ЗКП; 31 — шлиховой ореол золота Западно-Камчатского побережья и шельфа; 32 — россыпи промышленные (а), непромышленные (б); *рудно-формационные типы:* 33 — золото-кварцевый малосульфидный, 34 — золото-кварц-сульфидный, 35 — золото-сульфидный Cu-Ni, 36 — Cu-рудный, 37 — золото-полисульфидно-кварцевый Cu-Mo, 38 — то же, Mo-W-редкометалльный, 39 — то же, золото-серебряный; *рудно-россыпные узлы и рудные поля (с месторождениями и проявлениями в их пределах):* I — *Порожисто-Гольцовский серебро-золоторудно-россыпной узел* (рудные: 1 — Гранитное, 2 — Гольцовское, 3 — р. Утинская, 4 — Утуй; россыпные: 5 — р. Камешковая, 6 — р. Половинчик, 7 — р. Дальняя Гольцовка, 8 — р. Средняя Гольцовка, 9 — р. Ближняя Гольцовка, 10 — р. Утинская, 11 — руч. Юбилейный, 12 — Ажица); II — *Дукукский медно-никелевый рудный узел* (13 — Тундровое, 14 — Квинум I, II, 15 — Ясное, 16 — Кортландитовое, 17 — Северное, 18 — Аннабергитовая шель, 19 — Нижнемедвежье+Снежное, 20 — Олень, 21 — Кувалорог, 22 — Дукукское); *вне узлов:* 23 — Шишино, 24 — Чимстина, 25 — Киумшечек; III — *Лунтосский золото-серебряный рудно-россыпной узел* (рудные: 26 — Перевальный, 27 — водораздел Разломный и Закрытый, 28 — Дождливое, 29 — Восточное, 30 — Нижний; россыпи: 31 — руч. Золотой, 32 — Пеница); IV — *Юртинское серебро-золотое рудное поле* (33 — Вершинное, 34 — Юртинное); V — *Кругогоровско-Андриановский медно-молибденовый рудно-россыпной узел* (35 — Андриановское, 36 — Хейванское, 37 — Квахона, 38 — Малахитовое); VI — *Кругогоровский рудно-россыпной район* (россыпные: 39 — р. Капитанская, 40 — Майор; рудные: 41 — руч. Дальний и Ветвистый, 42 — Лютик); VII — *Шанучское медно-никелевое рудное поле* (43 — Шануч+Геофизическое+Графитовое+Восточно-Геофизическое); VIII — *Кирганикский золото-медный рудный узел* (44 — Позднее, 45 — Хим, 46 — Сухое, 47 — Кирганикское, 48 — Туманное); *вне узлов:* 49, 50 — руч. Звонкий и Бурный, 51 — Оганчинское, 52 — Туманное, 53 — Обезьяная, 54 — Южно-Агинское; *золотороссыпные участки Западной Камчатки:* А — Хомутинский, Б — Пымтинский, В — Брюмкинский, Г — Кругогоровско-Таучский; *перспективные золотосыпные участки пляжа и шельфа* в пределах шлихового ореола: Кругогорова-Брюмкинский (К-Б), Кольско-Утинский (К-У)

1. Основные коренные источники золота юго-западной части Камчатского среднего массива

| Проявления | Полезные компоненты | Вещающие породы, руды | Параметры зон оруденения, м | Содержания полезных компонентов, г/т | Проба Au, % | Размер Au, мм |
|---------------|---------------------|--|--|---|-------------|---------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| | | Золото-кварцевый малосульфидный и золото-кварц-сульфидный рудно-формационные типы, <i>золотоносная полиметаллическая минеральная ассоциация и ассоциация самородного золота с тонкозернистым кварцем</i> | | | | |
| Гранитное | Au | Кварцевая жильно-прожилковая зона в меловых гранит-диоритах | Ширина 300–400, протяженность 3500 Мощность жил 0,2–3, до 6 | Au сл.–10 до 182 Ag 60,7 до 44,4 | 805–870 | 0,1–2,0 |
| Гольцовское | Au (Ag) | Зоны окварцевания и сульфидизации в метаморфизованных породах хозгонской свиты | Площади: 1,5×4,5 км 2,5×1,0 км | Au 0,1–5,0 Ag до 5,7 | 839 | 0,05–0,7 |
| Река Утинская | Au (Ag) | Зоны сульфидно-кварцевого прожилкования в сланцах, филлитах хейванской свиты и прорывающих их меловых интрузиях гранитов, гранодиоритов, дайках гранит-порфиров | Протяженность 100–1000, ширина 7–500 Протяженность жил до 10, мощность до 2–3 | Au 0,1–5 до 12,4 Ag 1,0–40,1 до 96,4 | 795 | 0,05–0,5 |
| Утуй | | Жилы кварцевого и кварц-карбонатного состава мощностью до 1–5 м | Мощность 50–100, протяженность до 800 | Au до 1 Ag до 2,2 | – | |
| Дождливое | Au, (Ag, Pb) | Меловые жилы гранитов, пегматитов, гранит-порфиров, кварца в гнейсах колпаковской серии Зоны кварцево-сульфидного прожилкования в породах хейванской свиты | Прожилково-вкрапленное Мощность 0,1–0,4 Мощность 2, протяженность не установлена | Au 0,1–19,9 Ag 51,5–248,9 Au 5,8 г/т Ag 39 г/т | 803 | 0,1–0,25 |
| Восточное | Au (Ag) | Зона дробления сульфидизированных, окварцованных меловых диоритов, прорванных жилами аплитов, гранитов и миоценовыми дайками порфировых диоритов | Мощность 0,2–36,0, протяженность 140 | Au сл. –37,2 Ag до 12,4 | 788 | 0,1–0,2 |
| Нижний | Au (Ag) | Зоны прожилкового окварцевания и сульфидизации в филлитах | Мощность 1–2, протяженность не установлена | Au 5,8 Ag 3,9 | – | 0,07–0,5 |
| Шишино | Au | Кварцевые, кварц-карбонатные жильно-прожилковые и штокерковые зоны в породах хейванской свиты | Мощность до 1 | Au 0,01–0,3 | 738–833 | 0,05–0,3 |

Продолжение табл. 1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|-------------------------|---|---|--|---------|----------|
| Золото-сульфидный рудно-формационный тип, золотоносная полисульфидная минеральная ассоциация (Cu-Ni) | | | | | | |
| Месторождение Шануч | Ni, Cu, Co (Au, МПП) | Рудные тела, сопряженные с дайко-образными телами дукукских базит-гипербазитовых интрузий | Рудные тела 120×50 прослежены на глубину до 320 м | Au до 1,05 (0,3) Pt до 2,94 (0,5) Pd до 1,79 (0,6) | 815–902 | 0,0–0,2 |
| Квинумское рудное поле (Квинум I, II, Тундровое и др.) | Ni, Cu, Co (Au, МПП) | Зоны минерализации, руды, связанные с мелкими линейными телами измененных гипербазитов и габброидов | Протяженность до 1000, мощность до 50 | Au 0,03–0,47 Ag 2,9–5,2 МПП 0,16–3,96 | 808–815 | 0,0–0,1 |
| Кувалорогское рудное поле (Росоха, Кувалорог, Правых-чкское и др.) | Ni, Cu, Co (Au, МПП) | Зоны сульфидной медно-никелевой минерализации в ультрамафитах Кувалорогского массива | Протяженность до 700, мощность до 70 | Au до 0,685 МПП до 4,35 | 720–840 | 0,0–0,15 |
| Золото-сульфидный рудно-формационный тип золотоносная борнит-халькопиритовая минеральная ассоциация (Cu-рудная) | | | | | | |
| Кирганикское | Cu (Au, Ag) | Пять крутопадающих пластовых залежей прожилково-вкрапленных, вкрапленных сульфидных руд | Протяженность 200–1250, мощность 15–200 | Au до 16,2 Ag до 22,0 Pt до 0,8 Pd до 1,0 | 78–581 | 0,05–1,0 |

*В скобках среднее содержание полезных компонентов.

представляя в настоящее время промышленный интерес как самостоятельный рудно-формационный тип, они могут быть источником для формирования россыпей золота и платины по периферии Срединной минерагенической зоны и всего Западно-Камчатского золотороссыпного района.

Месторождения и проявления *золото-сульфидного рудно-формационного типа* с золотоносной полисульфидной (медно-никелевой — Cu-Ni) и борнит-халькопиритовой (медно-рудной — Cu) минеральными ассоциациями играют меньшую россыпеобразующую роль. Для медно-никелевых руд характерно наличие золота и платиноидов [4]. В пределах северного фланга КСМ расположено месторождение Шануч, а на южном — рудопроявления Квинумского и Кувалорогского рудных полей (около 20 объектов). Россыпеобразующая роль этого типа признана для Дамбукинского рудно-россыпного района Приамурской золоторудной провинции [9]. Самородное золото встречается в аншлифах, присутствует в шлихах проб из протолок в виде уплощенных частиц, округлых выделений, в микротрещинах в виде идиоморфных монокристалликов среди пентландита (замещенного виоларитом) и герсдорфита, эмульсионных включений в халькопирите или пирротине. Оно мелкое, размером от нескольких микрометров до 0,25 мм, содержание Au до 2 г/т. Средние содержания в наиболее перспективных в отношении благородных металлов образованиях коры выветривания сульфидных руд составляют, г/т: Au до 3,07, Pt 3,59, Pd 2,53. По химическому составу золото высокопробное (902‰) и средней пробы (815‰); из микроэлементов в нем встречаются Cu до 0,07%, Ni, Co, Pd $n \cdot 10^{-4}\%$. Россыпи данного типа не обнаружены, но проявления постоянно сопровождаются шлиховыми ореолами золота и платины.

На северном фланге КСМ расположены медно-рудные ортоклазовые месторождения, рудопроявления и пункты минерализации, локализованные в породах фундамента КСМ: Кирганикское, Хим, Сухое, Позднее. Рудные минералы — пирит, халькопирит, магнетит, борнит, халькозин, гематит, самородное золото. Высокие содержания золота (>10 г/т) при-

урочены к богатым медным рудам (примесь Cu в золоте до 0,38%). Золото с содержанием 0,5–25,2 г/т отмечается также в зонах кварц-серицит-карбонатных пород мощностью 20–40 м, протяженностью 800 м. Прогнозные ресурсы золота по категории P₃, составляющие первые десятки тонн, также позволяют предположить россыпеобразующую роль этого типа.

Второстепенное значение в качестве россыпеобразующих имеет золото-полисульфидно-кварцевый с полисульфидной минеральной ассоциацией (Cu-Mo и Mo-W) рудно-формационный тип. Близповерхностные проявления и месторождения золото-серебряного рудно-формационного типа распространены за пределами КСМ (севернее, южнее, восточнее). Самостоятельных россыпей они не образуют и не представляют интерес как дополнительный источник при образовании россыпей.

Таким образом, рудопроявления, пункты минерализации золота, а также известные в их обрамлении геохимические и шлиховые ореолы золота (табл. 1, см. рис. 1) обладают достаточными запасами металла для формирования промышленных россыпей ближнего и дальнего сноса. Минеральные формы и размеры зерен золота и других россыпеобразующих минералов также свидетельствуют в пользу формирования россыпных концентраций за счет их сноса из коренных источников.

Рудопроявления встреченных рудно-формационных типов и золотоносных минеральных ассоциаций неравномерно распределены в пределах исследуемой площади. *Золото-кварцевый мало-сульфидный тип* рудопроявлений, *золото-кварц-сульфидный, золото-сульфидный* с полисульфидной (Cu-Ni) ассоциацией имеют основное значение в качестве россыпеобразующих для южной части площади; *золото-сульфидный* с полисульфидной (Cu-Ni) и борнит-халькопиритовой ассоциацией (Cu) — для северной.

Аллювиальные россыпи и промежуточные коллекторы золота. Западно-Камчатский россыпной район протягивается полосой с севера на юг более чем на 350 км, его ширина 50–70 км. Россыпная золотоносность охватывает значительную часть равнины, современный пляж и шельф. В пределах района расположены Хомутинский, Пымтинский, Брюмкинский, Крутогоровско-Таучский золотоносные участки. Здесь аккумулируется золотоносный материал, выносимый ледниками, реками, дренирующими вещественные комплексы КСМ и его обрамления. Россыпные проявления и месторождения золота размещаются на гипсометрически более низких уровнях по сравнению с морфоструктурами КСМ, содержащими коренные источники и

характеризующимися вертикальными положительными неотектоническими движениями.

В зоне сочленения КСМ и ЗПК находятся как небольшие, так и промышленные россыпи золота позднеплейстоценового и современного возрастов. Преобладают аллювиальные, пролювиально-аллювиальные и элювиальные золотоносные россыпи. Они расположены в бассейнах рек Лунтос, Пеница, Кихчик, Быстрая, Дальняя, Средняя, Ближняя Гольцовка, Камешковая, Половинчик, Утинская, Ажика, т.е. в долинах транзитных рек и речек с истоками в пределах КСМ. Аллювиальные промышленные россыпи исследуемой юго-западной части КСМ (Ближняя, Средняя, Дальняя Гольцовка, Камешковая, Половинчик) пространственно и генетически связаны с образованиями золото-кварцевого малосульфидного и золото-кварц-сульфидного рудно-формационных типов. В россыпях и коренных источниках присутствуют однотипные минеральные ассоциации: золото, циркон, гранаты, рутил, анатаз, магнетит, пирит, гематит, галенит, сфалерит, халькопирит. В россыпях преобладают фракции золота +0,25–1,0, реже до 2,0 мм пластинчатой, угловатой, крючковатой форм, иногда со следами механических деформаций. Нередко золото находится в сростках с кварцем, покрыто лимонитовой «рубашкой», его окатанность плохая и средняя, проба умеренно высокопробная (в россыпях Дальней, Средней, Ближней Гольцовок и р. Камешковая соответственно в среднем 831, 822, 841, 848‰). В аллювии проба несколько повышается, достигая в нижних частях долин водотоков 885‰. В целом внутренняя структура золотин аллювиальных россыпей имеет зернистое строение, прерывистую высокопробную оболочку. Спектральным анализом золота из россыпи р. Камешковая установлены примеси, %: Ag 12–17, Ti, Bi, Cu, Mn 0,001–0,005, Fe 0,01–0,05. В аллювиальных отложениях руч. Правыхихчикский, размывающего медно-никелевые рудопроявления, встречены слабо окатанные зерна золота размером от 0,10 до 0,2 мм треугольной, овальной, неправильной, часто удлинненной форм. Проба золота колеблется в пределах 889–943‰.

В геологической истории развития Юго-Западной Камчатки выделяются несколько эпох россыпеобразования: палеоцен-эоценовая (тектоногравитационные микститы), позднеплиоценовая (энетенские конгломераты) и четвертичная, наиболее продуктивная с ниже-, средне-, позднеплейстоценовой и голоценовой. Периоды россыпеобразования совпадают со временем активизации тектонических движений в пределах КСМ, в результате чего происходили мобилизация и транспортировка золота и других россыпеобразующих минералов в

2. Характеристика золотоносных отложений Западно-Камчатского прогиба

| Отложения | Гранулометрический состав золотоносных отложений | Генетический тип осадков | Состав минералов тяжелых фракции | Золото | | | | | | Проявления, шлиховые ореолы |
|--|--|--------------------------|---|--|---------------------|----------------------|---------------------------------|--|---|-----------------------------|
| | | | | Ац, мг/м ³ | Размер, мм | Проба, ‰ | Степень окатанности | Форма | Процент | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | |
| Q _{IV} Современные | Разнозернистые пески, суглинки, гравийно-галечные отложения | Прибрежно-морские | Золото, ильменит, гранат, магнетит | До 1940 | <0,1–5,0 | От 719 до 962 | Хорошая, редко средняя и плохая | Лепешковидная, таблитчатая, пластинчатая, комковидная, стружко-, проволочкообразная | Ореол на побережье Охотского моря | |
| | Песчано-гравийные с глиной с песком и валунами | Аллювиальные | То же + циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, платина | 2800 700–1320 | 0,1–1,0 <0,1–7,6 | От 787 до 885 790 | Средняя | Толстотаблитчатая, кулачкоподобная, губчатая, друзовидная, пластинчатая, комковидная | Проявления руч. Юбилейный р. Чимстина | |
| Q _{II} Верхнечетвертичные нерасчлененные | Гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем | Аллювиальные | Золото, ильменит, гематит, гранат, ортит, моноксит, платина | До 654 | 0,1–1,0 | 805 | Хорошая | Лепешковидная, комковатая, пластинчатая, дендритовидная, амебообразная, друзовидная | Потоки рассеяния, все транзитные реки; р. Мушина в надпойменных террасах | |
| Q _{II} Среднечетвертичные | Гравийно-галечные отложения; глины с валунами, галькой, щебнем | Ледниково-ледниковые | Золото, ильменит, гранат, анатаз, бруксит, лейкоксен, рутил, сфен, циркон | До 200 в галечных; до 365 в глинистых отложениях | 0,2–2,0 | – | Средняя, реже слабая | Проволочко-, веретено-, амебообразная, пластинчатая, таблитчатая, лепешковидная | Потоки рассеяния, ореолы: междуречье Пымта – Правый – Кихчик; Утка-Левый – Кихчик; р. Покунка | |
| Q _{II} -Q _{IV} Нерасчлененные | Суглинки с щебнем, дресвой | Волноледниковые | Золото, ильменит, магнетит, гранат | До 155 | 0,1–2,5 | 780–855 | Слабая | Сложная форма, пластинчатая, стружковидная | Участки клифа в районе рек Миотога, Насекина | |

Продолжение табл. 2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|-----------------------------|--|--------|----------|---------|---------------------|--|---|
| Q Нижнечетвер- тные | Конгломе- раты с просоя- ми песков, суглинков | Морские | Золото, ильме- нит, гранат, лей- коксен, анагас, брукит, рутил, сфен, циркон | До 560 | 0,07–2,0 | 795–905 | Средняя | Пластинчатая, комковидная, таблитчатая | Потоки рас- сеяния, шли- ховые ореолы; истоки рек Мухина, Ких- чик, Правая Хомутина |
| | Песчано- глинистые отложения с галькой, гравием | Палеоал- лювиаль- ные | | До 417 | <0,1–0,5 | 848 | Хорошая, средняя | Лепешковидная, пластинчатая, чешуйчатая | Участки кшифа в районе рек Митога, Утка |
| N ₂ en Верхнегео- новые энем- тенские | Конгломе- раты | Морские | Ильменит, бру- кит, анагас, ру- тил, ширкон, гра- нат, сфен, хро- мит | До 124 | <0,1–0,5 | 837 | Средняя | Пластинчатая, таблитчатая, комковидная | Шлиховой ореол рек Правая и Ле- вая Хомути- на |
| | Песчаники | | | До 88 | | | | | |

Пр и м е ч а н и е. Единичные знаки золота встречаются в палеогеновых и нижнеэоценовых отложениях.

бассейн прогиба, в отложениях которого рас-
пространены обломки пород и минералы, при-
сущие области сноса — КСМ.

Благоприятные субтропические климатиче-
ские условия также способствовали разви-
тию кор выветривания мощностью до 100 м
(фрагментарно сохранились в долинах рек),
частичному высвобождению и мобилизации
россыпеобразующих минералов. Периодиче-
ские колебания уровня Мирового океана, чере-
дование ледниковых и межледниковых перио-
дов на фоне тектонического воздымания золо-
тоносного КСМ привели к перемещению мате-
риала россыпей на запад в пределы предгорий
и приморской равнины [11]. Самыми крупны-
ми трансгрессиями, достигнувшими подножия
Срединного хребта, были позднеплиоценовая
(энемтенская свита) и раннеплейстоценовая. С
морскими образованиями этого возраста связа-
ны повышенные содержания золота и его шли-
ховые ореолы. В низах разреза нижнечетвер-
тичных морских конгломератов присутствует
золото с промышленными содержаниями до
560 мг/м³, проба от 795 до 905‰. Зерна золота
размером 0,07–2 мм, уплощенно-удлиненные и
изометричные, с округлыми краями, зональ-
ным строением.

Золото транспортировалось на значитель-
ные расстояния в составе обломков вмещаю-
щих пород, кварца. Формировались золотонос-
ные конгломераты как промежуточные коллек-
торы на пути к месту образования прибрежно-
морских пляжевых россыпей золота. Большое
влияние на перераспределение и формирование
россыпей оказывали ледники. Множество ручь-
ев бассейнов рек Левый Кихчик, Хомутина, Ут-
ка и др. берут начало в пределах среднегорного
с уплощенными водоразделами рельефа, типич-
ного для областей, подвергшихся водно-ледни-
ковой обработке. При этом рыхлый материал
выносится из верховьев долин и вместе с про-
дуктами механического разрушения коренных
пород переносится к периферии области оледе-
нения. На границе КСМ и ЗКП встречаются аккумулятивные ледниковые формы рельефа. Пере-
мыв ледниковых отложений в период меж-
ледниковья способствует концентрированию
золота и увеличению его крупности [8].

Отложения промежуточного коллектора,
представленные палеоаллювиальными, ледни-
ковыми и водно-ледниковыми отложениями,
содержат золото разрушаемых коренных источ-
ников, россыпей из верховьев долин, которые
сформировались в период межледниковья, а

также золото, поступившее при перемыве золото-содержащих палеогеновых, энеотенских и эрмановских конгломератов неогена. Золото из разновозрастных образований имеет различные характеристики (табл. 2). Золото из отложений барабской свиты (так называемых тектоногравитационных микститов — на северо-западе КСМ) неокатанное или слабоокатанное, часто в сростках с кварцем; размер его 0,1–2,5 мм. В долине р. Утка для слабоцементированных конгломератов энеотенской свиты типичны содержания от 5 до 75 мг/м³, у слияния рек Левая и Правая Хомутина в отложениях водно-ледниковой толщи — 8–10 мг/м³, а на отдельных участках — до 365 мг/м³ [11]. Золото мелкое (0,5 мм) пластинчатое, иногда удлиненной формы с ячеистой и шагреневой поверхностью. В этих отложениях возможно обнаружение самостоятельных погребенных россыпей.

В области сноса в качестве аллотигенной составляющей в образованиях кайнозойского разреза присутствуют минералы, свойственные метаморфогенным и изверженным породам КСМ, что подтверждает роль последнего как области сноса на протяжении кайнозойской истории геологического развития ЗКП. Помимо золота, встречены россыпеобразующие минералы — магнетит, ильменит, рутил, сфен, циркон, апатит, гранат, корунд, дистен, силлиманит. Такой минеральный состав осадочных образований, осадконакопление в субаквальных условиях позволяют рассматривать прогиб в качестве области накопления россыпных концентраций золота.

Современные прибрежно-морские россыпи золота. В современных прибрежно-морских отложениях вдоль юго-западного побережья Камчатки прослеживается ореол рассеяния золота на пляже протяженностью около 300 км, шириной до 40 м, а в мелководной зоне шельфа в отложениях подводных террас — золотоносные участки длиной от 2 до 20 км, шириной до 700 м [4].

Современные морские пляжевые отложения представлены чередующимися прослоями песков, гравия, гальки, четвертичные осадки — морскими, ледниковыми, водно-ледниковыми валунно-галечно-суглинистыми образованиями, озерно-болотными торфяными и аллювиальными отложениями. Более древними являются плиоценовые галечники с песчаным заполнителем, фрагментарно обнажающиеся на участках береговых обрывов (под ледниковыми отложениями), плиоценовые аллювиальные пески и конгломераты с песчано-гравийным заполнителем [5].

В геоморфологическом плане территория побережья представлена пологоувалистой низменно-

стью с абсолютными отметками от 20 до 70 м. Вышеуказанные обрываются к морю сезонно абрадируемым клифом высотой до 10–20 м [6]. Современная береговая линия состоит из совокупности береговых аккумулятивных и абразионных форм, подверженных волновому воздействию. Она включает подводный береговой склон, современные береговые аккумулятивные формы, прислоненные пляжи, а также абразионные обрывы.

Формирование россыпей на пляже и подводном береговом склоне связано с неравномерным ходом голоценовой трансгрессии, вследствие которой в переработку вовлекается большой объем золотоносных рыхлых образований, слагающих прибрежные участки. Скорость отступления берега составляет до 17 м/год [2].

Исследованные пляжевые золотоносные россыпи — линейно вытянутые, сложно построенные образования (мощность 10–150 см) из чередующихся слоев разнозернистого песка, гравия, гальки и естественного концентрата тяжелых минералов [5]. Концентрат — естественный гранат-магнетитовый шлик мощностью до 10 см, количество его слоев в разрезе колеблется от 1 до 7. Наибольшие содержания золота (до 7925 мг/м³) выявлены непосредственно на поверхности пляжа, относительно высокие приурочены к захороненным слойкам шлика мощностью несколько сантиметров на глубину от 1 до 3,5 м. Золотоносные зоны имеют протяженность до 2 км, ширину от 10 см до первых метров. Содержания золота в обогащенных шликах в средней части пляжа возрастают до 150 мг/м³, а в наиболее перспективной приклифовой зоне абразионно-аккумулятивных пляжей отмечаются содержания Au до нескольких грамм на 1 м³. При перманентном питании пляжей, которые тесно сочленены с промежуточными коллекторами, в процессе абразии последних образуются золотоносные россыпи.

Ореолы весовых содержаний золота на подводном склоне расположены в основном напротив абразионного берега и пространственно сопряжены с пляжевыми россыпями. Распределены они неравномерно в виде обособленных обогащенных зон с высокими и низкими содержаниями золота. Большая часть ореолов приурочена к мелководной зоне шельфа между изобатами 6,3 и 31,3 м с уклоном 0,0041. Содержания Au в морских современных образованиях подводного берегового склона колеблются от знаков до 1186 мг/м³. Для концентрирования золота важно, чтобы нижняя зона имела непосредственную связь с плотиком (промежуточным коллектором), обладающим высокой золотоносностью.

Золото прибрежно-морских россыпей пылевидное, очень мелкое, мелкое, среднее, от <0,07 до

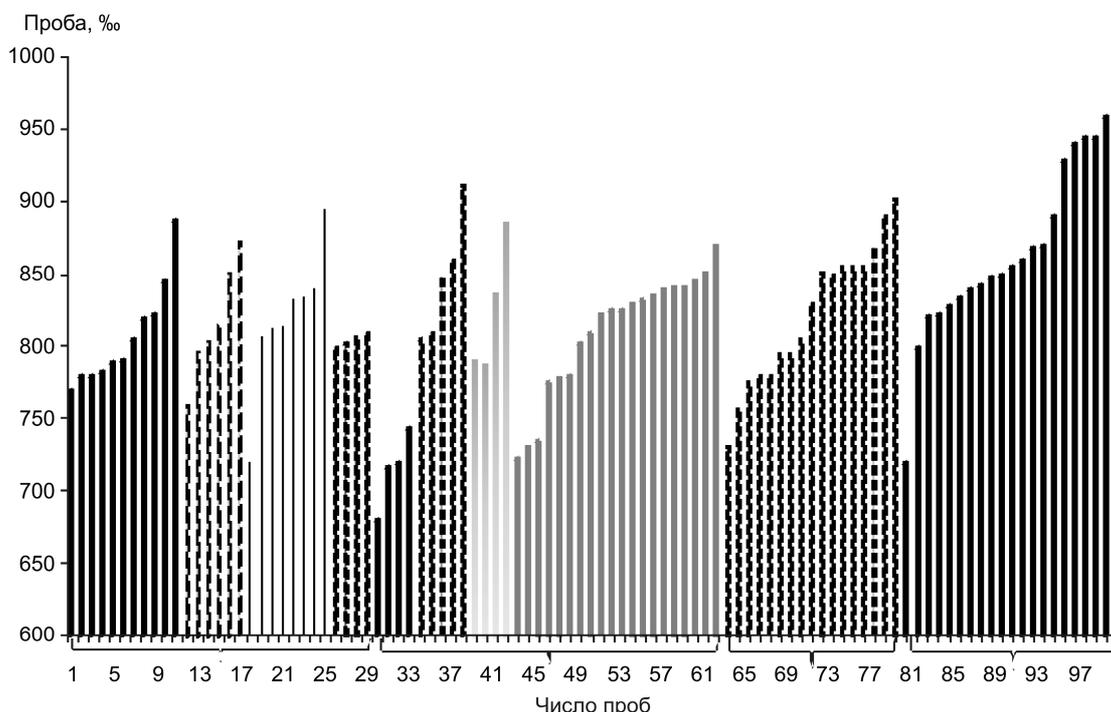


Рис. 2. Вариации пробы золота:

коренные рудопроявления различных рудно-формационных типов: золото-кварцевый малосульфидный (1–11), золото-кварц-сульфидный (12–17), золото-сульфидный: Cu-Ni (18–25), Cu (26–29); аллювиальные россыпные месторождения и проявления: р. Утинская (31–33), р. Камешковая (34–38), Юбилейное, Чимстина–Шишино (39–42); Дальняя, Средняя, Ближняя Гольцовка (43–62); промежуточные коллекторы в пределах ЗКП: бассейны рек Утка, Кихчик, Мухина, Хомутина, Митога, Насекина (63–79); прибрежно-морские россыпи (80–100)

1,5 мм. В одной и той же пробе, как правило, присутствуют выделения всех классов крупности. Продоцентом тонкодисперсного золота являются, в первую очередь, реликтовые золотоносные россыпи, эродированные в пределах подводного берегового склона. Из-за малых размеров чешуек золота данного типа легко переносится вдольбереговыми потоками, создавая общий золотоносный фон на пляжах западного побережья Камчатки. Другим источником служат золотоносные отложения, обнажающиеся в береговых обрывах и бенчах абразионных берегов. Их размыв обуславливает возникновение локальных аномальных концентраций золота в ореолах естественного шлиха.

Частицы золота из прибрежно-морских отложений уплощенные, чешуйчатые, лепешковидные, таблитчатые. Основная часть золотин из отложений пляжа, морских террас и подводного берегового склона хорошо окатана. Как правило, это выделения в собственно морских россыпях. Плохо окатанное комковатое золото пляжевых отложений связано, очевидно, с волновым разрушением пород в обнажениях клифа и подводного склона. Наличие

скрученных, стружковидных, изогнутых золотин, покрытых грубыми штрихами и бороздами, говорит о том, что такими формами и характером поверхности обладает, скорее всего, золото водноледникового континентального происхождения [8].

Наблюдается возрастание пробы золота от рудопроявлений КСМ и аллювиальных россыпей ближнего сноса к береговой зоне (рис. 2). При этом содержание элементов-примесей уменьшается. Это происходит за счет образования на золотилах россыпей высокопробных оболочек, очищения золота от примесей, увеличения доли более мелких золотин в россыпях по сравнению с золотом областей питания.

При исследовании золотин пляжа на рентгено-спектральном анализаторе Jeol JXA-1800 (рис. 3, табл. 3) установлено наличие высокопробной оторочки от 1–3 до 10–70 мкм с неоднородной внутренней структурой [5]. Проба золота в оболочках колеблется в пределах 978,1–997,8‰, в центральных реликтовых частях зерен она ниже — 689–866‰. На отдельных деформированных участках зерен с высокой степенью окатанности, мощ-

3. Химический состав самородного золота, мас. %*

| Номера образцов, точки анализа | Ag | Au | Сумма |
|--------------------------------|-------|--------|--------|
| Л-8 | | | |
| Т-1 | 15,86 | 84,82 | 100,69 |
| Т-2 | 1,13 | 100,73 | 101,86 |
| ЗП-2 | | | |
| Т-3 | 27,46 | 70,22 | 97,68 |
| Т-4 | 27,96 | 71,59 | 99,56 |
| Т-5 | 0,72 | 97,16 | 97,87 |
| Т-6 | 2,18 | 97,43 | 99,61 |
| Т-7 | 0,22 | 97,62 | 97,84 |

*Анализ проведен В.И.Гвоздевым на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-1800 в ДВГИ ДВО РАН.

ной высокопробной оболочкой проявлена рекристаллизация, что связано с переотложением части самородного золота из более древних отложений.

Состав и содержание элементов-примесей в золоте зависят от продуктивных ассоциаций россыпеобразующих формаций, геохимической специализации региона [7]. В исследуемом районе выделено несколько этапов рудообразования, с которыми связаны расположенные в пределах КСМ рудопроявления золоторудной и золотосодержащей формаций: кольский плагиогранит-диоритовый комплекс с проявлениями золотой, полиметаллической и редкометальной минерализации; эоценовый (верхнемеловой?) дукукский комплекс базит-гипербазитов с месторождениями и проявлениями медно-никелевых руд с платиноидами и золотом; отложения курильского (нижний миоцен) тектономагматического цикла и алеутский габбро-гранитный магматический комплекс с широким развитием зон пропилизации, вторичных кварцитов, с которыми связаны проявления золота, серебра, полиметаллов, молибдена, ртути, меди. Концентрации элементов-примесей в золоте, отобранном из россыпей пляжа, варьируют в широких пределах (рис. 4). Наиболее постоянными элементами-примесями золота из прибрежно-морских россыпей, как и рудного, являются Fe, Pb, Cu. В меньших количествах, чем в золоте из коренных рудопроявлений, присутствуют As, Sb, Bi, Sn, что указывает на вероятную принадлежность россыпного золота к золото-кварцевому малосульфидному рудно-формационному типу, Hg, As, Sn — к золото-кварцосульфидному, Ni, Co, Pd — к золото-сульфидному. 85% золота, исследованного на наличие элементов-примесей, принадлежит к первым двум типам. Высокая степень окатанности золота из прибреж-

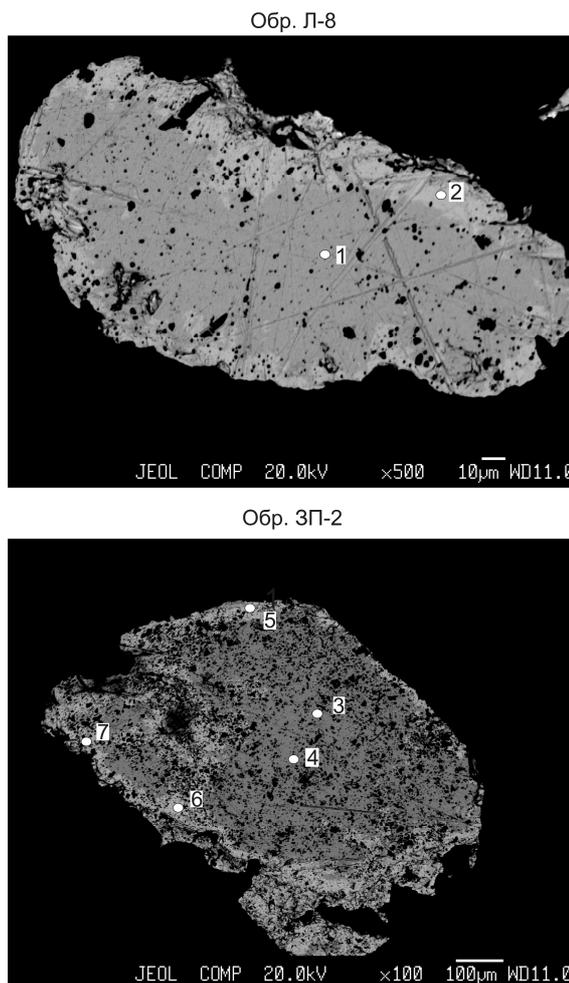


Рис. 3. Золото из прибрежно-морских россыпей с высокопробной оболочкой:

фото В.И.Гвоздева, ДВГИ ДВО РАН

но-морских россыпей, наличие высокопробной оболочки, структур рекристаллизации, следов механических деформаций во внутренней структуре и внешнем облике свидетельствуют о неоднократном его переотложении как при транспортировке к береговой зоне, так и при волновой переработке. Специфический состав элементов-примесей, значительные колебания пробы золота в прибрежно-морских россыпях, промежуточных источниках, аллювиальных россыпях, а также сопоставление их с золотом из рудопроявлений западных склонов КСМ позволяют идентифицировать источники золота в прибрежно-морских россыпях по их рудно-формационному типу. Самородное золото прибрежно-морских пляжевых россыпей наследует типоморфные свойства первичного золота, поступающего в зону пляжа и мелководного шельфа.

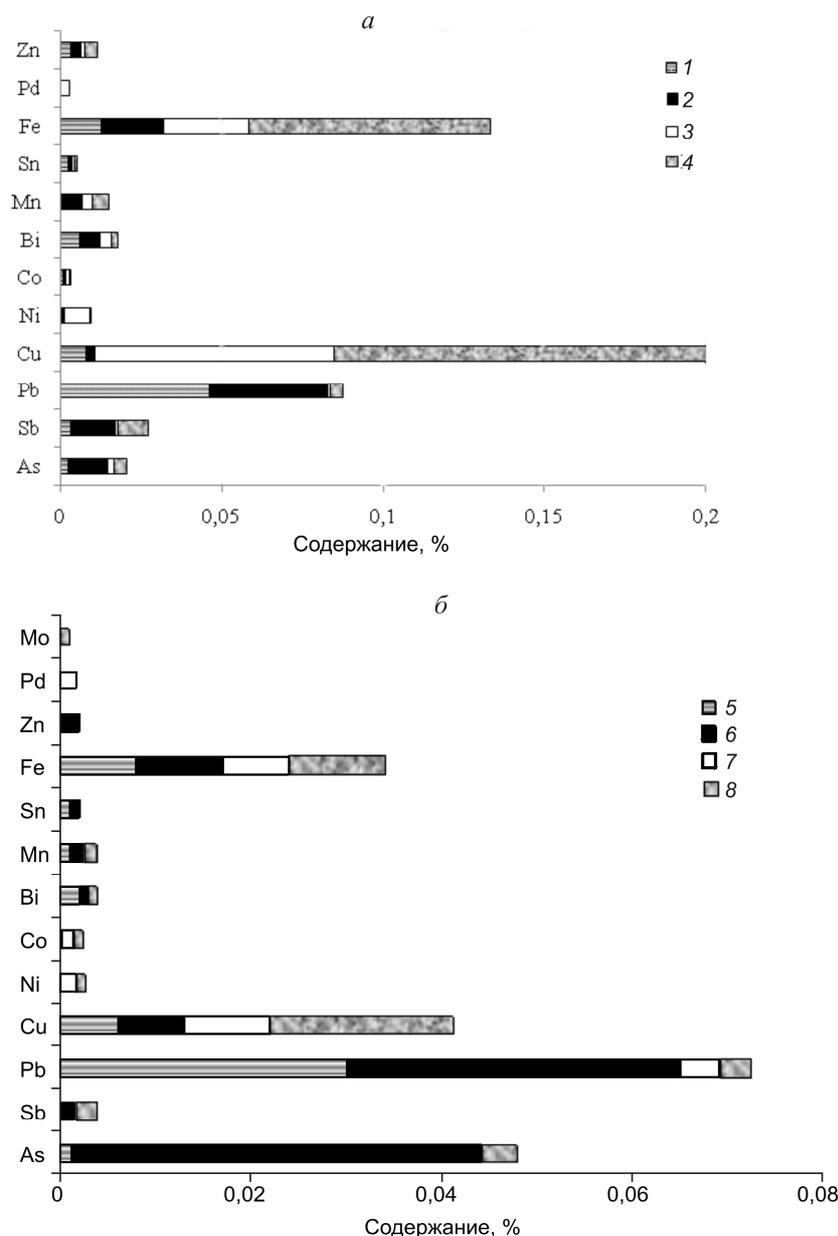


Рис. 4. Вариации содержаний элементов-примесей в самородном золоте из коренных рудопроявлений (а) и прибрежно-морских россыпей с отношением к различным рудно-формационным типам (б):

коренные рудопроявления: 1 — Гранитное (Au-Q), 2 — точки Утинская, Шишино (Au-Q-Sfd), 3 — Дукукский рудный узел (Cu-Ni), 4 — Кирганикский рудный узел (Cu-Au); прибрежно-морские россыпи: 5 — Au-Q, 6 — Au-Q-Sfd, 7 — Cu-Ni, 8 — Cu-Au

Установленные типоморфные особенности золота говорят о наличии в пределах КСМ россыпеобразующих формаций, главными из которых являются месторождения и проявления золото-кварцевого малосульфидного, золото-кварц-сульфидного рудно-формационных типов — основных поставщиков золота в современные прибрежно-морские россыпи Юго-Западной Камчатки. В результате многократного переотложения золота в процессе его эстафетного перемещения от коренных источников, расположенных в КСМ, через промежуточные коллекторы в пределах ЗКП к береговой зоне формируются современные прибрежно-

морские золотоносные россыпи Юго-Западной Камчатки.

На современном этапе на пляже и на мелководном шельфе продолжают процессы их формирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.Б. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25–36.
2. Беспалый В.Г. Условия формирования прибрежно-морских россыпей золота Западной Камчатки //

- Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 358–366.
3. *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), лист N – 57.* / Главные научные редакторы А.Ф.Литвинов, Б.А.Марковский. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007.
 4. *Кононов В.В., Кунгурова В.Е.* Геолого-генетическая модель формирования морских золотоносных россыпей Западной Камчатки // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки сырья. Благовещенск, 2005. С. 179–181.
 5. *Кунгурова В.Е., Степанов В.А.* Некоторые типоморфные особенности золота прибрежно-морских пляжевых россыпей Юго-Западной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Серия наук о Земле. 2010. № 2 (16). С. 35–43.
 6. *Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки* / Под ред. Б.И.Втюрина, А.А.Свиточ. – М.: Наука, 1978.
 7. *Патык-Кара Н.Г.* Минералогия россыпей: типы россыпных провинций. – М.: ИГЕМ РАН, 2008.
 8. *Петровская Н.В.* Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М.: Наука, 1973.
 9. *Степанов В.А., Розулина Л.И., Мельников В.А., Юсупов Д.В.* Россыпеобразующая роль пироксенит-кортландитовых интрузий с благороднометальным медно-никелевым оруденением // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки сырья. Благовещенск, 2005. С. 146–150.
 10. *Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ* / Л.А.Николаева, А.М.Гаврилов, А.Н.Некрасова и др. – М.: ЦНИГРИ, 2003.
 11. *Трухин Ю.П., Кунгурова В.Е., Кононов В.В.* Тонкое и дисперсное золото в прибрежно-морских россыпях Юго-Западной Камчатки // Тр. симпозиума «Нано-геохимия золота». Владивосток, 2008. С. 134–140.
 12. *Харченко Ю.И.* Возможные коренные источники россыпей золота Центральной и Южной Камчатки // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 138–146.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.08:549.731.11, 18

© А.Н.Юричев, 2014

АКЦЕССОРНЫЕ ШПИНЕЛИДЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

А.Н.Юричев (Томский государственный университет)

Накопленный материал по минералогии акцессорных и рудных шпинелидов показывает, что их состав хорошо коррелирует с составом вмещающих пород и в процессе эволюции изменяется под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых T , P , fO_2 и состав системы. Исходя из особенностей состава шпинелидов или их парагенезисов с силикатными минералами, предпринята попытка оценить эти параметры. Приведены примеры их практической адаптации.

Ключевые слова: ультрамафиты, мафиты, шпинелиды, химизм, термодинамические параметры, геотермометры.

Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

ACCESSORY SPINELIDES AS A TOOL FOR RECONSTRUCTION OF THERMODYNAMIC PARAMETERS OF CRYSTALLIZATION

A.N.Yurichev

Accumulated material on mineralogy of accessory and ore spinelides shows that their composition well correlates with the composition of the host rocks and undergoes changes during evolution under the influence of numerous thermodynamic factors, chief among them T , P , fO_2 and composition of system. Based on features of composition of spinelides or their parageneses with silicate minerals, an attempt was made to evaluate these intensive parameters. Examples of their practical adaptation are shown.

Key words: ultramafics, mafics, spinelides, chemistry, thermodynamical parameters, geothermometrics.

Химические и физические свойства минералов группы шпинели ($Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ содержат важную информацию для реконструкции геохимической характеристики мантийных источников расплавов, PT -режима в ходе магмогенерации [9, 18, 19, 24, 27] и условий дифференциации первичных расплавов [20]. Они используются и в качестве палеотектонических индикаторов [9, 12, 13, 21, 25]. Исследование взаимосвязи структурных и физических свойств природных шпинелидов, в частности хромитов, дает уникальные сведения об изменении технологических свойств хромитовых руд в зависимости от условий их образования, что, несомненно, позволяет более корректно разрабатывать схемы обогащения [6, 7, 14].

Шпинелиды — наиболее распространенные акцессорные минералы высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород как интрузивного, так и вулканогенного происхождения. Они часто образуют рудные скопления в офиолитовых телах или расслоенных интрузивах.

В настоящее время накоплен обширный фактический материал по минералогии акцессорных и рудных хромшпинелидов из различных типов ультрамафитов и мафитов.

Исследования последних десятилетий с применением рентгеноспектрального и микронзондового анализов показали, что составы акцессорных хромшпинелидов изменяются в очень широком интервале, в том числе в пределах отдельных интрузивных и эффузивных тел. Такие данные имеются для акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультраосновных вулканитов и расслоенных интрузивов, кимберлитовых тел и кимберлитоподобных пород, лав основного состава и лунных базальтов. Детально изучен состав акцессорных и рудных хромшпинелидов из альпинотипных гипербазитов складчатых областей.

Разнообразие составов акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах объясняется исследователями по-разному. Однако одним из главных факторов разнообразия считается изменение физико-химических условий кристаллизации в процессе магматического генезиса, а также вследствие последующего метаморфического преобразования вмещающих ультраосновных пород [4, 5, 9, 10]. В ходе эволюции данных процессов составы хромшпинелидов изменяются под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых температура (T), давление (P), фугитивность

кислорода (fO_2) и состав системы. Попытки оценить эти параметры системы на основании особенностей составов хромшпинелидов или их парагенезисов с силикатными минералами делались неоднократно [3, 11, 12, 15, 16, 18, 19, 22, 23, 26].

Доказано, что хромшпинелиды — одна из первых минеральных фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, из которых они выделяются до или совместно с магнезиальным оливином (наного реже — с другими силикатными минералами). При этом магматогенная природа первых в магматических ультрамафитовых телах подтверждается морфологией зерен, характером их распределения, взаимоотношением с другими минеральными фазами, наличием в них первичных расплавных включений. Поэтому для большинства ультрамафитов наиболее характерен оливин-хромшпинелиевый парагенезис. Как показали исследования [1, 16, 18, 19, 23, 26], данный парагенезис, учитывающий особенности составов хромшпинелидов, может использоваться в качестве индикатора условий образования ультраосновных пород.

Температуры кристаллизации хромшпинелидов в ультраосновных расплавах можно оценить при экспериментальных исследованиях или расчетным путем. Так, экспериментально установлено [17], что из расплава оливинового базальта с широкими вариациями содержания Cr шпинель (шпинель-магнетитовый твердый раствор) в качестве ликвидусной фазы появляется при T 1275–1058°C. При этом в более окислительных условиях первой кристаллизуется шпинель, в восстановительных — одновременно с ней появляются оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Совместная кристаллизация фаз хромшпинелид-оливинового парагенезиса может происходить в широком температурном интервале (от ликвидуса системы до 40–50% раскristаллизации).

В опубликованных работах для косвенного определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов широко используются главным образом четыре оливин-хромшпинелиевых геотермометра: Джексона-Ирвайна-Родера [19, 26], Оно [23], Фабри [16] и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [15]. Как отмечалось ранее [11], расчетные температуры оливин-хромшпинелиевого равновесия отвечают не образованию дунитов и хромититов, а становлению сложенных ими тел. Поэтому есть основания предполагать постоянство значений «замороженной» температуры в пределах каждого тела независимо от вариаций состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, его железистости). Этот вывод является надежным индикатором корректности любого, основанного на обменных реакциях, геотермометра.

Однако исследования по адаптации данных геотермометров на различных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых объектах (фрагменты офиолитовых поясов — дунит-гарцбургитовые массивы Калнинский Красноярского края, Агардагский Республики Тыва; массивы Канской глыбы Восточного Саяна [8] — реститовый Идарский дунит-гарцбургитовый, расслоенный Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый, дифференцированный Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый) показали, что результаты оценки температур оливин-хромшпинелиевого равновесия с помощью названных геотермометров (таблица) неоднозначны и не отвечают сформулированному выше требованию. Наблюдения позволили сделать следующие предположения:

1. Значения полученных температур для различных версий оливин-хромшпинелиевого геотермометра, за отдельными исключениями, различны и для конкретного объекта варьируют от 120 до 200°C.

2. Для ультрамафитовых массивов офиолитовых поясов применимы все четыре версии геотермометра. Это, по-видимому, обусловлено тем, что все исследователи геотермометров практически апробировали свои версии на ультрамафитах из офиолитовых комплексов. При этом геотермометры Оно и Фабри дают несколько более высокие температуры, чем геотермометры Джексона-Ирвайна-Родера и O'NWBBG.

3. Для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов складчатых областей на примере реститового, расслоенного и дифференцированного массивов наиболее объективным для расчета температур представляется геотермометр Фабри. Вероятно, этот геотермометр отражает температуру наложенного метаморфизма, в ходе которого оливин-хромшпинелиевая ассоциация испытала переуравновешивание. Наименее применим для данных массивов, по мнению автора, геотермометр Джексона-Ирвайна-Родера, который в большинстве случаев занижает расчетную температуру.

4. При использовании геотермометра Оно в отдельных расчетах фиксируется неоправданное завышение температур по отношению к другим версиям (см. таблицу, обр. 8, 9, 23). Как показывают наблюдения, на это влияет значение введенного исследователем параметра хромистости, который, очевидно, в ряде случаев не работает. Из полученных данных следует, что наиболее универсальной и практически адаптированной версией для расчета температур является оливин-хромшпинелиевый геотермометр Фабри. В настоящее время также доказано, что наиболее корректное применение оли-

Результаты расчета температур оливин-хромшпиннеливого равновесия различными версиями геотермометров в ультрамафитах разного генезиса

| Массивы | Обра-зац | Поро-да | Хромшпиннелид | | | | | | | | | | Оливин | | | | | | Геотермометры, °С | | | |
|------------|----------|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------|------|--------|------------------|------|-------|-------|------|-------------------|-----|-----|-----|
| | | | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | V ₂ O ₅ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | NiO | CoO | ZnO | SiO ₂ | FeO | MnO | MgO | NiO | I | J | K | L |
| Калнинский | 1 | Гц | 0,09 | 10,73 | 58,35 | 0,29 | 1,08 | 19,71 | 0,39 | 8,77 | 0,09 | 0,11 | 0,27 | 40,55 | 8,60 | 0,16 | 49,86 | 0,41 | 630 | 790 | 758 | 671 |
| | 2 | Гц | 0,96 | 16,64 | 52,96 | 0,28 | 1,02 | 17,19 | 0,29 | 11,10 | 0,10 | 0,08 | 0,23 | 40,85 | 8,29 | 0,13 | 50,31 | 0,44 | 687 | 952 | 779 | 696 |
| | 3 | | 0,11 | 7,48 | 60,20 | 0,24 | 2,95 | 20,34 | 0,40 | 8,14 | 0,06 | 0,07 | 0,15 | 40,56 | 9,10 | 0,17 | 49,61 | 0,28 | 644 | 758 | 790 | 703 |
| | 4 | | 0,18 | 10,78 | 56,07 | 0,19 | 3,14 | 20,38 | 0,38 | 8,47 | 0,04 | 0,08 | 0,17 | 40,73 | 9,06 | 0,14 | 49,63 | 0,35 | 623 | 789 | 764 | 673 |
| | 5 | | 0,14 | 14,83 | 54,02 | 0,19 | 2,18 | 16,85 | 0,32 | 11,21 | 0,11 | 0,06 | 0,15 | 41,07 | 7,51 | 0,13 | 50,81 | 0,44 | 675 | 907 | 785 | 706 |
| | 6 | Дн | 0,14 | 7,42 | 61,72 | 0,18 | 2,78 | 16,74 | 0,37 | 10,52 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 41,16 | 7,35 | 0,13 | 51,04 | 0,35 | 716 | 826 | 841 | 775 |
| | 7 | Дн | 0,10 | 10,49 | 58,92 | 0,28 | 1,86 | 17,48 | 0,34 | 10,35 | 0,04 | 0,11 | 0,18 | 40,61 | 8,40 | 0,13 | 49,99 | 0,34 | 716 | 877 | 827 | 752 |
| 8 | | 0,25 | 27,74 | 34,92 | 0,21 | 6,10 | 17,68 | 0,25 | 11,95 | 0,12 | 0,08 | 0,13 | 40,92 | 9,47 | 0,15 | 49,28 | 0,24 | 654 | 1163 | 741 | 639 | |
| 9 | | 0,20 | 30,68 | 33,49 | 0,24 | 5,19 | 17,01 | 0,25 | 12,77 | 0,21 | 0,06 | 0,19 | 40,74 | 9,96 | 0,16 | 48,86 | 0,29 | 699 | 1294 | 760 | 651 | |
| 10 | | - | 11,86 | 53,84 | 0,46 | 5,01 | 16,65 | - | 10,93 | - | - | - | 40,6 | 8,57 | - | 50,33 | 0,5 | 753 | 945 | 870 | 788 | |
| 11 | Гц | - | 12,86 | 57,68 | - | 0,17 | 18,83 | - | 9,87 | - | - | - | 40,72 | 9,05 | - | 49,77 | 0,46 | 682 | 880 | 784 | 699 | |
| 12 | | - | 8,31 | 61,11 | - | 1,18 | 20,28 | - | 8,43 | - | - | - | 41,67 | 8,91 | - | 48,61 | 0,53 | 649 | 773 | 780 | 693 | |
| 13 | | - | 12,04 | 56,08 | - | 4,23 | 15,14 | - | 12,24 | - | - | - | 40,62 | 6,96 | - | 51,99 | 0,43 | 740 | 929 | 854 | 785 | |
| 14 | | - | 12,51 | 55,71 | - | 3,14 | 17,52 | - | 10,71 | - | - | - | 40,61 | 8,23 | - | 50,84 | 0,33 | 699 | 895 | 816 | 735 | |
| 15 | | - | 8,7 | 57,87 | - | 3,52 | 19,34 | - | 8,86 | - | - | - | 41,2 | 8,33 | - | 49,66 | 0,4 | 646 | 781 | 791 | 705 | |
| 16 | Дн | - | 7,71 | 59,81 | - | 2,71 | 20,43 | - | 8,16 | - | - | - | 40,61 | 8,04 | - | 49,89 | 0,41 | 602 | 720 | 755 | 668 | |
| 17 | | - | 13,15 | 55,36 | - | 2,69 | 17,64 | - | 10,69 | - | - | - | 41,11 | 6,15 | - | 52,4 | 0,34 | 586 | 779 | 725 | 645 | |
| 18 | Гц | - | 12,67 | 56,75 | - | 2,73 | 16,10 | - | 11,74 | - | - | - | 40,95 | 6,5 | - | 52,24 | 0,31 | 668 | 861 | 790 | 717 | |
| 19 | | 1,15 | 1,36 | 43,02 | 0,33 | 22,88 | 29,59 | 0,75 | 1,73 | 0,14 | 0,39 | 0,49 | 40,47 | 12,16 | 0,18 | 46,40 | 0,07 | 287 | 411 | 610 | 511 | |
| 20 | | 1,28 | 0,49 | 27,12 | 0,87 | 40,12 | 31,42 | 0,53 | 0,87 | 0,20 | 0,31 | 0,50 | 40,47 | 12,16 | 0,18 | 46,40 | 0,07 | 108 | 321 | 513 | 466 | |
| 21 | Дн | - | 22,09 | 40,21 | 0,49 | 5,56 | 23,19 | 0,21 | 7,64 | 0,04 | 0,11 | 0,73 | 40,84 | 8,84 | 0,26 | 49,46 | 0,30 | 456 | 775 | 593 | 502 | |
| 22 | | - | 21,13 | 40,75 | 0,54 | 5,36 | 23,53 | 0,73 | 6,88 | 0,04 | 0,08 | 1,00 | 40,84 | 8,84 | 0,26 | 49,46 | 0,30 | 434 | 734 | 576 | 485 | |
| 23 | | 0,10 | 6,46 | 42,33 | 0,21 | 20,07 | 26,40 | 0,49 | 3,70 | 0,29 | 0,27 | 0,62 | 40,84 | 8,84 | 0,26 | 49,46 | 0,30 | 346 | 510 | 635 | 547 | |
| 24 | Лрц | 0,03 | 5,67 | 37,53 | 0,51 | 26,47 | 27,19 | 0,72 | 2,88 | 0,37 | 0,65 | 0,32 | 40,84 | 8,84 | 0,26 | 49,46 | 0,30 | 278 | 462 | 604 | 527 | |
| 25 | Вер | - | 24,42 | 38,84 | 0,35 | 3,12 | 22,37 | 0,43 | 7,84 | 0,06 | 0,22 | 2,22 | 40,23 | 10,79 | 0,16 | 48,11 | 0,38 | 514 | 890 | 620 | 510 | |
| 26 | | 0,29 | 4,88 | 34,03 | 0,40 | 30,33 | 28,45 | 0,88 | 2,41 | 0,11 | 0,33 | 0,41 | 40,23 | 10,79 | 0,16 | 48,11 | 0,38 | 265 | 461 | 629 | 538 | |
| 27 | | 2,15 | 0,74 | 25,03 | 0,19 | 41,37 | 30,94 | 0,86 | 1,64 | 0,36 | 0,28 | 0,23 | 40,23 | 10,79 | 0,16 | 48,11 | 0,38 | 152 | 377 | 626 | 555 | |
| 28 | | 0,19 | 39,88 | 20,15 | 0,21 | 7,67 | 19,71 | 0,17 | 11,99 | 0,24 | 0,04 | 0,36 | 38,10 | 18,10 | 0,27 | 42,55 | 0,02 | 892 | 2014 | 885 | 630 | |
| 29 | | 0,35 | 36,23 | 22,25 | 0,17 | 8,81 | 21,17 | 0,36 | 10,54 | 0,20 | 0,26 | 0,29 | 38,41 | 18,40 | 0,42 | 42,26 | 0,00 | 817 | 1728 | 854 | 613 | |
| 30 | | 4,66 | 4,39 | 17,57 | 0,55 | 39,96 | 33,42 | 0,62 | 2,12 | 0,24 | 0,21 | 0,03 | 38,10 | 18,10 | 0,27 | 42,55 | 0,02 | 243 | 538 | 856 | 635 | |
| 31 | | 5,03 | 4,36 | 17,53 | 0,64 | 39,32 | 33,19 | 0,77 | 2,22 | 0,23 | 0,46 | 0,00 | 38,41 | 18,40 | 0,42 | 42,26 | 0,00 | 262 | 554 | 894 | 652 | |
| 32 | | 1,15 | 2,77 | 24,55 | 0,00 | 41,59 | 30,77 | 1,35 | 1,20 | 0,25 | 0,34 | 0,00 | 38,35 | 18,02 | 0,22 | 42,59 | 0,11 | 191 | 435 | 680 | 527 | |
| 33 | | 1,06 | 9,15 | 23,58 | 0,18 | 35,35 | 29,65 | 0,70 | 2,84 | 0,39 | 0,04 | 0,22 | 39,26 | 15,73 | 0,30 | 44,27 | 0,12 | 312 | 605 | 763 | 591 | |
| 34 | | 1,37 | 3,14 | 20,42 | 0,35 | 45,11 | 31,19 | 0,66 | 1,69 | 0,00 | 0,29 | 0,28 | 39,35 | 15,92 | 0,19 | 44,29 | 0,13 | 189 | 467 | 762 | 583 | |

Примечание. Авторские версии геотермометров: I — Джексона-Крвайна-Родера [19, 26]; J, K=(3480+200+1018β+2400-1720γ)/(2,23α+2,56β+lnK₂-1,987-3,08γ-1,47); L — Оно [23]; T, K=(0,057+0,34·10⁴)/(lnK₂+0,934-Cr³⁺-0,102); 3 — Фабри [16]; T, K=(4250α+1343)/(lnK₂+1,825α-0,571); 4 — О'Нейла-Уолла-Баллахауза-Берри-Грина (ONWBVG) [15]; T, K=(6530+280P+7000+108P)/(1-2Fα)-1960-(1-2Fβ)+16150α+25150(γ+X_{Mg})/(R·lnK₂+4,705); P — давление для расчетов принято равным 1 ГПа; α, β, γ — атомные доли Cr, Al, Fe³⁺ по отношению к их сумме в хромшпиннелиде; Fα=Fe³⁺/(Fe³⁺+Mg) в хромшпиннелиде; Fβ=Fe³⁺/(Fe³⁺+Mg) в оливине; Fγ=Cr/(Cr+Al) в хромшпиннелиде; X_{Mg}=(X_{Mg}^{оли})/X_{Mg}^{оли}; где X_{Mg}^{оли}=Mg/(Mg+Fe) в оливине и хромшпиннелиде соответственно; Cr³⁺=Cr/(Cr+Al) в хромшпиннелиде; K₂=lnK₂-4; R — универсальная газовая постоянная, R=8,31 Дж/(моль·К). Наименование пород: Гц — габрибургит, Дн — дунгит, Плдн — плагиодунгит, Лрц — лерцолит, Вер — верлит.

вин-хромшпинелиевых геотермометров возможно с учетом определения степени окисления железа в хромшпинелиде не расчетным путем [2], а по данным ЯГР-спектроскопии [3, 11].

Оценить величины общего давления, при которых кристаллизовались акцессорные хромшпинелиды ультрамафитов, по особенностям их составов и наблюдаемым парагенезисам пытались неоднократно. Многие исследователи [4, 18, 19] пришли к выводу, что составы хромшпинелидов, в частности отношение $Cr_2O_3/\Sigma R_2O_3$, в ультраосновных породах являются функцией глубинности формирования пород. Судя по экспериментальным и теоретическим данным о закономерностях перераспределения хрома между шпинелидами и силикатами при повышении давления, предполагается, что с уменьшением глубины кристаллизации и в процессе эволюции ультраосновных расплавов (с уменьшением $P_{общ}$) в хромшпинелидах снижается содержание Cr_2O_3 и увеличивается количество Fe_2O_3 , Al_2O_3 и TiO_2 .

Ю.Р.Васильев [1] считал, что если равновесная кристаллизация хромшпинели и оливина в ультраосновных расплавах происходит в широком температурном интервале, то хромшпинелиды с постоянным содержанием Al_2O_3 (и переменным других компонентов), вероятно, должны находиться в равновесии с расплавом, в котором количество Al_2O_3 непрерывно возрастает. При этом насыщение хромшпинелида шпинелиевым компонентом он объяснял влиянием интенсивного параметра системы, который остается постоянным в процессе кристаллизации хромшпинель-оливинового парагенезиса. Поскольку в интересующем нас поле составов хромшпинелидов ранее доказана полная смесимость компонентов в широком интервале T и fO_2 [22], допустимо полагать, что таким параметром, контролирующим предел смесимости шпинелиевого компонента в хромшпинелидах магматических ультрамафитов, является давление. Исходя из вышесказанного, можно с уверенностью говорить о существовании геобарометра для высокотемпературных ультраосновных систем. Однако пока вопрос разработки и практической адаптации геохимических геобарометров с участием шпинелидов остается открытым.

Современные аналитические данные по акцессорным шпинелидам из различных типов магматических пород позволяют говорить о сложной зависимости компонентного состава этих минералов от химического состава системы, из которой они кристаллизуются, и фугитивности кислорода (fO_2) в ней. Влияние этих факторов строгому учету пока не поддается, несмотря на то, что эмпирическая

взаимосвязь состава акцессорных шпинелидов с химизмом пород достаточно отчетлива. Так, в платформенных ультрамафитах с повышенным содержанием TiO_2 присутствуют высокотитанистые хромшпинелиды, характеризующиеся переменным, но достаточно высоким содержанием Cr , Fe и Mg и низким — Al [1]. Данная особенность позволяет в настоящее время использовать составы шпинелидов как индикаторы формационной принадлежности вмещающих их пород. Ранее подобная работа выполнена нами для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна [10].

Таким образом, интерес петрологов к изучению акцессорных и рудных шпинелидов вызван возможностью получать важную информацию о физико-химических обстановках и геодинамической природе кристаллизации пород путем анализа физических и химических свойств минералов. Однако к применению данных об особенностях составов хромшпинелидов и их парагенезисах для выяснения условий начальной кристаллизации и эволюции ультраосновных расплавов следует относиться осторожно из-за ограниченности материалов по аксессуариям и трудности учета всего многообразия параметров систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Ю.Р.* Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Тр. Института геологии и геофизики. 1981. Вып. 491. С. 61–85.
2. *Велинский В.В., Вартанова Н.С.* Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С. 131–146.
3. *Вотьяков С.Л., Чацухин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н.* Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). I. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелиевой геотермометрии // Геохимия. 1998. № 8. С. 791–802.
4. *Макеев А.В.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб.: Наука, 1992.
5. *Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макеев Т.Т.* Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кей (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
6. *Савельев Д.Е., Сначев В.И.* Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // Руды и металлы. 2012. № 2. С. 36–40.
7. *Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.* Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

8. Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11–20.
9. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.
10. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.
11. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала / И.С.Чашухин, С.Л.Вотяков, С.Г.Уймин и др. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1996.
12. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802–818.
13. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. of petrology. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279–2302.
14. Barsky L.A., Kevlich V.I. Estimating the amentality of Karelia Chromite ore to beneficiation with the aid of monomineral fractions // Geologic-technological assessment of ore minerals. Samples and deposits, Mechanobr, Leningrad, 1990. P. 81–84.
15. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. and Petrol. 1991. Vol. 107. № 1. P. 27–40.
16. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. № 4. P. 329–336.
17. Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of Oxygen fugacity // J. of Geol. 1974. Vol. 92. № 6. P. 709–731.
18. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 1. Theory // Can. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2. P. 648–672.
19. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrologic applications // Can. J. Earth Sci. 1967. Vol. 4. P. 71–103.
20. Kamenetsky V. Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area // Earth Planet. Science Let. 1996. Vol. 142. P. 479–486.
21. Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: Comparison with spinels from other tectonic settings // Mineral. Mag. 1993. Vol. 57. P. 575–589.
22. Muan A. Phase relations in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39. P. 781–802.
23. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 115–122.
24. Paktunc A.D., Cabri L.J. A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel // Lithos. 1995. Vol. 35. P. 261–282.
25. Power M.R., Pirrie D., Andersen J.C., Wheeler P.D. Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator // Geology. 2000. Vol. 28. P. 1027–1030.
26. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325–334.
27. Roeder P., Reynolds I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 909–934.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (470.22)

Л.В.Кулешевич, В.М.Тытык, А.А.Компанченко, 2014

Au-S-As МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВЫЕ ПЕСКИ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛИИ

Л.В.Кулешевич (ИГ КарНЦ РАН), В.М.Тытык (ООО «Онего-золото»), А.А.Компанченко (ПетрГУ)

Au-S-As-минерализация небольшого месторождения Новые Пески (Au 2,59 г/т) в докембрийских отложениях Южной Карелии представлена арсенопиритом, леллингитом, золотом (~7% Ag), реже сульфидами железа, меди и аксессуарными минералами — галенитом, мальдонитом, висмутом, шеелитом. Она отложилась в зоне деформации и гранатового бластеза на регрессивной стадии метаморфизма при температуре 500–360°C. Снижение температуры сопровождалось замещением леллингита арсенопиритом и выделением золота, сначала тонкодисперсного на границе с леллингитом, а затем более крупного. Прямая корреляция As и Au позволяет рассматривать арсенопирит как индикатор золоторудной минерализации.

Ключевые слова: золото, арсенопирит, зеленокаменный пояс, докембрий, Карелия.

Кулешевич Людмила Владимировна, kuleshev@krc.karelia.ru, Тытык Владимир Михайлович, tytyk.vladimir@yandex.ru, Компанченко Алена Аркадьевна

PRECAMBRIAN Au-S-As MINERALIZATION OF THE NOVYE PESKI DEPOSIT, KARELIA

L.V.Kuleshevich, V.M.Tytyk, A.A.Kompanchenko

The Au-S-As-mineralization of the small Novye Peski (Au 2,59 g/t) in Precambrian rocks of southern Karelia is represented by arsenopyrite, loellingite, gold (~7% Ag) and lesser iron and copper sulphides and accessory minerals such as galena, maldonite, bismuth and scheelite. It was deposited in a deformation and garnet blastesis zone at the regressive stage of metamorphism at a temperature of 500–360°C. A decrease in temperature was accompanied by the replacement of loellingite by arsenopyrite and the release of gold, first finely dispersed gold at the boundary with loellingite and then coarser gold. Au and As are directly correlated, arsenopyrite is considered as an indicator of gold mineralization.

Key words: gold, arsenopyrite, greenstone belt, Precambrian, Karelia.

Золото-сульфоарсенидное проявление Новые Пески расположено в небольшой Улялегской архейской зеленокаменной структуре Хаутавааро-Ведлозерской площади в южной части Карелии (рис. 1). Рудопоявление обнаружено в 1988 г. Карельской геологической экспедицией [9], в 2008–2013 гг. разведывалось ООО «Онего-золото» и переведено в разряд небольшого месторождения. По генезису и минеральному составу оруденение можно сопоставить с рудно-формационными типами гипо- и мезотермальных месторождений Австралии (Челленджер, Маунтин Йорк [11, 12]), Финляндии, Кольского полуострова [3, 4] и рудопоявлениями Карелии [5, 7]. Au-S-As рудные ассоциации, представленные золотом, арсенопиритом, леллингитом, пирротинном или пиритом, образуются в разных условиях в зависимости от соотношения As и S [1, 10]. В большинстве докембрийских высокотемпературных Au-S-As месторождений при дефиците серы формируются руды с золотосодержащим леллингитом [12]. На стадии ретроград-

ного метаморфизма привнос серы в зонах деформаций обуславливает последовательное образование ассоциаций арсенопирита с пирротинном или пиритом и сопутствующее выделение сначала тонкодисперсного, а затем более крупного золота. При этом по метаморфическим парагенезисам отчетливо фиксируется снижение *PT* параметров условий регрессивного изменения пород.

Изучение рудной минерализации и околорудных метасоматитов проводилось с использованием методов химического и ICP-MS-анализов. Содержание Au определялось пробирным методом в лаборатории ЦНИГРИ (г. Москва). Рудные парагенезисы изучались в аншлифах на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Геологическое строение участка Новые Пески, геохимические особенности вмещающих пород и руд. Вмещающие толщи представлены амфиболитами по базальтам, сланцами по андезибазальтам и

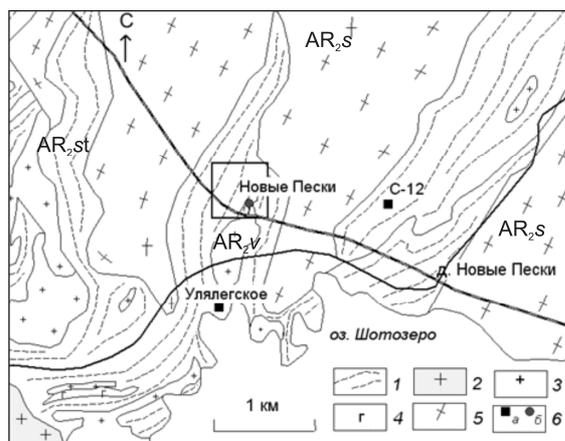


Рис. 1. Схема геологического строения Улялегской структуры, по данным Карельской ГЭ с дополнениями:

1 — зеленокаменные толщи (AR_{2st} — шотозерская толща); 2 — граниты-рапакиви, R_1 ; 3 — архейские граниты и пегматиты, AR_{2v} ; 4 — габбро-амфиболиты; 5 — гранитоиды, AR_{2s} ; 6 — рудопроявления (а — колчеданные, б — золоторудное)

туфогенно-осадочным породам среднего состава шотозерской толщи (AR_{2st}) (см. рис. 1). Они прорываются габброидами, а также жилами гранитов и пегматитов, относимыми к комплексу Виртаоя (AR_{2v}). Метабазальты и биотит-амфиболовые сланцы по туфам в западной части участка имеют север-северо-восточное простирание, амфиболиты по габбро в пределах рудной зоны — северо-восточное. Габбро-амфиболиты выделены по результатам магнитной съемки, они деформированы и имеют преимущественно северо-восточное простирание.

Au-S-As минерализация приурочена к зоне север-северо-восточного расщепления (шир-зоне) в метаморфизованных и метасоматически измененных габброидах. Шир-зона выделяется по наличию складчатых деформаций, гранатовому порфиробластезу, изменениям скарноидного типа и более позднему тонкому окварцеванию с арсенипиритовой минерализацией. Рудная зона по скв. 1 и 2 имеет мощность ~70 м и состоит из нескольких рудных интервалов (~3–16 м), включающих отдельные рудные прослои небольшой мощности (1–3 м). В блоках подсчета рудная минерализация распределена крайне неравномерно (месторождение 4-й группы сложности). Рудная зона прослеживается в разведочных выработках на расстояние ~200 м.

Вмещающие габбро-амфиболиты и зоны с арсенипиритовой минерализацией секутся пегматитовыми жилами. К юго-западу и северо-востоку от участка Новые Пески расположены колчеданные рудопроявления — Улялегское и С-12. В геологических разрезах этих рудных объектов встречаются серицитовые и углеродсодержащие сланцы по породам вулканогенно-осадочной толщи и тремолитовые — по комагитито-базальтам. Вблизи оз. Шотозеро, к юго-западу от участка Новые Пески, архейские породы прорываются Улялегским массивом рифейских гранитов-рапакиви (~1,57 млрд. лет) (см. рис. 1).

Несмотря на то что метаморфические преобразования пород Улялегской структуры достигли амфиболитовой фации, в метаморфизованных базитах иногда сохраняются типичные габбровые структуры или подушечные текстуры вулканитов. В пределах участка Новые Пески преобладают метаморфизованные базальты, андезитбазальты и их туфы, к рудовмещающим породам относятся амфи-

1. Химический состав вмещающих пород месторождения Новые Пески, мас. %

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 45,38 | 50,36 | 42,57 | 46,47 | 49,26 | 40,84 | 50,58 | 44,86 | 51,34 | 46,90 | 59,20 | 56,88 | 61,49 |
| TiO ₂ | 2,23 | 1,91 | 3,08 | 2,0 | 1,94 | 3,29 | 0,72 | 0,57 | 1,01 | 0,74 | 0,83 | 0,96 | 0,83 |
| Al ₂ O ₃ | 8,09 | 10,19 | 11,66 | 8,39 | 10,96 | 12,0 | 11,89 | 16,05 | 14,11 | 14,72 | 16,06 | 15,86 | 15,89 |
| Fe ₂ O ₃ f | 32,68 | 24,60 | 23,73 | 31,01 | 22,80 | 23,01 | 16,1 | 11,84 | 13,62 | 13,84 | 4,42 | 8,44 | 6,84 |
| MgO | 2,31 | 1,74 | 4,59 | 1,94 | 2,56 | 5,14 | 6,23 | 7,44 | 5,76 | 7,93 | 4,33 | 5,26 | 3,44 |
| MnO | 0,48 | 0,30 | 0,27 | 0,38 | 0,36 | 0,32 | 0,22 | 0,23 | 0,20 | 0,21 | 0,25 | 0,28 | 0,06 |
| CaO | 6,02 | 8,19 | 9,73 | 6,54 | 8,15 | 10,25 | 10,91 | 15,62 | 11,31 | 10,93 | 4,20 | 5,44 | 3,56 |
| Na ₂ O | 0,90 | 1,48 | 2,18 | 0,96 | 2,36 | 0,99 | 1,91 | 0,83 | 1,60 | 2,41 | 6,24 | 3,72 | 3,35 |
| K ₂ O | 0,19 | 0,43 | 0,42 | 0,38 | 0,26 | 0,40 | 0,2 | 0,24 | 0,13 | 0,17 | 0,60 | 1,30 | 2,54 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,21 | 0,12 | 0,55 | 0,12 | 0,09 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,25 | 0,28 | 0,25 |
| ППП | 0,24 | 0,18 | 0,33 | 0,35 | 0,13 | 1,94 | 1,03 | 1,78 | 1,30 | 1,79 | 4,22 | 2,21 | 1,25 |
| Σ | 98,56 | 99,63 | 98,94 | 98,72 | 99,16 | 98,53 | 99,99 | 99,63 | 100,6 | 99,79 | 100,53 | 100,02 | 99,66 |
| S | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,22 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 |

Примечание. 1–6 — гранатовые амфиболиты по габбро, содержащие Fe-Ti-оксиды; 7 — эпидотовый амфиболит по габбро; 8 — мезократовое метагаббро; 9, 10 — метабазаальты (эпидотовые амфиболиты); 11, 12 — метаморфизованные андезиты; 13 — биотитсодержащие туфы андезитов.

2. Содержание микрокомпонентов в рудах и вмещающих толщах месторождения Новые Пески, г/т

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|-----------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|
| V | 38,66 | 23,04 | 824,7 | 12,62 | 753,7 | 460,1 | | 38,81 | 228,64 | 65,52 | 113,3 | 153,2 | 52,7 |
| Co | 40,18 | 58,41 | 63,62 | 30,64 | 98,61 | 48,65 | 243,5 | 113,1 | 116 | 60,13 | 16,9 | 19,94 | 1,15 |
| Ni | 3,78 | 3,68 | 29,01 | 8,64 | 64,97 | 103,7 | 6,18 | 2,33 | 9 | 4,18 | 23,9 | 23,36 | 2,18 |
| Cu | 78,53 | 19,55 | 555,5 | 153,9 | 556,6 | 34,37 | 187,4 | 194 | 451 | 83,3 | 56,3 | 10,14 | 14,2 |
| Zn | 154,62 | 153,2 | 174,3 | 117,5 | 153,3 | 109,8 | 33,3 | 171,5 | 116 | 154 | 34,2 | 112,4 | 7,8 |
| As | 12,18 | 13,83 | 19,42 | 31,22 | 14,12 | 7,29 | 8999 | 1743 | 10 159 | 31,48 | 0 | 0 | 30,1 |
| Sb | 0,77 | 1,13 | 0,78 | 0,78 | 0,39 | 1,06 | 6,80 | 2,94 | 3,86 | 1,26 | 0,16 | 0 | 0,08 |
| W | 0,65 | 0,29 | 0,76 | 0,48 | 0,75 | 0,14 | 0,94 | 30,23 | 79 | 1,13 | 0,3 | 0,47 | 0,16 |
| Pb | 4,72 | 2,03 | 4,70 | 7,45 | 2,13 | 2,42 | 3,86 | 17 | 2,71 | 11,3 | 7,03 | 13,93 | 21,12 |
| Bi | 0,2 | 0,16 | 0,35 | 0,28 | 0,16 | 0,1 | 1,51 | 3 | 0,28 | 0,28 | 0,06 | 0,04 | 0,01 |
| Ag | 0 | 0 | 0,16 | 0 | 0,2 | 0 | 0,14 | 0,12 | 0,07 | 0,06 | 0 | 0 | 0 |
| ΣREE | 89,3 | 91,31 | 69,21 | 216,3 | 32,87 | 272,5 | 117 | 76,0 | 44,89 | 64,21 | 180,24 | 272,52 | 33,46 |
| Zr | 117,1 | 57,46 | 48,36 | 264,1 | 21,28 | 15,72 | 253,3 | 67,4 | 28,73 | 43,17 | 214,2 | 346,4 | 10 |

П р и м е ч а н и е. ICP-MS анализ выполнен в ИГ КарНЦ РАН; 1–5 — полосчатые гранатые амфиболиты с Fe-Ti-оксидами (среди них 3–5 — пирит-(пирротин)-арсенипиритсодержащие); 6 — эпидотовый амфиболит; 7–10 — рудная зона с арсенипиритом в амфиболитах; 11, 12 — сланцы по андезитам и их туфам; 13 — пегматитовая жила.

болиты по габбро. Габброиды обычно преобразованы в пятнистые или полосчатые роговообманковые, гранатые или эпидотовые амфиболиты, в том числе с магнетитом и ильменитом. Au-S-As минерализация развита главным образом в гранатых амфиболитах по габбро. Состав пород и содержание в них микрокомпонентов приведены в табл. 1, 2 и на рис. 2 а–з.

Метаморфизованные андезиты и их туфы приурочены к западной части участка, где представлены биотит-хлорит-амфибол-полевошпатовыми сланцами. Количество биотита в них варьирует, увеличиваясь в зонах наложенной биотитизации от 5 до 20–25%. При этом содержание K_2O возрастает от 0,6 до 2,5% (см. табл. 1, графы 11–13). На северном побережье оз. Шотозера в вулканогенно-осадочных толщах среднего состава локализованы колчеданные залежи. Метабазальты или эпидотовые амфиболиты по базальтам содержат, %: зеленую роговую обманку (60–55), раскисленный плагиоклаз (30), эпидот (7–10), кварц (2–4), акцессорные ильменит и титанит (1–2). Содержание редкоземельных элементов (ΣREE) в породах среднего состава составляет 180–253 г/т, Zr 230–250 г/т (см. табл. 2, рис. 2, з). Близкий характер распределения REE отмечается в колчеданных рудах (см. рис. 2, з). Для метабазальтов характерны более низкие, чем в породах среднего состава, концентрации REE (30–50) и Zr (16–30).

Амфиболиты по габбро — породы черного цвета, темно-зеленая до черной роговая обманка в них ассоциирует с гранатом или эпидотом, средним плагиоклазом, кварцем, развиты Fe-Ti оксиды (ильменит, магнетит) и титанит (в сумме 5–7%). Характерны порфиробластические или полосчатые

текстуры за счет выделений граната, образующего бласты размером 2–4 мм. Гранат сечется тонкими просечками хлорита. Гранатые амфиболиты с Fe-Ti минерализацией отличаются от безрудных амфиболитов по габбро и метабазальтов по химическому составу (см. табл. 1, 2, рис. 2, а, б) и повышенному содержанию Mn в породе до 0,48%. В эпидотовых амфиболитах по габбро эпидот ассоциирует с амфиболом или образует округлые порфиробластические симплектитовые сростания с кварцем и гранатом.

Среди крупнозернистых пятнистых гранатых амфиболитов в керне скважин встречаются мало-мощные (~1–3 м) субсогласные или секущие линзы скарноидов, состоящие из сростаний светло-зеленого диопсида, более крупного коричневатого-красного граната, кальцита, хлорита. Гранат скарноидов имеет Mn-Ca-Al-Fe состав и содержит 1–2,7% Mn. В краевых частях линз развит амфибол, эпидот, альбит, титанит.

В меланократовых гранатых амфиболитах по габбро концентрация Fe_2O_3 достигает 23–32,68, TiO_2 3,29, P 0,55% (см. табл. 1, 2), что сопоставимо с феррогаббро с титаномагнетитом из вьетуккалам-пинского комплекса Хаутаваарской структуры [8]. В Fe-Ti-содержащих амфиболитах участка Новые Пески обычно присутствуют овальные гнездовые сростания ильменита и титанита, образовавшиеся на месте полностью распавшегося при метаморфизме титаномагнетита (рис. 3, б). Распределение Ti коррелируется с V (229–753 г/т), с Mn эта зависимость обратная (рис. 4). На регрессивной стадии преобразований титанит замещает ильменит, что сопровождается появлением хлорита и более поздних сульфидов.

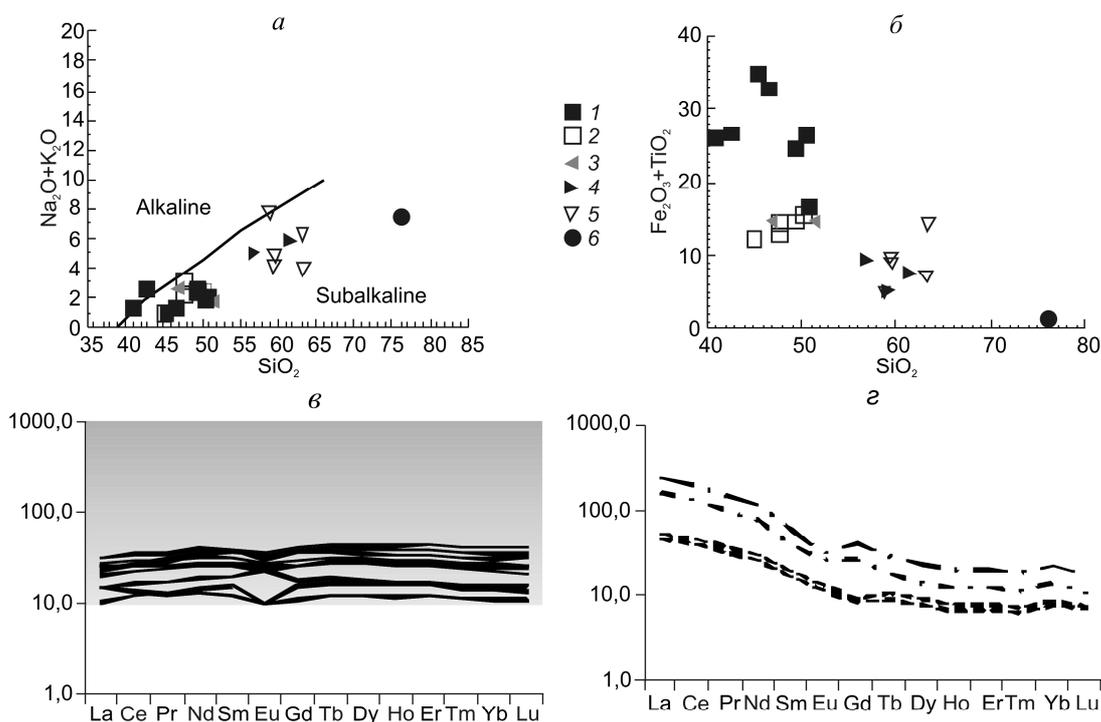


Рис. 2. Состав пород (а, б) и распределение в них редкоземельных элементов (в, з):

диаграммы: а — $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, б — $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$; спайдерграммы распределения REE (относительно хондрита C1): в — в рудных амфиболитах по габбро, з — в сланцах по породам среднего состава (штрих-пунктир) участка Новые Пески и колчеданных рудах проявления Улягское (штрих); амфиболиты: 1 — гранатовые по габбро с Fe-Ti оксидами, 2 — по мезогаббро, 3 — эпидиотовые по базальтам; 4 — метаморфизованные андезиты, андезибазальты; 5 — туфы среднего состава, в том числе биотитизированные; б — гранитные пегматиты

На спайдерграммах распределения REE (см. рис. 2, в, з) метаморфизованные габбро и гранатовые амфиболиты, в том числе с арсенопиритовой минерализацией, характеризуются низкими относительными содержаниями редкоземельных элементов и близкими почти горизонтальными типами графиков, типичными для базитов. Лишь в эпидиотовых амфиболитах наблюдается незначительный Eu-минимум, в рудных — небольшой максимум.

В южной части участка амфиболиты прорываются жилами плагиомикроклиновых пегматитов, входящих в комплекс Виртаоя (AR_2V). Пегматитовые жилы секут вмещающие породы всех типов, гранатовые метасоматиты и арсенопиритовую минерализацию. В ореоле пегматитов локально развиваются тонкое послойно секущее окварцевание, слабая биотитизация, появляется акцессорный циркон. При этом содержание кремнезема и калия в породах может несколько возрастать, но в целом содержание микрокомпонентов гранитофильного профиля в породах и рудах низкое (см. табл. 2). Для пегматитов ($\sum \text{REE}$ 33,5, Zr 10 г/т), а также зон с Au-S-As минерализацией ($\sum \text{REE}$ 45–117 г/т) характер-

но низкое содержание REE. Это не позволяет предполагать связь пегматитов и оруденения с гранитами-рапакиви Улягского массива, отличающимися повышенными значениями данных элементов и, соответственно, принять одну из существовавших ранее точек зрения (А.Ф.Горошко) о подобной генетической связи [2, 6].

Золото-сульфоарсенидное оруденение Новые Пески. В Улягской структуре встречаются несколько типов рудной минерализации: золото-сульфоарсенидная (месторождение Новые Пески), колчеданные руды (проявление Улягское) и Ni-содержащая пирит-пирротиновая минерализация (С-12НП).

Золотосодержащая арсенопиритовая минерализация приурочена к гранатовым амфиболитам по габбро. Линейность по амфиболу в рудной север-северо-восточной шир-зоне изменяется от азимута 10° С-СВ до 40° СВ. Au-S-As руды неоднородные, среднезернистые, вкрапленно-полосчатые, прожилковые или гнездово-вкрапленные (см. рис. 3). Количество сульфоарсенидов и сульфидов составляет 20–25%. Руды содержат, %: арсенопи-

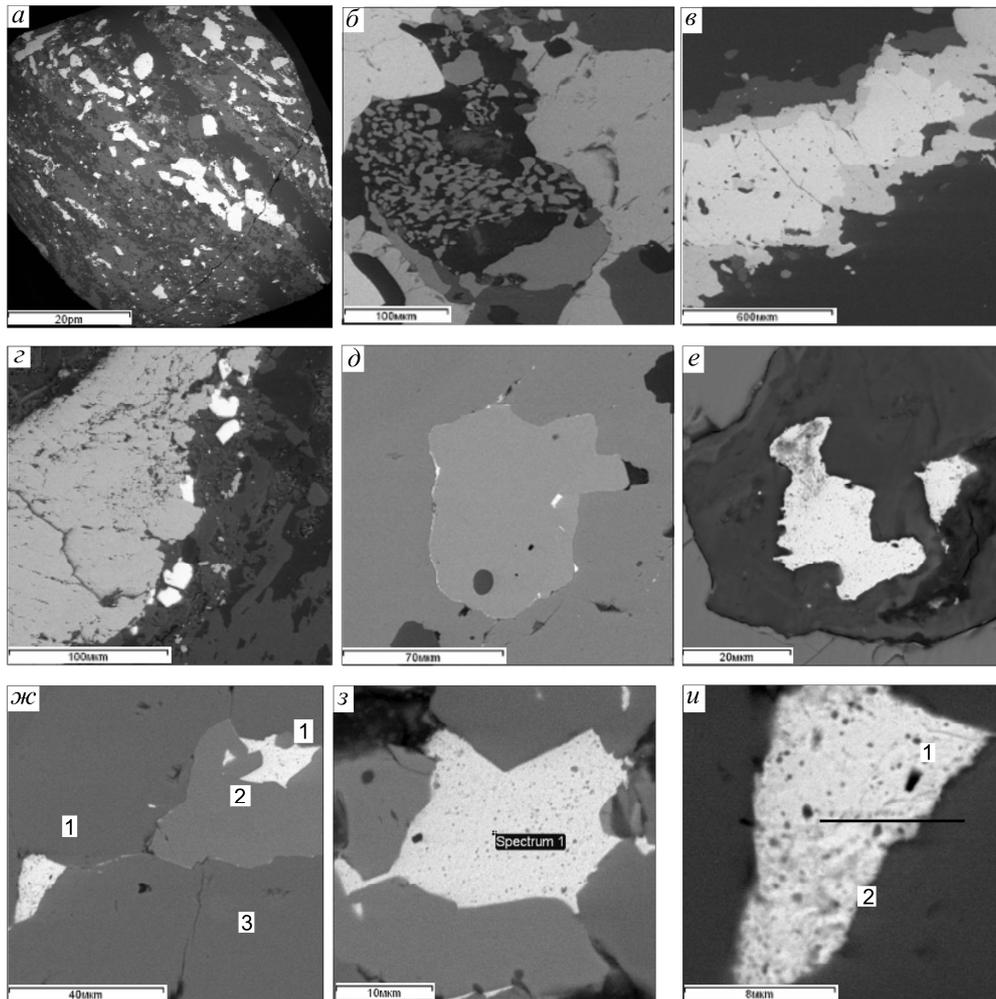


Рис. 3. Минеральная ассоциация золото-арсенопиритовых руд месторождения Новые Пески:

a — вкрапленно-полосчатая текстура арсенопиритовых руд; *б* — сростание ильменита и титанита (темно-серые линзы в центре); *в* — леллингит (белое) обрастает арсенопиритом (светло-серое), в кайме — титанит (темно-серое); *г* — арсенопирит (светло-серое), шеелит (белое); *д* — золото-1 тонкодисперсное (белое) на границе леллингита (серое) и арсенопирита (темно-серое); *е* — золото-2 в силикате; *ж* — золото (1 — белое) на границе леллингита (2) с арсенопиритом (3); *з* — золото в арсенопирите (spectrum 1); *и* — золото (1) в сростании с висмутом (2)

рит (5–30), леллингит (1–3), пирротин (1–3), халькопирит (до 5–6), пирит (5–10), сфалерит (1), глаукоцит (0,5), галенит (до 0,5) и единичные выделения шеелита, золота, висмута, мальдонита (Au_2Bi). Рудная зона выделяется по аномальным концентрациям As, Au, иногда W. Содержания рудогенных элементов, г/т: Co 60,1–243,5, Ni 2,3–9, Cu 83–451, Zn 33,3–171,5, Sb 1,3–6,8, W 1–79, Pb до 17, Bi 0,3–3, Ag 0,07–0,14 (см. табл. 2). В рудных зонах прослеживается прямая корреляция Au и As (см. рис. 4).

Распределение S неравномерное и не коррелируется с As, Au, так как более поздняя относительно золотосодержащей сульфидная минерализация развивается в более широком интервале. Тем не

менее, более высокие концентрации Cu и Pb — элементов, входящих в сульфиды, тяготеют к интервалам с сульфоарсенидами.

Рудная минерализация представлена двумя ассоциациями — ранней золото-леллингит-арсенопиритовой, формирующейся на прогрессивной стадии метаморфизма и приуроченной к зонам с гранатом, и более поздней регрессивной золото-(пирротин-пирит)-арсенопиритовой. Сульфоарсениды и арсениды — ведущие рудные минералы-индикаторы, появление которых в измененных габбро-амфиболитах (гранатовых амфиболитах и скарноидах) позволяет выделить и оконтурить рудные тела при минералогическом картировании. Определены две

3. Состав арсенидов и Со-сульфоарсенидов месторождения Новые Пески

| Компо- ненты | Леллингит | | | | | | Глаукодот | | | | | |
|-----------------|-----------|-------|--------|-------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | S | 4,03 | 1,51 | 2,82 | 2,73 | | 1,97 | 18,32 | 18,45 | 17,43 | 20,65 | 19,97 |
| Fe | 26,63 | 27,42 | 28,08 | 27,19 | 28,01 | 26,04 | 23,04 | 28,08 | 23,7 | 29,53 | 29,05 | 23,49 |
| As | 69,35 | 71,07 | 69,11 | 70,08 | 71,99 | 71,04 | 48,64 | 49,58 | 50,16 | 47,04 | 47,02 | 47,86 |
| Со | | | | | | | 10,0 | 3,88 | 8,71 | 2,77 | 3,97 | 9,71 |
| Сумма | 100 | 100 | 100,01 | 100 | 100 | 99,05 | 100 | 100 | 100 | 99,99 | 100,01 | 99,99 |

генерации арсенипирита. Арсенипирит-1 образует более крупные ромбические кристаллы, их скопления и прожилки. Обычно он встречается в сростании с леллингитом, обрастает его или содержит более мелкие его включения (см. рис. 3). По контакту этих минералов выделяются тонкодисперсные золото и галенит. Леллингит данной ассоциации содержит небольшую примесь серы, реже присутствует глаукодот (табл. 3). Арсенипирит-2 образует хорошо ограненные более мелкие игольчатые и изометричные кристаллы в ассоциации с пирротином и пиритом. Отмечаются зональные (с разным содержанием As от ~36,2 до 32,3 ат. %) кристаллы арсенипирита, вследствие обрастания арсенипирита-1 арсенипиритом-2 (табл. 4), что соответствует широкому интервалу температуры начала его образования 500–350°C (по геотермометру Д.Скотта [10]). Широкий интервал колебания температуры образования этого наиболее раннего минерала подчеркивает то, что минеральная ассоциация руд не равновесна [5].

Оруденение формировалось в условиях снижения температуры на стадии привноса серы, что сопровождалось замещениями леллингита арсенипиритом. В нерудной ассоциации наблюдаются замещения граната эпидотом, часто с образованием симплектитовых сростаний, затем более поздним хлоритом, кварцем, диопсидом — амфиболом, хлоритом, титаномагнетитом — ильменитом, затем титанитом.

Шеелит в Au-S-As-рудах встречается как акцессорный и вкрапленный минерал (см. рис. 3, з). Он образует цепочки мельчайших (10–70 мкм) зерен на границе с арсенипиритом, выделяется в сростании с амфиболом, альбитом, ильменитом и выполняет микротрещинки в арсенипирите. При этом среднее содержание W возрастает от 1–2 до 30–79 г/т в рудной зоне (см. табл. 2, графа 10).

Сульфиды в рудных зонах образуются после сульфоарсенидов и секут арсенипирит. Набор сульфидов достаточно простой — пирротин, пирит, халькопирит, реже железистый сфалерит (Fe ~10,76%). Пирротин выделяется ранее пирита.

Распределение золота в зонах с арсенипиритовой минерализацией неравномерное (от 1 до 20 г/т, реже более). Высокие его концентрации тяготеют к разнозернистым и гнездовым участкам руд (см. рис. 4). Золото-1 тонкодисперсное («точечное», размером 1–3 мкм) локализуется на границе леллингита и арсенипирита или в арсенипирите. Оно встречается в сростании с такими же тонкодисперсными минералами — галенитом, висмутом и мальдонитом (табл. 5; см. рис. 3, и). Мальдонит образуется при $T < 373^\circ\text{C}$. Золото-2 выделяется в более крупных самостоятельных зернах размером 10–60 мкм, иногда в хорошо ограненных кристаллах. Оно встречается на границе сульфоарсенидов и в виде самостоятельных выделений в нерудных минералах (см. рис. 3, е–и). Золото обеих генераций высокопробное, содержит до 12,23% Ag, в среднем ~7% (см. табл. 5).

4. Состав и температура образования арсенипиритов месторождения Новые Пески

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S | 18,93 | 19,63 | 19,0 | 21,07 | 20,21 | 20,48 | 19,68 | 18,80 | 19,96 | 19,78 | 21,48 | 20,37 |
| Fe | 31,82 | 31,07 | 31,85 | 32,65 | 33,40 | 32,97 | 33,06 | 33,38 | 32,18 | 32,29 | 33,31 | 32,65 |
| As | 49,25 | 48,5 | 49,15 | 46,28 | 46,39 | 46,55 | 47,25 | 47,82 | 47,86 | 47,93 | 45,21 | 46,98 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 99,99 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| As, ат. % | 36,17 | 35,65 | 36,07 | 33,22 | 33,51 | 33,58 | 34,34 | 35,03 | 34,76 | 34,87 | 32,27 | 32,93 |
| $T, ^\circ\text{C}$ | 500 | 460 | 490 | 415 | 420 | 420 | 360 | 410 | 390 | 400 | 350 | 390 |
| Средняя | 485 | | | 420 | | | 380 | | | | | |

Примечание. $T, ^\circ\text{C}$ рассчитана по [10].

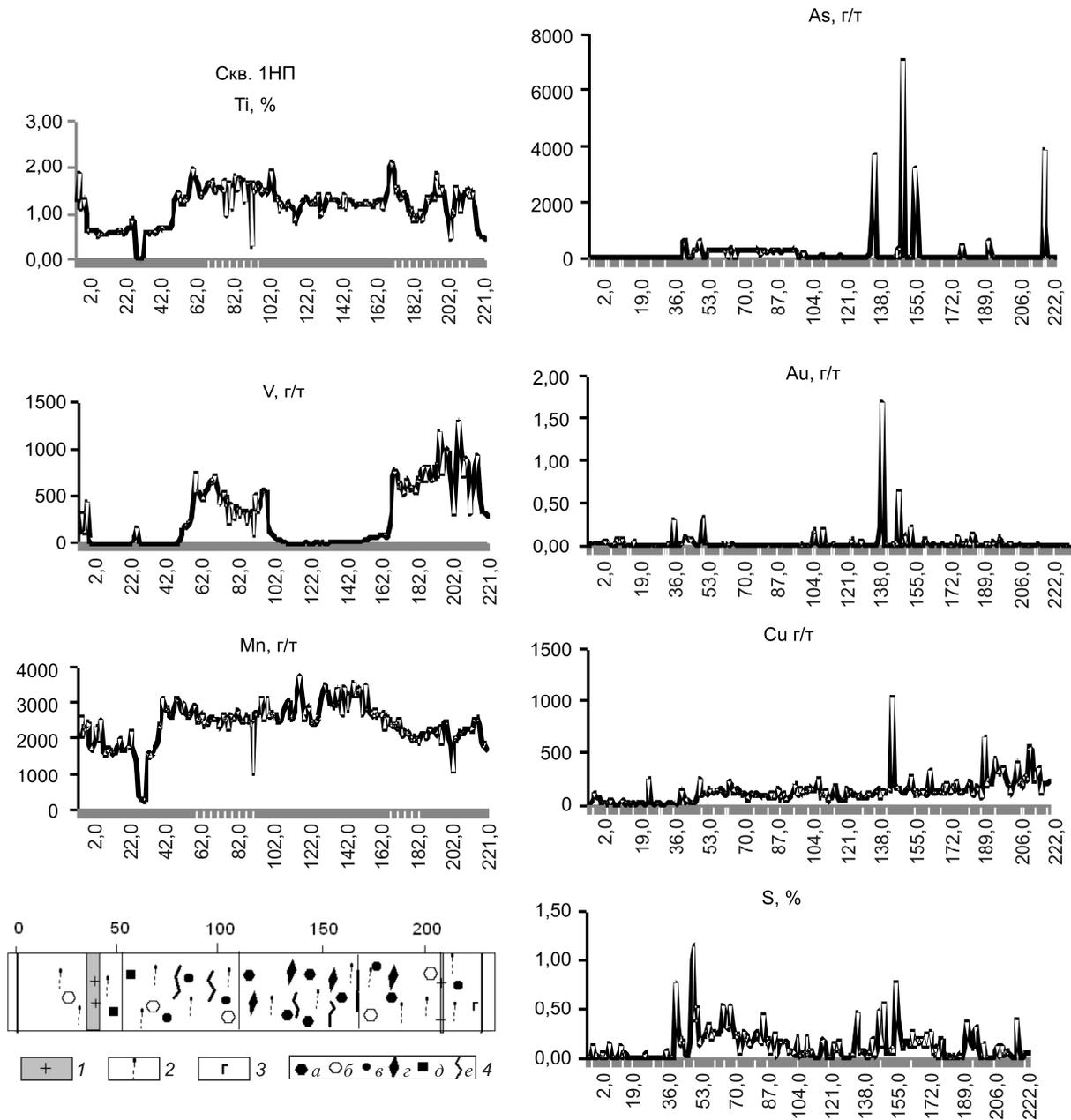


Рис. 4. Распределение некоторых элементов в измененных породах скв. 1HP:

1 — пегматиты; 2 — амфиболиты бластические или полосчатые, в том числе скарноиды; 3 — амфиболиты с габбро-вой структурой; 4 — минералы: *a* — гранат, *b* — эпидот, *в* — ильменит (магнетит, титанит), *г* — арсенопирит, *д* — сульфиды (пирит, пирротин), *е* — кварц прожилковый

В местах скопления сульфидов (пирит, пирротин, сфалерит) иногда фиксируется электрум (Ag 34,52%).

Ультраосное колчеданное проявление представлено маломощной пластовой залежью в юго-западной части площади (см. рис. 1). Руды вкрапленно-полосчатые слабо метаморфизованные с содержа-

нием S 36,9–40%, запасами серы 64,3 тыс. т [9]. В них сохраняются первичные текстуры и оолитовые стяжения, сложены преимущественно пиритом, концентрация сульфидов полиметаллов и пирротина незначительная (1–3%). Содержание рудных элементов, г/т: Co 180, Ni 136, Cu 190, Zn 480, Pb 20, As 80, Sb 1,8, Bi 0,75, Ag 0,36, W 0,72, Mo 5.

5. Состав золота, висмута, интерметаллидов месторождения Новые Пески, мас. %

| Элементы | Золото | | | | | | | | | | | Висмут | Мальдонит |
|----------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|-------|-------|-------|--------|-----------|
| | Ag | 8,85 | 9,31 | 6,76 | 12,23 | 8,28 | | 7,87 | 5,77 | 4,16 | 6,68 | | |
| Ag | 5,77 | 8,85 | 9,31 | 6,76 | 12,23 | 8,28 | | 7,87 | 5,77 | 4,16 | 6,68 | | |
| Au | 94,23 | 91,15 | 90,69 | 93,24 | 87,77 | 91,72 | 100 | 92,13 | 94,23 | 95,84 | 93,32 | | 82,13 |
| Bi | | | | | | | | | | | | 100 | 17,87 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Рудопроявление С-12НП с вкрапленно-прожилковой колчеданной минерализацией расположено северо-восточнее участка Новые Пески. Рудные минералы — пирит, пирротин, халькопирит, пентландит. Отмечаются повышенные концентрации Cr, Ni, Cu, Co, что связано с метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями коматиитов вблизи рудной зоны и миграцией соответствующих элементов. Определен следующий микрокомпонентный состав руд, г/т: Ni до 1413, Cu 1212, Co 232, а также Zn 72,6, Pb 57,3, As 22, Sb 6,8, Bi 6,4, Au 0,05, Ag 5,7, W 0,04 и Mo 0,25.

Локализация Au-S-As оруденения в зоне север-северо-восточной деформации (шир-зоне), характер окolorудных изменений, ассоциация арсенопирита с леллингитом и сульфидами (пирит, пирротин) позволяют отнести рудопроявление Новые Пески к гипо- мезотермальному типу (T 500–350°C), сформировавшемуся после пика метаморфизма на позднеархейской коллизионной стадии развития территории. Изменения пород (в том числе габброидов) и рудогенез происходили на стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований, но до внедрения многочисленных пегматитовых жил, секущих вмещающие толщи и вкрапленную рудную минерализацию. Геохимия руд и минеральная ассоциация (арсенопирит, леллингит, золото) с шеелитом, висмутом, галенитом свидетельствуют об участии растворов, связанных, в том числе, с поздними гранитами. При увеличении в растворах содержания серы леллингит замещался арсенопиритом и образовывались ассоциации с пирротинном, а затем с пиритом. В арсенопирите уменьшается содержание As (от 37 до 33 ат. %), что отчетливо отражает понижение температуры рудообразования. При этом часто встречаются зональные арсенопириты и поздние однородные игольчатые. Тонкодисперсное золото выделяется на ранней высокотемпературной стадии, высвобождаясь из леллингита, образование же «более крупного» золота сопровождается полным замещением леллингита арсенопиритом и выделением сульфидов железа (сначала пирротина, затем пирита).

Благодаря поисковым работам ООО «Онего-золото» рудопроявление Новые Пески переведено в

разряд небольшого месторождения со средним содержанием Au 2,79 г/т (при максимальных локальных концентрациях до 20–56,4 г/т [9]). Золото, ассоциирующее с сульфоарсенидами, как и на других рудопроявлениях Карелии подобного типа [7], относится к высокопробному со средним содержанием Ag 7%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометра // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 177–191.
2. Горошко А.Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. С-Пб., 1993. С. 171–192.
3. Калинин А.А., Казанов О.В., Бороздина С.В. Золото Тикшезерского зеленокаменного пояса: новые данные // Мат-лы Международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск, 2013. С. 74–77.
4. Карнов С.М., Волошин А.В. Генетическая минералогия золота и серебра в колчеданных рудах Прихибинья (Кольский полуостров) // Мат-лы Международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск, 2013. С. 77–80.
5. Компанченко А.А., Кулешевич Л.В. Минералогия Au-S-As гипо- и мезотермальных проявлений Карельского кратона и его обрамления // Мат-лы Международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск, 2013. С. 91–95.
6. Кулешевич Л.В., Горошко А.Ф. Сурьяно-мышьяковая минерализация в зонах свежикарельской и архейской активизации // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 11–129.
7. Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Зап. РМО. 2007. № 6. С. 49–63.
8. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благоприятная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2009. С. 12–25.
9. Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. В.П. Михайлова. – Петрозаводск: Карелия, 2005.
10. Скотт С.Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидро-

термальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.

11. *Timing of gold mineralization in the Mt York district, Pilgangoora greenstone belt, and implications for the tectonic and metamorphic evolution of an area linking the western and eastern Pilbara craton* / P. Neumayr, J.R.

Ridley et. al. // *Precambrian Research*. Vol. 88. P. 711–725 (в печати).

12. *Tomkins A.G., Mavrogenes J.A. Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retro-grade metamorphism: application to timing of mineralization* // *Econ. Geol.* 2001. Vol. 96. P. 525–534.

УДК 553.411:553.2 (571.65)

© С.А. Григоров, 2014

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ, ИХ ПОТЕНЦИАЛ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ

С.А. Григоров (ООО «Хужир Энтэрпрайз»)

Уникальные колымские россыпи образовались при денудации золотоносного субстрата, сформированного над пологой кровлей кольцевой рудно-магматической системы (РМС) на участках врезов долин. Неэродированные коренные источники расположены в бортах долин и под водоразделами. В пределах субстрата рудные тела имеют крутое и субгоризонтальное положение в границах локальных РМС в составе региональной конструкции. Руда представлена кварц-серичитовыми метасоматитами с кварцевыми прожилками и сульфидной вкрапленностью, содержащими в среднем 1–3 г/т легкообогатимого золота. Прогнозные ресурсы золота могут достигать n-1000 т в условиях развитой транспортной и энергетической инфраструктуры.

Ключевые слова: Колыма, золото, метасоматиты, рудно-магматическая система, прогнозные ресурсы.

Григоров Сергей Александрович, grigorovrim@mail.ru

GOLD-BEARING METASOMATITES OF CENTRAL KOLYMA, THEIR POTENTIAL AND DEVELOPMENT PROSPECTS

S.A. Grigorov

Unique Kolyma scatterings are created at a denudation of the gold-bearing substratum created over a flat roof of the ring ore and magmatic system (RMS) on cutting of valleys sides. Not eroded ore bodies are located in boards of valleys and under watersheds. Within a substratum the ore bodies are located steeply and subhorizontally in the borders of local RMS as a part of a regional design (structure). Ore represents quartz-sericitic metasomatites with a quartz veining and the sulphidic dissemination, containing on the average 1–3 gr/t of easy-milling gold. The prospective resources of gold can reach n-1000 of tons in the conditions of the developed transport and electric power infrastructure.

Key words: Kolyma, gold, metasomatites, ore and magmatic system, prospective resources.

Феномен колымских россыпей издавна привлекал внимание геологов как для понимания причин и динамики россыпеобразования, так и с точки зрения оценки коренных источников. До настоящего времени источником считались породы с кварцево-жильным оруденением, связанным с дайковым комплексом. Однако масштабы россыпной золотоносности не соответствуют масштабам кварцево-жильных проявлений и количеству даек, несмотря на их широкое распространение. За многие годы региональных и детальных поисков в областях максимальной россыпной золотоносности адекватные по масштабу и запасам рудные источники так и не были обнаружены.

Результаты поисков рудных источников Чай-Юрьинской россыпи, анализ размещения россы-

пей, структурно-геохимический анализ площадной и локальной геохимической информации в Сусуман-Берелехском междуречье дают возможность по-новому взглянуть на проблему. В региональном масштабе практически все россыпи размещены в зальбандах гранитоидных массивов, окружая их по периметру (рис. 1). Это свидетельствует об их пространственной (генетической) связи и позволяет полагать, что коренные источники россыпей расположены в надтыризовных зонах.

Данная версия подтверждается при анализе геохимического поля олова, в структуре которого отражено магматическое основание рудно-магматической системы. Устойчивая связь магматических тел с «оловом» на дневной поверхности позволяет уверенно интерпретировать слепое поло-

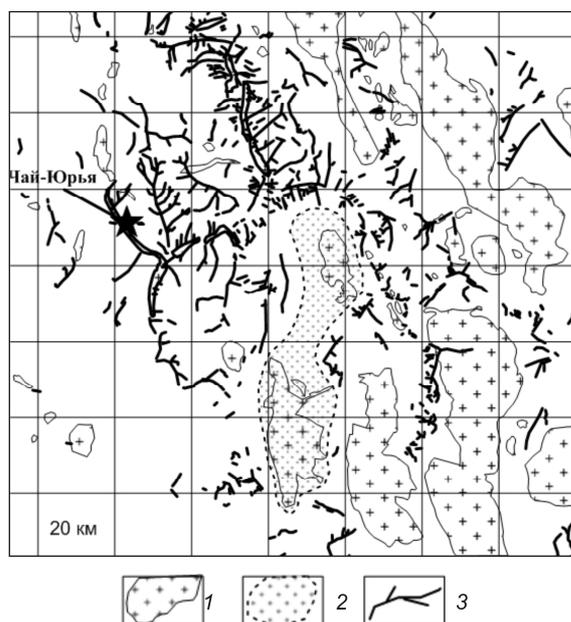


Рис. 1. Расположение россыпей золота относительно гранитоидных массивов:

1 — гранитоиды на дневной поверхности; 2 — слепое положение гранитного массива; 3 — оработанные россыпи золота

жение магматического основания, имеющего кольцевую структуру и образующего выступ в ядре системы (рис. 2). Практически все россыпи расположены во внутренней области РМС, а Чай-

Юрьинское рудное поле — на фланге магматического ядра. Геохимическое поле Au имеет аналогичный структурный мотив, но сильную отрицательную корреляцию, характерную для рудообразующих систем (С.А.Григоров, 2013). Единый структурный мотив геохимического поля Au и Sn, пространственная связь золота с гранитоидами и россыпями указывают на их единый энергетический источник и на субгоризонтальное положение золотоносного субстрата, обусловленное магматическим выступом в ядре РМС. Россыпи золота сформировались на участках эрозионных врезов по речным долинам, что и объясняет столь широкое площадное распространение россыпной золотоносности.

Золотоносный субстрат представляет собой минерализованный покров площадью ~15 тыс. км², сформированный над магматическим основанием кольцевой структуры. Золото распределено неравномерно и в соответствии с законами самоорганизации имеет фрактальную структуру, объединяющую соподчиненные таксоны системы в широком диапазоне концентраций от долей грамма на 1 т до десятков и сотен грамм на 1 т. Концентрация золота в россыпях обусловлена транспортировкой золотин по вертикали, а их перераспределение и вынос осуществляются вдоль стока в продольном направлении. Транспортировка по вертикали зависит от климатического фактора. С наступлением холодов межмерзлотное давление приводит к напряжению и вибрации в галечном теле, при которых золото «просаживается» на плотик и нижние горизонты

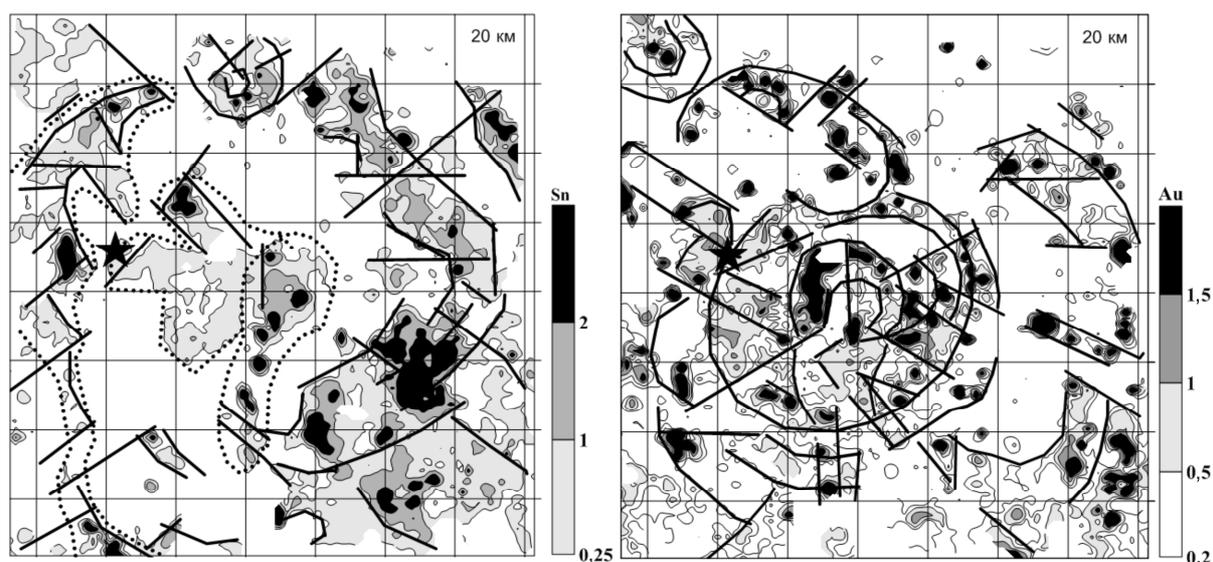


Рис. 2. Отражение магматического основания РМС в структурах геохимического поля Sn и Au:

содержание Sn и Au — усл. ед.; звездочка — месторождение Чай-Юрья

руслowych отложений, обеспечивая концентрацию золотин разной окатанности, в том числе рудного облика. Этот механизм объясняет причину, по которой золото накапливается в днищах долин при «стерильности» основного разреза. В то же время, на поверхности золото систематически фиксируется в шлихах. Следует добавить, что в разрезах с постоянным стоком россыпи не образуются. С другой стороны, ежегодное поступление золота указывает на связь россыпей с коренными источниками, которые могут содержать весьма низкие концентрации, но быть надежной основой россыпных месторождений. Совокупность перечисленных факторов раскрывает феномен колымских россыпей. Однако в любой руд-

ной системе, наряду с низкими и умеренными концентрациями, неизбежно присутствуют пригодные в настоящее время к промышленному освоению рудные объекты. Так, детальные геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, проведенные в междуречье Чай-Юрья – Нижний Нексикан, показали, что ореолы золота располагаются вдоль бортов долин в виде поясов, что возможно только при горизонтальном залегании золотоносного субстрата (рис. 3).

По всем рекам и притокам в области влияния «золотых» поясов образуются россыпи золота и контрастные шлиховые ореолы, что характеризует повсеместность коренной золотоносности. Однако Чай-Юрьинское рудное поле визуально не находит адекватного (традиционно ожидаемого) отражения во вторичных геохимических полях. На участках, где известны рудопроявления и впоследствии были обнаружены золотоносные метасоматиты, отмечаются пониженные концентрации Au и других рудных элементов. Поэтому при традиционной системе оценки прогнозных ресурсов подобные площади были пропущены. Причина, повидимому, кроется в низкой представительности геохимических проб, масса которых не соответствует размерности относительно крупного золота и других рудных минералов в мелкоземле.

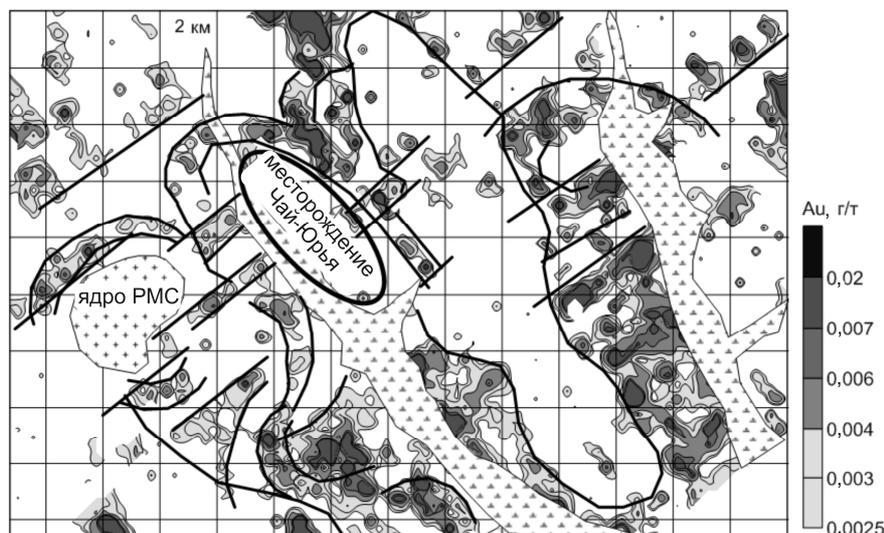


Рис. 3. Геохимическое поле Au, отражающее субгоризонтальное положение золотоносного субстрата

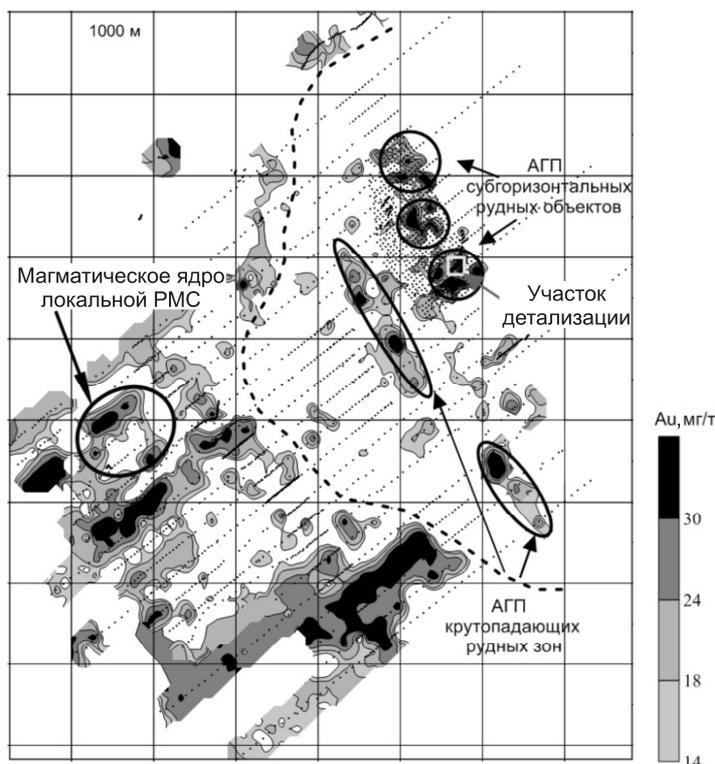


Рис. 4. Отражение в структуре геохимического поля золота локальной Чай-Юрьинской РМС, Чай-Юрьинского рудного поля и рудных тел в его составе

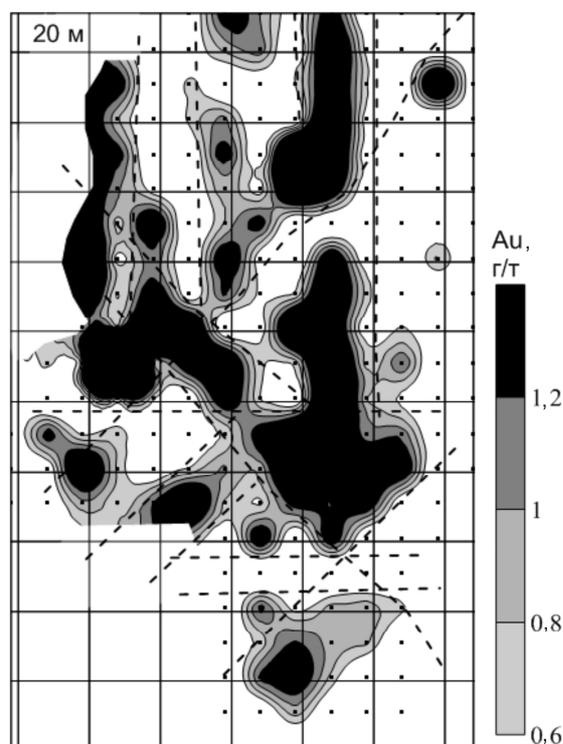


Рис. 5. Распределение Au на участке детализации в пределах фрагмента рудного тела Нижний Власыч в пластине на глубине 8–10 м

На участке с известными рудопроявлениями золота выполнены геохимические поиски по первичным ореолам по регулярной сети (250×50, 50×50, 25×25 м).

Установлено, что в структуре геохимического поля золота нашел отражение фрагмент иерархической системы, в которой максимальные содержания высокопродуктивных ореолов рассеянного золота обрамляют магматический шток — центр материнской рудно-магматической системы. Аномалии, отражающие промышленные рудные тела, в геохимических полях почти не заметны и содержат золото от 14 до 50–100 мг/т, что несопоставимо с продуктивностью россыпи и ожидаемым уровнем аномальности ореолов. В результате детальных поисков по первичным ореолам локализованы все известные рудные тела, а также околонтурены новые (рис. 4). На правом борту и в днище долины, вмещающей уникальную россыпь, линейные ореолы отражают крутопадающие рудные тела (известное Шахтное и новое Юное), приуроченные к субвертикальной тектонической зоне. В левом борту расположены изометричные тела в границах субгоризонтальной рудной зоны. На одном из них (Нижний Власыч) проведено бурение по сети 10×10×10 м.

Пробурено около 300 скважин, охватывающих не более 8% территории с аномальными геохимическими полями. Скважинами вскрыт фрагмент пологой залежи на площади размером 130×200 м, не околонтуренной на флангах и глубине. Рудная залежь представлена штокверком. В его пределах кварц-серицитовые метасоматиты инъецированы разно ориентированными кварцевыми прожилками пологого и крутого залегания. Тектоническая неоднородность пород обусловлена преобладающими диагональными и меридиональными блокирующими структурами. Сопутствующая минерализация — преимущественно пирит, редкие зерна халькопирита, галенита, арсенопирита. Среднее содержание Au составило 1,44 г/т при бортовом содержании 0,6 г/т. В частных пробах максимальное содержание Au 11,3 г/т, что говорит об относительно равномерном его распределении. На поверхности в двух пробах отмечены содержания Au 289,2 и 9149 г/т, свидетельствующие о необнаруженной «самородковой» составляющей, учет которой требует специальной методики опробования и пробоподготовки. Заметим, что для выявления в пробах мелких и средней крупности золотинок (>0,1 мм) потребовалось предварительно выделить свободное золото из навесок 10–12 кг.

Впоследствии при заверке буровых данных в пробе массой ~50 кг установлено содержание Au >6 г/т (ЦНИГРИ, 2014 г.) и сделано заключение о метаморфогенной природе золота. Почти все золото свободное, извлекается по простой гравитационной схеме при высокой крупности помола. Все рудные тела пригодны для открытой добычи золота в карьерах не глубже 100 м и с минимальным значением коэффициента вскрыши. Вышперечисленные данные определяют благоприятные горно-экономические условия промышленного освоения подобных месторождений на территории Центральной Колымы. Запасы золота в прогнозируемых рудных залежах соизмеримы и заметно превышают отработанные в россыпных месторождениях (>2000 т).

Таким образом, коренными источниками уникальных колымских россыпей, по-видимому, являются кварцево-серицитовые метасоматиты, имеющие площадное распространение. Метасоматиты образованы над прогибом в кровле основания РМС. Отсюда следует, что сохранившиеся коренные источники россыпей расположены преимущественно в бортах долин и под водоразделами. Часть из них содержат золото в концентрациях, пригодных для промышленного освоения в современных экономических условиях. С кварц-серицитовыми метасоматитами связан новый морфогенетический тип золотого оруденения, представленный полого-

ми залежами рудных метасоматитов. Рудный потенциал метасоматитов значительно превышает погашенные запасы россыпного золота и составляет $n \cdot 1000$ т, где n может достигать десятикратных величин.

Визуально невыразительные поисковые признаки (низкие концентрации Au в геохимических ореолах, нечеткие геологические признаки), а также отсутствие структурно-геологических кон-

цепций, удовлетворительно объясняющих уникальную россыпную металлоносность, скрыли эти объекты от внимания геологов.

Пластовые месторождения с относительно бедными, но технологически привлекательными рудами (1–3 г/т), пригодными для открытой добычи, могут стать основой для возрождения масштабной золотодобычи на Колыме.

УДК 553.411 (571.56)

© Г.С.Анисимова, Е.П.Соколов, 2014

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОДОРОНО — НОВЫЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ ОБЪЕКТ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Г.С.Анисимова (ФГБУН ИГАБМ СО РАН), Е.П.Соколов (ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»)

Впервые описывается рудная минерализация, послужившая источником для россыпного месторождения Бодороно. В ходе поисковых работ установлены три рудные зоны с высокой золотоносностью. Впервые приводятся данные по текстурно-структурным, минералого-геохимическим особенностям руд, типоморфизму золота. Предполагаются полихронность и полигенность коренного золотого оруденения.

Ключевые слова: рудные зоны, зеленокаменные образования, минеральный состав руд, рудный этап, минералы редких элементов, самородное золото.

Анисимова Галина Семеновна, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru, Соколов Евгений Павлович, geopoisk@sakha.ru

BODORONO DEPOSIT — A NEW GOLD TARGET OF SOUTHERN YAKUTIA

G.S.Anisimova, E.P.Sokolov

Ore mineralization which was the source for Bodorono placer deposit is described for the first time. Exploration activities allowed to define three high-grade gold zones. Data on texture/structure, mineralogical and geochemical ore properties, gold typomorphism is given for the first time. Polychronous and polygene nature of primary gold mineralization is assumed.

Key words: ore zones, greenstone formations, mineral composition of ores, ore stage, rare element minerals, native gold.

Месторождение Бодороно (Южная Якутия, Нерюнгринский район, 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри и в 30 км к западу от железной дороги Улак-Эльга — Эльгинское угольное месторождение) расположено в бассейне верхнего течения р. Алгома на площади Бадис-Чакатайского рудного узла Алгоминского золотоносного района.

Тектоническая позиция объекта определяется приуроченностью к образованиям зеленокаменных поясов Западно-Алданского кратона на стыке со Становым тектоническим швом, отделяющим кристаллическую плиту древнего щита от складчатонадвигового сооружения Становой зоны. Рудовмещающий субстрат представлен зеленокаменными тектоносланцами, развитыми по архейским метабазитам тыркандинского комплекса (так называемые

нижние зеленокаменные пояса бодоронинского типа).

Россыпная золотоносность района известна с конца XIX в. — времени работ Верхнеамурской золотодобывающей компании. Однако только в XXI в. с началом строительства железной дороги к Эльгинскому угольному месторождению россыпная золотоносность Алгоминского района стала привлекательной для промышленной добычи. В период 2005–2010 гг. из россыпей Бодоронского россыпного узла добыто >1,5 т металла. Пробность россыпного золота 880–940%, часто встречаются самородки (90–500 г).

Месторождение Бодороно находится в центральной части рудного узла на площади водоразделов левых притоков руч. Агинок (ручьи Бодороно,

Иван-Беренген, Левый Агинок). Коренные источники золота — зеленокаменные диафориты с жильно-прожилковой кварцевой минерализацией — располагаются в плотике и на водораздельных пространствах на площади ~100 км². Рудными телами наиболее насыщен водораздел ручьев Бодороно, Иван-Беренген (8 км²), наблюденная амплитуда оруденения по вертикали оценивается до 500 м. В рудных телах содержание Au от первых до сотен грамм на 1 т (680 г/т).

На месторождении широко распространены толщи архейских умеренно щелочных и щелочных метабазитов тыркандинского комплекса (габбро-нориты, основные кристаллосланцы, гнейсы) в переслаивании с аляскитовыми гранитами древнеалданского гнейсочарноэндербитового комплекса (серо- и голубокварцевые кварц-полевошпатовые гранито-гнейсы) (рис. 1). По Г.В.Бирюлькину (1985 г.), они представляют фрагмент архейского зеленокаменного пояса — местного аналога рудоносных базитов провинций Гулук, Бадплас (хребет Барбертон). Вмещающей средой служат гранулитогнейсы джелтулинской серии. Породы смяты в сжатые изоклинальные складки северо-западного простирания, прорваны многочисленными секущими ранне-меловыми дайками керсантитов — диоритовых порфиритов субширотного простирания.

Общий структурный план месторождения определяется системой разрывных нарушений субсогласного северо-западного простирания, взбросо-надвигов, сдвига-взбросов, формирующих мощную зону тектонического меланжа, отчетливо выраженную в региональных аномалиях магнитного поля. Ширина зоны достигает 10 км.

Метаморфические и магматические образования лиственитизированы, березитизированы, преобразованы в тектоническую брекчию. Посткинематические деформации проявлены в виде кливажа, милонитизации, рассланцевания, а также будинажа жил и даек. Тектониты представлены кварц-хлоритовыми, хлорит-актинолитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, вмещающими пучки разлинзованных даек, останцы метаморфических пород, а также хлорит-кварцевые, карбонат-хлорит-кварцевые жилы, содержащие халькопирит-пирротинтовую, галенит-сфалеритовую минерализацию со свободным видимым золотом. Ширина таких зон >200 м. Преобладающая мощность жил 0,1–0,5 м, до 3,5 м, даек — 0,5–1,0 м. На участках их сгущения частота жил до десяти на 1 погонный метр (10–20% площади участка) и одна дайка на 10 п. м.

Кварц, как правило, мономинеральный. Установлены переходы мелкозернистого кварца в крупнозернистый, халцедоновидного сероватого кварца в белый стекловатый. Прожилки кварца второй или третьей генерации редки.

По результатам прогнозно-ревизионных работ 2010–2012 гг. в верхнем течении руч. Бодороно выделены две субпараллельные рудные зоны субмеридионального север-северо-восточного простирания с высокими содержаниями золота. Обе зоны прослежены по простиранию на 2 км, видимая мощность каждой ~200–250 м. Гипсометрически оруденение прослежено в интервале 500 м. По результатам пробирного анализа бороздовых проб содержание Au 9,26–661,0 г/т.

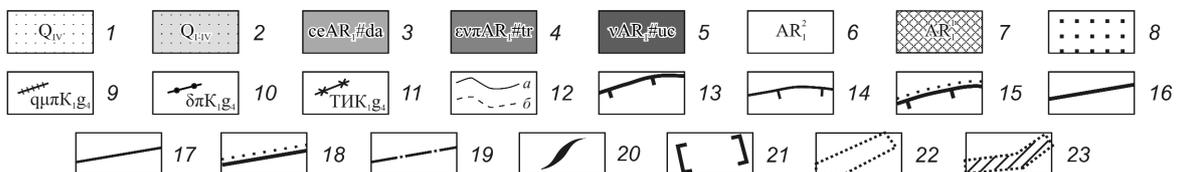
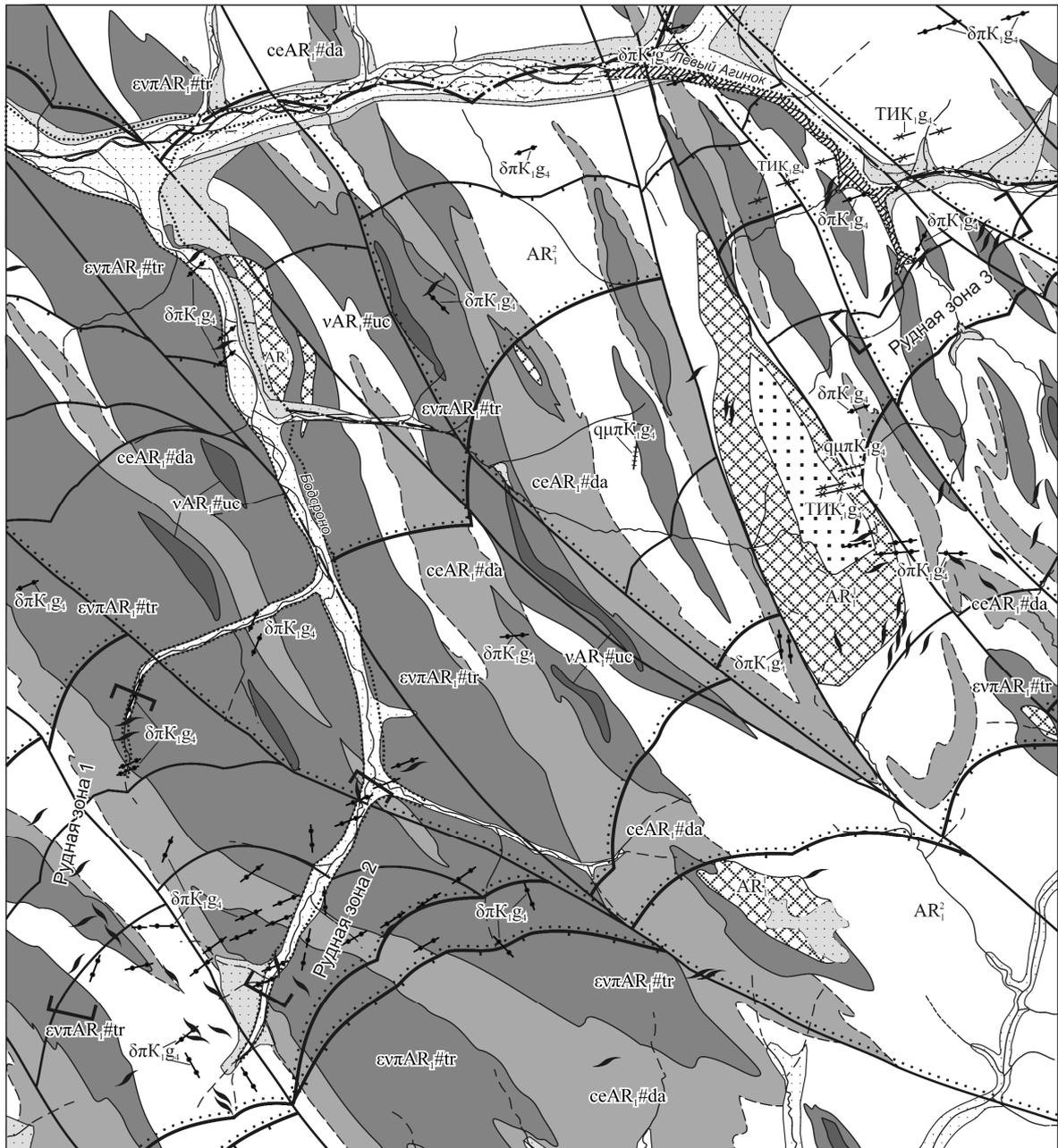
Рудная зона 1 фиксируется от верховьев руч. Левое Бодороно (абс. отм. 1150,0 м) до водораздела с абс. отм. 1655,2 м, простирание зоны субмеридио-

Рис. 1. Геологическая схема золоторудно-россыпного месторождения Бодороно:

1 — голоценовые аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, I надпойменной террасы; 2 — верхнеплейстоцен-голоценовые делювиально-солифлюкционные, делювиально-пролювиальные отложения, верхнеплейстоцен-голоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения I–II надпойменных террас, верхнеплейстоценовые аллювиальные и флювиогляциальные отложения II–III надпойменных террас; 3 — финальные магматиты, древнеалданский комплекс гнейсочарноэндербитовый, граниты аляскитовые; инициальные магматиты; 4 — Тыркандинский (Бодоронинский) комплекс метадиабазов умеренно щелочных и щелочных, габбро-нориты, габбро, нориты метасоматические, двупироксен-плагиоклазовые, гиперстен-плагиоклазовые, гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (по габбро), 5 — Учурский комплекс метапироксенит-диабазовый, дифференцированные силы метаморфизованных габброидов, габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов и пироксенитов; структурно-вещественные комплексы: 6 — гранулитогнейсовый цоколь, джелтулинский тип, Джелтулинская серия нерасчлененная, переслаивание гнейсов и плагиогнейсов гранат-, гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых, гиперстеновых, гранат-диопсидовых и биотит-двупироксеновых, пироксеновых, пироксенитов, линзы и протяженные горизонты мраморов и кальцифиров, 7 — меланократовый фундамент, курультино-гонамская толща, двупироксен-амфиболовые, биотит-пироксеновые, биотит-пироксен-амфиболовые, двупироксен-плагиоклазовые, диопсидовые, флогопит-диопсидовые, пироксен-гранатовые, флогопит-пироксен-гранатовые породы; 8 — зона меланжа; дайки: 9 — кварцевые порфиры, кварцевые монцодиорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, 10 — диорит-порфиры, спелсартиты, 11 — долериты, долеритовые порфириты; 12 — геологические границы (а — достоверные, б — предпологаемые); разрывные нарушения — взбросо-надвиги и взбросы: 13 — главные, 14 — второстепенные, 15 — рудоконтролирующие; сдвиги и сдвига-взбросы: 16 — главные, 17 — второстепенные, 18 — рудоконтролирующие, 19 — скрытые под вышележащими отложениями; 20 — кварцевые жилы; 21 — рудные зоны; 22 — контур отработки россыпей (2005–2010 гг.); 23 — аллювиальная долинная россыпь золота с оцененными прогнозными ресурсами (руч. Левый Агинок)

нальное 10–20°. Установленная мощность зон кварцевого прожилкования 10 м, мощность отдельных прожилков 0,1–1,0 м, по результатам бороздого опробования содержание Au 9,26–230,0 г/т (пробирный анализ). Средневзвешенное содержа-

ние Au на 1 м мощности 7,4–34,5 г/т (с учетом ураганных содержаний 92,0 г/т), среднее 21 г/т. Оперативная оценка прогнозных ресурсов золота категории P₂ 55 т. Рудная зона 2 прослежена в верхнем течении руч. Бодороно (абс. отм. 1071,1 м)



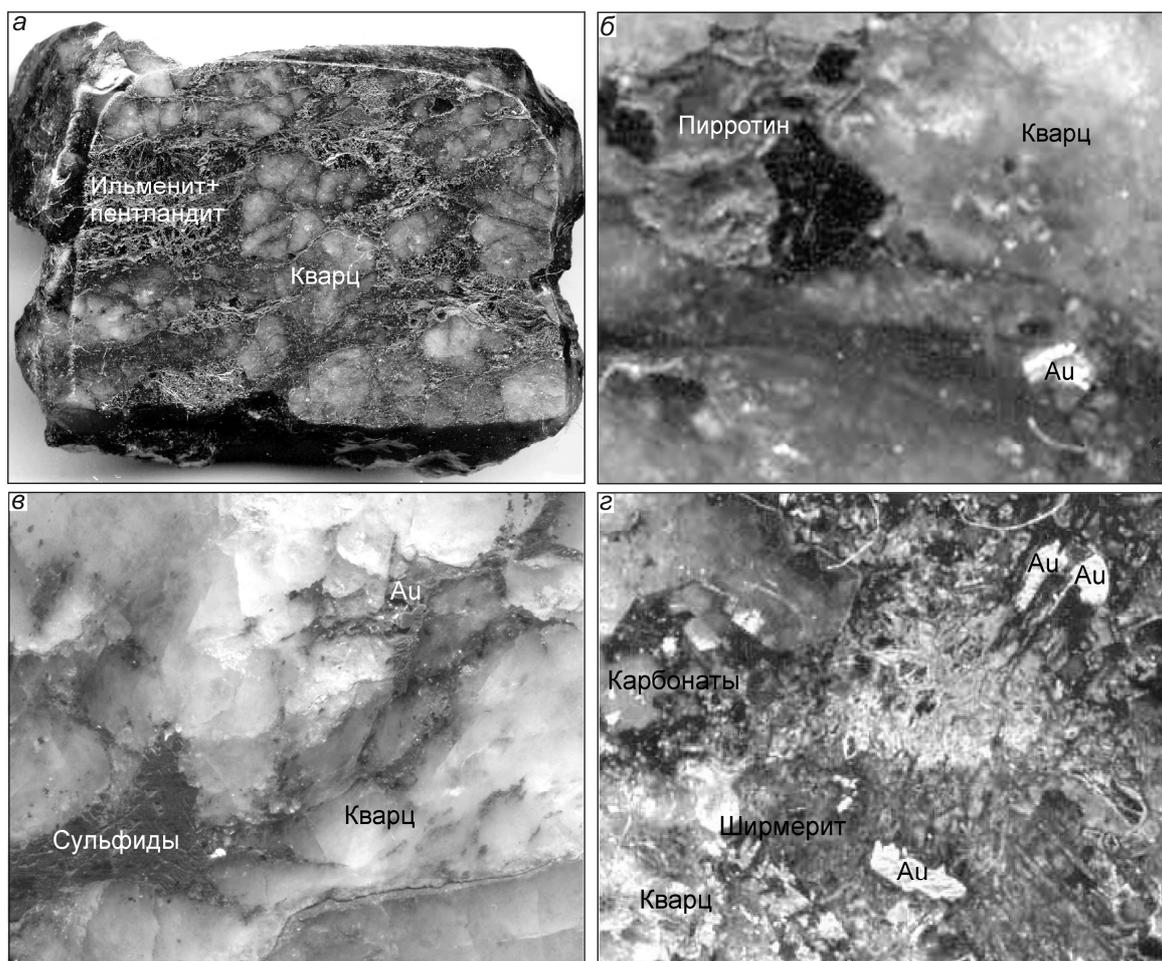


Рис. 2. Вещественный состав, последовательность выделения и текстурно-структурные типы руд месторождения Бодорно:

а — ильменит-пентландит-халькопирит-кварцевые раннего этапа; *б* — пирротин-пирит-кварцевые с золотом продуктивной стадии раннего этапа; *в* — золото-сфалерит-галенит-кварцевые прожилково-вкрапленные среднего этапа; *г* — золото-ширмерит-галенит-кварцевые гнездово-вкрапленные позднего этапа

до его верховьев (абс. отм. 1160,0 м), простираение зоны субмеридиональное 10–20°. Мощность рудных тел 0,25–1,2 м, по результатам бороздового опробования содержание Au 10,8–32,4 г/т (пробирный анализ), в пирите содержание Au 107–247 г/т. Средневзвешенное содержание Au на 1 м мощности 14 г/т. Оперативная оценка прогнозных ресурсов золота категории P_2 7,4 т. Рудная зона 3 прослежена в верхнем течении руч. Левый Агинок на восточном фланге рудного поля. Рудные тела представлены серией пологозалегающих разлинзованных кварцевых жил мощностью 0,1–0,4 м. Простираение рудной зоны северо-восточное (50–60°), протяженность 1,0 км. Средневзвешенное содержание Au на 1 м мощности 6,1 г/т. Оперативная оценка прогнозных ресурсов категории P_2 3,2 т.

Вещественный состав руд месторождения изу-

чен авторами впервые [1]. Минераграфическое изучение полированных шлифов проводилось на рудном микроскопе Jenavert SL 100. Исследование в отраженных электронах, определение энергодисперсионных спектров и количественного состава минералов выполнено на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL JSM-6480LV с использованием энергетического дисперсионного спектрометра Energy 350 of Oxford Instruments. Количественный анализ и обработка результатов проводились по методу XPP в программном обеспечении Software INCA Energy. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,08 нА, время измерения 10 с. Аналитические линии: Bi, Pb — $M\alpha$; Te, Ag, Sb, Sn, S — $L\alpha$; Cu, Fe, Zn — $K\alpha$; O — по стехиометрии. Эталоны: халькостибит — Cu, Sb, S; сфалерит — Zn; халькопирит — Fe; висму-

1. Химический состав минералов раннего этапа

| Минералы | Fe | Cu | Ni | Co | Mn | Ti | S | O | Si | Сумма |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|--------|
| Гематит | 70,61 | | | | | | | 27,95 | | 98,56 |
| | 69,88 | | | | | | | 29,18 | | 99,06 |
| Халькопирит | 30,17 | 34 | | | | | 35,83 | | | 100 |
| | 30,16 | 35,35 | | | | | 35,7 | | | 101,21 |
| Пентландит | 29,28 | | 37,13 | | | | 34,27 | | | 100,68 |
| Ильменит | 34,35 | | | | 1,36 | 30,15 | | 37,76 | | 103,62 |
| <i>Продуктивная ассоциация</i> | | | | | | | | | | |
| Пирротин | 58,97 | | | 0,59 | | | 39,98 | | | 99,54 |
| | 59,02 | | | | | | 40,95 | | | 99,97 |
| | 59,29 | | | | | | 40,59 | | | 99,88 |
| | 59,94 | | | | | | 39,35 | | | 99,29 |
| Пирит | 42,1 | | | 3,3 | | | 54,48 | | | 99,88 |
| | 45,89 | | | | | | 53,8 | | | 99,69 |
| | 45,61 | | | 0,33 | | | 54,5 | | | 100,44 |
| Гетит | 54,1 | | | | | 0,23 | 1,07 | 41,4 | 0,98 | 97,78 |
| | 53,13 | | | | 0,4 | | 0,47 | 38,3 | 2,53 | 94,87 |
| Ярозит | 50,07 | | | | | | 18,58 | 29,3 | 0,47 | 98,42 |

тин — Bi; колорадоит — Hg, Te; арсенопирит — As; золото 750‰ — Au; Sn — 100%; Ag — 100%. Частично количественное определение состава минералов выполнено с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax-micro при ускоряющем напряжении 20 кВ, ток $0,8 \cdot 10^{-7}$ А, t 10 с. Аналитические линии: Bi, Pb, Hg — M α ; Te, Ag, Sb, As — L α ; Cu, Fe, S — K α . Эталоны: CuSbS₂ — Cu, Sb, S; HgTe — Hg, Te; PbS — Pb, Bi₂S₃; FeAsS — As; CuFeS₂ — Fe.

На месторождении выделяются вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная и трещиноватая текстуры руды с преимущественным развитием прожилково-вкрапленной (рис. 2)

Минеральный состав руд довольно простой. Доминирующий минерал выполнения руд — кварц, сульфиды не превышают 1–3%, распределены неравномерно. Среди рудных минералов преобладают пирротин, халькопирит, пирит, галенит, реже присутствуют висмутовый минерал из группы густавита, сфалерит, ильменит, гематит, магнетит, самородное золото, спорадически встречаются марказит, пентландит.

Титаноильменит (FeTiO₂) и пентландит (Ni(Fe,Ni,Co)₈S₈) тесно ассоциируют с сульфидами раннего этапа — пирротин и пиритом. По составу соответствуют теоретическим (табл. 1).

Халькопирит (CuFeS₂) часто отмечается там же, где и пирротин, на контакте с ним или в виде редких мелких гнезд, просечек. В кварцевых жилах спорадически присутствует в виде выделений неправильной формы и часто в виде реликтов в пирите, крупных скоплений не образует. Состав минера-

ла соответствует стехиометрическому (см. табл. 1). По халькопириту развиваются гидроксиды железа.

Гематит (Fe₂O₃) и магнетит (FeFe₂O₄) в тесной ассоциации образуют вкрапленность в кварце. Редко с ними ассоциируют ильменит и пирит.

Пирротин (FeS) вблизи выходов основных гнейсов (метабазитов) часто образует гнездовые скопления массивных руд диаметром до 5–10 см. Количество 2–5%, иногда до 25%. Основные выделения отмечаются в магматических породах, редко попадает в виде реликтов в пирите. С пирротин ассоциирует самородное золото высокой пробы (см. рис. 2, б). Состав стехиометричен (см. табл. 1).

Пирит (FeS₂) присутствует во всех структурно-морфологических и минеральных типах руд, образуя различные по морфологии выделения в кварце, а также во вмещающих осадочных и магматических породах. Часто пирит окислен, лимонитизирован. Его мелкие кристаллы, друзовидные скопления наблюдаются в небольших пустотках, вкрапленность, чаще всего примазки, пленки — на плоскостях срывов. Формы и размеры выделений пирита разнообразны: в основном это аллотриоморфные

2. Химический состав рудных минералов среднего этапа

| Минералы | Pb | Zn | Fe | Cd | S | Сумма |
|----------|------|-------|------|------|-------|-------|
| Гематит | 86,5 | | | | 13,2 | 99,7 |
| | 86,8 | | | | 13,3 | 100,1 |
| | 86,5 | | | | 13,6 | 100,1 |
| Сфалерит | | 58,6 | 8,62 | | 34,0 | 101,2 |
| | | 57,5 | 7,56 | | 34,4 | 99,46 |
| | | 56,62 | 7,50 | 1,20 | 33,69 | 99,01 |

3. Химический состав минерала из группы густавита (поздний этап)

| Номера анализов | S | Ag | Sb | Te | Pb | Bi | Сумма |
|-----------------|-------|------|------|------|-------|-------|--------|
| 1 | 15,16 | 3,62 | 1,02 | – | 47,82 | 32,98 | 100,61 |
| 2 | 15,85 | 3,03 | – | 0,52 | 47,07 | 33,61 | 100,08 |
| 3 | 15,17 | 2,99 | 1,48 | – | 47,66 | 32,47 | 99,77 |
| 4 | 15,03 | 2,4 | 1,38 | 0,83 | 48,32 | 32,56 | 100,53 |
| 5 | 14,84 | 2,19 | – | – | 48,41 | 33,51 | 98,95 |
| 6 | 16,27 | 1,6 | 1,03 | – | 47,62 | 32,64 | 99,16 |
| 7 | 15,89 | 2,74 | – | – | 49,92 | 31,74 | 100,29 |
| 8 | 14,62 | 2,51 | 0,97 | – | 47,94 | 33,72 | 99,76 |
| 9 | 15,25 | 2,26 | 1,29 | – | 49,39 | 32,99 | 101,18 |
| 10 | 16,11 | 3,22 | 0,57 | – | 48,59 | 32,28 | 100,77 |
| 11 | 15,09 | 2,33 | 0,51 | – | 47,51 | 33,31 | 98,74 |
| 12 | 14,61 | 3,11 | 1,52 | – | 49,51 | 31,3 | 100,05 |
| 13 | 15,36 | 3,66 | 0,51 | – | 47,64 | 34,4 | 101,57 |
| Среднее | 15,32 | 2,74 | 0,79 | 0,10 | 48,26 | 32,88 | 100,11 |

Примечание. Анализы выполнены Н.В.Христофоровой в ИГАБМ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD при следующих условиях: напряжение 20 кВ, сила тока 1,7 нА; аналитические линии: Bi – Mα; Te, Pb, Ag, Sb, S – Lα; Cu, S – Kα; эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Ag – 100%.

4. Химический состав самородного золота различных минеральных ассоциаций и этапов месторождения Бодороно

| Этапы | Ассоциации | Ag | Au | Сумма | Проба |
|---------|-----------------------------|-------|-------|--------|-------|
| Ранний | Золото-пирротин-пиритовая | 7,97 | 93,50 | 101,47 | 921 |
| | | 7,82 | 91,37 | 99,19 | 921 |
| | | 5,08 | 94,30 | 99,35 | 949 |
| | | 6,30 | 92,20 | 98,57 | 935 |
| Средний | Золото-сфалерит-галенитовая | 13,93 | 85,65 | 99,75 | 859 |
| | | 14,69 | 85,70 | 100,51 | 853 |
| | | 14,50 | 86,14 | 100,76 | 855 |
| | | 14,26 | 85,91 | 100,27 | 857 |
| | | 14,35 | 85,81 | 100,25 | 856 |
| Поздний | Золото-висмутовая | 13,80 | 85,98 | 99,88 | 861 |
| | | 12,72 | 87,31 | 100,13 | 872 |
| | | 12,86 | 86,98 | 99,94 | 870 |
| | | 12,80 | 86,76 | 99,66 | 871 |
| | | 12,79 | 87,04 | 99,92 | 871 |
| | | 12,82 | 87,14 | 100,06 | 871 |

Примечание. Анализы выполнены Л.М.Поповой в ИГАБМ СО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самбах-микро» при следующих условиях: напряжение 20 кВ, ток 17 нА; аналитические линии: Ag, Au – Lα; эталоны: Au 750%, Ag 100%. Hg, Pt, Pb, Cu, Ni, Co в пределах чувствительности анализа не обнаружены.

выделения, реже обособленные идиоморфные кристаллы кубической, реже пентагондодекаэдрической форм. Кроме того, характерны неправильные прожилкоподобные агрегаты. Ассоциирует с халькопиритом, пирротином, галенитом. Часто по пириту развиваются гидроксиды железа. В его составе наблюдается примесь кобальта (см. табл. 1).

Марказит (FeS₂) локализован в пирите в виде овальных выделений как продукт дисульфидизации.

Галенит (PbS) в количестве 2–5 до 10% образует гнезда, прожилки размером 1–3 см до 5 см. Встречается в кварце в виде аллотриоморфных выделений в ассоциации с халькопиритом, висмутовыми минералами из группы густавита, сфалеритом и самородным золотом (рис. 3, в, з). Часто, как более поздний минерал, проникает по трещинкам в ранние сульфиды — пирит. По галениту развиваются церуссит и англезит.

Сфалерит (ZnS) редко встречается в кварце в виде выделений неправильной формы и разрозненных монокристаллов всегда в ассоциации с галенитом и самородным золотом (см. рис. 3, в). По составу принадлежит к высокожелезистой разновидности, иногда содержит примесь кадмия (табл. 2).

Висмутовый минерал из группы густавита (ширмерит?) (AgPb₂Bi₃S₇) — второстепенный минерал. В ассоциации с самородным золотом и галенитом образует гнезда в кварце. Как более ранний минерал, замещается самородным золотом и подвержен окислению с образованием тонких каемочек, просечек вторичных минералов Te, Bi, Fe (см. рис. 3, з). По химическому составу относится к лиллианит-густавитовой серии с вариациями концентраций, % — Ag от 1,6 до 6,66, Bi от 30,37 до 34,6, Te от 0,52 до 1,78, Pb от 44,51 до 49,92, Sb от 0,04 до 1,62, S 14,24–16,27 (в среднем, %: Ag 2,63, Bi 32,74, Te 1,19, Pb 48,00, Sb 0,82, S 15,2) и более близок к ширмериту (табл. 3). Оксиды и теллуриды висмута развиваются по ширмериту, иногда полностью его замещая.

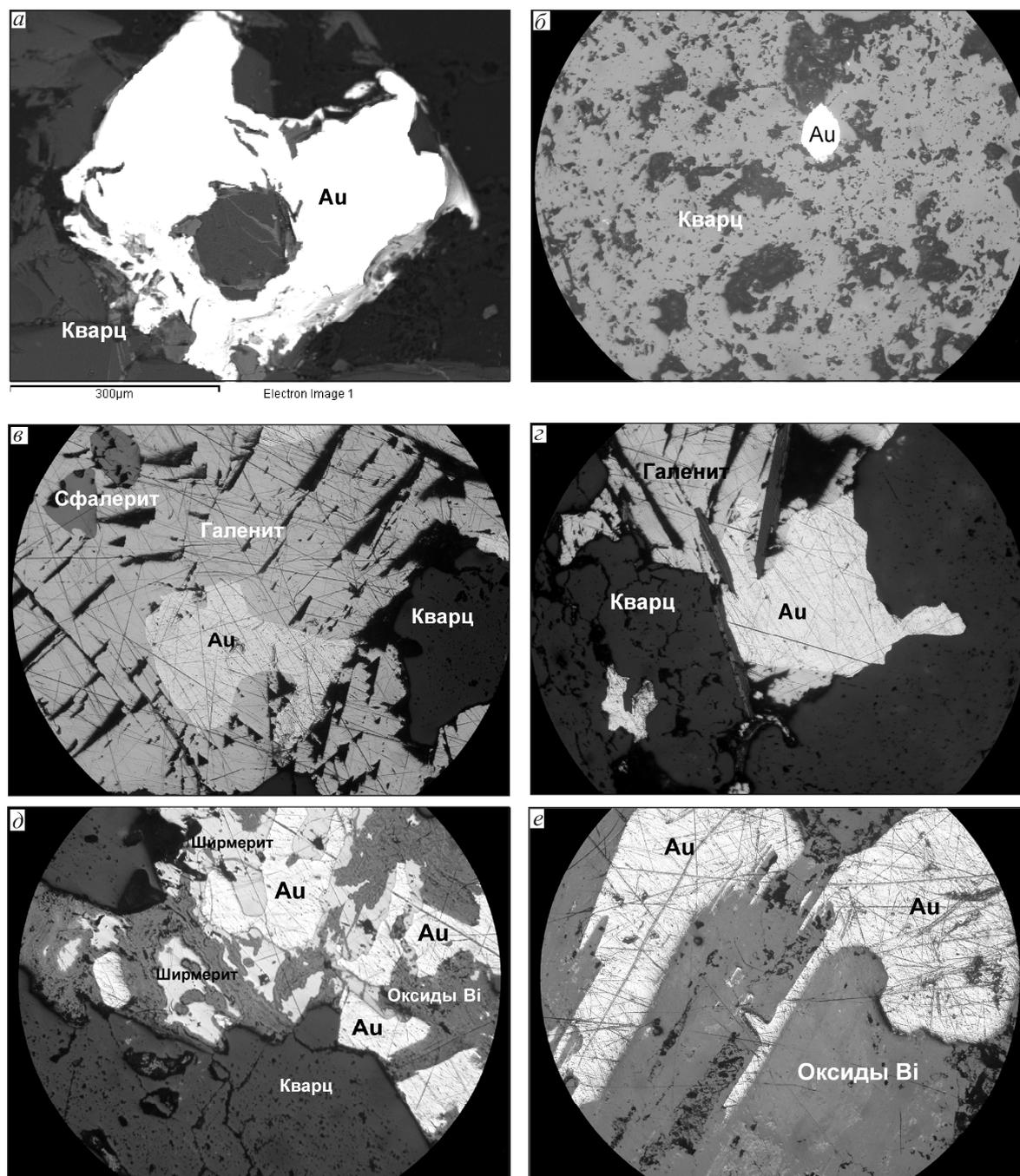


Рис. 3. Самородное золото месторождения Бодороно:

a, б — раннего этапа в кварце; *в, z* — среднего этапа с галенитом и сфалеритом; *д, e* — позднего этапа с ширмеритом и оксидами Вi

Самородное золото в виде интерстициальных, прожилковидных, комковидных выделений встречается в кварце, образует кристаллы, овальные выделения в гидроксидах железа (см. рис. 3, *a, б*) в ассоциации с галенитом, сфалеритом (см. рис. 3, *в, z*), висмутовым минералом из группы густавита (см.

рис. 3, *д*), оксидами висмута (см. рис. 3, *e*). Размер золотин от долей миллиметра до 2–3 мм и более. Выделяется золото трех генераций: более высокопробное темно-желтое (ярко-желтое) раннего этапа, элементы-примеси не обнаружены; среднепробное ярко-желтое, ассоциирующее с минералами средне-

5. Схема последовательности минералообразования месторождения Бодороно

| Этапы | Гипогенный | | | Гипергенный | |
|------------------------|----------------------------|--------------------------|---|---------------------------|--------------------|
| | Ранний | Средний | Поздний | | |
| Минеральные ассоциации | Гематит-магнетит-кварцевая | Пирротин-пирит-кварцевая | Золото-халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая | Золото-ширмерит-кварцевая | Сульфатно-оксидная |
| Самородное золото | | | xxxxxxxxxxxxxx | xxxxxxxxxxx | |
| Галенит | | | oooooooooooo | xxxxxxxxxxx | |
| Сфалерит | | | xxxxxxxxxxxxxx | | |
| Пирротин | | xxxxxxx | ----- | | |
| Халькопирит | | ----- | xxxxxxxxxxxxxx | ----- | |
| Ковеллин | | | | | xxxxxxxxxxx |
| Халькозин | | | | | xxxxxxxxxxx |
| Пирит | | ooooooo | ----- | ----- | ----- |
| Марказит | | ----- | | | |
| Ширмерит (?) | | | | oooooooooooo | |
| Кварц | oooooooo | oooooooo | oooooooooooo | oooooooooooo | |
| Гематит | oooooooo | | | | |
| Магнетит | oooooooo | | | | |
| Ильменит | xxxxxxx | | | | |
| Гетит | | | | | oooooooo |
| Карбонат | | xxxxxxx | xxxxxxxxxxxxxx | xxxxxxxxxxx | |
| Церуссит | | | | | |
| Англезит | | | | | |
| Хлорит | | | | | |
| Оксиды Bi, Te, Fe | | | | | xxxxxxxxxxx |

Примечание. ооо — главные, ххх — второстепенные минералы; ---- — постоянная, — спорадическая примесь.

го этапа, содержит примеси Pb, Ni, Co; позднее среднепробное (но более высокопробное, чем золото-II), связанное с висмутовыми минералами, содержит примесь Cu, Pb, Hg (табл. 4). Мощность кварцевых жил на содержание золота не влияет. Рудные столбы встречаются как в маломощных прожилках (5–7 см), так и в жилах мощностью 0,5–1,0 м.

Для рудных зон 1, 2 характерны золото с обрательной центробежной зональностью золотин (от высокопробного к относительно низкопробному), преобладающая типоморфная примесь Cu [2], для зоны 3 — высокая пробность, однородный мелкозернистый облик золотин. Подобные признаки в сочетании с вмещающим метаморфическим субстратом позволяют предполагать наличие первичного докембрийского благороднометалльного оруденения, являющегося основой для формирования промышленного оруденения позднемезозойской эпохи тектономагматической активизации.

В течение первого этапа в основном предрудного метасоматоза сформировались две минеральные ассоциации — гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая (табл. 5). Типоморфные минералы первой ассоциации — гематит, магнетит,

редко отмечаются ильменит и пентландит, второй ассоциации — пирит, пирротин, редко наблюдается халькопирит.

Второй этап охватывает формирование халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевой с золотом минеральной ассоциации. Типоморфные минералы — галенит, халькопирит, сфалерит, золото. Самородное золото представлено преимущественно комковидными, реже интерстициальными частицами.

Поздний этап ширмерит-кварцевой с золотом минеральной ассоциации характеризуется увеличением потенциала Te, Bi, Ag, Sb, S. Типоморфные минералы — ширмерит (?). В парагенезисе с данной ассоциацией отмечается крупное самородное золото. Наиболее продуктивны на золото сфалерит-халькопирит-галенит-кварцевая и ширмерит-кварцевая ассоциации.

Проделанное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Впервые на конкретном примере (рудные зоны 1, 2, 3) выявлена связь россыпной золотоносности Алгоминского района с питающими коренными источниками (рассланцованные диафориты зоны Станового шва) с высокими содержаниями золота.

Месторождение характеризуется комплексной полихронной рудной минерализацией, в которой совмещено золото-кварцевое оруденение пирротин-пиритового и полиметаллического минеральных типов с эпитеpmальной Au-Ag-Te-Vi минерализацией.

В предварительном виде для региона установлен новый тип оруденения, связанный с докембрийскими зеленокаменными поясами восточной окраины Западно-Алданского кратона (гидротермально-метаморфогенного золото-кварцевого типа) и с наложенной позднемезозойской эпохой тектономагматической активизации на стыке со Становой складчато-надвиговой зоной (золото-редкометалльного полисульфидного типа).

В настоящее время объекты-аналоги в регионе отсутствуют, близкие объекты со сходными геологическими условиями имеются на сопредельной территории в Амурской области (месторождение Золотая Гора).

Приведенные данные свидетельствуют о значительной перспективности объекта для дальнейшего изучения с применением комплекса поисковых геолого-геофизических методов.

Работа выполнена частично в рамках партнерского проекта СО и ДВО РАН № 48.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимова Г.С., Соколов Е.П.* Особенности минерализации месторождения Бодороно (Ю. Якутия) // Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск, 2013. Т. I. С. 38–41.
2. *Мишин В.М., Соколов Е.П., Андреев А.П.* Наблюдения гравиметрия: результаты целевого применения для прогнозно-металлогенического анализа (на примере Алдано-Станового щита) // Мат-лы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск, 2013. Т. I. С. 28–33.

УДК 553.2.062/.069:553.411 (575.16)

© Ш.П.Алимов, В.Д.Цой, И.В.Королева, 2014

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ТИПОВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЛПАНТАУ, УЗБЕКИСТАН

Ш.П.Алимов, В.Д.Цой, И.В.Королева (ГП «НИИМР» Госкомгеологии РУз)

Приводятся закономерности размещения природных типов руд. На золоторудных месторождениях Узбекистана установлено, что золото локализуется в метасоматически измененных вмещающих породах, кварцевых жилах и зоне окисления.

Ключевые слова: природный тип руд, золото, минералогия, геохимия.

Алимов Шамсиддин Пахритдинович, alimov-shamsiddin@yandex.ru, Цой Владимир Деньевич, vtsoi@inbox.ru, Королева Ирина Валентиновна, koroleva_ira49@mail.ru

FORMATION FEATURES AND REGULARITIES OF NATURAL ORE TYPES OF BALPANTAU DEPOSIT DISTRIBUTION, UZBEKISTAN

Sh.P.Alimov, V.D.Tsoy, I.V.Koroleva

This article gives regularities of natural ore type's distribution. It is installed that on the gold deposits of Uzbekistan, gold is distributed in metassomatic altered host rocks, in quartz veins and an oxidation zone.

Key words: natural type of ore, gold, mineralogy, and geochemistry.

На месторождении Балпантау по минералогическим и геохимическим особенностям выделены три природных типа руд. Первый природный тип руд (ПТР) представлен окварцованными, сульфидизированными метавулканогенно-терригенными породами, второй — кварцевыми жилами, третий — окисленными рудами. Ранее третий тип рассматривался как подтип второго ПТР [4]. Закономерности размещения, схемы формирования, генетические особенности золотого оруденения освещены в многочисленных работах [1–17, 19, 20, 23, 24].

На месторождении Балпантау важную роль в рудолокализации играли структурные, магматические, литологические факторы, а также окорудные изменения пород как результат проявления гидротермально-метасоматических процессов. Месторождение расположено в вулканогенно-осадочной толще и характеризуется следующими отличительными особенностями:

рудные залежи слагают подковообразный ореол минерализованных зон, опоясывающий Балпантауский субвулкан;

минерализованные зоны имеют различную форму и ориентировку, в виде секущих, дугообразных, субсогласных образований компактно укладываются в единую подковообразную область, не замкнутую с востока;

вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения рудовмещающей толщи «заражены» золотой минерализацией, за исключением неизмененных карбонатов и переходной пачки. Содержания Au колеблются от следов до n грамм на 1 т, редко до 10 n грамм на 1 т в золотоносных кварцевых жилах и прожилках;

золотое оруденение в рудных зонах и вмещающих породах распределено крайне неравномерно. Эта особенность характерна и для черносланцевой толщи известных золоторудных и золото-серебряных месторождений (Даугызтау, Кокпатас, Высоковольное и др.). Неравномерное распределение золота можно объяснить приуроченностью его высоких содержаний к маломощным, различно ориентированным золотоносным кварцевым жилам и прожилкам независимо от их глубины и местоположения, о чем свидетельствуют многочисленные результаты анализов монопроб кварцевых жил и прожилков.

Месторождение Балпантау — пока единственный представитель промышленных золоторудных объектов гор Тамдытау, приуроченных к среднекаменноугольному вулканогенно-осадочному разрезу. В центральной части площади месторождения расположено субвулканическое тело андезибазальтов, в плане имеющее эллиптическую форму, вытянутое в субширотном направлении на 500 м. Размещение этого и подобных субвулканических тел в Тамдыбулак-Балпантауском рудном поле контролируется региональным круто падающим на юг широтным разломом, который служит магмоконтролирующим для проявлений каменноугольно-пермского магматизма.

Структурные факторы рудолокализации. В районе месторождения доминируют разломы субширотного простирания, согласные со складчатостью палеозойского фундамента. Они определяют конфигурацию гор Северный Тамдытау, положение палеовулканов, субвулканических тел и малых интрузий. Этими же нарушениями контролируется размещение гидротермально-метасоматических изме-

нений и связанной с ними золоторудной минерализации. Между разломами субширотной ориентировки прослеживаются северо-восточные и северо-западные зоны брекчирования и трещиноватости пород. Анализ взаимоотношений трех направлений разломов указывает на то, что к наиболее древним относятся разломы северо-западного направления, а к наиболее молодым — северо-восточного. Разломы северо-западной ориентировки блокируются как широтными, так и северо-восточными разломами. В то же время, разломы широтного направления смещаются разломами северо-восточной ориентировки. Совокупностью деформаций названных направлений образована сложная блоковая структура месторождения.

Три широтных разлома (с юга на север) Широтный, Альпийский, Северный разбивают территорию на два крупных блока. Альпийский разлом занимает промежуточное положение и контролирует северную границу месторождения. В свою очередь, блоки Балпантауским, Диагональным и Центральным разломами северо-восточного простирания разбиты на более мелкие. Балпантауский разлом служит восточной геологической границей месторождения, а пачка карбонатных пород с тектонизированными контактами — западной (условно). В целом площадь месторождения разделена на четыре самостоятельных тектонических блока, каждый из которых имеет своеобразное внутриблоковое строение, влияющее на размещение золоторудных залежей. Широтным разломам свойственны шарьяжно-надвиговые перемещения, а северо-восточным — сбросо-сдвиговые.

Кроме вышеописанных блокирующих разломов, фрагментарно установлены разломы северо-западного простирания, которые наиболее отчетливо проявлены в теле Балпантауского субвулкана. Эти тектонические структуры сопровождаются отдельными маломощными телами даек диоритовых порфиритов и слабой золоторудной минерализацией в подробленных и брекчированных вмещающих породах.

Самый большой Северо-Западный тектонический блок с севера ограничен зоной Северного, с юго-востока — Диагонального разломов, с запада — пачкой тектонизированных карбонатных пород. Длина блока 750–800 м, ширина на юге 300–400 м, на севере 600–700 м. Элементы залегания всех рудных залежей в данном блоке субсогласны с элементами залегания вмещающих пород, т.е. их простирание северо-восточное, падение юго-восточное.

Северо-Восточный тектонический блок на севере, юге, западе и востоке (за пределами место-

рождения) ограничен зонами разломов Северного, Альпийского, Диагонального и Балпантауского соответственно. Ширина блока 400–500 м, длина предположительно 1000–1200 м. С востока блок не оконтурен горными выработками. Особенности его внутреннего строения — субширотное простирание пород с южным падением, наличие подстилающей пачки известняков мощностью до 50 м, а в составе вмещающих пород двух мощных штокообразных тел интенсивно лиственитизированных андезибазальтов.

Центральный тектонический блок также ограничен зонами разломов: на западе Диагонального, на востоке Центрального, на юге Широтного, на севере Альпийского под южным контактом Балпантауского субвулкана. Ширина блока 200–250 м, длина 350–400 м. В пределах блока характерны юго-юго-западное моноклиальное падение пород, интенсивное развитие гидротермально-метасоматических изменений, сильная смятость и трещиноватость пород, наличие широтных даек кварцевых монцонитов, диоритовых порфиритов.

Восточный тектонический блок на западе ограничивают Центральный разлом и тело Балпантауского субвулкана, на юге — зона Широтного, на севере — Альпийского разломов, на востоке за пределами месторождения — Балпантауского.

Анализ геолого-структурных особенностей месторождения, кинематики разломов, простираний даек, рудных залежей позволяет различать на месторождении Балпантау два плана деформаций — субмеридиональный и субширотный. Субмеридиональные деформации обуславливают вытянутость пород, слагающих вулканическую структуру, в широтном направлении и подтверждаются сохранившимися фрагментами кинематических взаимоотношений разломов. С субширотными деформациями связано формирование субширотных даек и рудных зон в структурах отрыва. Этот план деформаций также подтверждается кинематическими взаимоотношениями разломов. По северо-западным разломам происходил левый сдвиг, а по северо-восточным — правый. Смена планов деформаций привела к тому, что диагональные системы разломов (северо-западные и северо-восточные) были долгоживущими, изменяющимися при разных планах деформации направление сдвига. Эти структуры также были проницаемы для даек и в меньшей мере для гидротермальных рудоносных растворов. Об этом свидетельствует простирание даек и рудных залежей: на востоке — северо-западное и в Северо-Западном блоке — северо-восточное. Аналогичная картина формирования ортогональных разрывных нарушений отмечалась в Чаткало-Кураминском регионе [21].

Из анализа общей структурной обстановки месторождения следует, что наиболее характерными чертами его геологического строения являются:

ведущая роль широтных структур в размещении субвулканических, интрузивных тел, гидротермально-метасоматических изменений и связанной с ними золоторудной минерализации;

отсутствие или резкое уменьшение интенсивности проявлений золоторудной минерализации к югу от Широтного и к северу от Северного разломов широтного простирания;

моноклиальное падение вмещающих пород с генеральным падением пород на юг, юго-восток;

склонение контактов субвулканических тел и падение дайковых образований на юг, юго-восток в сторону магмоконтролирующей структуры — Широтного разлома;

заметная роль внутриформационных зон отслоения и милонитизации при формировании рудных залежей, занимающих поперечное положение по отношению к генеральному направлению рудоносных структур.

Литологические факторы рудоотложения. Основная часть площади месторождения (70–75%) сложена вулканогенно-осадочными породами. Породы субвулканической фации занимают до 20% площади, дайковые и штокообразные тела интрузивного комплекса — не более 5–10%.

Вулканогенно-осадочная часть разреза в основной массе (80%) представлена углеродисто-серицит-кварц-альбитовыми туфосланцами, туфоалевролитами и туфопесчаниками с преобладанием первых. Туфогравелиты, гравийные туфопесчаники составляют не более 10% от объема разреза, лавы, кластолавы андезитов и андезибазальтов не более 5%, известняки и кремнистые известняки до 5%. Субвулканические образования в виде штокообразных тел андезитов, андезибазальтов распространены в центральной и северо-восточной частях площади. Интрузивный комплекс представлен в основном дайками габбро-диоритов, диоритовых порфиритов, монцодиоритов, камптонитов и частично, в зоне влияния Широтного разлома, штокообразными телами основных и ультраосновных пород. Толща палеозойских пород перекрывается мезокайнозойским чехлом мощностью от 0,5 до 40 м.

Гидротермально-метасоматические изменения и золоторудная минерализация той или иной интенсивности зафиксированы во всех литологических разновидностях палеозойских образований, слагающих месторождение. Исключением являются кайнозойские породы, в которых зафиксированы только россыпные проявления золота.

Наиболее интенсивные и масштабные проявления золоторудной минерализации, имеющие промышленное значение, пространственно приурочены к вулканогенно-осадочной части разреза среднекаменноугольной андезибазальтовой формации и тяготеют к приконтактовым частям субвулканических тел андезибазальтов. Неизменные разности андезитов и андезибазальтов в субвулканических телах, силлах, лавовых потоках и кластолавах местами содержат незначительное количество рассеянного акцессорного самородного золота.

Степень гидротермально-метасоматических преобразований возрастает в интенсивно тектонизированных, серицитизированных, сульфидизированных и окварцованных породах; мощность зон изменений достигает 50–70 м. Сульфиды окисленные, полуокисленные, окварцевание прожилковое, прожилки более мощные и протяженные, чем в слабо преобразованных породах. Соответственно, интенсивность золоторудной минерализации в отдельных пробах осадочно-вулканогенных пород составляет от 0,1 до 14,1 г/т, а в экраняющих субвулканических телах — 0,1–0,3 г/т, за исключением отдельных проб, отобранных по тектоническим трещинам, где содержание Au до 0,8 г/т.

Особую роль в рудолокализации, по-видимому, играли дайковые образования. Их секущий характер по отношению к рудоносным зонам, с одной стороны, и заметное улучшение качества руды в рудных пересечениях, приуроченных к лежащим бокам даек, с другой — указывают на полигенный характер рудообразования. Формирование рудоконтролирующих разрывных нарушений происходило в два этапа. Первый этап дайковый, второй — дайковый, с которым связано рудоотложение. Примеры выявленных золото-серебряных рудоносных структур, секущих золотоносные с ранней продуктивной пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической ассоциацией, свидетельствуют о проявлении второй продуктивной золото-серебряной ассоциации.

Околорудные изменения. Среди широко распространенных гидротермально-метасоматических изменений пород наибольшее площадное развитие имеют пропилитизация, березитизация, лиственизация. Окварцевание, серицитизация и карбонатизация с сульфидной минерализацией более локальны.

Пропилитизация, березитизация, лиственизация пород, по-видимому, являются более ранними, поскольку в пределах рудоносных зон наблюдается наложение на них карбонатизации, окварцевания, серицитизации и сульфидизации. Пропилит-, березит-, листвениковые изменения широко прояв-

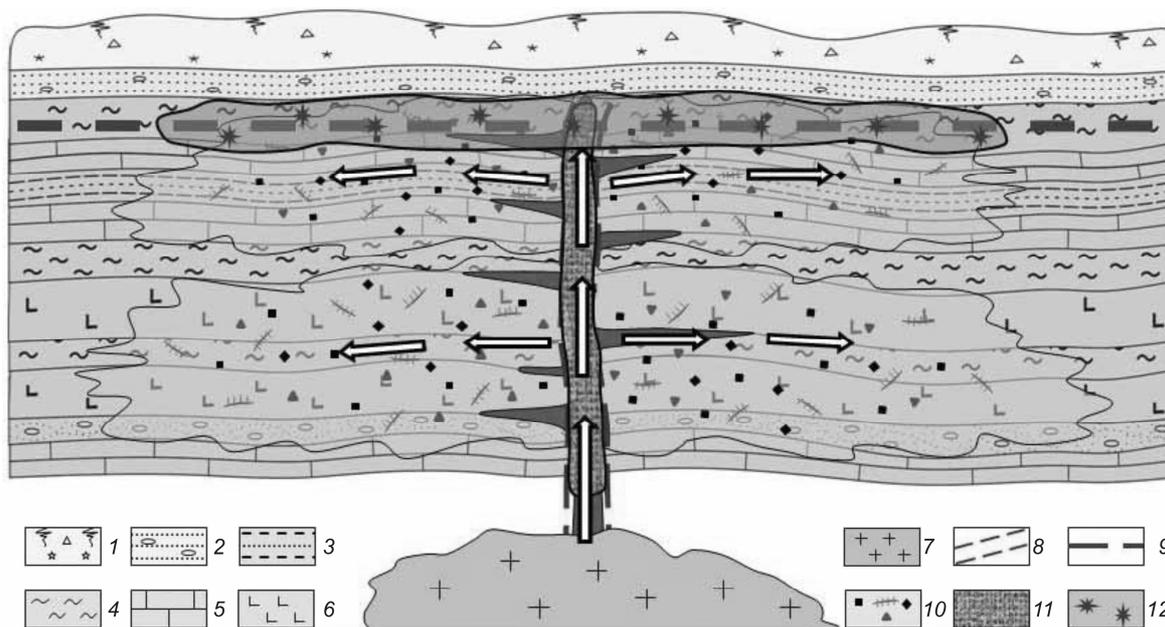


Рис. 1. Схема формирования природных типов руд месторождения Балпантау:

1 — наносы; 2 — песчанник, гравий; 3 — алевропесчаники; 4 — сланцы; 5 — известняки; 6 — андезиты; 7 — лейкократовые граниты; 8 — рудоподводящий разлом; 9 — уровень грунтовых вод; природные типы руд (ПТР): 10 — I, 11 — II, 12 — III

лены в субвулканических, эффузивных и туфоосадочных породах базальт-андезиобазальтового состава [20]. Зоны таких изменений сопровождаются слабой вкрапленностью пирита.

Кварц-серицитовые и кварц-карбонат-серицитовые с пиритом метасоматические изменения пород имеют секущий явно наложенный характер. Они в основном приурочены к зонам секущих и субсогласных разрывных нарушений, а также к приконтактовым с вмещающими породами частям субвулканических и силлообразных тел. Жильно-прожилковые зоны сопровождаются пиритизацией, пирит развит в зальбандах прожилков, по трещинам и сланцеватости углисто-слюдисто-кварцевых сланцев, алевролитов и песчаников. Арсениопирит наблюдается очень редко, преимущественно в местах наложения кварцево-жильных образований на лиственизированные андезибазальты, в зальбандах и трещинах кварцевых жил.

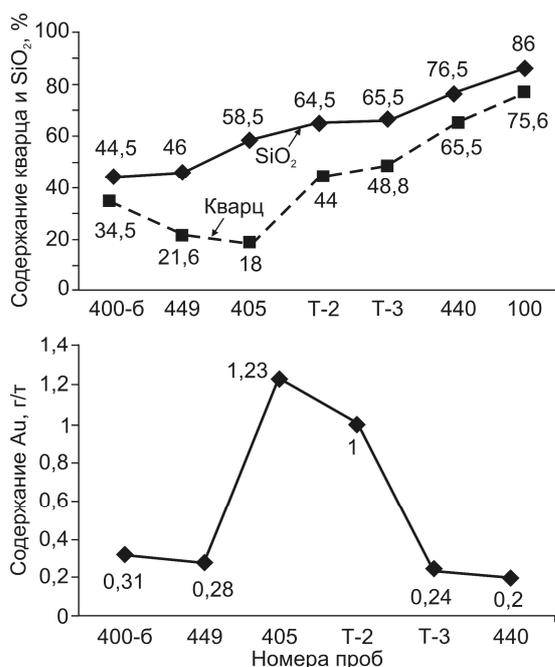


Рис. 2. Изменчивость содержаний SiO₂, кварца и Au в углисто-слюдисто-кварцевых сланцах I-го подтипа I ПТР месторождения Балпантау

Мощность жил и прожилков колеблется от долей сантиметра до 5–10 см. Иногда, преимущественно в пределах тектонических структур широтного простирания, встречаются кварцевые жилы мощностью 0,5–2,0 м в виде малопротяженных (10–30 м) линз. Границы жильно-прожилковых зон нечеткие с постепенным затуханием по удалению от секущих или согласных рудоносных структур. Золоторудная минерализация внутри зон проявлена крайне неравномерно. Границы золоторудных залежей устанавливаются только по данным опробования.

Морфология и параметры оруденения существенно зависят от заданных бортовых содержаний

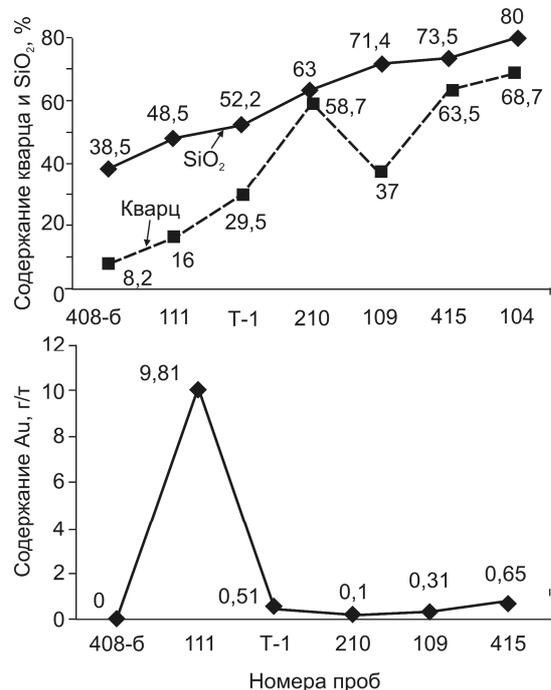


Рис. 3. Изменчивость содержаний SiO_2 , кварца и Au в метаэффузивах основного состава 2-го подтипа I ПТР месторождения Балпантау:

усл. обозн. см. рис. 2

Au. Рудные зоны представлены кулисообразными залежами с ограниченными мощностями, переживаниями по простиранию и падению.

На основе анализа закономерностей размещения золотого оруденения с учетом выработанных генетических представлений для месторождения Балпантау разработана схема формирования природных типов руд (рис. 1). По тектонически нарушенным рудовмещающим карбонатно-вулканогенно-терригенным породам кушкумбайской или косбулакской свиты [18] проникали гидротермальные рудоносные растворы преимущественно алюмосиликатного состава. В результате взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами сформировались метасоматиты, содержащие золото. Причем по каждой литологической разновидности формировались метасоматиты, связанные с ее составом. Как было отмечено ранее, метасоматиты по вмещающим породам, представляют собой первый природный тип руд. Метасоматиты, развитые по отдельным литологическим разновидностям, отнесены нами к природным подтипам руд (см. рис. 1). Например, на месторождении Балпантау выделены три подтипа [4]. Отложение золота во вмещающих породах сопровождалось метасоматическим и мел-

копрожилковым окварцеванием, связанным с внедрением гидротермальных растворов. Различные подтипы отличаются по содержанию кремнезема, кварца и золота.

Изменчивость содержаний SiO_2 , кварца и Au в углисто-сланцево-кварцевых сланцах 1-го подтипа I ПТР месторождения Балпантау представлена на рис. 2. Для этого подтипа оптимальными для локализации золотого оруденения являются содержания кремнезема 58–64% или кварца 18–44%. Для метаэффузивов основного состава 2-го подтипа I ПТР изменчивость содержаний SiO_2 , кварца и Au показана на рис. 3. Оптимальными для золотого оруденения являются содержания кремнезема 48–50% или кварца 16–29%.

Таким образом, для формирования природных типов руд необходимы следующие условия и последовательные процессы: пестрый по литологическому составу разрез (терригенные, карбонатные и вулканогенные породы); наличие рудоподводящего разлома, по которому проникали гидротермальные растворы от магматического «очага»; гидротермальная проработка вмещающих пород и образование метасоматитов с золотом (I ПТР); образование в зоне разлома кварцево-жильного типа с золотом (II ПТР), а в зоне гипергенеза окисленных руд (III ПТР).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. – Ташкент: АН УзССР, 1950.
2. Акбаров Х.А. Геолого-структурные позиции рудных полей и месторождений Тянь-Шаня: задачи изучения и систематика // Геология и минеральные ресурсы. 2004. № 2. С. 3–9.
3. Алимов Ш.П. Типоморфные особенности самородного золота месторождения Балпантау // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Мат-лы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В.Петровской. Москва, 2010. С. 26–28.
4. Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В. Природные типы руд месторождения Балпантау // Руды и металлы. 2011. № 1. С. 36–42.
5. Бадалов С.Т. Геохимическая значимость подстилающих и вмещающих пород в генезисе эндогенного оруденения // Горный вестник Узбекистана. 2007. № 2 (29). С. 14–16.
6. Бадалов С.Т., Нарсеев В.А. Геолого-геохимические особенности образования концентраций рудообразующих и рудных элементов в черносланцевых толщах // Геология и охрана недр. 2005. № 4. С. 18–23.
7. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. – М.: Госгеолтехиздат, 1962.

8. *Геология* и полезные ископаемые Узбекистана. – Ташкент: Университет, 1998.
9. *Исоков М.У.* Методика оценочных работ на золоторудном месторождении Балпантау, Центральные Кызылкумы // *Руды и металлы*. 2003. № 5–6. С. 45–52.
10. *К проблеме* выделения ранне-среднекарбонных вулкано-плутонических ассоциаций Западного Узбекистана и их рудоносности / *И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, Р.Ахунджанов* и др. // *Геология и минеральные ресурсы*. 2003. № 3. С. 3–6.
11. *Конеев Р.И., Халматов Р.А., Мун Ю.С.* Золоторудные месторождения Узбекистана: минерально-геохимический стиль, закономерности размещения и формирования // *Геология и минеральные ресурсы*. 2009. № 4. С. 11–24.
12. *Королев А.В., Шехтман П.А.* Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. – М.: Госгеолтехиздат, 1954.
13. *Королев А.В., Шехтман П.А.* Структурные условия размещения послемагматических руд. – М.: Недра, 1965.
14. *Кустарникова А.А., Усманов А.И.* Об «андезитовой» модели формирования коры и ее роли в золоторудном процессе // *Современные проблемы геологии и развития МСБ РУз*. Ташкент, 2007. С. 35–37.
15. *Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А.* Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. – М.: Алматы, 2011.
16. *Рудные месторождения Узбекистана* / Отв. редактор Н.А.Ахмедов. – Ташкент: ИМР, 2001.
17. *Сафонов Ю.Г.* Структурные условия формирования гидротермальных месторождений на различных глубинных уровнях сферы рудоотложения // *Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования*. М., 1982. С. 99–157.
18. *Стратиграфический словарь Узбекистана*. – Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001.
19. *Условия формирования золоторудных месторождений Северного Тамдытау* / *В.Д.Цой, И.В.Королева, Ш.П.Алимов* и др. // *Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Республике Узбекистан: Тез. Республиканской научно-технической конференции*. Ташкент, 2011. С. 139–142.
20. *Хамидуллаев Н.Ф., Мухтарамова Л.А., Перепелицын Ю.Ф.* Взаимоотношение лиственитов, вмещающих пород и руд месторождения Балпантау // *Геология и минеральные ресурсы*. 2002. № 5. С. 27–29.
21. *Цой В.Д., Алимов Ш.П.* Особенности формирования ортогональных разрывных нарушений и их роль в размещении золотого оруденения в Чаткало-Кураминском регионе // *Актуальные проблемы геологии и геофизики*. Ташкент, 2007. Т. 1. С. 233–238.
22. *Цой В.Д., Королева И.В.* Природные типы руд оцениваемых золоторудных месторождений Узбекистана // *Геология и минеральные ресурсы*. 2007. № 5. С. 64–73.
23. *Цой В.Д., Королева И.В.* Региональная геолого-минералогическая зональность формирования золоторудных месторождений Узбекистана // *Современные проблемы геологии и развития МСБ РУз*. Ташкент, 2007. С. 167–171.
24. *Цой В.Д., Королева И.В., Алимов Ш.П.* О значении пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической минеральной ассоциации на золоторудных месторождениях Западного Узбекистана // *Рудно-магматические системы орогенных областей: Мат-лы научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения И.Х.Хамрабаева*. Ташкент, 2010. С. 282–285.

ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ

УДК 622.772 (85)

© Р.А.Амосов, В.Сальгадо, 2014

ПЕРЕРАБОТКА ОКИСЛЕННЫХ ЗОЛОТЫХ РУД НА РУДНИКЕ ЯНАКОЧА, ПЕРУ

Р.А.Амосов (Компания «АГАВА ГРУПП», Россия), В.Сальгадо (Компания «GRAN COLOMBIA GOLD», Колумбия)

По впечатлениям от посещения крупнейшего в Южной Америке золотодобывающего предприятия компании Minera Yanacocha кратко охарактеризованы ее сырьевая база, организация работ и технологические приемы, обеспечивающие уникальные объемы производства и низкую себестоимость продукции.

Ключевые слова: золото, кора выветривания, кучное выщелачивание, Перу.

Амосов Роман Африканович, amosovr@mail.ru, Сальгадо Виктор

OXIDIZED GOLD ORE PROCESSING AT YANACocha, PERU

R.A.Amosov, V.Salgado

Authors present their impressions from their visit to the South America's largest gold-producing enterprise. They briefly describe the mineral base, management and technologies that provide unique productivity and low cost of the end product.

Key words: gold, weathering profile, heap leaching, Peru.

Статья основана на впечатлениях от посещения авторами компании *Minera Yanacocha* в Перу, а также сведениях с сайта этой компании. Представляется, что организация работ и используемые подходы к отдельным технологическим операциям в компании могут заинтересовать отечественных специалистов.

Золотой рудник Янакоча — самый крупный в Южной Америке. Основные акционеры компании *Minera Yanacocha* — корпорация *Ньюмонт*, США (51,35%), *Минас Буэнавентура*, Перу (43,65%) и Международная финансовая корпорация (5%). Первоначально 24,7% акций принадлежали французской государственной компании *BRGM*, позднее они были выкуплены американским и перуанским участниками проекта.

Активы компании включают группу рудников, расположенных в Андах на высоте 4000–4160 м над уровнем моря и разрабатывающих месторождения Янакоча, Кинуа, Карачуго, Маки Маки, Серро Negro, Сан Хуан (все Au-Cu-Mo-порфирирового типа). Рудники находятся на севере Перу в провинции Кахамарка, в 700 км от Лимы. Названные месторождения локализованы в средне- и верхнемиоценовых вулканитах среднего и кислого составов

(лавах, туфах, игнимбритах), залегающих на пенепленизированной поверхности меловых отложений (известняков, сланцев, кварцитов), а также в диатремовых брекчиях, сцементированных кварцем (наиболее богатые руды). Этот вулканический пояс протягивается в юго-восточном направлении через всю страну.

Месторождение Кинуа* флювиогляциальное, вмещающие породы — несцементированные моренные галечники, перемещенные с территории месторождения Янакоча и захороненные в неотектонической впадине размером 2×4,5 км. Мощность золотоносных флювиогляциальных отложений 200 м, среднее содержание Au 0,75 г/т.

Текстуры первичных руд прожилково-вкрапленные. Главные рудные минералы — мышьяковистый пирит, халькозин, Ag-содержащий энаргит, ковеллин, дигенит, самородное золото; второстепенные — галенит, сфалерит, молибденит. Отрабатываемые руды содержат в среднем (г/т): As 130, Pb 630, Cu 41, Hg 8,6, Zn 25, Mo 25. Столь низкое содержание сопутствующих золоту элементов объясняется глубоким окислением руд. Глубина распространения зоны окисления достигает 300 м, средняя — 150–200 м. Околорудные изменения представлены алу-

* На руднике Кинуа руда добывается без буровзрывных работ

нитизацией. Благодаря связыванию алюминия в алуните, слоистые силикаты в руде практически отсутствуют. Это обеспечивает высокую проницаемость руды, способствующую эффективному выщелачиванию золота при цианировании.

Организация работ направлена на достижение максимальной производительности и снижение удельных затрат. На предприятии принята двухступенчатая система планирования — краткосрочная (от недели до трех месяцев) и долгосрочная (на один год). Согласование долгосрочного плана заканчивается не позднее, чем за три месяца до начала нового года. В нем определяются четыре основных показателя: объем конечной продукции; количество извлекаемого золота в штабелях; масса руды, подаваемой на штабели; объем пустых пород,



Рис. 1. Погрузка руды в карьере

которые предстоит отбить и переместить в отвал. План корректируется в течение года с учетом динамики цены золота и обязательств перед инвесторами. Коррекция обеспечивается за счет изменения объемов добычи и интенсивности орошения.



Рис. 2. Штабель из десяти слоев по 16 м; верхний слой в стадии отсыпки



Рис. 3. Водоотводная канава

Соответствующие изменения вносятся в списки приобретаемых конструкционных и расходных материалов и в штатное расписание. Общая численность персонала компании 8900 человек, в том числе 2300 ИТР и 6000 сотрудников подрядных компаний *Knight Piesold LLC* и *Fluor Daniels*. Первая специализируется на сооружении штабелей и прудков, транспортировке руды и пустых пород, прокладке траншей для отвода ливневых вод; в сферу ответственности второй входят монтаж фабрик, производство и распределение электроэнергии, перекачка и распределение растворов, обслуживание оборудования.

Объектом отработки являются исключительно окисленные руды. Для оконтуривания рудных тел в карьерах принято бортовое содержание Au 0,2 г/т. В начальный период деятельности предприятия среднее содержание Au в товарной руде достигало 1,9 г/т. По состоянию на 2000 г. совокупные запасы золота в окисленных рудах на всех месторождениях оценивались в 1135 т при содержании Au в руде от 0,9 до 1,6 г/т. В 2010 г. запасы возросли до 1860 т при одновременном снижении среднего содержания Au в руде до 0,96 г/т и содержании Ag 17–20 г/т. В отдельных подсчетных блоках среднее содержание Au составляет всего 0,5 г/т. Площадь земельного отвода 1570 км², нарушенных земель 157 км². Руда добывается из пяти карьеров общей площадью 6500 га. Достигнутая глубина отработки 80–150 м, проектная до 300 м.

На погрузке отбитой руды используются 9-кубовые фронтальные погрузчики и экскаваторы *Nitachi* и *Cummins* с объемом ковша от 6,5 до 28 м³ (рис. 1). Доставка руды выполняется самосвалами грузоподъемностью 90, 120 и 260 т. Дальность транспортировки руды не превышает 2,5 км. На долю отбойки, погрузки и доставки руды приходится 50% эксплуатационных затрат. Ежегодно добывается 50–60 млн. т, из них 6 млн. т перерабатывается на фабрике по схеме прямого цианирования, вся остальная руда по технологии кучного выщелачивания. В год производится 1,5–1,8 млн. унций золота.

В эксплуатации находятся четыре поля штабелей кучного выщелачивания, места заложения которых выбраны с учетом минимизации перевозок и рельефа местности. Каждое поле штабелей состоит из множества секций размером 100×100 м в плане, которые последовательно пристыкуются один к другому. Руда укладывается слоями толщиной 16 м, общая высота штабелей достигает 120–160 м (рис. 2).

Конструкция основания штабелей не вполне традиционная. После удаления почвенно-растительного слоя и выравнивания грунта на него укладывают дренажные трубы, предназначенные для сбора и отвода цианистого раствора в случае повреждения и протечки геомембраны. Минимальный уклон основания 3°. Дренажные трубы покрывают 30–40-сантиметровым слоем глины, выполняющим функции противодиффузионного экрана и мягкой подложки для геомембраны. После уплотнения глиняного экрана на него стелют геомембрану толщиной 1,5 мм, на которую укладывают перфорированные дренажные трубы диаметром 100 мм, собранные «в елочку» и соединенные с магистральным трубопроводом диаметром 400 мм. Геомембрану и дренажные трубы покрывают слоем песка толщиной 35–40 см и щебенки той же толщины. В основание штабелей закладываются датчики давления. Для защиты от ливневых вод поле штабелей окружено по периметру мощеной канавой шириной 4–5 м и глубиной 1,5 м (рис. 3).

В начальный период работы предприятия считали, что приемлемая скорость просачивания раствора достижима только на агломерированной руде, поэтому была построена большая агломерационная фабрика производительностью 120 тыс. т/сут, на которой окомкование приходило за счет пересыпания увлажненной и перемешанной с цементом руды на каскадном транспортере. Строительство агломерационной фабрики обошлось в 60 млн. дол. Впоследствии высокие затраты на дробление, цемент и агломерацию, а также транспортировку агломерированной руды и укладку ее в штабеля вынудили отказаться от агломерации и законсервировать фабрику. В настоящее время в штабеля укладывают руду забойной крупности (75% класса -3 дюйма). После наращивания штабеля на 5–5,5 м в высоту прикатанный самосвалами слой руды «перелопачивают» экскаватором 350С с обратной лопатой, а затем выравнивают и нарезают систему мелких параллельных канавок бульдозером D10Т со специальным рыхлителем. Устойчивость штабеля контролируют маркшейдерским способом по положению специально закладываемых в них реперов. Насыпная плотность руды в штабеле 1,35 т/м³.

Свежий раствор подается к штабелям по стальным магистральным трубопроводам диаметром 400 мм (рис. 4). От них в центр группы из четырех секций укладывается (до погрузки руды) стальной трубопровод диаметром 200 мм. Он заканчивается вертикальным «стояком» того же диаметра, который защищен пластиковой трубой большего диаметра и последовательно наращивается одновременно с погрузкой руды в штабель. После завершения погрузки руды вертикальная труба высовывается из нее на 0,5–1 м.

Система распределения свежего раствора цианида на поверхности штабеля включает три параллельные



Рис. 4. Стальные нагнетательные трубы для подачи свежего раствора на штабель и пластиковая труба для отвода нагруженного раствора самотеком

пластмассовые трубы диаметром 6 и 4 дюйма, уложенные параллельно друг другу на расстоянии 50 м (рис. 5). Они соединены друг с другом при помощи гибких перфорированных шлангов диаметром 16 мм, расстояние между которыми составляет 70 см (рис. 6). Калиброванные отверстия в шлангах расположены через 70 см друг от друга. Вся эта система присоединяется к магистральной вертикальной трубе гибким шлангом. Давление на входе в шланг поддерживается на уровне 50 psi и контролируется манометром, поток раствора рас-

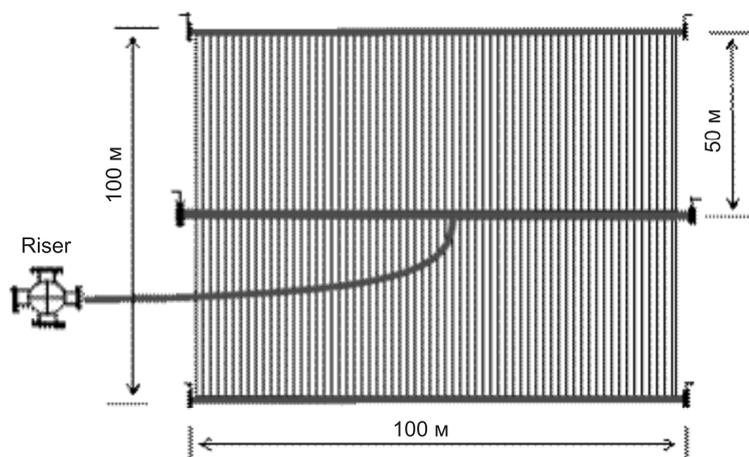


Рис. 5. Система орошения одной секции штабеля (схема)



Рис. 6. Система распределения свежего раствора:

вертикальный «стояк», магистральные шланги диаметром 6 дюймов и 16-миллиметровые шланги с капельницами. На дне канавок, заполненных цианистым раствором, заметен темный осадок активированного угля. На дальнем плане склон наращиваемого штабеля, покрытый известковым молоком

ходомером и с помощью вентиля поддерживается в диапазоне не более 10 л/час на 1 м². Для очистки оросительной системы от тонкодисперсного активированного угля, который не удается отделить на фабрике, ежедневно на две минуты открываются краны, смонтированные на концах пластиковых труб (см. рис. 5). Для орошения склонов штабелей более эффективны вращающиеся импульсные распылители (рис. 7). Изоляция поверхности штабелей от атмосферных осадков не предусмотрена, несмотря на то что среднегодовое их количество составляет 1200 мм.

При длительности цикла выщелачивания 180 сут уже через 70 сут после начала орошения, не дожидаясь полного извлечения золота, производят демонтаж оросительной системы и на поверхность неполностью выщелоченного штабеля укладывают новый слой руды. На этот момент извлечение золота в раствор достигает только 56%. Монтаж и демонтаж системы орошения на секции размером 100×100 м выполняются двумя рабочими и занимают по две смены.

В подаваемом на штабель свежем растворе pH поддерживается на уровне 9,5. При замачивании штабеля цианистый раствор подкисляется вследствие смешивания его с поровой жидкостью, pH

которой равен 4,5. При pH <9,35 происходит выделение летучего цианистого водорода по схеме $CN^- + H_2O \rightarrow HCN + OH^-$, что вызывает повышенный расход цианида и снижение эффективности выщелачивания золота. Для предотвращения этого явления в руду при погрузке ее в штабель дополнительно вносится известь в виде известкового молока. На руднике Киньа для приготовления известкового молока за 1,5 млн. дол. построена фабрика, включающая силос вместимостью 300 т сухой извести, шаровую мельницу, гидроциклон диаметром 4 дюйма и танк вместимостью 400 м³ известкового молока. Из накопительного танка готовый раствор по трубопроводу перекачи-

вается в два расходных танка по 100 м³ каждый, смонтированных на удалении 500 м от штабелей. От расходных танков известковый раствор доставляется на штабель 10-кубовыми автоцистернами и распыляется с помощью компрессора на склон штабеля, который отсыпают по схеме «от себя» [1], а также на щебеночный слой перед укладкой первого слоя руды. Внутри штабеля образуется серия параллельных склонов зон, смоченных известковым молоком. Продуктивный раствор со штабелей сначала поступает на станцию управления потоками и опробования растворов. Один раз в сутки продуктивный раствор анализируется на Au, Ag, Cu, Hg; определяются также концентрация свободного цианида и pH. Раствор с концентрацией Au 0,45 мг/л и более подается в сгуститель диаметром 40 м для очищения от механических примесей. Слив сгустителя перекачивается в прудок продуктивного раствора, где обрабатывается полимерным ингибитором для подавления осадкообразования, и далее — на узел сорбции. Расход ингибитора 6–10 г/м³. Раствор, содержащий Au в концентрации <0,45 мг/л (в среднем 0,2 мг/л), минуя сгуститель и узел сорбции, сразу поступает в прудок свежего раствора для подкрепления или перекачивается на другой штабель, если концентрация цианида достаточно высока.

На угольной фабрике рудника Кинуа установлены два ряда сорбционных колонн диаметром 3,1 м, по пять колонн в ряд. Раствор в колонны должен подаваться снизу и перемещаться из одной в другую самотеком. Расчеты показали, что для обеспечения гравитационного перемещения раствора между колоннами выгоднее изготавливать колонны разной высоты, чем устанавливать колонны одинаковой высоты на рамы (рис. 8). Раствор подается в колонну сверху по центральной трубе и распределяется металлическим «зонтом», находящимся у дна колонны. Такое решение обходится дешевле и позволяет при необходимости увеличить загрузку угля. Свежий уголь загружается в последнюю колонну и последовательно перемещается в первую. Затем его перегружают в емкость для кислотной отмывки от карбонатов, которая осуществляется традиционным способом с помощью 3%-ной соляной кислоты. После десорбции золота с угля элюат перекачивается по трубопроводу на фабрику рудника Янакоча для извлечения

золота и серебра по технологии *Merril Crow*. Там же выполняется плавка извлеченного золота на слитки.

Все параметры технологических процессов измеряются автоматически и передаются в реальном времени в центр управления, который обслуживается тремя специалистами. На экран контрольного монитора передаются также изображения с видеокамер, установленных в различных точках технологической схемы. Операторы центра управления могут контролировать местоположение погрузочной техники и самосвалов, перевозящих руду и пустые породы.

Основные показатели кучного выщелачивания: количество руды в слое из расчета на одну секцию



Рис. 7. Серия вращающихся распылителей свежего раствора на склоне штабеля

размером 10 000 м² — 210 000 т; исходное содержание Au в руде 0,5–0,9 г/т; интенсивность орошения — не более 10 л/ч на 1 м²; концентрация цианида в свежем растворе — 0,45 г/л; pH свежего раствора — 9,5; извлечение Au в раствор — 76%; извлечение Au на уголь — 96–98 %; содержание Au на угле после сорбции — 1,5–3 кг/т; содержание Au на угле после десорбции — 30 г/т; полный цикл выщелачивания — 180 сут; удельный расход цианида — 0,35 кг/т; удельный расход извести — 1,8 кг/т; себестоимость унции золота — 390 дол., в том числе 100 дол. административных расходов.

Среди факторов, обеспечивающих низкую себестоимость товарной продукции, следует назвать:



Рис. 8. Линия сорбционных колонн на фабрике Кинуа

низкий коэффициент вскрыши (на месторождении Маки Маки — 0,6);

большие объемы производства, использование высокопроизводительного оборудования на добыче и транспортировке руды, а также при сооружении штабелей;

исключение из процесса операции рудоподготовки;

высокую проницаемость окисленных руд и свободное золото в них.

К названным факторам следует добавить и территориальный: рыночная цена цианида в Западном полушарии втрое ниже, чем в России.

В оптимизации процессов и снижении производственных затрат значительную роль играют исследовательские работы, выполняемые департаментом металлургии. Так, в начальный период эксплуатации месторождений обнаружили высокое содержание тонкодисперсного угля в свежем растворе, подаваемом на штабели. Сначала на каждой секции штабелей смонтировали центробежную ловушку для его отделения. При увеличении количества секций выяснилось, что обслуживание ловушек связано с большими трудозатратами, поэтому на фабрике смонтировали центральную станцию центробежного отделения тонкого угля, который не удается отделять грохочением. В дальнейшем усовершенствование аппаратуры позволило снизить содержание угля в свежем растворе до 1,5 г/т.

Серьезные работы проводятся для оптимизации

орошения штабелей. С помощью электроразведки исследовали распределение жидкой фазы в массиве заштабелированной руды. Выявили, что в некоторых секциях в выщелачивание вовлекается всего 65% руды. Этот результат стимулировал проведение сравнительных испытаний гибких шлангов, применяемых для распределения раствора на поверхности штабеля. На одной половине экспериментальной секции использовали гибкие шланги компании *Leach Line*, на другой — компании *Max-Emitter*. Через месяц на первой половине секции оказались закупоренными 6,35% капельниц, на второй — 46,9%. Шланги компании *Max-Emitter* в дальнейшем не использовались.

В структуре затрат на выщелачивание 31% приходится на долю цианистого натрия. Еще в 2003 г. специалисты компании обратили внимание на то, что известная зависимость концентрации Au в рабочем растворе от времени выщелачивания полностью повторяет зависимость концентрации Au от соотношения масс раствора и руды в штабеле, причем максимальное содержание Au достигается при отношении масс раствора и руды ~0,15. Такая зависимость объясняется выщелачиванием раскрытых частиц золота в начальный период. Кинетика этого процесса определяется скоростью орошения, а затем лимитирующим фактором становится диффузия, так что значительная часть цианида проходит сквозь штабель, не взаимодействуя с золотом. Эта закономерность подтвердилась в экспериментах, что послужило основанием для изменения режима орошения. В первые 30 дней на штабель подается раствор с концентрацией свежего цианида 50 г/т, затем ее снижают до 30 г/т. Годовая экономия от сокращения расхода цианида составила 1894 тыс. дол. Общее извлечение золота при этом осталось на прежнем уровне. Кроме того, при новом режиме орошения сократилось извлечение Cu в раствор на 55,8%, а Hg на 27,8%.

Как отмечено выше, ежегодно 6 млн. т руды перерабатывается на фабрике по схеме прямого цианирования. В каждой тонне руды содержится 600 г Cu, что, как известно, создает серьезные проблемы

при сорбции и десорбции золота, а также при переработке катодного осадка [2]. Для отделения Си пульпа после выщелачивания Au подается в сгуститель; слив сгустителя подкисляется гидросульфидом натрия и серной кислотой и поступает в следующий сгуститель, где осаждаются сульфиды Си и Ag. Сгущенный продукт обезвоживают на пресс-фильтре и после сушки отправляют на реализацию. Подщелачивание обезжелезненного раствора до pH 10,5 после сорбции Au на активированный уголь сопровождается регенерацией цианида, который перекачивается в танк технологической воды. После десорбции золота с угля элюат по трубопроводу перекачивается на фабрику Янакоча для переработки по технологии *Merril Crow*.

Рудники компании *Minera Yanacocha* находятся в водораздельной части Анд — области питания многочисленных ручьев и рек, текущих в Атлантический и Тихий океаны и являющихся источниками водоснабжения для прилегающих территорий. В связи с этим правительство страны придает особое значение вопросам охраны окружающей среды. Территория рудника Янакоча огорожена непрерывным металлическим забором на бетонном основании, исключаям проник-

новение крупных диких и домашних животных на территорию рудника и фабрик. Под штабелями и на прилегающих площадях в контрольных скважинах регулярно определяется содержание цианида в подземных водах (предельно допустимая концентрация 200 мг/м³). При обнаружении протечек цианистого раствора вследствие повреждения геомембраны предусмотрены немедленное прекращение подачи раствора на соответствующий штабель и исключение последнего из эксплуатации. Еще в 24 пунктах производится мониторинг состава поверхностных и грунтовых вод, включающий анализ на Pb, Cd, As, Hg.

Авторы признательны сотрудникам компании Ньюмонт Э.А.Родригесу, Л.К.Чукилину и П.К.Бенавидесу за содержательную экскурсию и ценные комментарии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кучное выщелачивание благородных металлов* / Под ред. М.И.Фазлуллина. — М.: Академия горных наук, 2001.
2. *Лодейщиков В.В.* Технология извлечения золота и серебра из упорных руд. — Иркутск: ОАО «Иргиредмет», 1999. Т. 1, 2.

ДИСКУССИИ

УДК 550.83.016 (571.51)

© С.М.Макеев, 2014

СКОПЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В ДУГООБРАЗНЫХ СТРУКТУРАХ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

С.М.Макеев (ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск)

Анализ плотности пространственного распределения показал, что 5824 локальные положительные аномалии гравитационного поля Енисейского кряжа образуют закономерную систему протяженных дугообразных зон, «ветвящихся» вокруг стволовой части Ишимбинского глубинного разлома. В нескольких областях кряжа, названных рудно-структурными узлами, субколлинеарная структура таких зон нарушается и они преобразуются в субрадиальные «площадные штокверки», к которым пространственно тяготеют скопления золоторудных объектов. Общефизический принцип Ле Шателье и данные по геологии региона позволяют обосновать предположение о сейсмотектонической природе выявленных дугообразных зон и указать на важную эволюционную роль теплопроводности при адаптации горных пород к процессу взаимодействия Исаковского террейна и Сибирской платформы.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, Енисейский кряж, гравитационное поле, дугообразные структуры, теплопроводность, принцип Ле Шателье, сейсмические волны, надвиги.

Макеев Станислав Михайлович, smmakeev@mail.ru

THE AGGREGATIONS YENISEI RIDGE GOLD OBJECTS IN THE ARC-SHAPED STRUCTURES OF GRAVITY FIELD

S.M.Makeev

Analysis of the spatial density distribution showed that 5824 local positive anomalies of the gravitational field of the Yenisei Ridge form a regular system of extended arc-shaped zones, «branching» around the stem portion Ishimbinsky deep fault. In several areas of the ridge, called ore-structural nodes, sub-collinear structure of these zones is violated, and they are converted to «areal Stockworks» with sub-radial structure, to which aggregations of gold objects tends. Le Chatelier's principle of general physics and data on the geology of the region allowed the author to justify the assumption about seismotectonic nature of the identified arc-shaped zones and point to the important evolutionary role of the thermal conductivity in adapting of rocks to the process of interaction Isakovskiy terrane and the Siberian platform.

Key words: gold deposits, the Yenisei Ridge, the gravitational field, the arc-shaped structure, thermal conductivity, Le Chatelier's principle, seismic waves, thrusts.

Ранее автор пришел к выводу, что в структуре аномального гравитационного поля Енисейского кряжа (Красноярский край) размещение 562 объектов коренной золоторудной минерализации носит не случайный характер [3]. Золоторудные объекты пространственно тяготеют к осям локальных положительных аномалий гравитационного поля. Локальные аномалии выделялись при помощи специально разработанного метода частотно-азимутального анализа, выполненного по сетке данных 1×1 км с карты гравитационного поля м-ба 1:200 000. Базовым элементом анализа в этом методе является азимутально-ориентированный отрезок — одномерный аналог двумерных элементов (кругов, эллипсов, пикселей), используемых в других методах частотного анализа. Локальные аномалии гравитационного поля были выделены в диапазоне длин азимутально-ориенти-

рованных отрезков 2–4 км. В результате установлено, что 75% всех объектов находятся не далее 1,3 км от оси ближайшей к ним аномалии. С учетом этих данных была поставлена задача дальнейшей генерализации пространственной структуры осевых линий локальных положительных аномалий (ЛПА) гравитационного поля и изучения пространственного распределения в этой структуре не только отдельных золоторудных объектов, но и их скоплений.

В качестве объектов исследования изучены 5824 отдельные ЛПА. Ось каждой аномалии заменялась цепочкой точек с шагом ~40 м. Затем методом «скользящего окна» радиусом 25 км рассчитывалось «поле ЛПА» — значения пространственной плотности распределения этих точек как среднее количество на 1 км². Далее с помощью упомянутого метода частотно-азимутального анализа, алго-

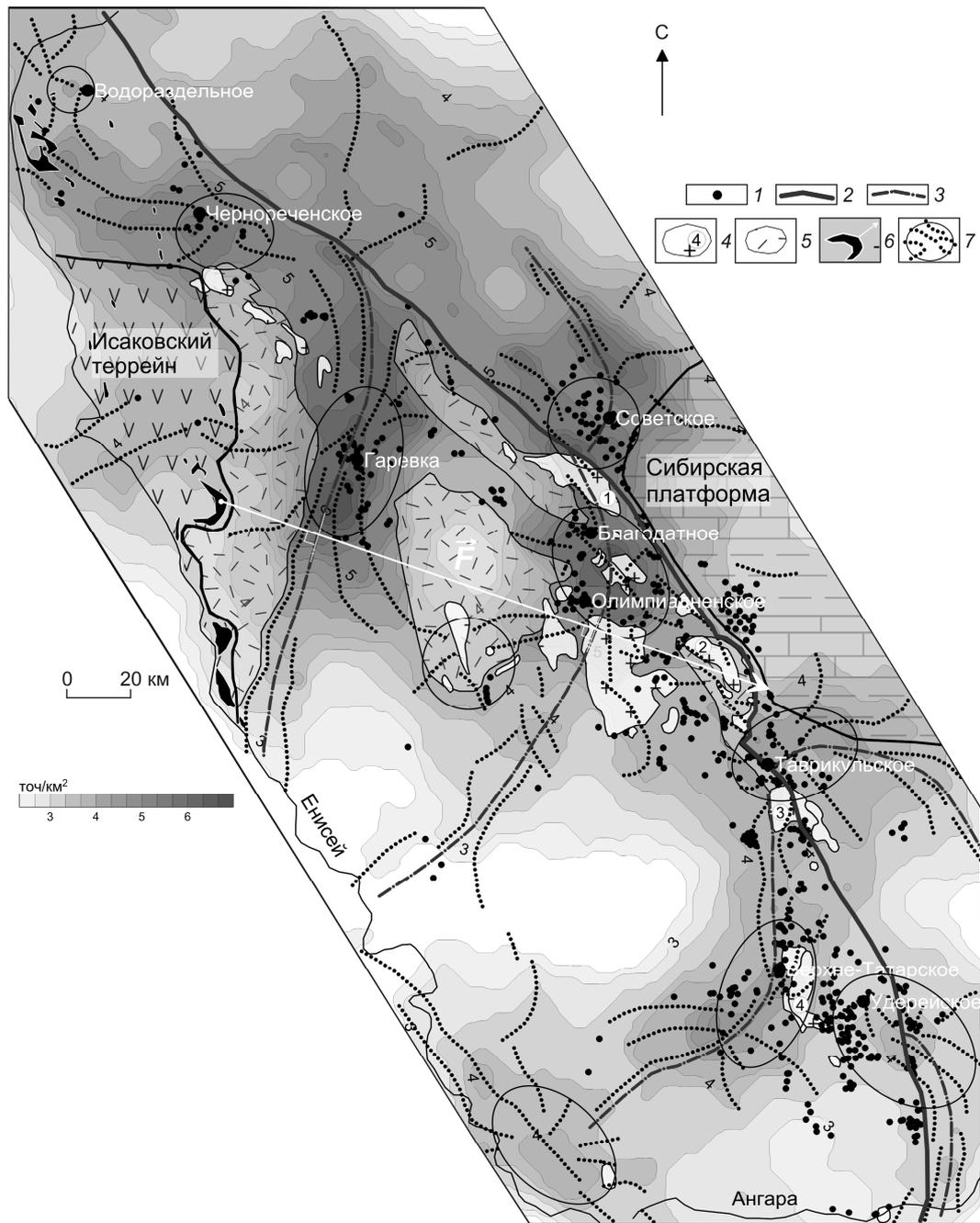


Рис. 1. Дугообразные зоны Енисейского края на фоне остаточного «поля ЛПА»:

1 — месторождения и рудопроявления золота; 2 — Ишимбинский глубинный разлом; 3 — оси дугообразных зон аномалий региональной составляющей поля ЛПА; 4 — массивы коллизионных гранитов татарско-аяхтинского и гурагинского комплексов, R₃ (1 — Каламинский, 2 — Ерудинский, 3 — Аяхтинский, 4 — Татарский); 5 — гранитоидно-габбро-гранитный комплекс гарэвского комплекса, AR; 6 — гипербазиты сурнинского комплекса, R₁₋₂ и направление взаимодействия Исаковского террейна и выступа Сибирской платформы; 7 — осевые линии положительных аномалий региональной составляющей «поля ЛПА» и области развития «площадных штокверков ЛПА»

ритм которого изложен в работе [3], уже само «поле ЛПА» разделялось на три составляющие: локальную — в диапазоне длин азимутально-ориентированных отрезков 2–12 км, региональную — в диа-

пазоне длин 12–20 км и остаточное поле — в диапазоне длин >20 км. Остаточное поле, представленное самыми низкочастотными составляющими «поля ЛПА», вынесено на результирующую карту

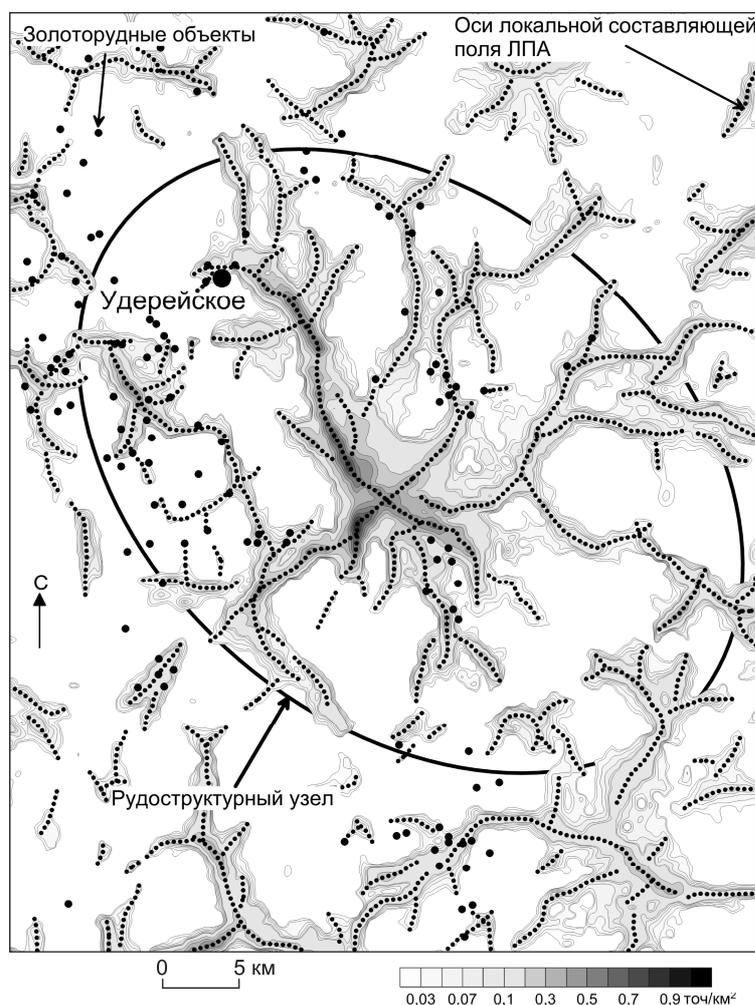


Рис. 2. Структура локальной составляющей поля ЛПА

без какого-либо сокращения информации. Оно отражает наиболее генерализованную структуру поля. Региональная составляющая вынесена на ту же карту сокращенно, в виде осевых линий положительных аномалий (далее — аномалии региональной составляющей поля ЛПА), трассирующих зоны относительного сгущения ЛПА. Карта, сформированная из этих двух составляющих «поля ЛПА», на взгляд автора, наиболее обобщенно отражает пространственное распределение локальных положительных аномалий гравитационного поля в заангарской части Енисейского кряжа (рис. 1). Для дальнейшей интерпретации и обсуждения карта дополнена некоторыми элементами геологического строения, взятыми из современной базы геоданных [4].

Локальная составляющая «поля ЛПА» иллюстрирует наиболее тонкую структуру этого поля. В качестве примера на рис. 2 представлен небольшой фрагмент карты положительных аномалий пространственной плотности ЛПА с выделенными осе-

выми линиями.

Анализ полученных карт на рис. 1 и 2 привел к следующим результатам.

Оси отдельных субколлинеарных аномалий региональной составляющей «поля ЛПА» образуют на площади Енисейского кряжа систему протяженных, длиной от 70 до 170 км, азимутально-ориентированных дугообразных зон. В некоторых областях кряжа субколлинеарная структура таких зон нарушается, преобразуясь в субрадиальную, а зоны приобретают черты «площадных штокверков ЛПА», что иллюстрирует рис. 3.

Выявленные субколлинеарные дугообразные зоны ЛПА (для наглядности аппроксимированные на рис. 1 отдельными линиями) образуют «структуры ветвления» вдоль стволовой линии Ишимбинского глубинного разлома, причем большая часть «ветвей» распространяется в юго-западный сектор направлений от стволовой линии разлома, меньшая — в северо-восточный.

Области развития субрадиальных структур «площадных штокверков ЛПА» совпадают с областями относительного скопления золоторудных объектов. При этом можно локализовать до семи изолированных друг от друга рудно-структурных узлов, представляющих эпицентры «площадных штокверков ЛПА» с повышенной концентрацией золоторудных объектов.

Внутреннее строение рудно-структурных узлов определяется тонкой структурой «поля ЛПА», выраженной ветвящейся сетью аномалий локальной составляющей поля ЛПА и пространственно тяготеющими к ним золоторудными объектами (см. рис. 2).

Исходя из полученных результатов, зададимся тремя первоочередными вопросами: какова возможная природа дугообразных зон ЛПА, как связаны между собой скопления золоторудных объектов и «площадные штокверки ЛПА», какова роль Ишимбинского глубинного разлома в единой системе дугообразных зон ЛПА?

Большая протяженность отдельных дугообразных зон ЛПА, превышающая 200 км по сумме длин своих юго-западных и северо-восточных ветвей (например зона, проходящая через Советский и Олимпиадинский рудно-структурные узлы, см. рис. 1), позволяет предположить, что причина их обра-

зования имеет региональную природу. В настоящее время активно разрабатывается генетическая модель коренной золотоносности Енисейского края, энергетическим источником которой был процесс столкновения Исаковского террейна с Сибирской платформой в рифейский коллизийный этап (720–750 млн. лет назад) эволюции края [2]. В стремлении определить место полученных результатов в рамках этой региональной модели нами на рис. 1 вынесены несколько типов объектов, геологическую историю которых обычно связывают с коллизийным этапом:

линия Ишимбинского глубинного разлома — наиболее протяженного линеймента Енисейского края северо-западного простирания, картируемого в ранге регионального надвига;

отдельные пластины и скопления малых тел ранне-среднерифейских гипербазитов сурнихинского комплекса — характерных пород в северо-западной части края, представляющих собой офиолитовую ассоциацию срединно-океанических хребтов и являющихся наиболее древними породами Исаковского террейна [2];

позднерифейские коллизийные гранитные массивы татарско-аяхтинского и гурахтинского комплексов, с которыми обычно связывают золотое оруденение края;

области площадных выходов наиболее древних пород края — архейских плагиогнейсов и гнейсов гаревского метаморфического комплекса с характерными процессами разновозрастного полиметаморфизма.

Кроме фактических объектов геологической карты, нами с учетом геометрии дугообразных зон ЛПА и границ областей, занятых гранитоидами, на рис. 1 проведены гипотетические границы Исаковского террейна и Сибирской платформы. Также показана линия вектора F , выходящего из точки наиболее характерного выступа Исаковского террейна в направлении, перпендикулярном осям двух наиболее протяженных дугообразных зон ЛПА.

Приведем два аргумента, на наш взгляд, доказывающих, что проведенный единственно возможным способом вектор F указывает одно из наиболее вероятных направлений воздействия Исаковского террейна на Сибирскую платформу. Первый аргумент связан с тем, что вдоль линии вектора F констатируется максимальная пространственная плотность развития гранитизированных пород (гнейсов и гранитов). Если этот факт считать не случайным и интерпретировать с позиции принципа Ле Шателье («если на систему, находящуюся в равновесии, оказать какое-либо воздействие, то в результате протекающих в ней процессов равнове-



Рис. 3. Морфологические особенности строения дугообразных зон

сие сместится в таком направлении, что оказанное воздействие уменьшится» [1]), то получится, что гранитизация — один из конвергентных (*фундаментальных*, по мнению Э.Рагена [5]) процессов приспособления (адаптации, самоорганизации) горных пород к внешнему тектоническому воздействию F . Но что является внутренней движущей причиной процесса гранитизации?

Ответ на этот вопрос можно обсудить с помощью рис. 4, на который вынесены значения теплопроводности отдельных минералов и горных пород, характеризующих наиболее общие процессы преобразования пород в земной коре под действием внешних сил и привноса тепла: диагенез осадков, различные типы метаморфизма, коровый магматизм. Если допустить, что в пределах отдельно взятого процесса преобразование пород и минералов протекает слева направо (от начального к конечному состоянию), то следует признать, что все рассмотренные типы преобразований пород протекают в направлении увеличения теплопроводности конечных продуктов этих преобразований. Отметим, что из всех породообразующих минералов кварц обладает аномально высокой теплопроводностью, имеющей существенную пространственную анизотропию. Следовательно, окварцевание как процесс задает один из наиболее вероятных «векторов эволюции» внутрикоровых преобразований горных пород при динамическом и тепловом воздействии на них. Окварцованная порода становится более «прозрачной» для внешнего потока энергии, смещая термо-

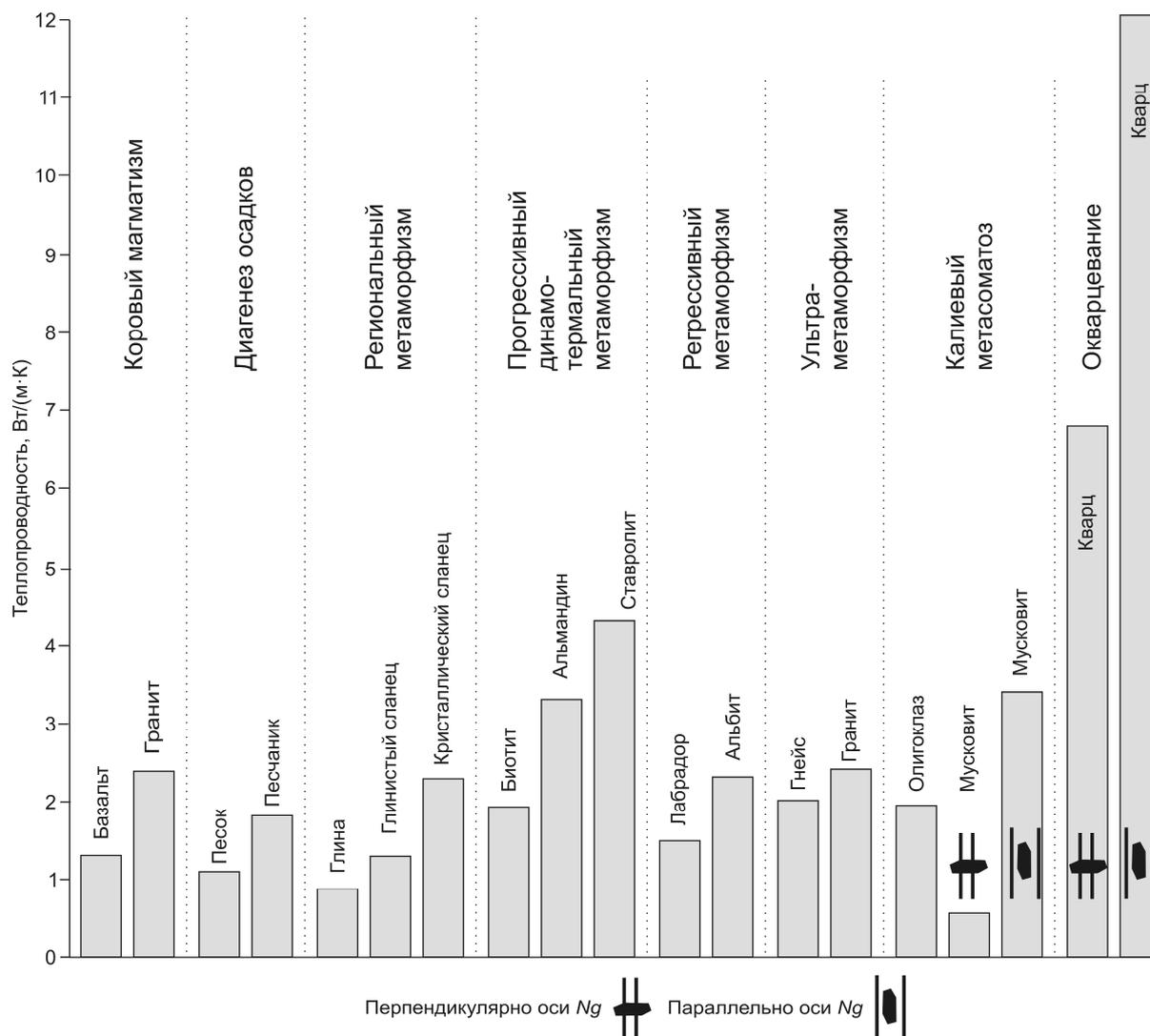


Рис. 4. Изменение теплопроводности в различных процессах преобразования горных пород, по данным [6, 7]

динамическое равновесие в сторону тех геологически возможных структурно-вещественных состояний пород, при которых воздействие внешнего потока минимизируется. Таким образом, в соответствии с принципом Ле Шателье вдоль линии приложения долговременного тектонического воздействия Исаковского террейна на Сибирскую платформу следует ожидать максимального проявления процессов эволюции горных пород в направлении их окварцевания, практически реализуемого в форме гранитизации. Что и наблюдается фактически.

Второй аргумент опирается на анализ общей морфологии гравитационного поля. Если предположить, что Исаковский террейн двигался в сторону Сибирской платформы и область Енисейского кряжа транслировала это движение, то по линии

максимального взаимодействия возможно изменение морфологии гравитационного поля. Действительно, вдоль линии F можно выделить две высокоградиентные области поля в форме характерных «гравитационных выступов» А и Б (рис. 5). Если конфигурация выступа А, иллюстрирующего надвигание более плотного (жесткого) блока на менее плотный, кажется логичной, то конфигурация выступа Б кажется странной, поскольку менее плотный блок вклинивается в более плотный. Объяснить это можно, если предположить, что изначально с двух сторон высокоградиентной границы Б находились породы примерно одинаковой плотности. Но под действием силы F породы с западной стороны от этой границы подверглись гранитизации, в результате чего произошло их значительное

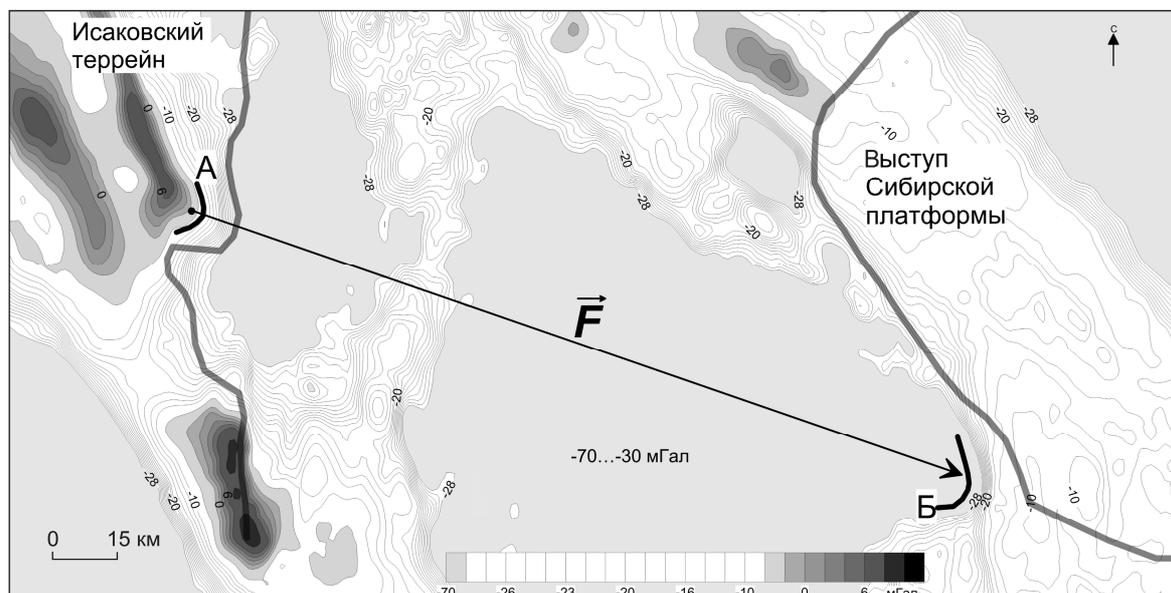


Рис. 5. Особенности морфологии гравитационного поля Енисейского кряжа вдоль вектора взаимодействия Исаковского террейна и Сибирской платформы

разуплотнение и, как следствие, изменение знака градиента гравитационного поля при сохранении характерной конфигурации изолиний.

Таким образом, если принять, что направление вектора F совпадает с направлением максимального силового воздействия Исаковского террейна на Сибирскую платформу, то природу дугообразных зон ЛПА (по крайней мере, рассмотренных двух наиболее протяженных) можно связывать с сеймотектоническим уплотнением горных пород в результате коллизии двух жестких блоков литосферы.

Второй из поставленных выше вопросов касается взаимосвязи золотого оруденения с объектами, названными «площадными штокверками ЛПА». Первое, что можно отметить при анализе положения данных объектов — их весьма заметная пространственная корреляция со скоплениями коренных проявлений золота, а также с гранитоидными массивами коллизионного генезиса: Каламинским, Аяхтинским, Ерудинским, Татарским и другими более мелкими. При этом гранитные массивы находятся либо в пределах «площадных штокверков ЛПА», либо на их границе. Что может связывать области повышения плотности горных пород (ЛПА), гранитоидные массивы и золоторудные объекты? Возможно, объединяющим является тот факт, что и уплотнение горных пород, и их гранитизация, и формирование многокомпонентных зон золото-сульфидно-кварцевого оруденения (при самых разных соотношениях их компонентов) —

универсальные, конвергентные геологические процессы, которые приводят как порознь, так и вместе к увеличению теплопроводности объемов горного пространства, испытавших сильное динамотермальное воздействие. При этом уплотнение является лишь первым, физически самым простым, эволюционным процессом в направлении увеличения «тепловой прозрачности» горных пород. По мере достижения предела теплопроводности (например, при уплотнении песка в песчаник теплопроводность увеличивается менее чем в 2 раза) включаются более эффективные механизмы теплообмена — более активное перераспределение вещества горных пород как на месте (метаморфиты), так и с его ограниченным (метасоматиты) или «неограниченным» (гидротермалиты) переносом. В этом эволюционном процессе адаптации объемов горного пространства к потокам внешней тектонической энергии кварцевые жилы, по-видимому, самые эффективные «теплопроводящие элементы». Это можно подтвердить не только аномально высокой (в 4–6 раз) по сравнению с другими породообразующими минералами теплопроводностью кварца (8–13 Вт/(м·К)), но также пирита (38,9), сфалерита (26,7) и любых других сульфидов, обычно присутствующих в кварцевых жилах.

Таким образом, зоны локализации положительных аномалий гравитационного поля могут быть не только эмпирически связаны с золоторудными объектами (как показано нами в работе [3]), но иметь

с такими объектами и парагенетическую связь, в основе которой лежит представление о направленной эволюции теплопроводности горных пород под действием внешних тектонических сил.

Переходя к третьему вопросу о роли Ишимбинского глубинного разлома, заметим, что он отображается на современной геологической карте в ранге регионального надвига. То есть крупного линейного объекта, вдоль которого на протяжении длительного геологического времени выделялось значительное количество энергии как в форме механического движения одних пород относительно других, так и, главное, в форме сейсмических волн, возникающих при многочисленных механических подвижках и разрывах и способных распространяться на значительные расстояния. Известно, что эффективность передачи сейсмической энергии прямо зависит от плотности среды. Поэтому дугообразные зоны ЛПА могут играть ведущую роль в качестве эффективных каналов распространения сейсмической энергии, выделявшейся вдоль стволовой зоны Ишимбинского разлома на протяжении всего времени его геологической активности.

Итак, древовидная форма Ишимбинского разлома (с ветвящимися вокруг дугообразными зонами ЛПА) может представлять собой фактическую схему пространственного распределения каналов переноса тектонической энергии, выделенной в процессе коллизионного взаимодействия Исаковского террейна и Сибирской платформы и распределенной вдоль зон уплотнения сейсмическими волнами на всей территории Енисейского кряжа по «разветвленной» системе этого разлома.

При такой интерпретации результатов пространственного анализа гравитационного поля становится возможным объяснение некоторых фактов, не вполне логично вписывающихся, по мнению автора, в современное представление о роли надвигов. К ним фактам можно отнести максимальную удаленность от Исаковского террейна (как первоисточника тектонических движений) Татарского массива — одного из самых крупных гранитных массивов коллизионного генезиса, вокруг которого сконцентрировано до 20% всех золоторудных объектов кряжа. Или очень широкий для «точечного источника энергии» ареал распространения золоторудных

объектов по обширной территории кряжа, или частое преобладание признаков блоковой тектоники по сравнению с признаками надвиговой в пределах отдельных золоторудных участков.

Возникающих вопросов, конечно, больше, чем получаемых ответов, а точность последних, пользуясь аналитической терминологией, находится в области «качественного анализа». Однако то обстоятельство, что гравитационное поле (отражающее изменения самого фундаментального физического свойства горных пород) постепенно обретает корреляции с главными структурными, геологическими и рудными объектами, позволяет надеяться на скорое получение и более «количественных результатов», необходимых для создания объективной геофизической основы прогнозирования золоторудных месторождений на Енисейском кряже.

В заключение автор выражает благодарность профессору Сибирского Федерального Университета А.М.Сазонову за помощь в осмыслении рис. 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глинка Н.Л. Общая химия: Учебное пособие для вузов. 29-е изд., исправленное / Под ред. А.И.Ермакова. — М.: Интеграл-Пресс, 2001.
2. Исаковский террейн и его обрамление / А.А.Стороженко, Н.Ф.Васильев., С.Д.Сидорас и др. // Мат-лы научно-практической конференции «Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири». Красноярск, 2010. С. 211–222.
3. Макеев С.М. Пространственная корреляция гравитационного поля и золоторудных объектов Енисейского кряжа // Руды и металлы. № 3. 2014. С. 17–26.
4. Опыт применения технологии компьютерного прогнозирования золоторудных объектов в заангарской части Енисейского кряжа / В.А.Макаров, С.М.Макеев, В.В.Межубовский и др. // Руды и металлы. 2012. № 3. С. 50–58.
5. Раген Э. Геология гранита. — М.: Недра, 1979.
6. Физические величины: Справочник / А.П.Бабичев, Н.А.Бабушкина, А.М.Братковский и др. — М.: Энергоатомиздат, 1991.
7. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. 2-е изд., перераб. и доп. / Под ред. Н.Б.Дортман. — М.: Недра, 1984.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



2 сентября 2014 г. исполнилось 75 лет **Владимиру Ильичу Куторгину** — ведущему научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ФГУП ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук, известному специалисту в области разведки и оценки россыпных месторождений благородных металлов.

В 1959 г. после окончания Магаданского горно-геологического техникума работал на Колыме и Чукотке. С 1959 по 1983 гг. трудился в ВНИИ-1 (г. Магадан), участвовал в исследованиях по геологии россыпей, созданию методики их разведки и оценки, прошел путь от техника-геолога до заведующего сектором. В 1970 г. окончил без отрыва от производства Всесоюзный заочный политехнический институт. В 1982 г. защитил кандидатскую диссертацию, посвященную изменчивости распределения золота в россыпях и рациональной методике эксплуатационной разведки. Многолетний труд принес свои плоды. Владимир Ильич — один из авторов монографий «Методика разведки россыпей золота и платиноидов» и «Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей». Имеет около 40 опубликованных и 60 рукописных научно-исследовательских работ.



В ЦНИГРИ В.И.Куторгин работает с 1984 г., сначала в должности старшего научного сотрудника, а с 1992 по 1998 гг. возглавлял отдел методики разведки. Атлас «Многофакторные модели аллювиальных россыпей месторождений золота и платиноидов», упомянутые монографии — только часть большого вклада, который Владимир Ильич внес в крупные разработки по многофакторному моделированию.

Будучи высококвалифицированным специалистом, принимал активное участие в разведке, подсчете и утверждении запасов крупных россыпей платиноидов р. Кондер в Хабаровском крае. В настоящее время является экспертом Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых.

В.И.Куторгин — лауреат премии им. М.Б. и Н.И.Бородаевских, имеет отраслевые и правительственные награды, удостоен звания «Почетный разведчик недр».

В 2008 г. в составе авторского коллектива ЦНИГРИ ему присуждена Государственная премия Правительства Российской Федерации за 2007 год в области науки и техники за «Научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации».

От всей души поздравляем Владимира Ильича с юбилеем, желаем здоровья, благополучия, новых идей и их воплощения!

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



20 сентября 2014 г. исполнилось 80 лет доктору геолого-минералогических наук, главному научному сотруднику отдела научно-методического сопровождения геологоразведочных работ ЦНИГРИ **Вячеславу Петровичу Новикову**.

После окончания в 1957 г. МГРИ В.П.Новиков трудился в Восточном Забайкалье на государственной геологической съемке м-ба 1:200 000, с 1963 г. — в НИСе МГРИ, где наряду с преподаванием изучал золотые и урановые месторождения Алдана.

С 1974 г. работает в ЦНИГРИ. Основное направление его деятельности связано с изучением золотоносности Дальнего Востока. Им совместно с группой исследователей ЦНИГРИ создан комплект прогнозно-металлогенических карт на золото Дальнего Востока, на долгие годы предопределивших направление геологоразведочных работ в этом крупном золотоносном регионе.

Под руководством и при непосредственном участии В.П.Новикова выполнен ряд обобщающих работ по золотоносности и металлогении вулканоплутонических поясов Востока России, локальному прогнозу и поискам золото-серебряных месторождений. В результате появились методические руководства и рекомендации по оценке прогнозных ресурсов и составлению прогнозных карт.

Изучал геологическое строение и был соавтором при подготовке подсчета запасов Многовершинного (1979 г.), Покровского (1985 г.), Зун-Холбинского (1992 г.), Тас-Юряхского (1997 г.) золоторудных месторождений, переданных в промышленное освоение. К одной из крупных научных разработок В.П.Новикова принадлежит «Прогнозно-металлогеническая карта золотоносности России» м-ба 1:2 500 000. Занимался созданием атласов специализированных карт по Амурской и Читинской областям, оценкой перспектив выявления месторождений цветных и благородных металлов на Полярном и Приполярном Урале, является одним из основных авторов прогнозно-металлогенической карты золотоносности территории Республики Коми (Уральская часть) м-ба 1:500 000. Принимал участие в разработке методических основ комплексного геолого-экономического районирования территории Российской Федерации в целях выделения регионов и рудных районов для приоритетного геологического изучения.

Свои многолетние исследования В.П.Новиков обобщил в докторской диссертации, успешно защищенной в 1992 г.

С 2000 г. и по настоящее время возглавляет группу экспертов, выполняющих работы по научно-методическому сопровождению ГРП на золото, проводимых за счет средств федерального бюджета в Забайкальском, Хабаровском, Приморском краях и Амурской области. При его непосредственном участии осуществляются выбор подготавливаемых объектов для выполнения геологоразведочных работ, контроль за их качеством, апробация локализованных прогнозных ресурсов. Он щедро делится обширным опытом и знаниями в области поисков золоторудных месторождений как с исполнителями работ на объектах, так и со своими более молодыми коллегами и учениками.

В.П.Новиков в качестве эксперта и консультанта работал в Болгарии и США, а также участвовал в выполнении контрактных работ по поискам и оценке месторождений золота на Аляске, в Чили, Марокко.

Результаты исследований В.П.Новикова отражены в многочисленных научно-производственных отчетах, более чем в 60 публикациях. Он — член диссертационных советов ЦНИГРИ.

В составе коллектива авторов в 2008 г. удостоен премии Правительства Российской Федерации 2007 года в области науки и техники за «Научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации». Он — обладатель почетных грамот Минприроды и Роснедра, знаков «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр». За многолетнюю плодотворную деятельность и заслуги в области укрепления МСБ золота страны в 2014 г. ему присвоено звание «Заслуженный геолог Российской Федерации»

Поздравляем Вячеслава Петровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, долголетия, новых творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*