



и РУДЫ и МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

4
2016



Уважаемые коллеги!

От имени коллектива ФГУП ЦНИГРИ примите самые искренние поздравления в связи с 60-летним Юбилеем ФГУП ИМГРЭ!

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов был создан в 1956 году на базе лаборатории минералогии и геохимии редких элементов АН СССР. Его создание было связано с возросшим спросом на редкоземельные элементы в народном хозяйстве и оборонной промышленности. Институт и сегодня имеет статус «стратегического предприятия».

На протяжении многих лет под руководством К.А.Власова, Л.И.Овчинникова, Э.К.Буренкова, А.А.Кременецкого, И.Г.Спиридонова сотрудники института изучают месторождения редких элементов, закономерности их размещения, разрабатывают спектроскопические, химико-аналитические, рентгеновские методы исследований редких элементов. В результате многочисленных работ в этом направлении разработаны научные основы прогнозирования и поисков месторождений редкоземельных элементов, методы геолого-геохимических исследований разного масштаба. Определены возможности попутного извлечения из руд полезных ископаемых рения, германия, скандия, ванадия.

Наряду с проведением многоцелевого геохимического картирования территорий, изучением рудоносности перспективных площадей и геологического строения месторождений, совершенствованием лабораторных методов исследования редкоземельных руд, ФГУП ИМГРЭ осуществляет, совместно с ФГУП ЦНИГРИ, научно-методическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ на твёрдые полезные ископаемые, анализ состояния МСБ ТПИ России, апробацию их прогнозных ресурсов, решая тем самым одну из важнейших задач – укрепление минерально-сырьевой базы нашей страны.

Сотрудниками института открыты 136 месторождений и 175 новых минералов, 22 из которых названы их именами.

Кропотливые и плодотворные исследования коллектива института, итогом которых стало создание трёхтомной монографии «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», удостоены Государственной премии СССР.

В настоящее время ИМГРЭ, успешно внедряя достижения, совершенствует традиционные и разрабатывает инновационные методы, применяемые в геологической отрасли при прогнозировании, поисках и оценке месторождений твёрдых полезных ископаемых, готовит квалифицированных специалистов, знающих своё дело и любящих нелёгкую профессию.

В этот знаменательный день выражаем твёрдую уверенность в том, что высокопрофессиональный коллектив института способен выполнить любую поставленную перед ним задачу, а накопленный опыт и знания позволят и впредь добиваться высоких научных и производственных результатов и плодотворно трудиться во имя укрепления могущества и экономического развития страны.

*Дирекция,
Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ*

И РУДЫ МЕТАЛЛЫ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

4/2016

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора А.И.Черных
Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

О.А.Агибалов
Б.И.Беневольский
С.С.Вартанян
А.М.Вахрушев
А.Г.Волчков
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.В.Седельникова



УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Москва ЦНИГРИ 2016

Руды и металлы

№ 4 – 2016

ISSN 0869–5997

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

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён 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: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*
Вёрстка и оригинал-макет: *Т.И.Хариш*
Фото на обложке (бенитоит): *Didier Descouens*

Подписано в печать 01.12.16 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая
Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

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@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru
Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Подписной индекс 47218

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

© «Руды и металлы», 2016

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

| | |
|--|---|
| <i>Ковалёв С.Г., Высоцкий С.И., Высоцкий И.В.</i> Ресурсный потенциал докембрийских конгломератов Шатакского комплекса, Южный Урал | 5 |
|--|---|

| | |
|---|----|
| <i>Тарасов А.В., Гурин Г.В.</i> Прогнозно-поисковые геолого-геофизические признаки Сухоложского рудного поля | 22 |
|---|----|

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

| | |
|--|----|
| <i>Власов Е.А., Прокофьев В.Ю., Николаев Ю.Н., Калько И.А.</i> Новая находка золото-теллуридной минерализации на Чукотке: минералогия и условия формирования рудопроявления Телевеем | 48 |
|--|----|

| | |
|---|----|
| <i>Глухов А.Н., Савва Н.Е., Колова Е.Е.</i> Вещественный состав и генезис золотых руд месторождения Надежда, Магаданская область..... | 60 |
|---|----|

| | |
|---|----|
| <i>Мотов А.П., Валеев О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А.</i> Геохимическая оценка медно-порфировых узлов и золото-полиметаллических месторождений Малого Кавказа | 72 |
|---|----|

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

| | |
|---|----|
| <i>Березнер О.С., Егоров А.Ю., Черенков В.Г.</i> Генезис алмазов из триасовых коллекторов в низовьях р. Лена | 80 |
|---|----|

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

| | |
|---|----|
| <i>Кряжев С.Г.</i> Газогеохимические ореолы золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах | 94 |
|---|----|

| | |
|---|----|
| <i>Чантурия В.А., Анашкина Н.Е., Бунин И.Ж., Хачатрян Г.К.</i> Изменение состава функционального покрова природных и синтетических алмазов при воздействии высоковольтных наносекундных импульсов | 98 |
|---|----|

| | |
|--|------------|
| Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» за 2016 год..... | 111 |
|--|------------|

APPLIED METALLOGENY

Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Vysotsky I.V.
Resource potential of precambrian conglomerates from Shataksky complex,
Southern Urals5

Tarasov A.V., Gurin G.V.
Prediction/prospecting geological and geophysical features of Sukhoi Log ore field22

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Vlasov E.A., Prokof'ev V.Yu., Nikolaev Yu.N., Kalko I.A.
New discovery of gold-telluride mineralization in Chukotka: mineralogy
and formation conditions of the Televeyem prospect48

Gluhov A.N., Savva N.E., Kolova E.E.
Ore mineralogy and genesis of Nadezhda gold deposit, Magadan region60

Motov A.P., Valeev O.K., Malakh Yu.E., Golovina T.A.
Geochemical evaluation of Lesser Caucasus' porphyry copper clusters
and gold polymetallic deposits72

GEOLOGY OF DIAMOND DEPOSITS

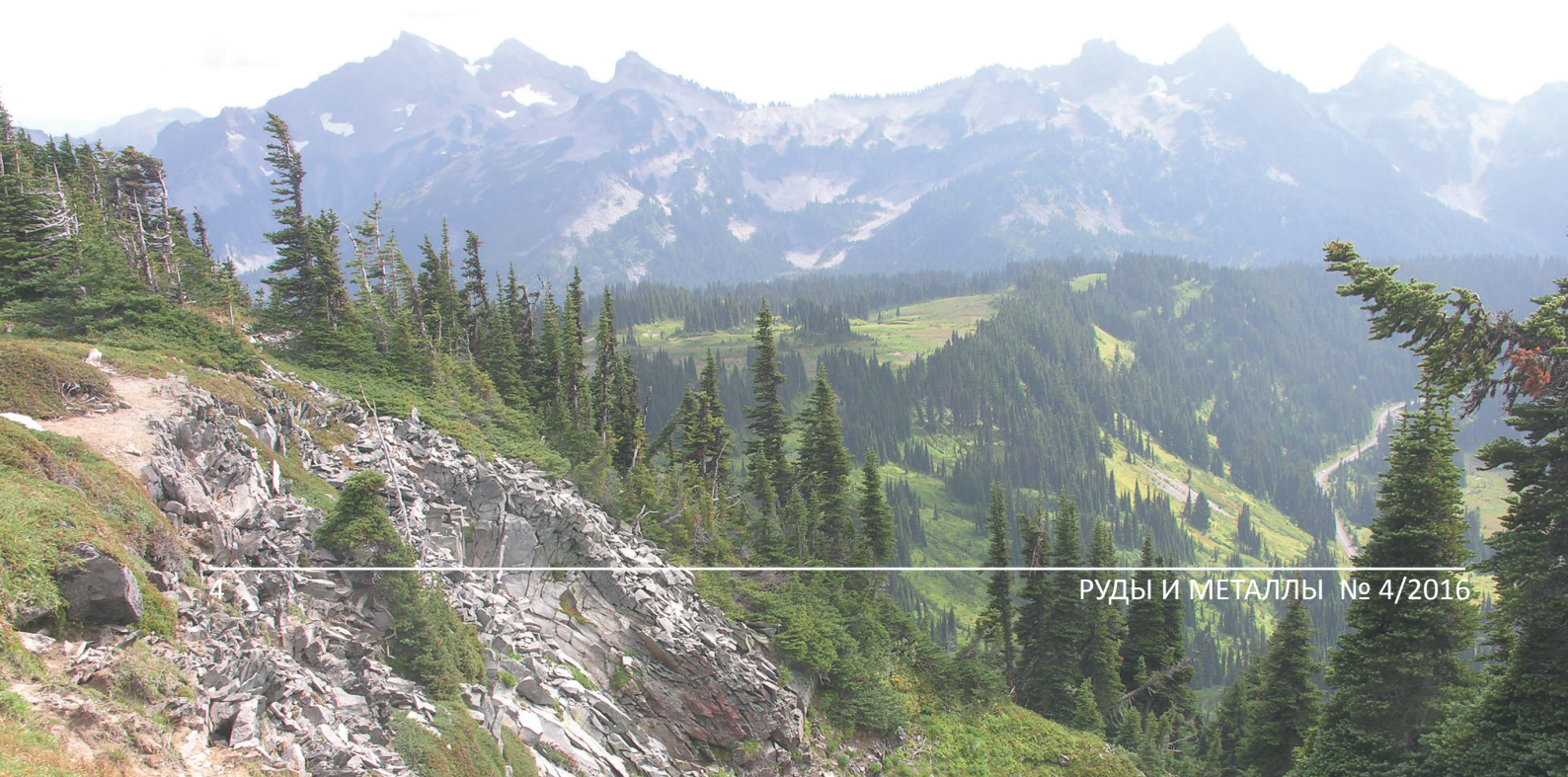
Berezner O.S., Egorov A.Yu., Cherenkov V.G.
Genesis of diamonds from the triassic collectors in the lower Lena river80

TECHNICAL FACILITIES AND EQUIPMENT IN GEOLOGICAL EXPLORATION

Kryazhev S.G.
Gas geochemical halos of orogenic gold deposits94

Chanturia V.A., Anashkina N.E., Bunin I.Zh., Khachatryan G.K.
Modification of natural and synthetic diamond functional cover
under the influence of high-voltage nanosecond pulses98

«Rudy i metally» list of publications 2016111



РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

С.Г.Ковалёв,
С.И.Высоцкий,
И.В.Высоцкий

Институт геологии Уфимского научного
центра РАН,
г. Уфа

Приводится описание вулканогенно-осадочных отложений Шатакского комплекса. Детально охарактеризована рудная минерализация, включающая самородные элементы, железоокисную, сульфидную минерализацию, селениды, теллуриды, редкоземельные минералы. Установлено пространственное распределение золота по разрезу груботерригенных пород комплекса, показаны его возможные связи с халькофильными и сидерофильными элементами. По рассчитанным соотношениям благородных металлов (платиноиды, золото, серебро) проведён анализ типов геохимической специализации терригенных пород. На основе имеющихся материалов подсчитаны ресурсы золота, составляющие по категории $P_2 \approx 108$ т. Предложена двухэтапная модель формирования благороднометаллового оруденения, включающая рифтогенный этап – «рудоподготовительный» и метаморфогенно-гидротермальный – рудообразующий.

Ключевые слова: метабазальты, конгломераты, золото, платиноиды, железоокисная минерализация, сульфиды, геохимическая специализация, Южный Урал.

В пределах Башкирского мегантиклинория основание среднерифейских отложений представлено машакской свитой, впервые выделенной К.А.Львовым [13] и А.И.Ивановым [4] и охарактеризованной В.П.Парначёвым с соавторами [19]. В южной части Ямантауского антиклинория возрастным аналогом машакской свиты считаются вулканогенно-осадочные образования Шатакского комплекса, выделенные в районе хребтов Малый и Большой Шатак и позднее изученные А.Ф.Ротарем с соавторами [25] в Кухтурском и Узьянском блоках в междуречье Белой, Малого и Сухого Кухтуров. Описываемые образования на восточном крыле Ямантауского антиклинория слагают моноклираль,

осложнённую дизъюнктивными нарушениями и мелкой складчатостью, где они с угловым несогласием перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея, постепенно сменяясь зигальгинскими кварцитами. Среди отложений Шатакского комплекса развита стратифицированная вулканогенно-осадочная ассоциация, а также магматические породы субвулканической и дайковой фаций (рис. 1). Исследования комплекса в районе хребтов Большой и Малый Шатак позволили расчленить его на восемь подсвит с таким же названием, как и в машакской свите (снизу вверх): кузьелгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куянтавскую, каранскую, шакитарскую и ямантаускую [19]. При проведе-

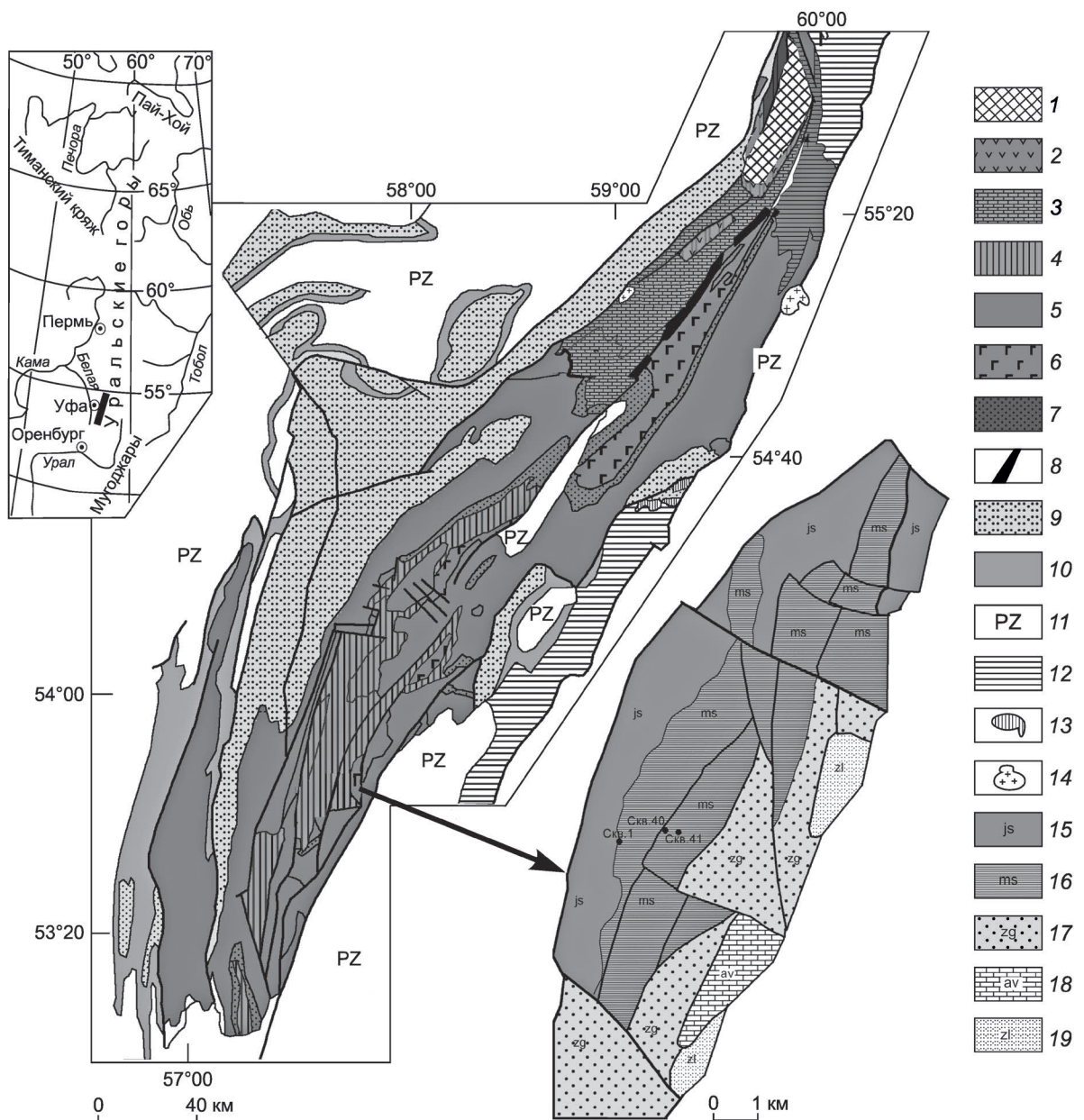


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и Шатакского комплекса, по [2]:

схема: 1 – тараташский метаморфический комплекс, 2 – айская свита, 3 – саткинская и бакальская свиты нерасчленённые, 4 – большеинзерская, суранская и юшинская свиты нерасчленённые, 5 – терригенные отложения среднего рифея нерасчленённые, 6 – вулканогенно-осадочные образования среднего рифея, 7 – зигальгинская свита, 8 – Кусинско-Копанский комплекс среднего рифея, 9 – верхнерифейские отложения нерасчленённые, 10 – вендские отложения нерасчленённые, 11 – палеозойские отложения, 12 – метаморфические комплексы, 13 – ультраосновные породы, 14 – гранитоиды; врезка: 15 – юшинская, 16 – машакская, 17 – зигальгинская, 18 – авзянская, 19 – зильмердакская свиты

нии научно-исследовательских, тематических и поисковых работ по оценке золотоносности докембрийских конгломератов, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка», ГУП «Башгеолцентр»

РБ и ИГ УНЦ РАН в пределах хребта Большой Шатак, нами были детально изучены отложения Шатакского комплекса и определён их ресурсный потенциал [2, 9, 10].

Магматические породы Шатакского комплекса представлены пикритами, базальтами и риолитами. Пикриты образуют пластовую интрузию, расположенную в основании машакской свиты на её непосредственной границе с подстилающими отложениями юшинской свиты [8]. Макроскопически – это зеленовато-серые, тёмно-зелёные среднезернистые, амфиболизированные разновидности породы массивной текстуры и видимой мощностью ~25–30 м. В строении интрузии установлены три зоны: нижняя эндоконтактовая, центральная и верхняя эндоконтактовая. Породы верхней эндоконтактовой зоны – метадолериты с микроофитовой и микродолеритовой структурой. Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являлись оливин, клинопироксен, ортопироксен, роговая обманка. Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. Нижний горизонт представлен интенсивно изменёнными пикродолеритами. Из первичных минералов по псевдоморфозам выявлен клинопироксен и плагиоклаз. Вторичные минералы – амфибол, лейкоксен, хлорит, серпентин, альбит, карбонат, апатит, тальк, серицит.

Метабазальты Шатакского комплекса, максимальное количество которых входит в состав кузьелгинской и каранской подсвит, – зелёные, зеленовато-серые, средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфириовидная структуры. Минеральный состав пород включает клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, титаномагнетит, магнетит. Ассоциация вторичных минералов – амфибол актинолит-тремолитового ряда, хлорит (пеннин-клинохлор), эпидот, серицит, титанит, лейкоксен, гематит. В крупных телах наблюдается отчётливое увеличение размерности зёрен в направлении от контактов внутрь тел, при этом минеральный состав не претерпевает каких-либо изменений, кроме размерности кристаллов и микроструктурных особенностей пород. Так, в эндоконтактах структура близка к интерсертальной с удлинёнными лейстами плагиоклаза и интерстициальным пространством, заполненным стекловатым мезостазисом или продуктами его девитрификации; в центральных частях тел породам присущи микрогаббровая, микродолеритовая и микроофитовая структуры.

Часто в прикровельных и приподошвенных частях магматических тел отмечаются обильные миндалины, выполненные кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрявшейся магмы.

Риолиты – светло-серые породы с порфириовидной флюидалной и шлирово-такситовой структурой. Основная масса сложена мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. В порфириовидных выделениях присутствует кислый плагиоклаз (андезин-олигоклаз). Темноцветные минералы – зеленовато-бурый биотит и хлорит. В качестве аксессуариев встречаются апатит, ортит, монацит, титанит, эпидот. Кроме того, в пределах комплекса фиксируются интрузивные габбро, габбродолериты, представленные силлами или штокообразными телами с рвущими контактами. Практически все магматические породы претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм. Они окварцованы и серицитизированы.

Осадочные породы Шатакского комплекса слагают ~25% его объёма и состоят преимущественно из грубозернистых разностей – конгломератов и песчаников. Алевролиты, алевропелитовые сланцы и известняки распространены в подчинённых количествах. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях (кузьелгинская и каранская подсвиты). Они на 70–80% сложены хорошо окатанными обломками кварцитопесчаников и кварцитов, реже железистых кварцитопесчаников, микрокварцитов и разнообразных сланцев. В базальных горизонтах повсеместно отмечаются галька и глыбы подстилающих пород юшинской свиты (RF₁). Цемент сложен кварцевым песчаным материалом и мелкочешуйчатой серицит-хлоритовой массой. Песчаники представлены кварцевыми разностями, на 80–90% состоящими из обломков кварца с хлорит-серицитовым цементом. Алевролиты и алевропелитовые сланцы встречаются в тонком переслаивании друг с другом, реже слагают самостоятельные мало-мощные горизонты и пачки.

Датирование магматических пород Шатакского комплекса по единичным кристаллам цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) показало наличие в пробах нескольких популяций с возрастом от 1500–1550 до 1330–1350 млн лет [17, 21]. Возрастные данные,

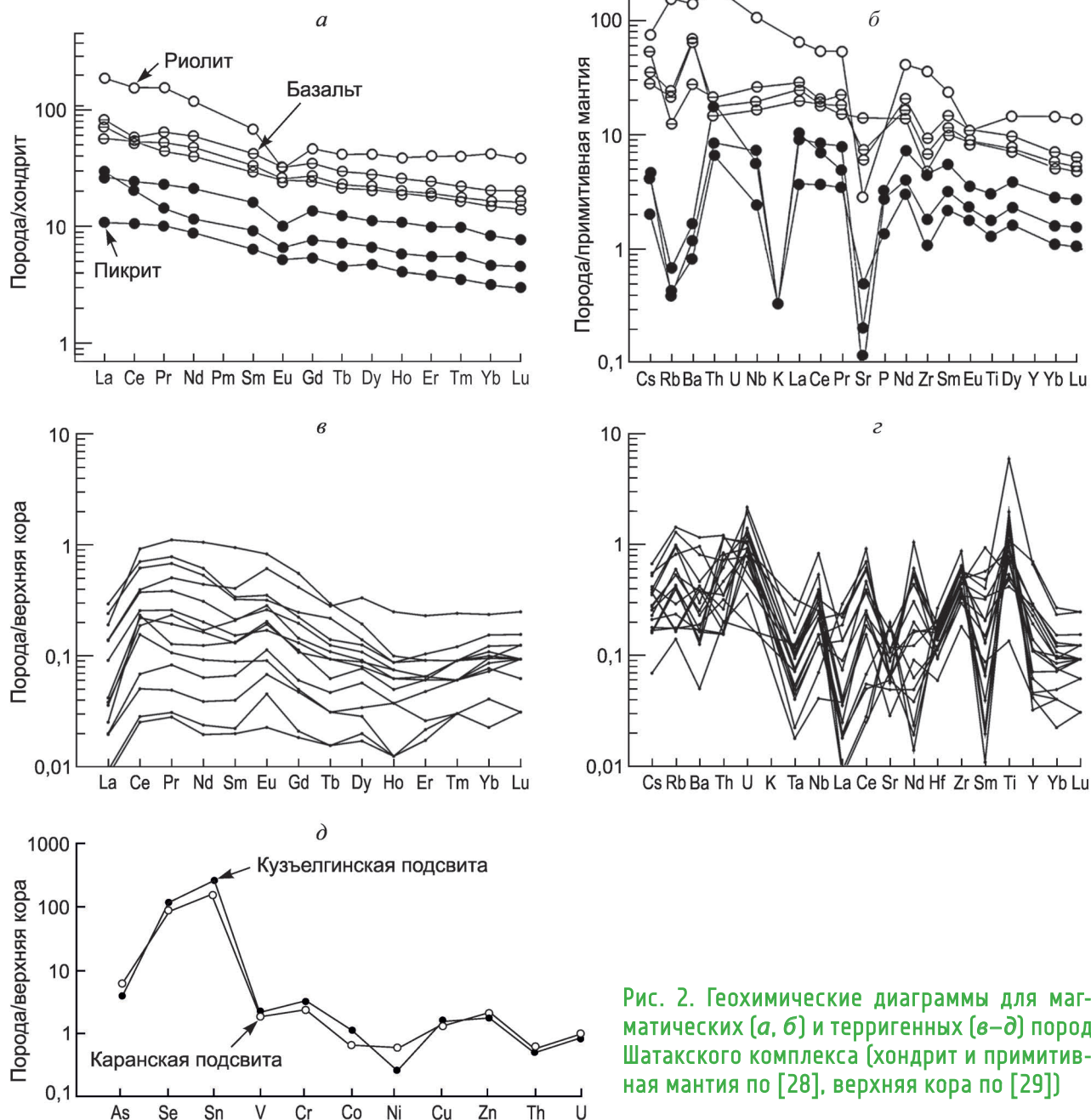


Рис. 2. Геохимические диаграммы для магматических (а, б) и терригенных (в–д) пород Шатакского комплекса (хондрит и примитивная мантия по [28], верхняя кора по [29])

полученные методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по четырём зёрнам циркона из метабазальтов, дали средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1381,5 \pm 1,0$ млн лет (MSWD=1,0) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,3 \pm 0,4$ млн лет (MSWD=1,1) [22].

Геохимические характеристики магматических и осадочных пород комплекса обладают определённой спецификой. В частности, по нормализованным отношениям La/Lu и Ce/Yb все

разновидности магматических пород (пикриты – 2,52–4,38 и 2,24–3,64, базальты – 4,40–5,91 и 3,30–4,74, риолиты – 112,23 и 66,08 соответственно) в значительной степени обогащены лёгкой группой РЗЭ (рис. 2, а, б). Кроме того, La/Sm отношение в пикритах и базальтах Шатакского комплекса варьирует в пределах от 1,66 до 2,53 и повышается к риолитам до 4,61. Близкие тенденции в ряду пород пикрит – ба-

зальт – риолит характерны и для крупноионных (Rb, Ba, K), и высокозарядных (Th, U) элементов. При этом всем разновидностям пород присущи стронциевый «минимум» и «обратное» распределение цезия в пикритах – базальтах, с одной стороны, и риолитах – с другой. В целом геохимические характеристики магматических пород свидетельствуют об их формировании в результате дифференциации магмы в едином промежуточном очаге.

Распределение РЗЭ в конгломератах Шатакского комплекса отличается широким разбросом (на два порядка) количеств всей группы РЗЭ при практически полной идентичности трендов, что, на наш взгляд, обусловлено переменным содержанием кварцевого материала галек в пробах. Средние значения для большей части важных геохимических отношений элементов шатакских конгломератов в значительной степени превышают таковые, характерные для верхней коры, по [29] (Nb/Ta конгломераты – 31,14, верхняя кора – 13,4, Zr/Hf – 105,16 и 36,7, K/Rb – 375,1 и 283, Rb/Cs – 52,38 и 20 соответственно). В то же время отношение K/Rb оказывается близким (9499 в конгломератах и 9475 в верхней коре), а Th/U (2,45 в конгломератах и 3,8 в верхней коре) говорит о повышенных количествах урана в шатакских конгломератах по отношению к торью.

Интерес представляют нормализованные средние содержания редких, рассеянных и «рудогенных» элементов в конгломератах Шатакского комплекса, изображённые на рис. 2, д. Обобщённый анализ содержаний и распределения этих элементов в конгломератах показал следующее:

- содержания практически всех элементов в конгломератах кузьелгинской и каранской подсуит близки между собой, что позволяет говорить об едином механизме их перераспределения и накопления;
- аномально высокие содержания As, Se и Sn свидетельствуют об определённом минералогическом-геохимическом типе оруденения (арсенинит?, селениды) в конгломератах, частично подтверждённом минералогическими исследованиями;
- относительно низкие содержания Co и Ni – типоморфных элементов для магматических пород основного состава – ещё раз подчёркивают особенности шатакских конгломе-

ратов, а именно практически полное отсутствие магматических пород в составе обломочного материала, свидетельствующее об интрузивной природе значительной части «базальтов», что отмечалось нами ранее [8];

- повышенные количества халькофильных элементов обусловлены наличием сульфидной минерализации.

При минералогическом изучении пород Шатакского комплекса обнаружены самородные элементы, железистоокисная, сульфидная, селенидная, теллуридная, редкоземельная минерализация и неидентифицированные соединения сложного состава. По парагенезисам и характеру железистоокисной минерализации среди грубоэригеновых пород комплекса выделяются гематитовые и магнетитовые разновидности. В первых гематит является наиболее распространённым рудным минералом. Его содержание колеблется от нескольких зёрен (гальки конгломератов) до 15–20% (цемент конгломератов). В крупных гальках гематит представлен включениями размером 30–50 мкм, агрегатными скоплениями размером 100–150 мкм и (или) прерывистыми цепочками зёрен и агрегатов мощностью 5–15 мкм, длиной до 100–150 мкм. С уменьшением размера галек в них возрастает содержание гематита, но форма выделений остаётся рассеянно-вкрапленной. Количественно неравномерно-зернистая вкрапленность гематита изменяется от 2–5% площади препарата до 20–25% (рис. 3, а). При этом появляются сплошные рудные массы, сгустки и пятна размером до 1000 мкм. Иногда агрегаты гематита с краёв внедряются в зёрна кварца, образуя весьма своеобразные сложной формы скопления. Магнетит в этих горизонтах довольно редок, спорадически встречается среди кварцевого цемента в ассоциации с гематитом. Он представлен идиоморфными зёрнами с хорошо развитыми тремя-шестью гранями размером 30–150 мкм. Магнетит замещается гематитом и гётитом с образованием полных псевдоморфоз. Исследования монофракций гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузьелгинской подсуиты, показали, что в них содержится до 10,77 г/т Au и 1,12 г/т Ag. Кроме собственно гематитовой минерализации, в горизонтах с гематитом отмечаются кварц-гематитовые жилы и прожилки мощностью до 20 см, занимающие секущее положение в тол-

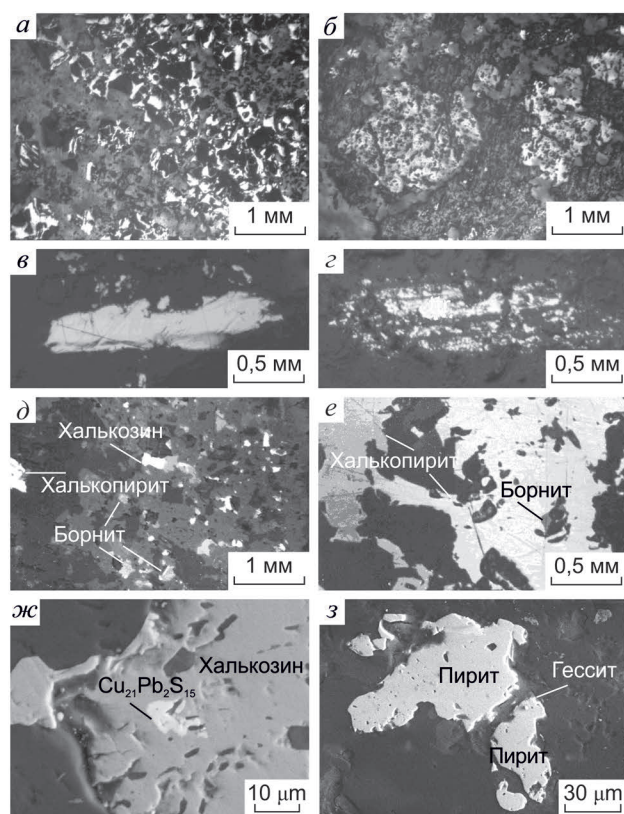


Рис. 3. Рудная минерализация в породах Шатакского комплекса:

а – гематит; *б* – магнетит; *в*, *г* – самородное золото; *д–з* – сульфиды

щах конгломератов и приуроченные к трещинам скола. В отличие от аллотриоморфнозернистых агрегатов, развитых в породах, в жилах преобладают идиоморфные и субидиоморфные крупночешуйчатые кристаллы гематита. Пробирным методом в жилах установлено наличие Au на уровне 0,2–0,6 г/т.

Во второй разновидности конгломератов магнетит – главный рудный минерал. Он представлен хорошо ограниченными кристаллами треугольной, четырёхугольной, шестиугольной форм и их разнообразными срастаниями. Кристаллы сильно пористые, замещаются кварцевым цементом в виде вростков и неправильных внедрений. Вкрапленники магнетита неравномерно рассредоточены в цементе. Максимальное их количество достигает 60–65% площади препаратов. В слабо минерализованных участках цемента размер их не превышает 30–50 мкм, с увеличением количества кристаллов неко-

торые индивиды вырастают до 300–500 мкм (см. рис. 3, б). Форма зёрен также изменяется: мелкозернистые агрегаты неправильной формы в первом случае и кристаллические выделения во втором. В монофракции магнетита содержание Au и Ag, определённое атомно-абсорбционным методом, составляет 4,9 и 0,2 г/т соответственно. Кроме этого, к данному типу минерализации относится Южно-Шатакское проявление магнетита, расположенное в районе горы Катушка в зоне распространения конгломератов каранской подсвиты. Рудопроявление представлено густовкрапленной минерализацией мощностью 2–3 м, приуроченной к контакту рассланцованных, катаклазированных метабазальтов и мелкогалечных конгломератов. Цемент последних практически полностью замещён магнетитом, который присутствует и в кварцевых гальках. Среди нерудных минералов преобладают хлорит и кварц. В магнетите отмечаются розетковидные и лучистые выделения минералов группы эпидота. Содержания благородных металлов, определённые атомно-абсорбционным методом в магнетитовой руде из эндо- и экзоконтактной зон, г/т: 1,2 и 2,15 Au, 1,2 и 1,75 Ag, <0,5 и 1,4 Pt, <0,1 и 0,2 Pd соответственно. Химический состав магнетитов рудопроявления характеризуется отсутствием примесей халькофильных элементов и незначительным содержанием сидерофилов, вес. %: <0,01 Cu, <0,01 Zn, <0,01 Pb, <0,01 S, 65,84–67,80 Fe, <0,05 Mn, 0,023 Co, 0,034–0,038 Ni, 0,048–0,07 Cr, в отличие от магнетитов из цемента конгломератов и магматических пород, в составе которых установлены как благородные металлы, так и халькофильные элементы (табл. 1).

При изучении проб-протолок из цемента мелкогалечных конгломератов кузьялгинской подсвиты обнаружены единичные знаки самородного железа [11]. Выделения серо-стального цвета с металлическим блеском имеют удлинённо-неправильную «червеобразную» форму и размеры до 2–3 мм по удлинению. Они были найдены в двух горизонтах, цемент одного из которых представлен мелкозернистым серицит-кварцевым агрегатом, а рудные минералы – гематитом, реже пиритом. Цемент другого горизонта конгломератов представляет собой эпидот-хлорит-серицит-кварцевый агрегат, а из рудных минералов в нём присутствуют магнетит и халькопирит. В составе самородного железа

1. Составы железистоокисных минералов из пород Шатакского комплекса, ат. %

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|----------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| Au | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,23 | 0,51 | 0,0 |
| Ag | 0,67 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,11 | 0,0 | 0,11 |
| Pt | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,52 | 0,34 |
| Pd | 0,48 | 0,0 | 0,23 | 0,0 | 0,04 | 0,0 | 0,69 |
| Rh | 0,14 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,15 | 0,20 |
| Fe | 97,13 | 98,96 | 97,3 | 98,7 | 98,42 | 97,37 | 96,02 |
| S | 0,0 | 0,09 | 0,82 | 0,06 | 0,09 | 0,0 | 0,0 |
| Cr | 0,10 | 0,09 | 0,16 | 0,29 | 0,13 | 0,0 | 0,0 |
| Co | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,23 | 0,0 |
| Ni | 0,16 | 0,15 | 0,19 | 0,2 | 0,0 | 0,14 | 0,40 |
| Cu | 0,06 | 0,05 | 0,15 | 0,17 | 0,09 | 0,0 | 0,36 |
| Ti | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,48 | 0,07 | 0,24 | 0,18 |
| V | 0,55 | 0,01 | 0,21 | 0,0 | 0,08 | 0,37 | 0,1 |
| Sn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,10 | 0,18 | 0,0 | 0,0 |
| Mn | 0,05 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,15 | 0,33 |
| Sb | 0,11 | 0,21 | 0,0 | 0,0 | 0,09 | 0,0 | 0,0 |
| As | 0,48 | 0,37 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,09 | 1,27 |
| Pb | 0,0 | 0,0 | 0,86 | 0,0 | 0,47 | 0,23 | 0,0 |

Примечание. 1–5 – рудные минералы из конгломератов и гравелитов; 6, 7 – то же, из метабазальтов. Изучение минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (ВНИИХТ, г. Москва).

микронзондовым методом установлены благородные металлы (Au и Pt). К сожалению, однозначно диагностировать форму вхождения Au и Pt в железо (изоморфная примесь или собственные минеральные микроформы) на данном этапе исследований невозможно.

Самородное золото встречается в обоих типах конгломератов. Как правило, оно приурочено к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зёрна кварца (см. рис. 3, в, г). Форма золотин неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе изменяется от первых до десятков микрометров, реже первых сотен. В частности, в конгломератах с гематитом золото выявлено в гальке кварца (20–50 мкм), частица изометрической формы размером 60×80 мкм – в кварцево-сланцевом цементе, частица размером 30×50 мкм – в сростке с гематитом. В магнетите обнаружены включения самородного золота размером 5–40 мкм, а в грубом гравитационном концентрате магнетитовых конгломератов – Au размером до 50×300 мкм. Рентгеноструктурный анализ золотин

из обоих типов конгломератов показал наличие в составе Au серебра.

Здесь же в двух образцах цемента конгломератов были обнаружены платиноиды, определённые оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО «Унипромедь» как нигглиит (PtSn₃). Выделения имеют идиоморфную форму с правильными и ровными двумя и тремя гранями, средней твёрдостью, очень сильным двуотражением (R=20–40%) и анизотропией с ярким цветным эффектом от оранжевого до тёмного серо-синего.

Самородное серебро обнаружено нами в экзоконтактах метабазальтов с хлоритизированными конгломератами среди рассеянно-вкрапленной сульфидной минерализации, ат. %: 67,33–75,79 Ag, 12,22–14,32 Fe, 2,95–3,51 Cu, 6,38–8,06 S, 7,1 Se, 2,34 As. Наличие в его составе таких элементов, как Cu, S и Se, свидетельствует о парагенетической связи Ag с сульфидами.

Сульфидная минерализация в породах Шатакского комплекса довольно обильна, присутствует на разных горизонтах разрезов и в

различных типах пород (см. рис. 3, д–ж). С некоторой долей условности можно выделить три структурно-вещественных типа минерализации: рассеянно-вкрапленная (\pm) пентландит-пирит-халькопиритовая, распространённая практически по всему объёму магматических тел; прожилково-вкрапленная халькозин-ковеллин-борнит-халькопиритовая, приуроченная к контактам базальтов и терригенных пород при мощности обогащённых сульфидами интервалов от 0,5 до 1,0 м; вкрапленная, рассеянно-вкрапленная пиритовая переменной мощности (от 0,1 до 0,5 м), развитая на разных уровнях в горизонтах песчаников и конгломератов.

Пирит, самый распространённый сульфид, встречается в виде субидиоморфных кристаллов кубического габитуса, а также часто образует ксеноморфные выделения, группирующиеся в обособления «округлой» формы. В его химическом составе (Fe 47,24–47,27, S 51,76–52,24, Co 0,46–0,52, Se 0,51 ат. %) установлены значимые содержания Co, Se и Ni. Халькопирит (Cu 34,77, Fe 31,74, S 32,24, Co 0,39, Au 0,86 ат. %) – второй по распространённости сульфид, присутствует в ксеноморфных выделениях размером 0,01–0,05 мм в ассоциации с борнитом и халькозином, а также образует единичные выделения или сростки кристаллов. В качестве примесей в нём установлены Co и Au. Борнит (Cu 62,89–65,17, Fe 10,06–11,86, S 24,18–25,25, Ag 0,5 ат. %) представлен довольно обильными ксеноморфными и изометрическими выделениями розоватой окраски в ассоциации с халькопиритом и халькозином. Химический состав минерала достаточно постоянен, а в качестве примеси присутствует серебро. Халькозин (Cu 73,31–75,37, Fe 5,41–6,23, S 18,4–23,28 ат. %) обнаружен в ассоциации с борнитом, халькопиритом, сфалеритом. Он присутствует в виде разновидности голубого цвета, что обусловлено наличием в твёрдом растворе молекул ковеллина. В химическом составе халькозина велико количество железа, что позволяет отнести его к железистым разновидностям. В интервалах с халькозин-ковеллин-борнит-халькопиритовой минерализацией установлены многочисленные неидентифицированные нестехиометричные минералы переменного состава системы Cu–Fe–S с примесями Co, As, Se и Te, ат. %:

- Fe 74,90, Cu 18,32, Co 1,18, Te 0,76, Se 1,16, As 3,69;

- Fe 79,61, Cu 19,17, Co 0,97, As 0,25;
- Fe 60,75, Cu 28,21, S 11,04;
- Fe 10,67, Cu 49,74, S 39,59.

Кроме того, здесь же присутствуют неидентифицированные селениды (Fe 47,59, Cu 12,4, Se 38,79, As 1,14, Se 70,28, As 29,72 ат. %) и теллуриды (Fe 65,56, S 5,79, Te 28,65, S 3,76, Ag 78,79, Te 17,45 ат. %) (см. рис. 3, з).

Для терригенных грубообломочных пород кузьелгинской и каранской подсвит Шатакского комплекса характерна своеобразная благороднометальная геохимическая специализация. Количества благородных металлов превышают кларк земной коры, по [3]: платина и палладий в 10–250 раз, золото в 10–350 раз. Площадное опробование штуфов конгломератов показало наличие в них устойчиво повышенных (аномальных) содержаний Au, варьирующих в пределах от 0,2 до 5,5 г/т (табл. 2). Причём повышенные содержания установлены на протяжении 11 км, т.е. всего комплекса по латерали в конгломератах как кузьелгинской, так и каранской подсвит. Кроме золота, в породах выявлены платина и палладий в промышленно значимых количествах (0,21–1,75 Pt, 0,11–0,63 Pd г/т). По рассчитанным соотношениям благородных металлов проведён предварительный анализ типов геохимической специализации терригенных пород комплекса. Так, золото-серебряное отношение значительно варьирует от 0,01 до 126,25, при том, что в большей части анализов этот коэффициент >1 , что свидетельствует о золото-серебряном типе геохимической специализации пород. Платино-палладиевое отношение почти во всех породах комплекса <1 , максимальное значение 110. В единичных анализах оно составляет 0,02, что говорит об изменении типа специализации с палладий-платинового на платино-палладиевый. Отношение Au к Pt+Pd также значительно колеблется от практически чисто «золотого» (15,78–106) до «платиноидного» (0,006–0,01). Вариации рассчитанных соотношений указывают на наличие нескольких типов благороднометальной специализации в породах комплекса, что обусловлено, вероятнее всего, полигенным характером её генезиса.

Результаты штупного опробования разрезов кузьелгинской и каранской подсвит методом атомной эмиссии с индуктивно связанной плазмой, проведённого по методике МА ИАЦ-65-2004 в ОАО «Иргиредмет» (рис. 4), позволяют рас-

2. Содержания благородных металлов в осадочных породах Шатакского комплекса, г/т

| №№ п/п | Породы | Au | Ag | Pt | Pd | Pt/Pd | Au/Ag | Au/(Pt+Pd) |
|--------|---------------------|-------|-------|------|-------|-------|--------|------------|
| 1 | Конгломерат | 0,01 | 0,02 | 0,41 | 0,01 | 41 | 0,5 | 0,02 |
| 2 | Конгломерат | 0,03 | 0,03 | 1,10 | 0,01 | 110 | 1 | 0,03 |
| 3 | Конгломерат | 0,01 | 0,01 | 1,04 | <0,01 | | 1 | |
| 4 | Конгломерат | 0,01 | 0,05 | 0,41 | 0,01 | 41 | 0,2 | 0,02 |
| 5 | Конгломерат | 0,01 | 0,35 | 0,76 | 0,29 | 2,62 | 0,03 | 0,01 |
| 6 | Конгломерат | 0,01 | 0,16 | 0,71 | 0,01 | 71 | 0,06 | 0,01 |
| 7 | Конгломерат | 0,02 | 0,04 | 0,21 | 0,11 | 1,91 | 0,5 | 0,06 |
| 8 | Конгломерат | 0,04 | 3,67 | 0,45 | 0,01 | 45 | 0,01 | 0,09 |
| 9 | Конгломерат | 0,03 | 0,01 | 0,77 | 0,12 | 6,42 | 3 | 0,03 |
| 10 | Конгломерат | 0,97 | 0,02 | 0,02 | <0,01 | | 48,5 | |
| 11 | Конгломерат | 5,05 | 0,04 | 0,31 | 0,01 | 31 | 126,25 | 15,78 |
| 12 | Конгломерат | 0,01 | 0,03 | 1,11 | 0,48 | 2,31 | 0,33 | 0,006 |
| 13 | Конгломерат | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,63 | 0,02 | | 0,05 |
| 14 | Конгломерат | 0,20 | 0,26 | 0,46 | <0,01 | | 0,77 | |
| 15 | Конгломерат | 0,85 | 4,62 | 0,18 | <0,01 | | 0,18 | |
| 16 | Конгломерат | 2,12 | 15,14 | 0,01 | 0,01 | 1 | 0,14 | 106 |
| 17 | Конгломерат | <0,01 | <0,01 | 0,88 | 0,01 | 88 | | |
| 18 | Конгломерат | 0,78 | 7,02 | 0,01 | <0,01 | | 0,11 | |
| 19 | Конгломерат с mgt | 0,20 | 5,25 | 1,75 | 0,30 | 5,83 | 0,04 | 0,10 |
| 20 | Песчаник с gem | 0,25 | 1,00 | <0,5 | <0,1 | | 0,25 | |
| 21 | Конгломерат | 0,10 | 1,00 | <0,5 | <0,1 | | 0,1 | |
| 22 | Конгломерат | 0,35 | 1,25 | н/о | н/о | | 0,28 | |
| 23 | Конгломерат с gem | 1,80 | 1,45 | н/о | н/о | | 1,24 | |
| 24 | Конгломерат с mgt | 1,60 | 2,50 | 1,30 | 0,30 | 4,33 | 0,64 | 1 |
| 25 | Конгломерат с mgt | 1,20 | 1,50 | 1,50 | 0,20 | 7,5 | 0,8 | 0,71 |
| 26 | Магнетитовая порода | 1,20 | 1,75 | <0,5 | <0,1 | | 0,69 | |
| 27 | Конгломерат с mgt | 2,15 | 1,20 | 1,40 | 0,20 | 7 | 1,79 | 1,34 |
| 28 | Конгломерат | 0,20 | 1,38 | н/о | н/о | | 0,14 | |
| 29 | Конгломерат | 0,30 | 1,25 | <0,5 | <0,1 | | 0,24 | |
| 30 | Конгломерат | <0,1 | 1,00 | <0,5 | <0,1 | | - | |
| 31 | Конгломерат | 0,20 | 1,25 | <0,5 | <0,1 | | 0,16 | |
| 32 | Конгломерат | 0,20 | 1,00 | н/о | н/о | | 0,2 | |
| 33 | Конгломерат | 0,15 | 0,75 | н/о | н/о | | 0,2 | |
| 34 | Конгломерат | 0,20 | 0,75 | 0,85 | 0,20 | 4,25 | 0,27 | 0,19 |
| 35 | Конгломерат | 0,20 | 0,75 | 0,60 | 0,20 | 3 | 0,27 | 0,25 |
| 36 | Конгломерат | 1,80 | 1,40 | 1,25 | 0,35 | 3,57 | 1,29 | 1,13 |
| 37 | Конгломерат | 1,60 | 2,55 | 1,30 | 0,30 | 4,33 | 0,63 | 1 |
| 38 | Конгломерат с gem | 1,85 | 1,70 | 0,50 | 0,10 | 5 | 1,09 | 3,08 |
| 39 | Гравелит с gem | 0,20 | 0,50 | <0,5 | <0,1 | | 0,4 | |
| 40 | Конгломерат | 0,10 | 0,50 | н/о | н/о | | 0,2 | |
| 41 | Песчаник с gem | 0,20 | 1,25 | н/о | н/о | | 0,16 | |
| 42 | Конгломерат | 2,00 | 0,75 | 0,80 | 0,30 | 2,67 | 2,67 | 1,82 |
| 43 | Конгломерат | 0,10 | 1,00 | н/о | н/о | | 0,1 | |
| 44 | Конгломерат | 0,10 | 0,50 | н/о | н/о | | 0,2 | |
| 45 | Углеродистый сланец | 0,20 | 1,36 | <0,5 | <0,1 | | 0,15 | |
| 46 | Углеродистый сланец | 0,20 | 1,38 | н/о | н/о | | 0,14 | |

Примечание. 1–21 – анализы выполнены в ЦНИГРИ пробирно-атомно-абсорбционным методом, 22–46 – в ОАО «Уни-промедь» атомно-абсорбционным методом [9]; н/о – элемент не обнаружен; mgt – магнетит, gem – гематит.

смотреть пространственное распределение золота и его возможные связи с халькофильными и сидерофильными элементами. Как видно из приведённых диаграмм, в разрезах обоих под-свет наблюдается определённая когерентность в максимумах содержаний Au и Cu+Zn, Au и Cu+Zn+Fe, Au и Cu+Zn+Fe+Ni+Co, т.е. золото ассоциируется как с сульфидными минералами, так

и железоокисными, что ещё раз подчёркивает полигенный характер его генезиса.

Несколько неожиданные данные по содержаниям Au получены по пробам-протоочкам магматических пород разреза кузьелгинской подсветы, отмытых до «серого» шлиха: метаба-залът из нижней толщи – 22,0 г/т, метабазалът из верхней – 5,8 г/т, риолит – 6,3 г/т (см. рис. 4).

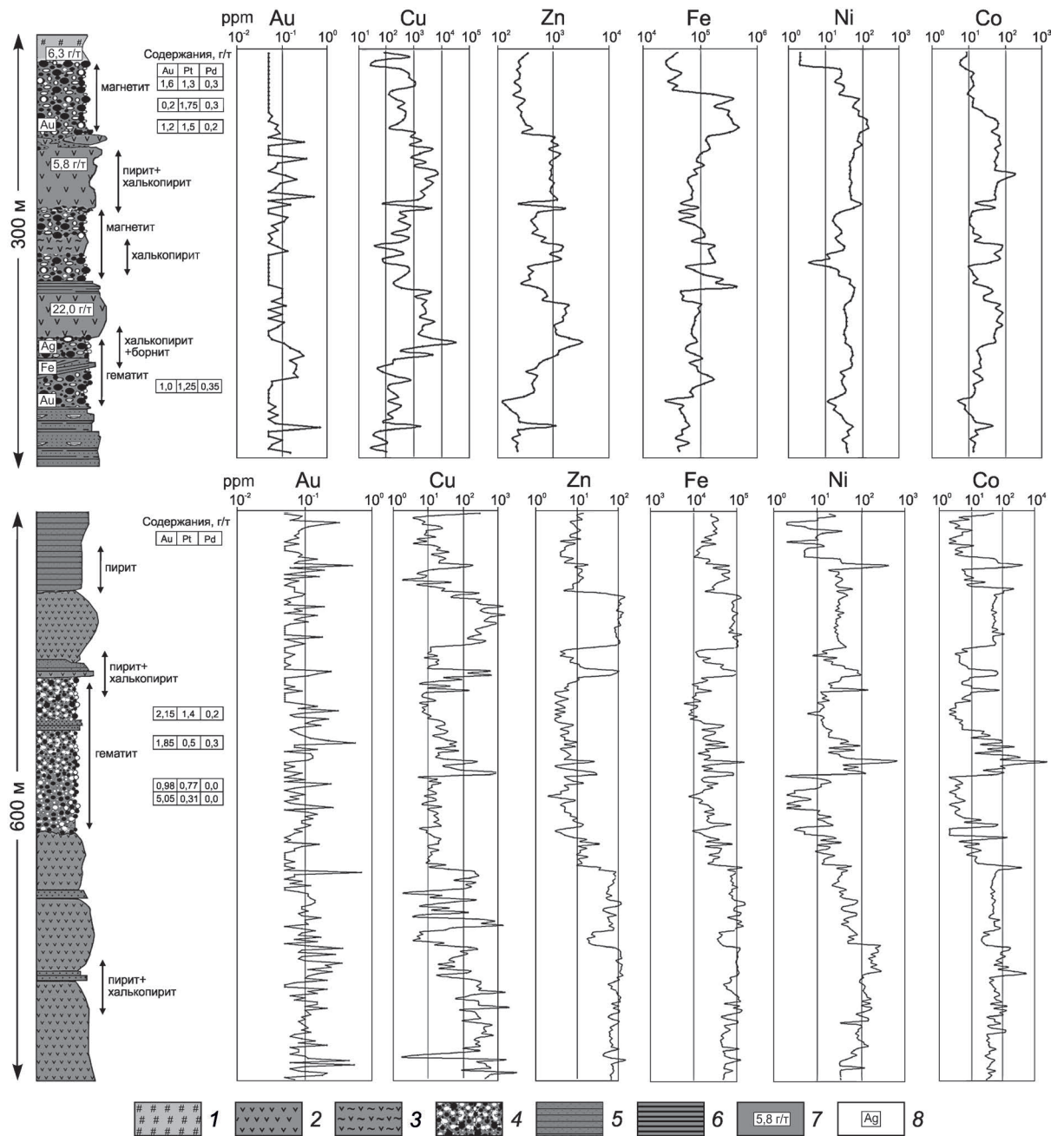


Рис. 4. Распределение элементов по разрезам кузельгинской и каранской подсвит Шатакского комплекса:

1 – риолиты; 2 – базальты; 3 – метасоматиты; 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – сланцы; 7 – содержания Au в шлихах из проб-протоочек; 8 – места находок самородных элементов

Таким образом, следует констатировать, что повышенные (аномальные) содержания Au характерны для всех разновидностей пород Шатакского комплекса, а анализ его распространения по разрезам подсвит свидетельствует о нескольких этапах перераспределения золота.

Значительные колебания концентраций Au по данным различных видов анализов не позволяют на их основе определить несмещённую оценку среднего содержания и ресурсы золота в шатакских конгломератах выше категории P₂. Поэтому для расчёта принято среднее содержа-

ние Au 1,6 г/т, установленное технологическим опробованием двух валовых проб конгломератов кузельгинской подсвиты массой по 500 кг каждая, проведённым в ОАО «Унипромедь». При расчёте прогнозных ресурсов по категории P₂ использовались следующие параметры: площадь – 500 000 м², глубина прогноза – 250 м, коэффициент продуктивности – 0,1, объём рудной массы – 12,5 млн м³, объёмный вес – 2,7 т/м³, масса руды – 33,75 млн т, среднее содержание Au – 1,6 г/т, ресурсы золота – 54 т. При включении в расчёты конгломератов каранской подсвиты прогнозные ресурсы минимально увеличатся до ≈108 т золота.

Кроме того, исследованиями ОАО «Унипромедь» показана возможность сквозного извлечения в товарный концентрат до 70% золота гравитационно-цианидной технологией с предварительной магнитной и электросепарацией. Попутно получается кондиционный железосодержащий концентрат. В гравитационный продукт с концентрацией Au 27–30 г/т извлекается 48–50% Au. Цианидная перераспределительная сорбция хвостов гравитационного цикла производится сорбцией золота на угольную пульпу. Концентрация Fe в попутных гематитовом и магнетитовом концентратах 42–48 и 53–56% соответственно. Железосодержащие концентраты по содержанию железа и примесей отвечают требованиям металлургических заводов и после агломерации могут перерабатываться.

Технико-экономическое обоснование целесообразности добычи и переработки золотосодержащих конгломератов выполнено на основе результатов технологических исследований с учётом возможных параметров оруденения и простой морфологии залежей. Моделированием соотношения затрат и ожидаемой прибыли ОАО «Унипромедь» показана экономическая привлекательность разработки объекта с годовой производительностью 1,5 млн т руды при среднем содержании Au 1,65 г/т. Потенциальная платиноносность при расчётах не учитывалась. В результате переработки руды можно производить в год 61,4 тыс. т железосодержащего концентрата с содержанием Fe 45,6%, Au 1810,5 кг, Ag 446,9 кг в золотосодержащих концентратах.

Золото и элементы группы платины (ЭПГ), помимо того, что представляют собой ценное сырьё, являются информативными геохимиче-

скими «маркерами» разнообразных петрогенетических и рудообразующих процессов. По мнению А.А.Маракушева [14], восстановительная обстановка способствует концентрации во флюиде Au, Ag, Cu, Pb, менее восстановительная – Pt и Ni. При этом роль последнего должна усиливаться с ослаблением восстановительного режима. При более окислительных условиях концентрируются Ir, Rh, Os и Ru. Ещё большее снижение восстановительного потенциала, при прочих равных условиях, приводит к накоплению во флюиде Ag, Pb, Zn, т.е. окислительно-восстановительный потенциал и состав флюидов играют очень важную роль в перераспределении и концентрировании ЭПГ и Au. Поэтому важно определить благороднометалльную геохимическую специализацию магматических пород Шатакского комплекса, поскольку именно магматизм был первичным источником благородных металлов. Для сравнительного анализа использованы авторские данные по Кусинско-Копанскому комплексу (табл. 3), представляющему собой расслоенное тело (серию тел) среднерифейского возраста, породы которого можно рассматривать в качестве интрузивных аналогов магматических образований Шатакского вулcano-плутонического комплекса. Содержание элементов платиновой группы и золота определялись методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А.Шишлов, В.Л.Кудрявцев; пределы обнаружения ЭПГ и Au – 0,002 ppm).

Анализ средних нормализованных содержаний платиноидов и золота в различных разновидностях пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов (рис. 5) позволяет сделать следующие выводы:

- нормализованные содержания ЭПГ и Au во всех разновидностях пород (пикриты, базальты, риолиты) Шатакского комплекса близки между собой, образуют единый тренд, характеризующийся значительным (в 10 раз) превышением содержаний Rh, Pd, Au по сравнению с мантийными;
- максимальный разброс значений устанавливается для Au и Ir, при этом их максимальные количества характерны для пикритов;
- усреднённый нормализованный тренд пород Шатакского комплекса обладает определённой «неравновесностью», что свидетельствует о неоднократном (?) перераспределении платиноидов и золота в процессе

3. Репрезентативные содержания благородных металлов в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, ррт

| №№ п/п | Породы | Ir | Ru | Rh | Pt | Pd | Au |
|--------|----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1 | Риолит | 0,002 | <0,002 | 0,0068 | 0,0046 | 0,0062 | 0,0031 |
| 2 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0095 | <0,002 | 0,0025 | 0,0034 |
| 3 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,011 | 0,0023 | 0,014 | 0,0037 |
| 4 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0057 | <0,002 | <0,002 | 0,0022 |
| 5 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0066 | <0,002 | 0,052 | <0,002 |
| 6 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0075 | <0,002 | 0,0071 | 0,0054 |
| 7 | Риолит | 0,0024 | <0,002 | 0,0047 | 0,011 | 0,031 | 0,013 |
| 8 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0053 | <0,002 | 0,0028 | 0,011 |
| 9 | Риолит | <0,002 | <0,002 | 0,0053 | 0,0053 | 0,0085 | 0,0074 |
| 10 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0056 | 0,0056 | 0,0072 | 0,0043 |
| 11 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0042 | 0,013 | 0,03 | 0,0049 |
| 12 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0021 | 0,01 | 0,0087 | 0,0045 |
| 13 | Конгломерат | <0,002 | <0,002 | 0,0044 | 0,0032 | 0,03 | <0,002 |
| 14 | Метабазальт | 0,0051 | <0,002 | 0,0028 | 0,0091 | 0,023 | 0,014 |
| 15 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0047 | 0,02 | 0,044 | 0,0095 |
| 16 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0059 | 0,019 | 0,051 | <0,002 |
| 17 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0064 | 0,016 | 0,0083 | <0,002 |
| 18 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0053 | 0,0036 | 0,05 | <0,002 |
| 19 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0061 | 0,012 | 0,022 | <0,002 |
| 20 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0055 | 0,0066 | 0,018 | <0,002 |
| 21 | Метабазальт | <0,002 | <0,002 | 0,0056 | 0,0056 | 0,0056 | 0,0049 |
| 22 | Пикрит | <0,002 | <0,002 | 0,0074 | 0,0028 | <0,002 | <0,002 |
| 23 | Пикрит | <0,002 | <0,002 | 0,0048 | <0,002 | <0,002 | 0,0046 |
| 24 | Пикрит | 0,016 | 0,0033 | 0,009 | 0,031 | 0,063 | 0,03 |
| 25 | Пикрит | <0,002 | <0,002 | 0,0065 | <0,002 | <0,002 | 0,0034 |
| 26 | Пикрит | 0,0026 | <0,002 | 0,0069 | 0,013 | 0,068 | <0,002 |
| 27 | Пикрит | <0,002 | <0,002 | 0,0085 | 0,0033 | <0,002 | <0,002 |
| 28 | Гранодиорит | 0,004 | <0,002 | 0,0033 | 0,01 | <0,002 | <0,002 |
| 29 | Анортозит | <0,002 | <0,002 | 0,0055 | 0,0023 | 0,0082 | <0,002 |
| 30 | Гранит | 0,0046 | <0,002 | <0,002 | 0,01 | 0,0036 | 0,0037 |
| 31 | Гранит | 0,0031 | <0,002 | 0,0059 | 0,008 | <0,002 | <0,002 |
| 32 | Гранит | <0,002 | <0,002 | 0,0022 | <0,002 | 0,0033 | <0,002 |
| 33 | Габбро | <0,002 | <0,002 | <0,002 | 0,0043 | 0,066 | 0,0087 |
| 34 | Габбро | <0,002 | <0,002 | 0,0034 | 0,0025 | 0,012 | <0,002 |
| 35 | Габбро | <0,002 | <0,002 | <0,002 | <0,002 | 0,0084 | <0,002 |
| 36 | Габбронорит | <0,002 | <0,002 | 0,0028 | 0,0022 | 0,0057 | 0,0021 |
| 39 | Габбронорит | <0,002 | <0,002 | 0,0025 | 0,0037 | 0,014 | 0,0064 |
| 40 | Габбронорит | <0,002 | 0,0021 | 0,0037 | 0,0077 | 0,0083 | 0,0022 |
| 41 | Пироксенит | 0,0021 | <0,002 | <0,002 | 0,0029 | 0,0034 | 0,002 |
| 42 | Пироксенит | <0,002 | <0,002 | <0,002 | 0,0035 | <0,002 | <0,002 |
| 43 | Пироксенит | <0,002 | <0,002 | 0,0026 | 0,015 | 0,0052 | 0,0021 |
| 44 | Пироксенит | 0,0037 | 0,0022 | 0,0022 | 0,029 | 0,025 | 0,0049 |
| 46 | Пироксенит | <0,002 | <0,002 | 0,0021 | 0,0047 | 0,0061 | <0,002 |
| 47 | Пироксенит | 0,0032 | <0,002 | 0,0026 | 0,014 | 0,015 | 0,0023 |
| 48 | Пироксенит | <0,002 | <0,002 | <0,002 | 0,0024 | <0,002 | <0,002 |
| 49 | Пироксенит | <0,002 | 0,0023 | <0,002 | 0,0056 | 0,0076 | <0,002 |
| 50 | Апоультрабазит | <0,002 | <0,002 | <0,002 | 0,0088 | 0,025 | <0,002 |
| 51 | Апоультрабазит | 0,0051 | 0,0048 | 0,0036 | 0,024 | 0,031 | <0,002 |

Примечание. Комплексы: 1–27 – Шатакский, 28–51 – Кусинско-Копанский.

становления вулcano-плутонической ассоциации при более позднем метаморфогенном изменении пород; благороднометальную геохимическую специализацию комплекса в общем виде можно охарактеризовать как Ru–Pd–Au;

- по сравнению с шатакскими породами аналогам по основности (пироксениты, габбро, граниты) Кусинско-Копанского комплекса свойственны меньшие количества Rh, Pd, отчасти Au и большие Ir и Ru; максимальный разброс значений наблюдается у Pd, составляющий для пары пироксенит–гранит более 10 раз;
- в целом для тренда средних содержаний благородных металлов в породах Кусинско-Копанского комплекса характерна меньшая дисперсия в нормализованных количествах ЭПГ и Au по сравнению с породами Шатакского комплекса, что, вероятнее всего, связано с различиями в условиях внутрикамерной дифференциации расплава.

Определённый интерес представляет сравнительный анализ нормализованных трендов Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов со средними содержаниями ЭПГ и Au в пикритах, коматиитах и рассчитанных составах расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (см. рис. 5). Как видно из приведённых диаграмм, по сравнению со средними составами пикритов и коматиитов шатакский и кусинско-копанский тренды отличаются аномально высокими содержаниями Rh и низкими Ru. Эта особенность проявляется и при сравнении шатакского и кусинско-копанского трендов с рассчитанными составами расплавов, образовавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска. Южноуральские породы несколько «обогащены» тугоплавкими (Ir, Ru) элементами, что говорит о больших величинах степени плавления мантийного субстрата и о близости первичных расплавов, сформировавших породы Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, к пикритам-пикродолеритам, в то время как рассчитанные первичные составы Бушвельда и Норильска менее «основны» и соответствуют базальтам.

Анализ Pt/Pd и Pt/Ir для пород Шатакского (риолиты – 0,16–0,74 и 3,1–12,92; базальты, кузьелгинская подсвита – 0,37–1,15 и 4,51; базальты, каранская подсвита – 0,072–1,92 и 0; пикриты –

0,19–0,49 и 3,9–26,15) и Кусинско-Копанского (граниты, Рябиновский комплекс – 2,78 и 0,78; анортозит – 0,28 и 0; габброиды – 0,26–1,72 и 0; пироксениты – 0,73–2,88 и 1,62–6,76; ультрабазиты – 0,35–0,77 и 6,08–13,72) комплексов показывает, что практически для всех разновидностей пород характерна палладиевая специализация, иногда сменяющаяся палладий-платиновой, что свидетельствует о значительной подвижности этих элементов в процессах становления и преобразования пород комплексов. Средние значения Pt/Pd и Pt/Ir для всех разновидностей пород (Шатакский комплекс – 0,386 и 3,81; Кусинско-Копанский комплекс – 0,7 и 1,172) показывают, что расплав, сформировавший породы Кусинско-Копанского комплекса, содержал больше платины и иридия, чем расплав, сформировавший шатакские породы.

Из анализа диаграммы Pd/Ir–Pt/Pd (рис. 6) видно, что эти отношения в рядах пород пироксениты–габбро–граниты (Кусинско-Копанский комплекс) и пикриты–базальты–риолиты (Шатакский комплекс) разнонаправленны, т.е. в первом случае от ультраосновных разновидностей к кислым растёт количество Ir и Pt, в то время как во втором случае от пикритов к риолитам увеличивается количество Pd.

«Обогащённость» расплавов Pd по отношению к Pt и Ir по сравнению с их отношениями в примитивной мантии довольно значительна и возрастает от пород Кусинско-Копанского к породам Шатакского комплекса, что иллюстрируется средними значениями, рассчитанными для всех разновидностей пород комплексов (см. рис. 6). При этом южноуральские породы отличаются и от эталонных составов пород, для которых характерно значительное увеличение количества Pd по отношению к Ir при слабых вариациях Pt/Pd, близких к constant.

Итак, исходя из вышеизложенного, формирование благороднометального оруденения в породах Шатакского комплекса обусловлено многими причинами и происходило в несколько этапов.

Первый этап (рифтогенный). Начало формирования благороднометального оруденения пород Шатакского комплекса синхронно с образованием в раннерифейское время интракратонного прогиба с компенсированным осадконакоплением терригенных отложений [16] и связано с внедрением в зоны конседиментаци-

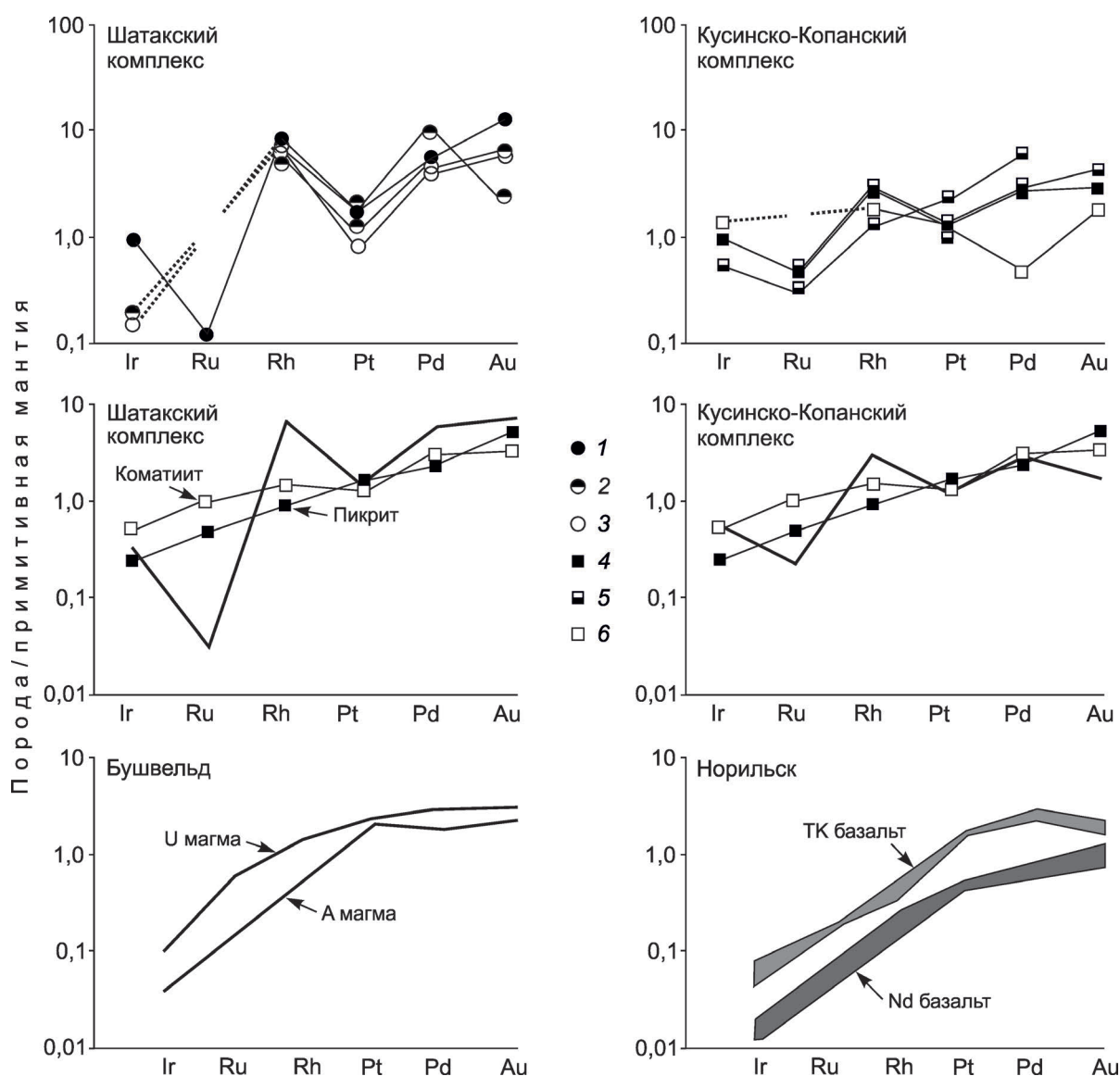


Рис. 5. Графики нормализованных содержаний благородных металлов для магматических пород Шатакского, Кусинско-Копанского, Бушвельдского и Норильского комплексов:

Шатакский комплекс: 1 – пикриты, 2 – базальты, 3 – риолиты; Кусинско-Копанский комплекс: 4 – оливиновые пироксениты, 5 – габброиды, анортозиты, 6 – граниты Рябиновского массива; U магма – высокомагнезиальные базальты; A магма – толеитовые базальты; ТК базальт – базальты с коровым материалом; Nd базальт – безсульфидные базальты; примитивная мантия, по [28]; средние составы пикритов и коматиитов, по [26]; диаграммы для пород Бушвельда и Норильска, по [27]

онных разломов мелких рассредоточенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий [6]. Проявление магматизма на обширной территории преимущественно в интрузивной форме, а также повышенная основность пород (пикриты, пикродолеритовые комплексы, дайки меланократовых габбродолеритов) свидетельствуют о

его плюмовой природе [24], эволюция которого, на наш взгляд, и определяла во многом геодинамическое развитие региона. Собственно рифтогенный этап знаменовался переходом от рассредоточенного типа растяжения литосферы к линейно сконцентрированному, что в пределах западного склона Южного Урала выразилось в

формировании серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности – интрузии, эффузивные и пирокластические фации [5, 7]. Процессы дифференциации в промежуточных очагах и, возможно, контаминация в их верхних частях привели к образованию магм, различающихся по основности (пикриты, базальты, риолиты) и геохимическим характеристикам (обогащённость рудогенными элементами – Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr, а также Au, Pt и Pd по сравнению с мантийным субстратом). При этом формировавшиеся осадки и осадочные породы верхних горизонтов коры пронизывались потоками глубинных флюидов углеводородно-водородного состава, существование которых на крыльях срединно-океанических хребтов и, что важно для нашего случая, активизированных континентальных склонах доказано прямыми измерениями флюидопроявлений [1]. В породах Шатакского комплекса воздействие глубинных флюидов реконструируется по благороднометальной специализации терригенных пород, переслаивающихся с магматическими образованиями, имеющими аналогичную специализацию. Таким образом, флюидная проработка осадочного субстрата при рифтогенезе приводит к формированию геохимических аномалий рудогенных элементов, включая Au и ЭПГ.

Второй этап (коллизийный) метаморфогенно-гидротермальный. Согласно современным представлениям о геодинамическом развитии региона в «поздневендское» время, территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия [23]. В пределах Шатакского комплекса физико-химические условия минералообразования определялись функционированием флюидно-гидротермальной системы, которая сформировалась при смене рифтогенного магматизма процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма. В растворах, отделившихся от магматических очагов и характеризующихся повышенной щёлочностью и низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала, железо присутствовало, вероятнее всего, в виде карбонильных или цианидных комплексов. При достижении зоны, в которой в силу снижения давления и температуры, роста Eh и кислотности нарушились условия равно-

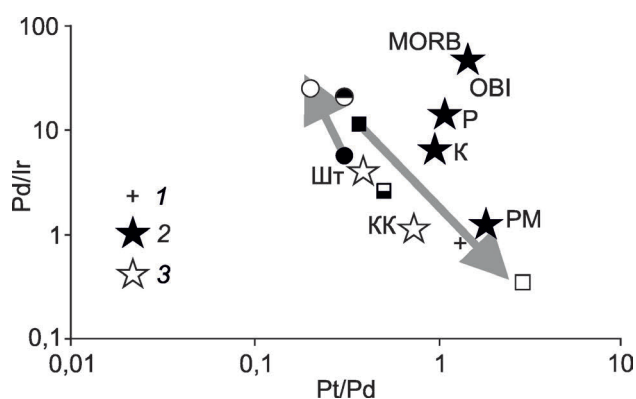


Рис. 6. Диаграмма Pd/Ir–Pt/Pd для средних составов магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов и эталонных составов магматических пород:

1 – граниты Ахуновского массива; 2 – эталонные составы магматических пород, по [26]; 3 – средние составы южноуральских пород (Шт – Шатакский комплекс, KK – Кусинско-Копанский комплекс); PM – примитивная мантия; K – коматииты; P – пикриты; OBI – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; остальные усл. обозн. см. рис. 5

весия, произошло разложение комплексов железа, что выразилось в активном осаждении из постмагматических растворов магнетита и гематита с параллельным обогащением рудной зоны углекислотой и углеводородами.

По данным А.Ф.Коробейникова [12] и Е.В.Плющева с соавторами [20], магнетит и гематит являются минералами-концентраторами благородных металлов в скарновом гидротермальном процессе, поэтому разложение карбонильных и (или) цианидных комплексов приводит к формированию ассоциации оксидов железа и благородных металлов. А.А.Маракушевым и Н.И.Безменом [15] было отмечено, что возрастание положительной свободной энергии реакций типа $MeO_2 + S_2 = MeS_2 + O_2$ с повышением температуры свидетельствует о всё большем смещении равновесия реакций влево, в сторону образования окислов. Это отвечает эмпирически выявленной закономерности: смена окисного оруденения сульфидным на рудных месторождениях происходит с понижением температуры. Смена силикатных парагенезисов сульфидными также соответствует общей тенденции снижения температуры. Расчёты равно-

весных соотношений между магнетитом и сульфидами железа в системах с участием ионов HS- и OH- позволили установить, что при температурах >400°C магнетит более устойчив, чем сульфиды железа. Снижение температуры системы <400°C уже предопределяет появление в ней вместо магнетита парагенезиса пирита с пирротинном [18]. Таким образом, при повышенных температурах возрастание активности кислорода, выражающееся в увеличении сродства металлов к кислороду, предопределяет устойчивость минералов окислов и силикатов железа. Золото и платина в этих обстановках проявляют свои сидерофильные свойства, что и обуславливает совместную миграцию благородных металлов и железа, концентрация которых в высокотемпературных щелочных восстановленных растворах может быть достаточна велика. Палладий, в отличие от платины будучи типичным халькофильным элементом, не характерен для данной ассоциации, о чём свидетельствуют высокие значения Pt/Pd соотношения, в среднем равного 4, в магнетит-гематитовых конгломератах. Таким образом, формирование золото-платино-железоокисной ассоциации в конгломератах Шатакского комплекса происходило из щелочных восстановленных растворов при температуре не ниже 400°C, а последующее сульфидообразование усложнило картину распределения золота и платиноидов.

Дальнейшее изучение комплекса необходимо проводить с применением методик геолого-поисковых и геолого-оценочных работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, соглашение № 16-17-10192.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авилов В.И., Авилова С.Д.* Потоки газов в придонной зоне глубоководной части океана // ДАН. 2003. Т. 389. № 4. С. 519–523.
2. *Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория / С.Г.Ковалев, И.В.Высоцкий, В.Н.Пучков и др.* – Уфа: ДизайнПресс, 2013.
3. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинотетраметалльные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000.
4. *Иванов А.И.* К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала // Тр. Баш. геол. управ. 1937. Вып. 7. С. 2–28.
5. *Ковалев С.Г.* Динамика формирования средне-рифтовой рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 219–222.
6. *Ковалев С.Г.* Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
7. *Ковалев С.Г.* Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
8. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 280–289.
9. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // ДАН. 2004. № 4. Т. 395. С. 503–506.
10. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Новый тип благороднометаллической минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 415–421.
11. *Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение // Геологический сборник. № 1. Информ. мат-лы. Уфа, 2000. С. 86–87.
12. *Коробейников А.Ф., Перцев Н.Н.* Золото, платина и палладий в диабазах Шитового комплекса Косто-Риканской рифтовой зоны в Тихом океане // ДАН. 1998. Т. 359. № 5. С. 663–667.
13. *Львов К.А.* К тектонике западного склона Южного Урала // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. 1936. Т. 96. Вып. 102. Кн. 3. С. 27–32.
14. *Маракушев А.А.* Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1976. С. 145–164.
15. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. – М.: Наука, 1971.

16. Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997.
17. Машакский вулканизм: ситуация 2008 / А.А.Краснобаев, В.И.Козлов, В.Н.Пучков и др. // Мат-лы Междунар. конф. «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов», III Чтения памяти С.Н.Иванова. Екатеринбург, 2008. С. 61–63.
18. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. – Новосибирск: Наука, 1976.
19. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
20. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1985.
21. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя в свете новых U-Pb датировок / В.Н.Пучков, А.А.Краснобаев, В.И.Козлов и др. // Геологический сборник. 2007. № 6. С. 3–14.
22. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010.
23. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000.
24. Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Иркутск, 2013. С. 34–38.
25. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск, 1982. С. 53–64.
26. Barnes S.-J. and Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 179–213.
27. Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids exploration // C.E.G. Geological Association of Canada. 1999. Short Course Vol. 13. P. 69–106.
28. McDonough W.F. and Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
29. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 3. P. 1–64.

Ковалёв Сергей Григорьевич,
доктор геолого-минералогических наук
kovalev@ufaras.ru

Высоцкий Сергей Игоревич,
младший научный сотрудник

Высоцкий Игорь Владимирович,
научный сотрудник

RESOURCE POTENTIAL OF PRECAMBRIAN CONGLOMERATES FROM SHATAKSKY COMPLEX, SOUTHERN URALS

S.G.Kovalev,
S.I.Vysotsky,
I.V.Vysotsky

Volcanogenic/sedimentary deposits of Shataksky complex are described. Ore mineralization including native elements, iron oxide and sulfide mineralization, selenides, tellurides and rare-earth minerals is characterized in detail. Spatial gold distribution in the section of coarsely terrigenous rocks of the complex is established and its possible relations to chalcophile and siderophile elements are shown. Geochemical specialization types of terrigenous rocks were analyzed by the calculated ratios of precious metals (PGM, gold and silver). Gold resources were estimated (P₂ category ≈108 t) based on the materials available. A two-stage model of precious metal mineralization is proposed including rift («ore preparation») and metamorphogenetic/hydrothermal (ore-forming) stages.

Key words: metabasalts, conglomerates, gold, PGM, iron oxide mineralization, sulfides, geochemical specialization, Southern Urals.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СУХОЛОЖСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

А.В.Тарасов,

Г.В.Гурин

ООО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика»,

г. Санкт-Петербург

Представлены неопубликованные материалы крупномасштабных геофизических исследований в районе крупнейшего золоторудного месторождения России Сухой Лог. Месторождение длительное время изучалось различными геологическими и геофизическими методами. Большая часть результатов геологических исследований опубликована, а данные геофизических исследований остались в производственных отчётах. Показано, что в геофизических полях проявлены важные особенности геологического строения Сухоложского рудного поля. Анализ геологических и геофизических материалов позволил выделить ряд геолого-геофизических прогнозно-поисковых признаков Сухоложского рудного поля, которые являются общими – сквозными признаками большеобъёмных золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах.

Ключевые слова: Сухоложское рудное поле, Кропоткинский рудный узел, прогнозно-поисковые признаки, поле силы тяжести, аномальное магнитное поле, естественное электрическое поле, электроразведка АМТЗ, электротомография ВП.

В 2013–2015 гг. силами ФГУП ЦНИГРИ и подрядных организаций, включая ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», проводились поисковые работы для выявления большеобъёмного золотого оруденения в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской золоторудных провинций (Госконтракт ЕК-04-34/09 от 3 июня 2013 г.). Основная цель работ – обоснование и локализация перспективных площадей в ранге рудных районов – рудных полей. Кроме того, необходимо было разработать технологию прогноза, поисков и оценки большеобъёмных золоторудных месторождений, создать обобщённую прогнозно-поисковую модель большеобъёмного золоторудного объекта в ранге рудного поля. Для этого были созданы цифровые геофизические основы прогнозирования,

включающие в основном крупномасштабные (1:25 000 000–1:50 000) геофизические материалы: карты наблюдаемых геофизических полей и их трансформаций, интерпретационные схемы и разрезы, а также цифровые базы данных. В пределах каждой поисковой площади закладывалась серия опорных геолого-геофизических профилей, на которых осуществлялись комплексные геологические, геохимические, шлихоминералогические и геофизические исследования.

В качестве эталонного рудного поля с большеобъёмной золоторудной минерализацией в Байкало-Патомской провинции рассматривалось Сухоложское рудное поле, включающее месторождения Сухой Лог и Западное. В ходе полевых работ Сухоложское рудное поле было пересечено двумя опорными профилями СЛ-1 и СЛ-2 (рис. 1). Во многом задача профильных ра-

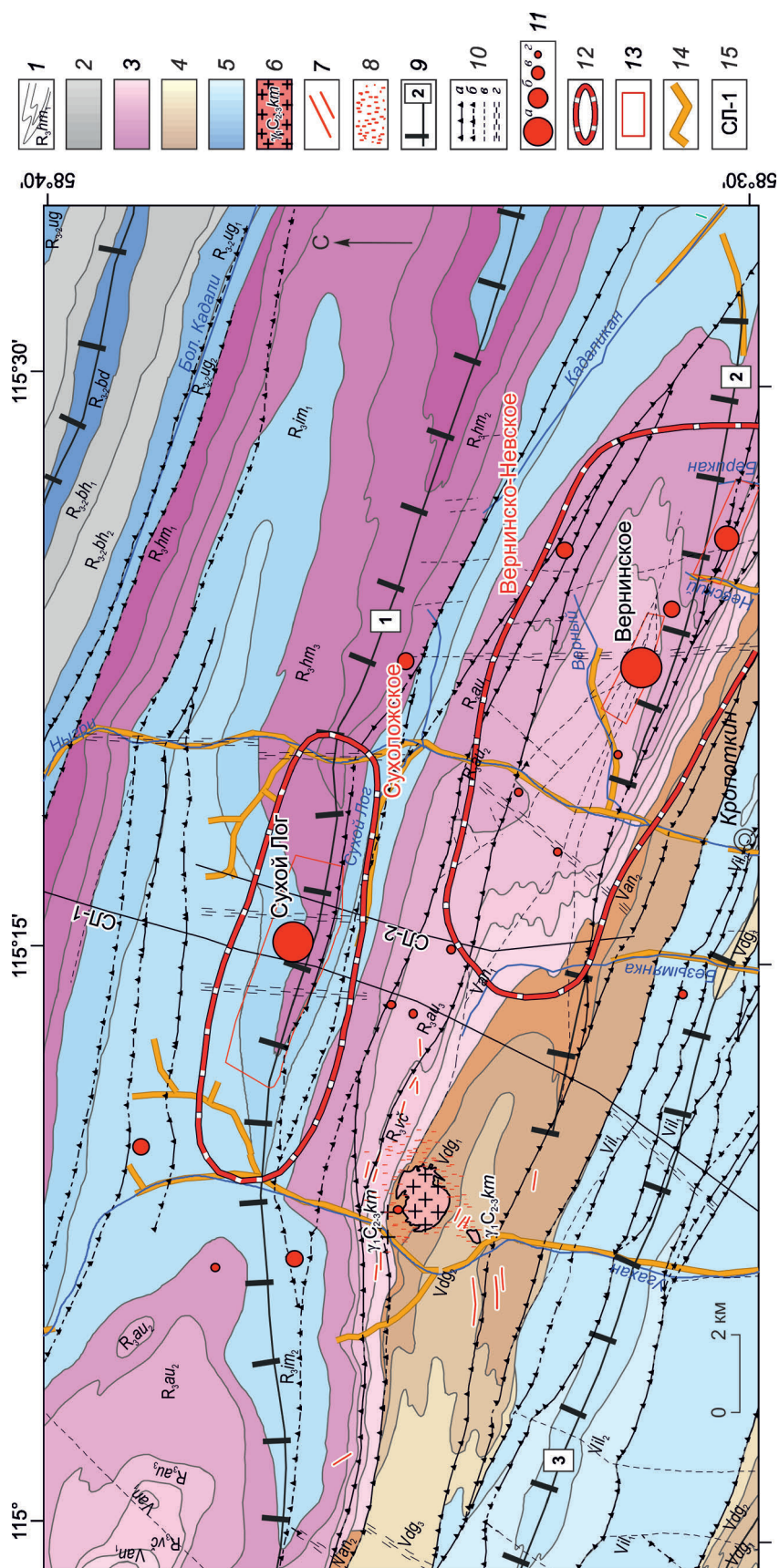


Рис. 1. Геолого-структурная основа Кропоткинского рудного узла (по материалам ФГУП ЦНИГРИ, 2013–2015 гг.):

1 – границы литолого-стратиграфических подразделений, их индексы; формации: 2 – сланцево-алевролитно-песчаниковая, 3 – углеродисто-сланцево-алевролитовая, 4 – песчано-алевролитно-сланцевая, 5 – карбонатная, известково-песчано-сланцевая (интенсивность тона уменьшается от древних к молодым); магматический комплекс: 6 – выходы лейкократовых гранитов (Константиновский штук), 7 – дайки гранит-аплитов и гранит-порфиров, 8 – контактовые роговики; структурные элементы: 9 – оси опрокинутых антиклиналей (1 – Сухоложское, 2 – Вернинское, 3 – Атырканская); 10 – тектонические нарушения, выделенные по геологическим данным (а – достоверные и б – предполагаемые надвиги, в – рядовые разрывы, г – зоны повышенной трещиноватости, малоамплитудных нарушений); 11 – коренная золотоносность (а – крупные и б – средние месторождения, в – рудопроявления, г – пункты минерализации); 12 – рудные поля; 13 – контуры месторождений; 14 – промышленные россыпи золота; 15 – опорные геолого-геофизические профили, их номера

бот заключалась в тестировании современного поискового комплекса геолого-геофизических методов на известном и хорошо изученном месторождении, а также в обосновании наиболее эффективного и рационального комплекса поисковых методов.

Краткая геологическая характеристика месторождения Сухой Лог. Месторождение Сухой Лог – один из крупнейших золоторудных объектов России и мира [3, 4], в котором, по последним оценкам [8, 12], сосредоточено >2000 т золота. Размещается на северо-востоке Иркутской области в старейшем Ленском золотоносном районе с богатыми россыпями, а также рядом крупных золоторудных месторождений – Вернинское, Невское, Голец Высочайший и др. При этом Сухой Лог, Вернинское и Невское располагаются в непосредственной близости друг от друга (на расстоянии 5–10 км) на площади Кропоткинского рудного узла.

Месторождение приурочено к терригенно-карбонатно-углеродистому комплексу поздне-рифей-вендского возраста (см. рис. 1). В пределах Кропоткинского рудного узла породы подверглись региональному метаморфизму в зеленосланцевой фации. Верхнерифей-вендские породы узла смяты в почти изоклиальные опрокинутые на юг складки. Тектонические нарушения представлены серией вязкопластических надвигов, сместители которых довольно полого (от 30 до 80°) погружаются на север. Кроме того, большинство исследователей выделяют секущие меридиональные, северо-западные и северо-восточные скрытые разломы, которые связываются с постколлизийным этапом развития региона. По мнению А.И.Иванова [6, 9, 10], именно эти разломы во многом определяют тектонический контроль золотого оруденения за счёт формирования изгибов шарниров антиклинальных складок.

В региональном тектоническом плане Кропоткинский рудный узел расположен в северном крыле Маракано-Тунгусской мегасинклинали. Месторождение Сухой Лог и одноимённое рудное поле приурочены к ядру сжатой опрокинутой асимметричной Сухоложской антиклинали субширотного простирания (азимут 275–295°). Ядро складки сложено умеренно углеродистыми породами хомолхинской свиты верхнего рифея (R_3hm), представленной переслаиванием углеродистых филлитовидных и алевритистых

сланцев с подчинённым количеством маломощных горизонтов серицит-кварцевых песчаников. Крылья складки сложены карбонатно-терригенными породами имняхской свиты (R_3im) – известково-слюдистыми алевритистыми сланцами с прослоями песчаных известняков. Шарнир складки полого погружается на запад под углами 2–9°, а её осевая плоскость – на северо-северо-восток под углами 25–35°. Висячее крыло имеет выдержанное на всём протяжении складки падение (15–17°), на восточном фланге месторождения оно выполаживается до 5–10°, что приводит к расширению складки со стороны висячего борта. Падение подвёрнутого крыла более крутое (30–35°) в западной части рудного поля и менее (45–50°) на его восточном фланге. Размах крыльев антиклинали на уровне шарнира средней подсвиты хомолхинской свиты в западной и центральной частях поля достаточно выдержан (400–450 м) и резко увеличивается к востоку (520–725 м и более).

Магматические образования Кропоткинского рудного узла представлены небольшим по размеру (~0,5 км²) Константиновским штоком, выходящим на поверхность в 7 км к юго-западу от месторождения. Судя по гравиметрическим данным, шток является апикальной частью более крупного Угаханского гранитного массива, кровля которого погружается в северном направлении и, возможно, на глубине приближается к месторождению Сухой Лог на расстояние до 4 км. Константиновский шток и окружающие его многочисленные дайки гранит-порфиров относятся к мамакано-конкудерскому магматическому комплексу палеозойского возраста (329±9 млн лет) [18].

Метасоматоз широко проявлен в пределах Бодайбинского рудно-россыпного района и, в частности, на площади Кропоткинского рудного узла. Генетически он связан с рудным процессом и, вероятно, предшествовал и сопровождал рудоотложение. Расположение метасоматических зон контролируется тектоническими нарушениями и сопряжёнными с ними зонами рассланцевания и кливажа, тяготеющими к осям антиклинальных складок [10, 11]. Из метасоматических проявлений наиболее широко развита карбонатизация, представленная вкрапленностью, гнёздами, линзами и прожилками железисто-магнезиальных карбонатов (сидерита, анкерита, марганосидерита). При окислении кар-

бонаты приобретают отчётливый охристый цвет за счёт образования лимонита, поэтому в геологоразведочной практике получили название «бурых шпатов», а зоны карбонатизации – «зоны бурошпатизации». Вкрапленники железисто-магнезиальных карбонатов имеют вид порфиробластических выделений линзовидной и ромбоидальной форм. Обычно длинные оси порфиробластов ориентированы вдоль кливажа. Объёмное содержание железисто-магнезиальных карбонатов в «зонах бурошпатизации» варьирует от 5 до 30–40% (иногда достигает 60%). «Бурошпатизация» протекала одновременно с серицитизацией и хлоритизацией и в той или иной степени прослежена на всех месторождениях и рудопоявлениях Кропоткинского рудного узла. Процесс формирования «бурошпатизации» рассматривается в качестве важнейшего рудоподготовительного этапа [10].

К важным метасоматическим изменениям относится сульфидизация пород. Для Сухоложского рудного поля выделяют несколько последовательных стадий сульфидизации. При этом изначально изменённые углеродисто-терригенные породы содержали значительное количество пирита, образовавшегося ещё на этапе седиментации [1, 3, 10].

Ранний вид наложенной сульфидизации – пирротинизация, которая, как и «бурошпатизация», в основном проявлена вдоль тектонических зон. Пирротин, скорее всего, возник в ходе преобразования сингенетического пирита на завершающем этапе складкообразования в результате динамометаморфизма. Зоны пирротинизации в аномальном магнитном поле отражены в виде полосовых отрицательных аномалий. Как правило, пирротин не содержит повышенных концентраций золота, хотя на ряде месторождений и рудопоявлений Бодайбинского района входит в состав золоторудной минерализации. Поздняя сульфидизация представлена пиритом, арсенопиритом, в меньшей степени другими сульфидами (халькопиритом, галенитом, сфалеритом).

Рудная минерализация представлена кварц-пирит-золото-карбонатной ассоциацией с незначительной примесью других сульфидов [3, 8, 23]. Пирит – основной минерал-концентратор золота. Наложённая пиритовая минерализация чаще распространена в углеродистых сланцах, слагающих основной объём месторождения.

Распределение и морфология золоторудной минерализации имеют ярко выраженный структурный и литологический контроль. Структурно-литологическими факторами определяются также состав и интенсивность околорудных метасоматических изменений («бурошпатизация», серицитизация, сульфидизация) вмещающих умеренно углеродистых сланцев и алевролитов хомолхинской свиты верхней подсвиты (R_3hm_3), в меньшей степени низов имняхской свиты (R_3im_1).

На месторождении Сухой Лог золотоносна прожилково-вкрапленная сульфидная пиритовая минерализация характерной морфологии, которая досконально изучена [3, 24]. Выделяют до шести морфологических типов пирита. Два из них представлены тонкой, пылевидной равномерно распределённой вкрапленностью наиболее раннего сингенетического пирита с относительно низким содержанием золота и равномерным распределением элементов-индикаторов.

Золотом наиболее богат гнездово-вкрапленный тип пиритовой минерализации, представленный крупными (3–5 см) сростками кристаллов пирита неправильной формы. Крупные сростки кристаллов развиты на участках интенсивного слоевого и главного кливажа. Линзовидные выделения кристаллов пирита ориентированы параллельно плоскости кливажа. Для них характерно образование каймы, состоящей из кварца и железисто-магнезиальных карбонатов. Кроме того, развиты пиритовые прожилки в тесной ассоциации с кварцем и карбонатами. Различают три морфологических типа прожилков: прямолинейные длиной от 0,5 до 3 м, контролируемые трещинами межслоевого и осевого кливажа, а также сколовыми; складчатые, связанные с межслоевым кливажем в зоне интенсивного смятия; сложной формы, приуроченные к трещинам отрыва.

Интенсивность пиритизации и соотношение различных морфологических типов пиритовой минерализации определяются структурно-литологическими условиями их локализации. Приосевая часть Сухоложской антиклинали наиболее насыщена (содержание пирита 1,5–4%) кварц-пиритовыми образованиями. При этом интенсивно пиритизированы сложно дислоцированные в результате пластического течения углеродистые филлитовидные сланцы хомолхинской свиты.

Многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные жилы преимущественно распространены в приповерхностной части рудного поля и в основном в центральной части. Жилы, как правило, плитообразной и линзовидной форм залегают преимущественно согласно с плоскостями осевого кливажа. Протяжённость жил от десятков до сотен метров, мощность от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Из-за крайне неравномерного распределения золота в жилах они не имеют самостоятельного промышленного значения.

Промышленная золоторудная минерализация выделена по бортовому содержанию Au 0,2 г/т и отвечает рангу минерализованной зоны [8]. Последняя охватывает практически всю толщу пород хомолхинской свиты в замковой части и крыльях антиклинали, а также частично основание имняхской свиты в висячем и подвёрнутом крыльях, при этом почти точно наследует и подчёркивает структуру запрокинутой антиклинальной складки.

Геологическая граница Сухоложского рудного поля в первом приближении совпадает с западным замыканием Сухоложской антиклинали и контактом между хомолхинской и имняхской свитами. Южная граница поля соответствует положению шовной части Кадали-Сухоложской взбросо-надвиговой зоны. Восточная граница определена условно по намечающейся фациальной изменчивости пород хомолхинской свиты, увеличению объёма грубозернистых разностей в её составе и затуханию оруденения в восточном направлении [8]. Протяжённость рудного поля по простиранию ~10–12 км при ширине от 3,2 км на западе до 4,5 км в центральной части.

Значительные размеры и относительно простое геологическое строение месторождения делают его «идеальным» эталонным объектом для тестирования различных геолого-геохимических и геофизических методов поиска.

Геофизическая изученность. В 1970-х годах месторождение Сухой Лог и территория Кропоткинского рудно-россыпного узла изучались аэрогеофизическими и наземными геофизическими методами, включавшими магниторазведку, аэрогаммаспектрометрию (АГС), гравиразведку, электроразведку методами естественного поля (ЕП), кажущегося сопротивления (КС) (Л.С.Ростова, 1977 г.; А.Р.Кулаков, 1976 г.; С.Ф.Зубарев, 1978 г.; Л.А.Верняев, 1988 г.).

Основной объём работ выполнен в м-бе 1:50 000. Площадь, прилегающая к Сухоложскому рудному полю, исследовалась в м-бе 1:25 000–1:10 000 (С.Ф.Зубарев, 1978 г.). На месторождении Сухой Лог проведён значительный объём вертикальных электрических зондирований методом вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП) в комплексе со скважинной геофизикой (каротаж магнитной восприимчивости, вызванной поляризации (ВП), ЕП, дополненные массовым измерением петрофизических свойств образцов керна (С.Ф.Зубарев, 1978 г.)). С 1980-х годов геофизические работы на месторождении не проводились.

В 2013–2015 гг. ФГУП ЦНИГРИ проведены комплексные геолого-геофизические полевые наблюдения по двум опорным профилям (СЛ-1 и СЛ-2, см. рис. 1) общей длиной 50 км, которые пересекли Сухоложское рудное поле вкрест простирания рудоконтролирующих структур. На опорных профилях при геофизических наблюдениях использовались следующие методы: наземная магнитная съёмка с шагом 5 м, электроразведка ЕП (потенциал-установкой, шаг 20 м), аудиоманнитотеллурические зондирования (АМТЗ, шаг 200–100 м), электротомография ВП (непосредственно на месторождении) и гравиразведка (шаг 100 м со сгущением до 40–20 м в районе месторождения). Кроме того, в полосе профилей силами ООО ГП «СИБИРЬГЕОФИЗИКА» выполнена высокоточная аэрогеофизическая съёмка (магниторазведка и гамма-спектрометрия) м-ба 1:25 000.

Методика сбора и анализа геолого-геофизических материалов. Для создания геофизической основы прогнозирования из ФГБУ «Российский Федеральный Геологический Фонд» получены аналоговые картографические геологические и геофизические материалы: сканированные карты изолиний, графиков, фактического материала и проч. Ключевые геофизические материалы (карты наблюждённых геофизических полей) были оцифрованы. Аэромагнитное поле, содержание естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) – К, U, Th, радиоактивность (мощность экспозиционной дозы гамма-излучения (МЭД)), потенциал естественного электрического поля (U_{en}) оцифровывались с карт изолиний, а поле кажущегося удельного электрического сопротивления с карт графиков. Поле силы тяжести оцифровано с карт фактического мате-

риала, содержащих пункты гравиметрических наблюдений со значениями поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,75 \text{ г/см}^3$.

Сводные матрицы геофизических полей созданы с применением отработанной и апробированной технологии составления геофизической основы (ГФО) для ГДП-200 [16]. Технология позволяет получить бесшовные цифровые геофизические матрицы из разномасштабных и разновременных геофизических материалов.

Результаты современной аэрогеофизической съёмки 2013 г. также использованы при составлении сводных матриц аномального магнитного поля (ΔT)_a и содержаний ЕРЭ. На основе созданных цифровых матриц геофизических полей рассчитаны их трансформанты: локальные и региональные составляющие полей, градиенты, различные классификации и др. Все собранные цифровые материалы были организованы в виде базы данных, управление и анализ которой осуществлялись с помощью геоинформационной системы ArcMap. Кроме того, собраны и обобщены материалы многочисленных петрофизических исследований (А.Р.Кулаков, 1976, 1983 гг.; С.Ф.Зубарев, 1978 г.; Э.В.Лешкевич, 1979 г.) в целом для Бодайбинского золотоносного района и непосредственно для месторождения Сухой Лог.

Затем совместно анализировались геофизические поля, их трансформации и геологическая структурно-формационная основа, созданная специалистами ФГУП ЦНИГРИ по результатам обобщения материалов крупномасштабных геологосъёмочных и поисковых работ. Выявлены характерные геофизические «образы» элементов геологического строения территории: литолого-стратиграфические комплексы, тектонические нарушения, складчатые структуры, магматические комплексы, зоны метасоматических изменений. Благодаря анализу структуры геофизических полей при различных уровнях сглаживания уточнены и ранжированы тектонические нарушения: глубинные разломы, надвиги, продольные зоны расланцевания, секущие зоны трещиноватости. В итоге установлены условно «нормальные» и «аномальные» сочетания геологических элементов строения и геофизических признаков. Также было выяснено, что отклонение геофизических признаков от условно «нормального» сочетания, как правило, соответ-

ствует зонам наложенных гидротермально-метасоматических изменений.

Результаты профильных наблюдений анализировались путём построения петрофизических разрезов (плотности, намагниченности, удельного электрического сопротивления) на основе решения соответствующих обратных задач с помощью современных программ (GRAV3D, MAG3D, ZONDRES2D). В итоге составлены сводные интерпретационные геолого-геофизические разрезы. Результаты анализа геофизических полей с элементами интерпретации приведены на рисунках 2–8. Ниже описаны выявленные геолого-геофизические признаки Сухоложского рудного поля для каждого геофизического поля.

Поле силы тяжести. В поле силы тяжести (рис. 2) Сухоложское рудное поле приурочено к северному краю Витимского регионального максимума, который пространственно совпадает с наиболее глубокой частью Бодайбинского синклинального погружения. Геологическая природа Витимского гравитационного максимума объясняется двояко: с одной стороны, подъёмом границы Мохо с 45–47 до 41–44 км [15, 23], связанным с палеорифтовой структурой, с другой – повышенной плотностью ($2,74 \text{ г/см}^3$, по данным А.Р.Кулакова и С.Ф.Зубарева) рифей-вендских пород, залегающих на относительно лёгком архей-раннепротерозойском фундаменте гранито-гнейсового состава со средней плотностью $2,69 \text{ г/см}^3$. При этом мощность рифей-вендского складчатого чехла в южной части синклинория может достигать 12 км. В этом случае региональная составляющая поля силы тяжести почти зеркально отражает морфологию кровли фундамента, а наблюдаемое постепенное снижение интенсивности аномалии в северной части Бодайбинского синклинория связывается с подъёмом кровли фундамента. Если принять данную модель строения синклинория, то предполагаемая глубина до кровли фундамента в районе месторождения Сухой Лог составляет около 5–6 км.

По современным представлениям о тектоническом строении Байкало-Патомской складчатой области фундамент Бодайбинского синклинального погружения вовлечён в складкообразование и разбит серией субширотных разломов, зажатых между крупными региональными разломами северо-северо-восточного простирания, – Абдачским на западе и Жу-

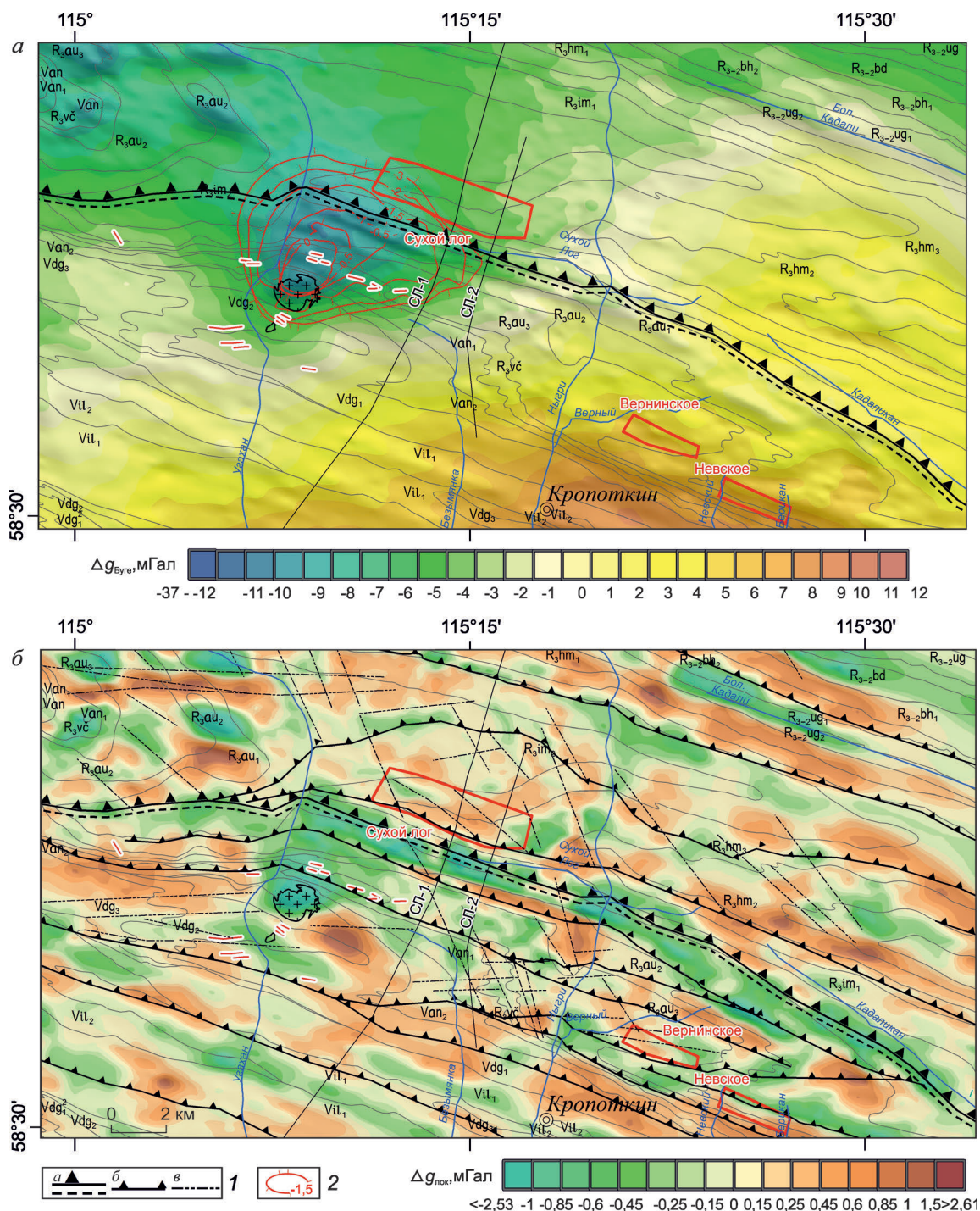


Рис. 2. Поле силы тяжести в пределах Кропоткинского рудного узла. Аномальное поле силы тяжести в редукции Буге (уровень условный, с плотностью промежуточного слоя 2,75 г/см³) (а) и локальная составляющая поля силы тяжести, полученная вычитанием из $\Delta g_{\text{Буге}}$ поля, осреднённого в окне диаметром 4 км (б):

1 – тектонические нарушения, выделенные по геолого-геофизическим данным (а – Кадали-Сухоложский надвиг, б – рядовые надвиги, зоны рассланцевания, в – предполагаемые секущие зоны складчато-разрывных дислокаций); 2 – изогипсы кровли Угханского гранитного массива (индексы соответствуют абсолютным высотам в км); остальные усл. обозн. см. рис. 1

инским на востоке [9, 13, 18]. В поле силы тяжести субширотные разломы выражены в виде гравитационных ступеней, отвечающих границам блоков фундамента с различной плотностью и глубиной до их кровли.

В районе Сухоложского рудного поля выделяется гравитационная ступень амплитудой 10 мГал, осложнённая глубоким изометрическим Угаханским минимумом к западу от месторождения и Кропоткинским максимумом к юго-востоку (южнее Вернинско-Невского рудного поля). Большинство исследователей [9, 23] объясняют гравитационную ступень уступом в дорифейском фундаменте. При этом северный блок приподнят относительно южного на 2 км. Уступ фундамента контролирует многочисленные надвиговые нарушения и продольные постскладчатые зоны расщепления в рифей-вендском складчатом чехле, а также размещение магматических образований. Данная достаточно широкая (~5 км) тектоническая зона названа Кадали-Сухоложским глубинным разломом.

Угаханский гравитационный минимум однозначно связан со скрытым гранитным массивом, апикулярная часть которого вскрывается в виде Константиновского штока в 7 км к юго-западу от месторождения. Лейкократовые граниты штока имеют значительный дефицит плотности (-0,13 г/см³, средняя плотность 2,61 г/см³) относительно вмещающих их пород (средняя 2,74 г/см³).

Ещё на этапе первых гравиметрических съёмок в 1970-х годах исследователями (А.Р.Кулаков, 1977 г.; С.Ф.Зубарев, 1978 г. и др.) было выполнено математическое моделирование поля $\Delta g_{\text{Буре}}$ для выяснения морфологии скрытого гранитного массива. Из-за несовершенства вычислительной техники расчёты проводились с различными упрощениями, поэтому модели разных авторов существенно отличались друг от друга. Однако все они сходны в том, что источником интенсивной отрицательной аномалии является относительно крупное гранитное тело. Центр массы тела находится на глубине нескольких километров (~5 км), при этом он смещён к северу на 2–3 км относительно выхода на поверхность Константиновского штока.

Нами также смоделировано поле силы тяжести для уточнения морфологии Угаханского массива. Моделирование выполнено на основе строгих алгоритмов, учитывающих трёхмерность

среды (программа GRAV3D [20]). Принимая во внимание данные петрофизических исследований и оценки плотности пород, диапазон возможного изменения плотности в модели был ограничен в пределах 2,57–2,9 г/см³. Это позволило существенно сузить круг возможных решений и, соответственно, повысить геологическую достоверность модели. В результате моделирования построены изолинии глубин до кровли гранитного массива на различных гипсометрических уровнях (см. рис. 2, а). За граничную плотность при определении кровли массива принято значение 2,66 г/см³. Исходя из этих построений, гранитный массив в первом приближении имеет форму скошенного конуса, вершина которого выходит на поверхность в виде Константиновского штока, осевая линия наклонена на северо-восток под углом около 80°. На гипсометрических уровнях -1...-2 км намечается вытягивание массива в восточном направлении. При этом западный фланг месторождения Сухой Лог находится приблизительно в 4 км над кровлей массива.

Локальная составляющая поля силы тяжести ($\Delta g_{\text{лок}}$), полученная путём вычитания осреднённого поля $\Delta g_{\text{Буре}}$ в круглом окне диаметром 4 км из наблюдаемого поля, в большей степени отражает особенности тектонического строения верхней части рифей-вендского складчатого чехла (см. рис. 2, б). В поле $\Delta g_{\text{лок}}$ отчётливо проявлена линейная отрицательная аномалия (интенсивностью до -3 мГал) северо-западного (субширотного) простирания, приуроченная к подвёрнутому южному крылу Сухоложской антиклинали. По данным гравиметрической съёмки м-бов 1:25 000 и 1:50 000 аномалия, названная Кадали-Сухоложским минимумом, уверенно прослеживается на 30 км от долины р. Угахан (на западе) через долины ручьев Сухой Лог и Кадаликан до долины р. Кадали (на востоке). В долине руч. Сухой Лог Кадали-Сухоложский минимум приобретает форму корытообразного трога, расширяющегося в сторону Угаханского минимума. Интенсивность отрицательной аномалии и её ступенеобразные борта говорят о значительной мощности рыхлых отложений (до 70–100 м), а также, возможно, о развитии линейной коры выветривания над выходом на поверхность осевой зоны надвига.

Математическое моделирование поля $\Delta g_{\text{лок}}$ показало, что Кадали-Сухоложский минимум

только частично обусловлен влиянием низкоплотных ($1,9-2,3 \text{ г/см}^3$) аллювиально-моренных отложений и коры выветривания в долине руч. Сухой Лог. Полностью минимум такой глубины можно объяснить только введением в плотностную модель наклонной зоны разуплотнения (дефицит плотности $-0,15 \text{ г/см}^3$). Поэтому нами предполагается, что Кадали-Сухоложский гравитационный минимум отмечает именно осевую зону Кадали-Сухоложского надвига. Зону разуплотнения можно связать с интенсивным расланцеванием пород вдоль осевой плоскости надвига. Вероятно также, что контакт между верхней и нижней подсвитами имняхской свиты сорван по надвигу. Возможно, что зона расланцевания к юго-западу от Сухоложского рудного поля насыщена дайками гранит-порфиров – сателлитами Угаханского массива. На восточном фланге Кропоткинского рудного узла к Кадали-Сухоложскому гравитационному минимуму тяготеет дайковое поле лампрофиров в долине р. Кадали. Это, в свою очередь, указывает на значительную глубину заложения Кадали-Сухоложской тектонической зоны.

В целом Кадали-Сухоложская надвиговая зона по геофизическому «образу» существенно отличается от других субширотных тектонических зон глубокого заложения, выявленных в пределах центральной части Бодайбинского синклиория. Во-первых, в её пределах отчётливо проявлен магматизм. Во-вторых, плотность в зоне надвига существенно понижена за счёт интенсивного расланцевания. Всё это позволяет рассматривать Кадали-Сухоложский надвиг в качестве основной рудоконтролирующей высокопроницаемой и неоднократно подновляемой тектонической зоны. Соответственно, Кадали-Сухоложский гравитационный минимум можно считать геофизическим прогнозным признаком первого порядка.

Кроме линейных отрицательных аномалий, как правило, соответствующих продольным надвигам и сопряжённым с ними зонам расланцевания, в поле $\Delta g_{\text{лок.}}$ проявлены локальные положительные аномалии $\Delta g_{\text{лок.}}$. Сопоставление структуры поля $\Delta g_{\text{лок.}}$ со структурно-формационной основой (см. рис. 2, б) показывает, что аномалии $\Delta g_{\text{лок.}}$ не имеют отчётливой связи с литологическими комплексами. Некоторые линейные положительные аномалии $\Delta g_{\text{лок.}}$ секут границы литологических комплексов и носят

сквозной характер. В ходе заверочных работ установлено, что часть положительных аномалий $\Delta g_{\text{лок.}}$ пространственно совпадает с «зонами бурошпатизации» пород вдоль тектонических зон.

В конце 1970-х годов (А.Р.Кулаков, 1976 г.; С.Ф.Зубарев, 1978 г.) изучены возможности гравиразведки для выделения наложенной гидротермально-метасоматической минерализации. Выполнены многочисленные петрофизические исследования образцов горных пород (по совокупности >4000), нацеленные на определение зависимости плотности пород от их минерального состава. Установлено, что плотность закономерно возрастает с увеличением содержания серицита, сульфидов и железисто-магнезиальных карбонатов (сидерита, анкерита), имеющих соответственно плотность $2,88, 4,5-4,9, 3,0-3,89 \text{ г/см}^3$. В тоже время, она уменьшается с ростом количества кварца (плотность $2,61 \text{ г/см}^3$), которое может достигать 80%. Плотность также существенно снижается при окислении железисто-магнезиальных карбонатов и сульфидов в поверхностных условиях. Часто над зонами интенсивной «бурошпатизации» наблюдается увеличенная мощность коры выветривания, что приводит к нивелированию возможного положительного гравитационного эффекта от метасоматических зон. На основании этого был сделан вывод о том, что однозначно выделять зоны наложенной минерализации по аномалиям $\Delta g_{\text{лок.}}$ того или иного знака нельзя. Тем не менее, в пределах Сухоложского рудного поля выявлена положительная аномалия $\Delta g_{\text{лок.}}$ интенсивностью до $0,3-0,5 \text{ мГал}$ (см. рис. 2, б). Центр аномалии немного смещён относительно выхода на дневную поверхность рудной зоны на север, по направлению её погружения (рис. 3, а).

Последующие петрофизические исследования (рис. 4, а) образцов керна, отобранных из поисково-разведочных скважин и штолен, показали, что положительный гравитационный эффект обусловлен интенсивными железисто-магнезиальной карбонатизацией и сульфидизацией. Достоверно установлено, что средняя плотность пород в рудной зоне составляет $2,86 \text{ г/см}^3$, а на отдельных участках достигает $2,9-3,0 \text{ г/см}^3$ (698 обр.) (С.Ф.Зубарев, 1978 г.). На основании этих данных были сделаны попытки оценки рудной массы и ресурсов золота (С.Ф.Зубарев, 1978 г.) по результатам объёмного моделирования поля силы тяжести. Следует отметить, что

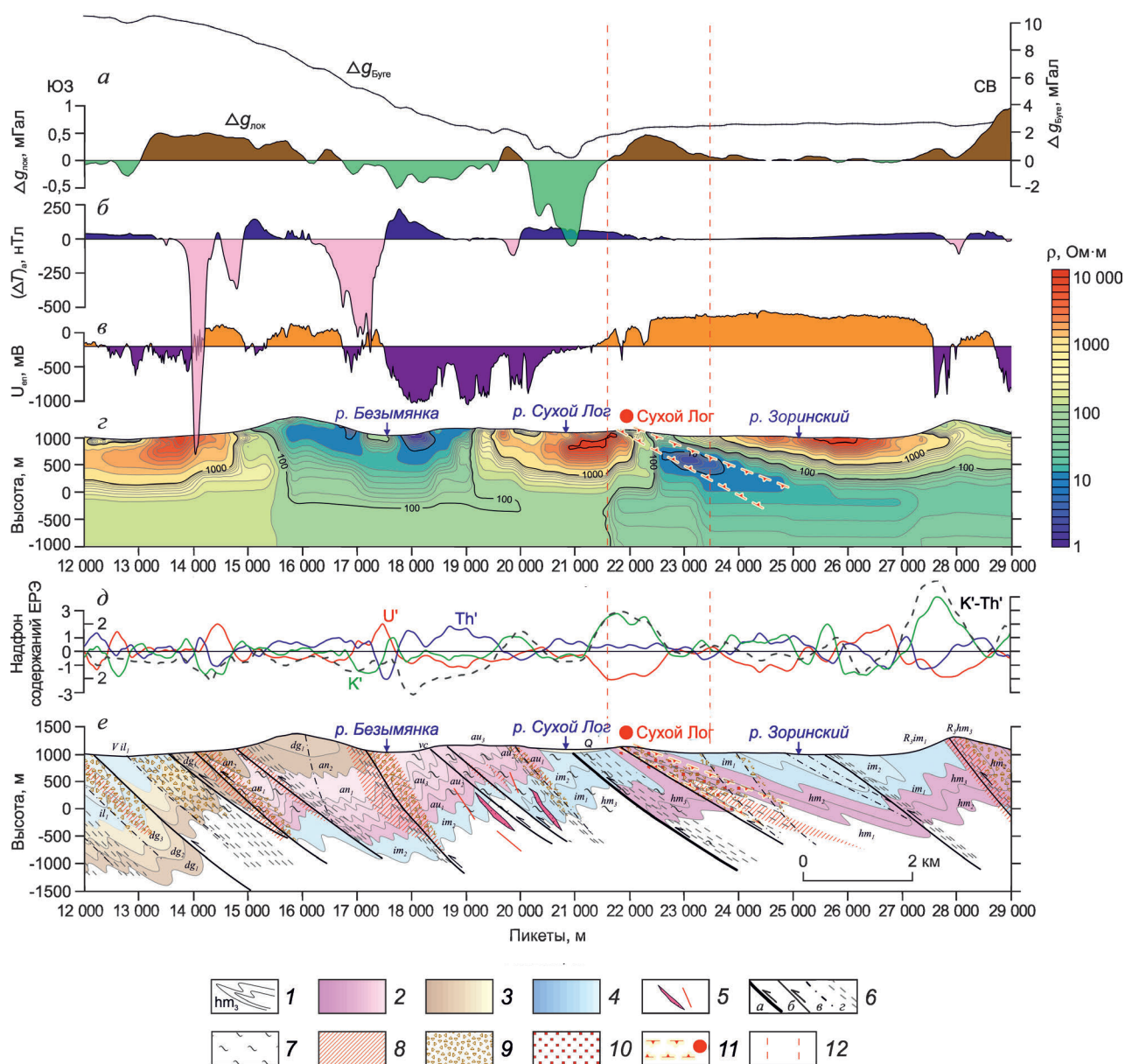


Рис. 3. Результаты геофизических наблюдений по опорному профилю СЛ-1:

a – поле силы тяжести в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2,75 г/см³), локальная составляющая поля силы тяжести (разность поля осреднённого в окне 4 км); *б* – аномальное магнитное поле (наземная съёмка); *в* – потенциал естественного электрического поля; *г* – разрез удельного электрического сопротивления по результатам АМТ-зондирования; *д* – надфоновые содержания ЕРЭ по результатам обработки АГС материалов методом «АРК»; *е* – интерпретационный геолого-геофизический разрез; 1 – границы литолого-стратиграфических подразделений, индексы свит; формации: 2 – углеродисто-сланцево-алевролитовая, 3 – песчано-алевролитово-сланцевая, 4 – карбонатная, известковисто-песчано-сланцевая; 5 – дайки гранит-аплитов и гранит-порфиров (сателлиты Угаханского массива); 6 – тектонические нарушения, выделенные по геолого-геофизическим данным (*a* – основные надвижки, *б* – рядовые надвижки, *в* – предполагаемые секущие зоны складчато-разрывных дислокаций, *г* – зоны рассланцевания); 7 – зоны интенсивного тектонического смятия; 8 – зоны пирротинизации; 9 – зоны интенсивной железо-магнезиальной карбонатизации; 10 – кварц-пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация в осевой зоне Сухоложской антиклинали; 11 – минерализованная зона месторождения Сухой Лог; 12 – границы рудного поля

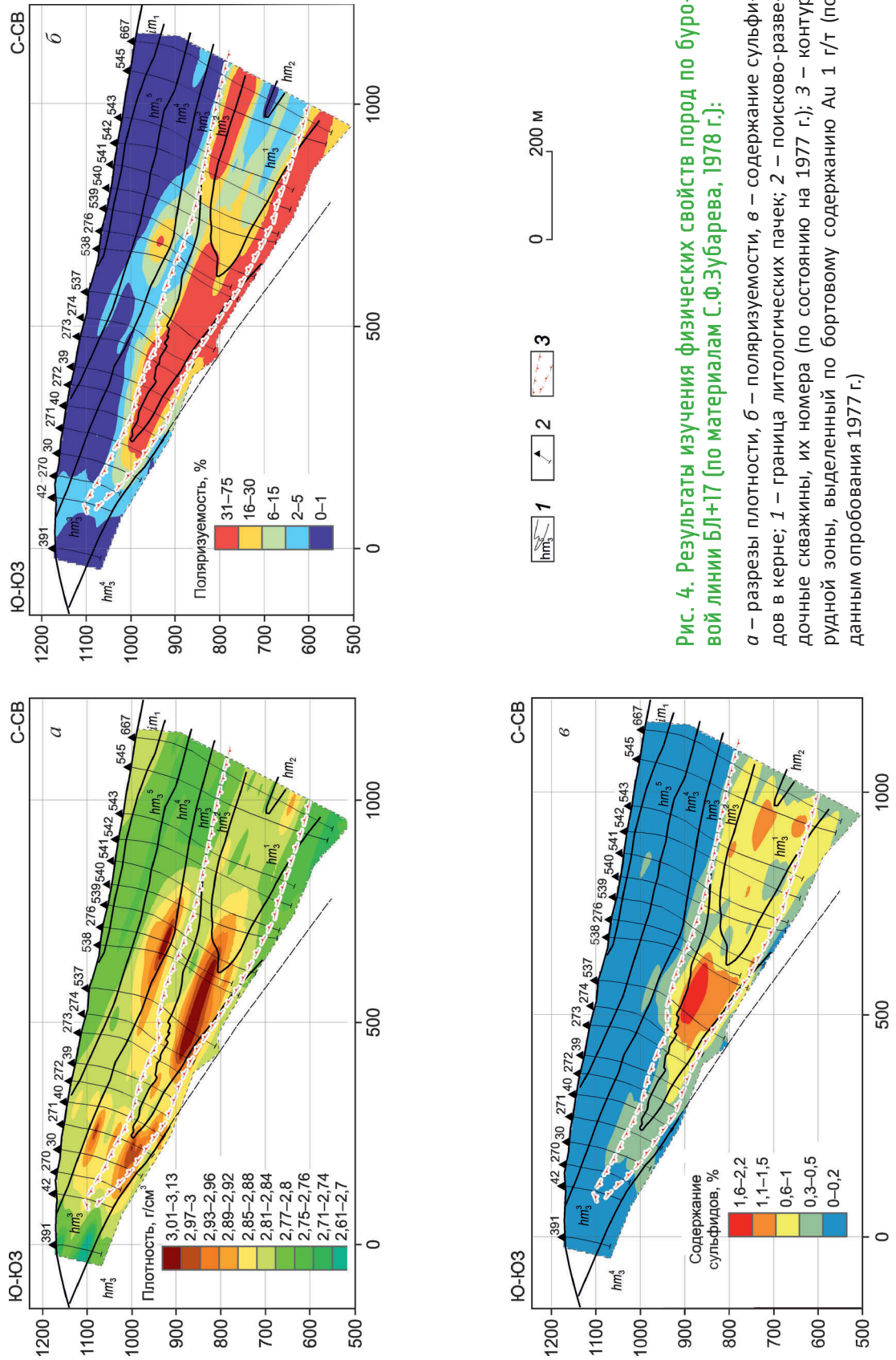


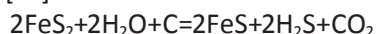
Рис. 4. Результаты изучения физических свойств пород по буровой линии БЛ+17 (по материалам С.Ф.Зубарева, 1978 г.):

а – разрезы плотности, б – поляризуемости, в – содержание сульфидов в керне; 1 – граница литологических пачек; 2 – поисково-разведочные скважины, их номера (по состоянию на 1977 г.); 3 – контур рудной зоны, выделенный по бортовому содержанию Au 1 г/т (по данным опробования 1977 г.)

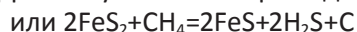
ожидаемый гравитационный эффект от «утяжелённой» рудной зоны с известной геометрией рудной залежи должен быть ~0,8 МГал (при средней избыточной плотности пород 0,11 г/см³). Однако интенсивность наблюдаемой аномалии снижена до 0,3–0,5 МГал за счёт компенсационного влияния осевой зоны Кадали-Сухоложского надвига (с дефицитом плотности 0,11–0,13 г/см³). Таким образом, положительная аномалия $\Delta g_{\text{лок.}}$ может рассматриваться в качестве признака минерализованной зоны.

Аномальное магнитное поле. Структура аномального магнитного поля (ΔT)_a в районе рудного поля имеет типичный для Бодайбинского синклиория линейно-полосовой характер (рис. 5, а). В структуре поля (ΔT)_a доминируют линейные отрицательные аномалии, занимающие согласное с простираем основных складчатых структур положение. Многочисленными заверочными работами установлено, что источниками отрицательных аномалий служат зоны пирротинизации. Пирротинизация преимущественно развита по зонам рассланцевания, сопровождающих надвиговые деформации. Образование пирротина в этих зонах, скорее всего, происходило по первичному осадочно-диагенетическому пириту, который довольно широко распространён в углеродистых алевросланцевых толщах. При этом углеродистое вещество являлось эффективным реагентом, значительно понижающим температуру пирит-пирротинового перехода [22].

В системе пирит–вода–углерод преобразование пирита в пирротин протекает по реакциям [22]:



пирит+водный флюид+углеродистое вещество= пирротин+углекислый флюид



пирит+углеводородный флюид=пирротин+графит.

Первая реакция может протекать уже на заключительных этапах диагенеза – на низкотемпературных ступенях (130–180°C) зеленосланцевой фации метаморфизма. Для второй реакции необходимы более высокие температуры, характерные для эпидот-амфиболитовой фации.

По данным палеомагнитного и структурного анализов (С.Ф.Зубарев, 1978 г.) зоны пирротинизации сформировались после основного этапа складкообразования по тектоническим зонам. Приведённые выше реакции эффективно про-

текают только при условии удаления продуктов реакции из системы. Поэтому пирротинизация наиболее интенсивна именно в проницаемых тектонических зонах. При анализе данных аэромагнитных съёмок в пределах Бодайбинского района ещё в конце 1970-х годов отмечалось, что в свитах рифея и венда существенно карбонатного состава (илигирская, имняхская, угаханская) интенсивность сквозных линейных аномалий резко снижается или полностью затухает. Это обусловлено тем, что в карбонатных породах содержится меньше углеродистого вещества и значительно меньше пирита (в целом железа). По этой же причине наиболее интенсивные магнитные аномалии тяготеют к углеродистым свитам с повышенным содержанием углеродистого вещества и железа (бужуйхтинская, хомолхинская, аунакитская свиты).

Пирротин – относительно пластичный минерал в отличие от пирита. Он легко перекристаллизовывается при тектонических деформациях, а главные кристаллографические оси переориентируются перпендикулярно главной оси сжатия [7, 19]. Новообразованные кристаллические агрегаты пирротина, как правило, распределены по плоскостям кливажа и сланцеватости. При этом ориентировка главной оси намагничивания пирротина соответствует главной кристаллографической оси [19]. Пирротин спонтанно намагничивается в существующем на момент его образования магнитном поле Земли. После этого его намагничённость становится устойчивой (существенно остаточной) и почти не изменяется в течение длительного времени. Остаточная намагничённость (J_n) пирротинизированных пород значительно превосходит индуцированную (J_i), которая зависит от магнитной восприимчивости (χ). Для большинства литологических разновидностей рифей-вендских пород χ находится в диапазоне $(10-50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а для пирротинизированных достигает $(100-250) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. По данным предшественников, значения фактора Кенигсбергера ($Q_n = J_n/J_i$) для пирротинизированных пород изменяются от 5 до 200 (А.Р.Кулаков, 1977 г.; С.Ф.Зубарев, 1978 г.; Э.В.Лешкевич, 1979 г.). По данным лабораторных исследований образцов горных пород, отобранных из зон пирротинизации в 2013–2014 гг., и математического моделирования аномалий (ΔT)_a абсолютная остаточная намагничённость пирротинизированных пород составляет 1–10 А/м.

Вектор суммарной намагниченности в зонах пирротинизации в пределах Байкало-Патомской складчатой области, как правило, направлен в обратную сторону относительно современного магнитного поля Земли. Из-за кристаллографических особенностей пирротина ориентировка вектора намагниченности пирротинизированных пород в большинстве случаев согласована с направлением плоскостных тектонических структур: кливажа, сланцеватости и сместительных разломов.

О направлении вектора намагниченности и направлении падения разломов можно судить по асимметрии формы отрицательных аномалий (ΔT)_a, а также наличию сопряжённых с ними положительных аномалий (см. рис. 3, б), которые обусловлены только взаимным соотношением направления падения пирротинизированной зоны и вектора её намагниченности. Значительные по интенсивности положительные аномалии (ΔT)_a характерны для пологих взбросо-надвигов. Положительная аномалия, соответственно, располагается над висячим блоком.

По результатам структурного анализа аномального магнитного поля для Бодайбинского золоторудного района установлено, что в замках складок усиливается интенсивность «пирротиновых» аномалий. Это обусловлено появлением пирротина на заключительном этапе складкообразования при короблении, отслоении и рассланцевании пород на границах жёстких блоков. Например, если ядро складки образовано относительно жёсткими песчаниками догалдынской свиты (R₃-Vdg). Интенсивность отрицательных аномалий и их пространственная неоднородность возрастают в местах усложнения складчатости и развития мелких складок высоких порядков, особенно в неоднородных по реологическим свойствам преимущественно углеродисто-терригенных толщах (хомолхинская, аунакитская свиты). Такие зоны усложнения структуры складчатости приурочены к крыльям и замкам складок II и III порядков. Именно такой «структурный» парагенезис магнитного поля и складчатых-разрывных деформаций, по нашему мнению, следует признать «нормальным» для Бодайбинского синклинория.

При рассмотрении с этих позиций особенностей магнитного поля над рудовмещающей Сухоложской антиклиналью виден его аномаль-

ный характер. Над выходами в замке антиклинальной складки углеродистых пород хомолхинской свиты, благоприятной для образования пирротина, наблюдается спокойное поле (ΔT)_a, близкое к нулевому уровню. Область спокойного поля, или область разрушения «нормального» структурного рисунка поля (ΔT)_a, охватывает всю замковую часть Сухоложской антиклинали и прослеживается от её периклинального замыкания на западе до верховьев руч. Кадаликан на востоке, вытягиваясь преимущественно вдоль Сухоложского надвига в подвёрнутом крыле одноимённой антиклинали. Соседнее Вернинское рудное поле также отмечается областью резко ослабления поля (ΔT)_a, но значительно меньшей по площади.

Детальными минералогическими и петрофизическими исследованиями в пределах Сухоложского рудного поля установлено, что содержание пирротина в пределах минерализованной зоны крайне низкое 0,29 % [3]. Его зёрна корродированы и заключены в более поздних генерациях пирита [24]. При этом наблюдается тенденция к увеличению содержания пирротина по падению минерализованной зоны. Намагниченность пород с обильной кварц-сульфидной минерализацией относительно низкая (0,1–0,25 А/м) в сравнении с намагниченностью зон пирротинизации (1–10 А/м) за пределами рудного поля, но значительно выше (в 3–4 раза) таковой пород, вмещающих минерализованную зону (хомолхинская, имняхская свиты). Вектор эффективной намагниченности в пределах минерализованной зоны имеет обратное направление относительно вектора современного нормального поля.

При этом дифференциации пород по χ в минерализованной зоне практически не происходит. Магнитная восприимчивость варьирует от $15 \cdot 10^{-5}$ до $45 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Некоторое её увеличение фиксируется в интервалах, насыщенных порфиобластами и прожилками железисто-магнезиальных карбонатов, что вызвано повышенной χ сидерита.

Выход на поверхность минерализованной зоны по данным наземной и аэромагнитной съёмки выделяется слабой аномалией типа «ступень» амплитудой до -50 нТл и слабым повышением изменчивости поля. Это определяется слабо отрицательной и неоднородной намагниченностью минерализованных углеродистых

пород в ядре антиклинали за счёт интенсивного, но неравномерного разрушения первичного метаморфогенного пирротина в результате его гидротермально-метасоматического преобразования. Судя по значительной площади участка ослабления магнитного поля над Сухоложской антиклиналью (см. рис. 5, а), метасоматическому преобразованию подвергся огромный объём пород.

Поле естественной радиоактивности. Результаты обработки аэрогаммаспектрометрии приведены на карте радиогеохимической зональности в виде цветового композита (рис. 6). Радиогеохимическая зональность вычислена методом «АРК» (аэроадиогеохимическое картирование) [14]. Метод «АРК» является модификацией метода главных компонент и эффективно удаляет из наблюдаемых гамма-полей в первую очередь ландшафтную составляющую поля, обусловленную различными условиями обнажённости, из-за чего эквивалентные содержания ЕРЭ и мощность экспозиционной дозы гамма-поля (МЭД) в значительной степени скоррелированы. В результате вычисляются надфоновые содержания ЕРЭ (K' , U' , Th'), выраженные в единицах стандартного отклонения (σ). Различным комбинациям надфоновых содержаний ЕРЭ соответствуют различные оттенки «классической» цветовой триады (калий – зелёный, торий – синий, уран – красный).

Такого рода классификационные построения позволяют чётко определить радиогеохимическую специализацию породных комплексов, а также в ряде случаев выявить ореолы гидротермально-метасоматических изменений пород. Так, наложенная серицитизация обычно выделяется высоким надфоновым калием. Иногда удаётся выявить определённую закономерную смену радиогеохимических классов в каком-либо направлении, что является следствием различной подвижности ЕРЭ в гидротермальном процессе.

Анализ АГС материалов разных лет показал, что углеродисто-алевросланцевые толщи (аунакитская, хомолхинская, вачская, анангская свиты) обладают повышенной радиоактивностью (7–10 мкР/ч), существенно песчаниковые (догалдынская свита) – пониженной (~5 мкР/ч). Наиболее высокой радиоактивностью закономерно отмечается выход биотитовых лейкогранитов Константиновского штока (до 12–15 мкР/ч).

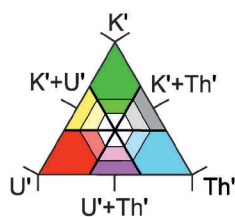
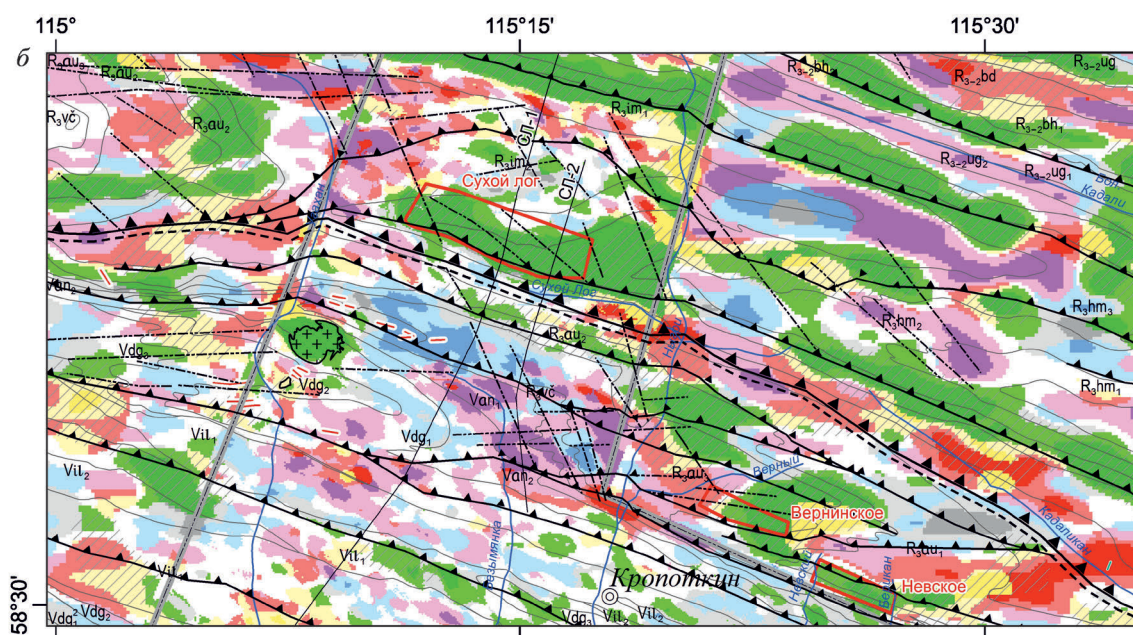
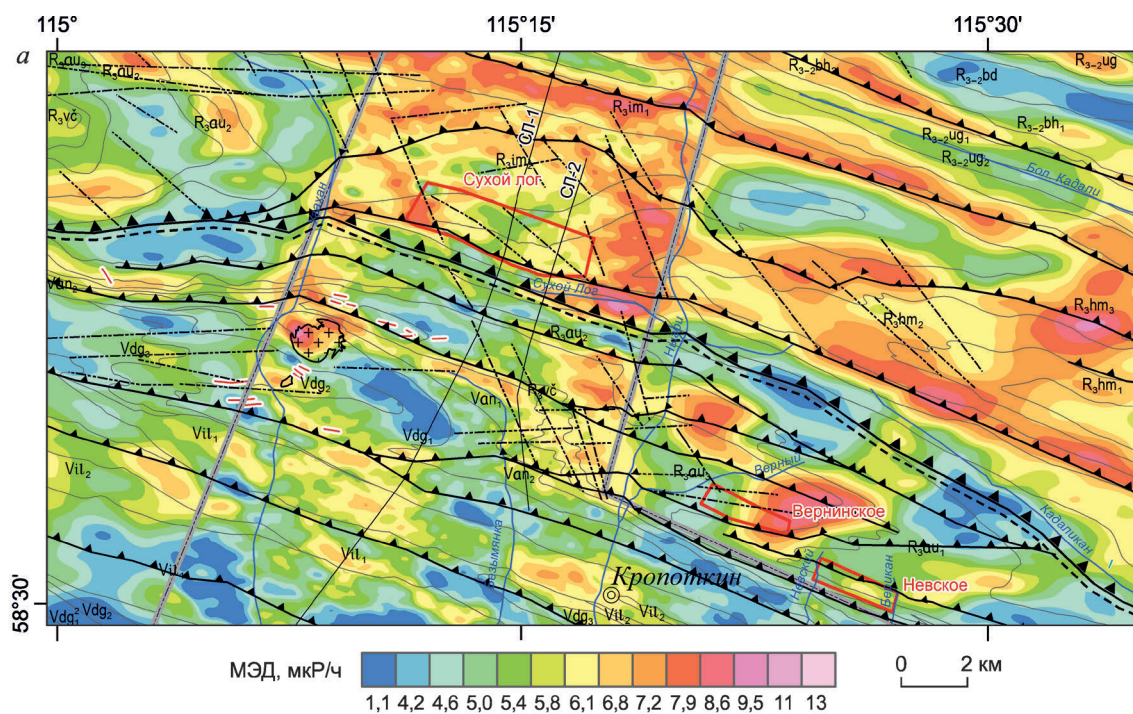
По характеру доминирующей природы радиоактивности породы разделяются на три группы: с калиевой компонентой (бужуихтинская, хомолхинская свиты); с ториевой, иногда торий-урановой (аунакитская, вачская); со смешанной калий-ториевой (догалдынская, илигирская).

Калиевая природа радиоактивности хомолхинской и бужуихтинской свит объясняется высоким содержанием метаморфогенного серицита (особенно в филлитовидных углеродистых сланцах хомолхинской свиты). Не совсем ясна торий-урановая природа радиоактивности пород вачской и аунакитской свит. Но, вероятнее всего, она определяется сорбцией соединений тория и урана в процессе осадконакопления морскими глинистыми осадками, особенно гидрослюдистого состава с высоким содержанием органики.

Уран обладает высокой подвижностью в гипергенных условиях, поэтому гамма-поле в урановом канале характеризуется наибольшей пространственной неоднородностью и более слабой корреляционной связью с калием и торием. Наблюдается тенденция к повышению содержания урана на заболоченных участках склонов долин. Кроме того, глубокие речные долины отмечаются интенсивными аномалиями урана из-за радоновой помехи (накопление тяжёлого радона в отрицательных формах рельефа).

Ядро Сухоложской антиклинали, сложенное породами хомолхинской свиты, выделяется интенсивной аномалией надфоновое калия ($2,8\sigma$), зоной «выноса» урана (-2σ) и почти нулевым уровнем надфоновое тория. При этом фиксируется общее понижение гамма-активности в общем канале (см. рис. 6, а). По результатам наземной гамма-спектрометрии на месторождении в разведочных горных выработках (штольня 1) установлено, что в пределах рудной зоны действительно происходит устойчивый, хотя и слабый, вынос урана (С.Ф.Зубарев, 1978 г.).

Такое же соотношение гамма-полей характерно для выходов хомолхинской свиты на хребте Ровный (севернее Сухоложского рудного поля). В конце 1970-х годов Ровнинский участок по данным литохимической съёмки рассматривался в качестве поискового, перспективного для выявления золото-сульфидной минерализации сухоложского типа. В пределах Ровнинской аномальной зоны надфоновое содержание ка-



Радиогеохимическая зональность:
 тёмный цвет соответствует надфоновому содержанию РЭ >1,3 ед. ст. откл.,
 белый фон >0,5 ед. ст. откл.

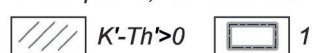


Рис. 6. Поле естественной радиоактивности МЭД (а), радиогеохимическая зональность (б) в пределах Кропоткинского рудного узла:

1 – контур АГС съёмки м-ба 1:25 000 (2013 г.); остальные усл. обозн см. рис. 1, 2

лия достигает 5σ , и отмечается вынос урана. Вернинское и Невское рудные поля выделяются локальными аномалиями смешанной калий-урановой природы.

При совместном анализе данных АГС и структурно-формационной основы нами установлено, что метасоматические зоны, выявленные в ходе геологосъемочных и поисковых работ, достаточно уверенно (60–70%) совпадают с положительными значениями разности надфоновых составляющих калия и тория ($K'-Th'$). Трансформация ($K'-Th'$) отчасти снимает породную специализацию, например ториевую для аунакитской свиты, и подчёркивает калий-урановые зоны, характерные для метасоматически изменённых пород. Соответственно, Сухоложское рудное поле отмечается высокими значениями $K'-Th'$ (см. рис. 6, б и 3, д).

Электрические поля. Основной объём электроразведки в пределах Бодайбинского рудно-россыпного района выполнен в 1970-х годах методом естественного электрического поля. Как показал опыт этих работ, метод наиболее эффективен для картирования углеродистых толщ. Углеродистым породам с содержанием углеродистого вещества ($C_{орг.}$) от 2–5% свойственно устойчиво низкое сопротивление от 10 до 500 Ом·м. При выходе их на поверхность развиваются интенсивные процессы окисления как собственно углеродистого вещества, так и вкрапленных сульфидов, широко распространённых в углеродистых сланцах и алевролитах. Самой большой электрохимической активностью обладают углеродистые алевросланцы в составе бужуйхтинской ($R_{2-3}bh$), хомолхинской (R_3hm), аунакитской (R_3au) и вачской (R_3vc) свит, которые проявляют себя как яркие электрические маркирующие горизонты и уверенно выделяются интенсивными (от -400 до -1200 мВ) отрицательными аномалиями потенциала ЕП (см. рис. 5, б). При этом существует почти линейная связь между интенсивностью отрицательных аномалий $U_{ен}$ и средним содержанием $C_{орг.}$ в алевросланцевых толщах. Наиболее интенсивные аномалии (до -1300 мВ) приурочены к выходам вачской свиты, в которой количество $C_{орг.}$ местами составляет 10%. Содержание $C_{орг.}$ в углеродистых пачках рудовмещающей хомолхинской свиты в среднем не превышает 3%. Поэтому над выходами их на поверхность фиксируются аномалии $U_{ен}$ уме-

ренной интенсивности (в среднем от -500 до -800 мВ).

Участки, сложенные породами существенно песчаникового, известковисто-песчаникового и карбонатного составов с низким содержанием $C_{орг.}$ (<1%), отмечаются положительным полем $U_{ен}$ (от 0 до 200 мВ). Так, положительными аномалиями характеризуются ядра синклиналей, сложенных песчаниками догалдынской свиты, выходы имняхской (R_3im) и угаханской (R_3ug) свит, имеющие преимущественно карбонатный состав.

Анализ структуры поля $U_{ен}$ показал усиление интенсивности отрицательных аномалий в зонах тектонических нарушений. Скорее всего, это обусловлено процессами тектонического выдавливания $C_{орг.}$ в плоскости сланцеватости и кливажа, а также его псевдокристаллическим структурированием (образование антраколита и графитоидов), в результате которых в объёме породы образовались протяжённые высокопроводящие плёнки $C_{орг.}$. Аномалии ЕП тектонической природы просекают литологические границы и характеризуются отчётливой линейностью. Однако Кадали-Сухоложский надвиг, ярко проявленный в гравитационном поле, в поле $U_{ен}$ не выделяется. Это связано с тем, что надвиг развит по карбонатным безуглеродистым породам имняхской свиты.

Сухоложская рудовмещающая антиклиналь отчётливо выражается в поле $U_{ен}$ отрицательной аномалией, которая расширяется с запада на восток. Интенсивность аномалии также возрастает с запада на восток от -200 до -800 мВ. Такая структура аномалии определяется морфологией Сухоложской антиклинали, её постепенным расширением в восточном направлении и изгибом осевой поверхности, в результате которого породы приобретают более крутое падение на восточном фланге рудного поля. Кроме того, на восточном фланге поля на поверхность выходит наиболее углеродистая средняя пачка верхней подсвиты хомолхинской свиты ($R_3hm_3^2$).

В пределах выхода на поверхность минерализованной зоны на фоне отрицательного поля $U_{ен}$ выделяется узкая локальная положительная аномалия интенсивностью до +100 мВ. Она соответствует выходу на поверхность центральной рудной зоны, наиболее насыщенной кварцево-жильным материалом. Таким образом, минерализованная зона отличается повышенной неоднородностью структуры поля $U_{ен}$.

Подобный неоднородный характер поля $U_{ен}$ (с нарушенной нормальной линейной структурой) отмечается и в пределах Вернинского месторождения. Усложнение структурного рисунка поля $U_{ен}$ обусловлено не только наличием кварцево-жильной минерализации, но и неравномерным распределением $C_{орг.}$ и локальным увеличением содержания сульфидов. Поэтому, в принципе, любое локальное усиление пространственной неоднородности поля $U_{ен}$, по нашему мнению, можно рассматривать в качестве поискового признака минерализованной зоны.

В 2013 г. на месторождении Сухой Лог была впервые выполнена электроразведка методом аудиоманнитотеллурического зондирования. Зондирования проводились по линиям опорных профилей (СЛ-1 и СЛ-2) для уточнения глубинного положения маркирующих углеродистых горизонтов. В результате обработки данных АМТЗ построены разрезы удельного электрического сопротивления (УЭС) до глубины 1500 м.

На разрезе по профилю СЛ-1 (см. рис. 3, 2) области низкого электрического сопротивления отвечают углеродисто-сланцевым толщам. Ядра синклиналей, сложенные породами имняхской, догалдынской и илигирской свит, маркируются областями высокого УЭС (>1000 Ом·м). По разрезу удельного электрического сопротивления можно уточнить морфологию синклиналей, сложенных проводящими углеродистыми породами вачской и аунакитской свит. На разрезе видно, что блок высокого УЭС под долиной руч. Сухой Лог, соответствующий имняхской карбонатной толще, ограничен по глубине. Это позволяет предположить, что имняхские породы образуют сорванное по Кадали-Сухоложскому надвижу крыло опрокинутой синклинали. Осевая плоскость надвига на разрезе не выделяется из-за отсутствия проводящего углеродистого вещества в карбонатных породах.

Сухоложское рудное поле в разрезе отчётливо отмечается полого погружающейся на север проводящей зоной с УЭС <10 Ом·м. Её ось почти точно соответствует осевой поверхности опрокинутой Сухоложской антиклинали. При этом отчётливо видно выполаживание проводящей зоны в северном направлении. Это, скорее всего, связано с усложнением северного крыла антиклинали и ядра сопряжённой с ней Зоринско-Широкинской синклинали складками высоких порядков. Ядро проводящей зоны локализу-

ется на глубине, а не выходит на поверхность, что может говорить об усложнённой глубинной структуре ядра рудовмещающей антиклинали. Это, в свою очередь, может указывать на наличие мощной минерализованной линзы, обогащённой $C_{орг.}$ и сульфидами.

По материалам площадного электропрофилеирования с установками симметричного профилирования и срединного градиента, выполненного на Сухоложском участке во второй половине 1970-х годов (С.Ф.Зубарев, 1978 г.), выявлено почти точное соответствие структуры поля кажущегося удельного электрического сопротивления структуре поля $U_{ен}$ (рис. 7). Выходы углеродистых пород подчёркиваются аномалиями низкого (10–500 Ом·м) КС. Над Сухоложской антиклиналью графики КС имеют отчётливо асимметричный характер (рис. 8, в), что обусловлено пологим падением углеродистой проводящей толщи в осевой плоскости антиклинали. По резкому скачку сопротивления фиксируется контакт с имняхской свитой в южном подвёрнутом крыле антиклинали.

Кроме электропрофилеирования, в 1977–1978 гг. на месторождении были осуществлены ВЭЗ-ВП в объёме 15,5 км по линиям буровых разведочных линий. Одновременно исследовались поляризационные свойства горных пород, слагающих месторождение Сухой Лог, как по образцам, так и по данным каротажа ВП. Установлено, что углеродистые породы рудной зоны с интенсивной сульфидно-кварцевой минерализацией характеризуются аномально высокой поляризуемостью до 80%. Петрофизическими исследованиями образцов керна, отобранных из поисково-разведочных скважин буровой линии БЛ+17, выявлена устойчивая положительная корреляционная связь поляризуемости с объёмным содержанием сульфидов (см. рис. 4) и, соответственно, золота. По данным ВЭЗ-ВП осевая зона Сухоложской антиклинали выделяется наклонным пластом с избыточной поляризуемостью 20–80%.

В 2013–2014 гг. на опорных профилях СЛ-1 и СЛ-2 в пределах Сухоложского рудного поля нами выполнена электротомография методом ВП (ЭТ-ВП), которая является современной модификацией ВЭЗ-ВП с более высокой пространственной плотностью измерений и более изощрённой методикой решения обратной задачи. При измерении ЭТ-ВП использовалась ориги-

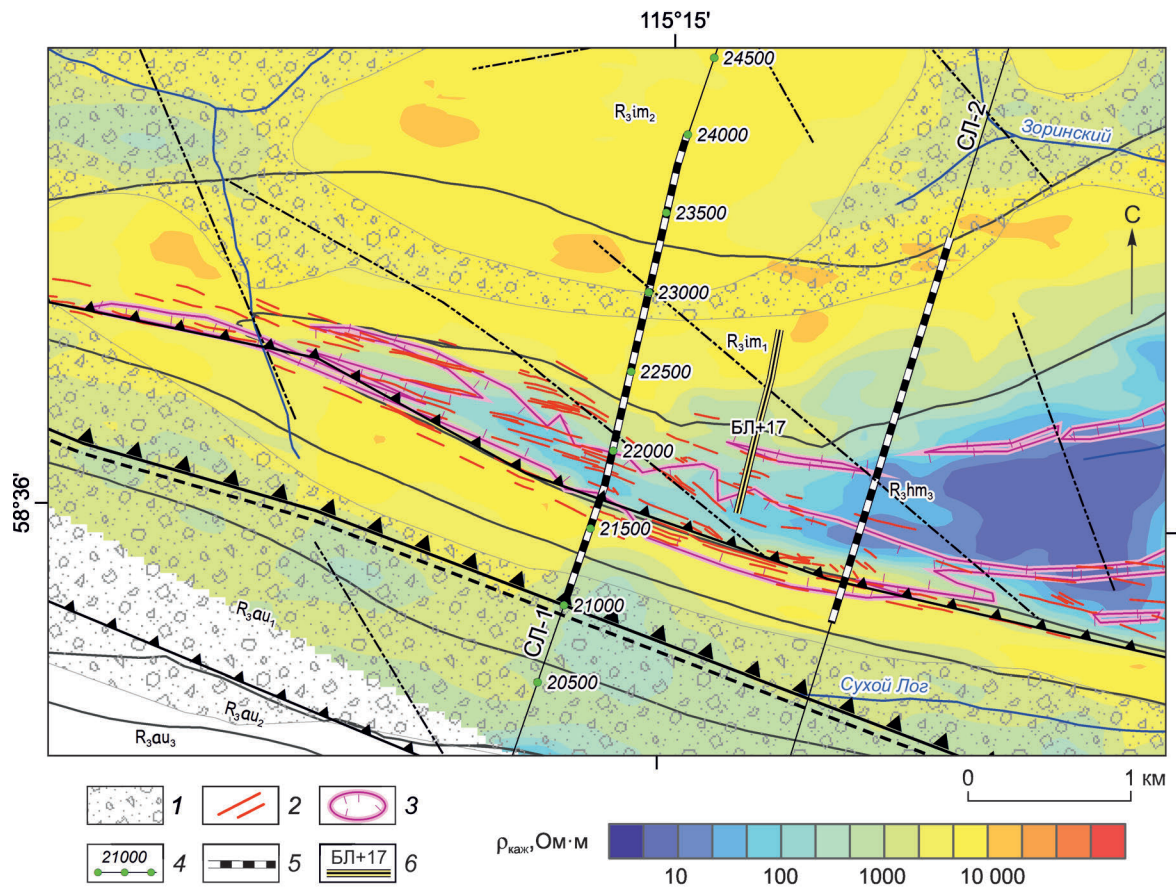


Рис. 7. Карта кажущегося удельного электрического сопротивления в пределах Сухоложского рудного поля (по материалам С.Ф.Зубарева, 1978 г.):

1 – четвертичные аллювиальные и моренные отложения; 2 – кварцевые и кварц-карбонатные жилы, по материалам В.К.Черепанова, 1988 г.; 3 – выходы на поверхность рудных тел (И.Ф.Мигачев и др., 2008 г.); 4 – опорные профили, номера пикетов; 5 – интервалы профилей с выполненной электротомографией методом ВП; 6 – буровая линия БЛ+17

нальная методика изучения временных характеристик ВП [5] для нахождения связи между динамикой процессов ВП и структурно-текстурными особенностями сульфидной минерализации в рудной зоне.

После решения 2D обратной задачи и спектральной обработки измерений ВП отстраивалась серия геоэлектрических разрезов: один удельного сопротивления и четыре поляризуемости. На разрезах, как и предполагалось, довольно отчётливо выделилась осевая часть складки в виде полого падающей проводящей зоны (УЭС <100 Ом·м) высоких значений стационарной поляризуемости (от 20 до 80%). Подобное соотношение параметров определяется, прежде всего, повышенным содержанием

проводящего и хорошо поляризуемого $S_{орг}$ и в меньшей степени повышенной концентрацией пирита. Главная рудная зона (Au >1 г/т) с относительно высоким объёмным содержанием сульфидов (>2%) и характерными крупными линзовидными и прожилковыми кварц-сульфидными выделениями отмечается высокой поляризуемостью с временем релаксации ВП (τ) >10 с. Время релаксации ВП вмещающих рудную зону углеродистых алевросланцев с тонкой и рассеянной вкрапленностью сульфидов значительно меньше, τ <0,2 с.

Скорее всего, связь между временем релаксации ВП и структурно-текстурными особенностями кварц-сульфидной минерализации опосредована через структурные особенности рас-

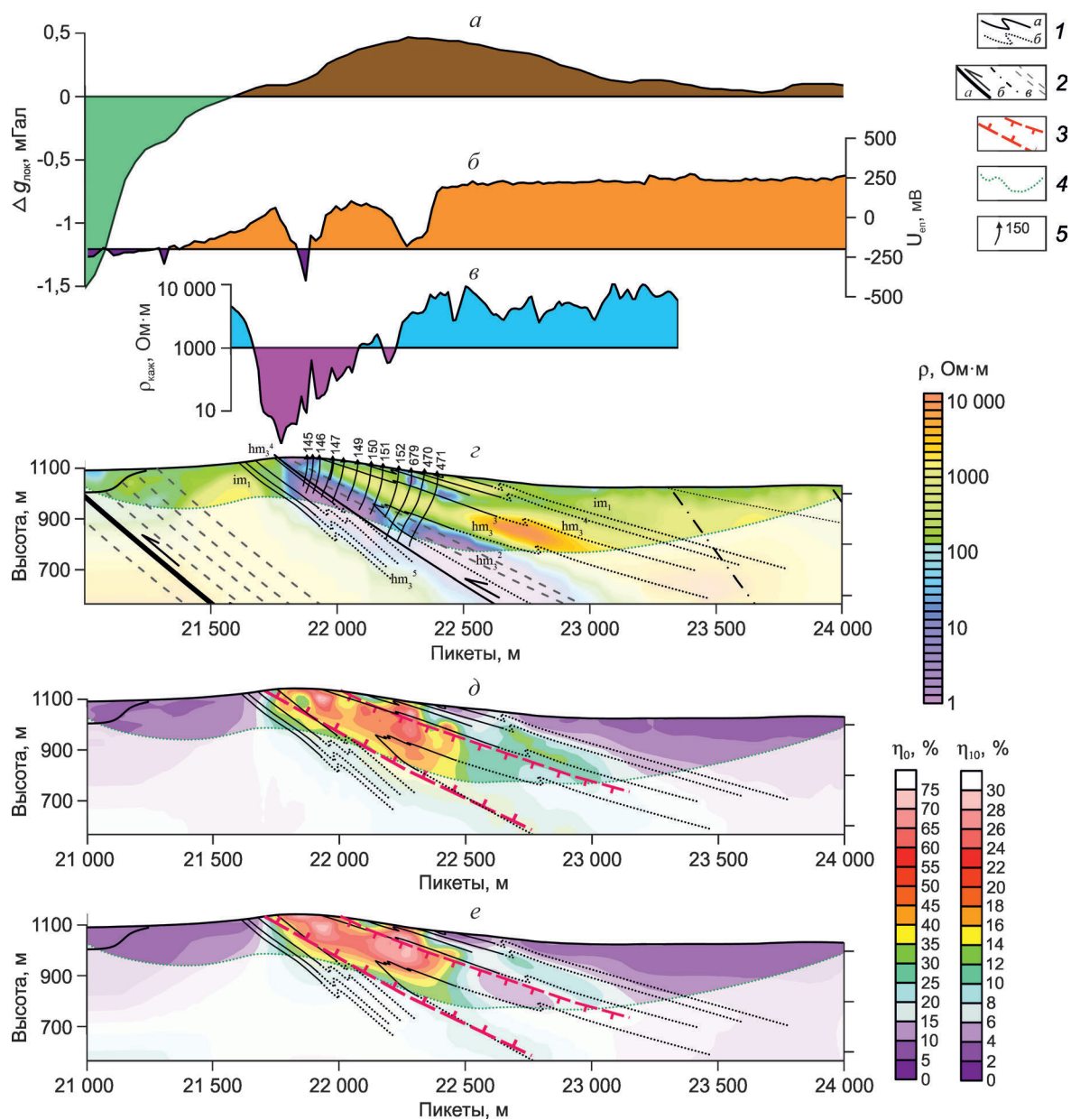


Рис. 8. Результаты электротомографии методом ВП по профилю СЛ-1, Сухоложское рудное поле:

a – локальная составляющая поля силы тяжести; *б* – потенциал естественного электрического поля; *в* – кажущееся удельное электрическое сопротивление (по данным профилирования ВП-СГ, С.Ф.Зубарев, 1978 г.); *г* – разрез удельного электрического сопротивления; *д* – разрез стационарной поляризуемости по результатам спектральной обработки; *е* – разрез поляризуемости (поздняя стадия поляризации, время релаксации >10 с); 1 – границы литолого-стратиграфических подразделений, их индексы; 2 – тектонические нарушения, выделенные по геолого-геофизическим данным (*a* – Кадали-Сухоложский и Сухоложский надвиги, *б* – секущие зоны складчато-разрывных дислокаций, *в* – зоны рассланцевания и смятия); 3 – генерализованный контур рудной зоны (И.Ф.Мигачев и др., 2008 г.); 4 – линия доверительной глубины зондирования; 5 – поисково-разведочные скважины БЛ-3 (С.Д.Шер, 1974 г.)

пределения $C_{орг.}$ в пределах рудной зоны. Вероятно, возникновение крупных линзовидных кварц-сульфидных агрегатов в рудной зоне сопровождалось образованием более структурно-упорядоченного $C_{орг.}$, которое, как и сульфиды, формирует укрупнённые агрегаты (сильно проводящие плёнки и стяжения). Однако эта гипотеза требует проверки и значительного количества лабораторных исследований образцов пород с одновременным изучением степени структурной упорядоченности углеродистого вещества и его поляризационных свойств.

Геолого-геофизические прогнозно-поисковые признаки Сухоложского рудного поля. Представленные геофизические материалы, на наш взгляд, достаточно убедительно показывают, что основные геологические факторы контроля и размещения Сухоложского рудного поля отражены в геофизических полях. Наиболее ярко проявлены тектонические факторы. Один из важнейших тектонических признаков – пространственная близость Сухоложского рудного поля к крупному региональному разлому надвиговой кинематики (Кадали-Сухоложскому надвигу), который выражен в поле силы тяжести сквозной линейной отрицательной аномалией. Разлом – основная структура, контролирующая размещение зон гидротермально-метасоматических изменений и магматических тел (Угаханский массив). Рядовые надвиги и сопряжённые с ними зоны расланцевания маркируются отрицательными аномалиями магнитного поля за счёт образования пирротина, развитого в основном по углеродисто-сланцевым породам, и сквозными линейными отрицательными аномалиями $U_{ен}$ за счёт выдавливания углеродистого вещества в плоскости сланцеватости и образования сплошных электропроводящих зон.

Возможно, значительную роль в локализации золотого оруденения в пределах Сухоложского рудного поля играли системы секущих нарушений северо-западного направления, а также области пересечения их продольными надвиговыми зонами. Данные нарушения слабо отражены в геофизических полях и диагностируются лишь по слабым смещениям, изгибам, перегибам и разрывам линейных геофизических аномалий.

Литологические факторы, а именно размещение Сухоложского рудного поля в углеродистых алевросланцах хомолхинской свиты, хоро-

шо проявлены в электрических полях, прежде всего в поле $U_{ен}$ (отрицательные аномалии интенсивностью от -200 до -800 мВ), а также в гамма-полях (специализированные на калий области).

Участки гидротермально-метасоматических изменений в геофизических полях проявлены как области нарушения «нормальной» структуры полей, обусловленной сочетанием литологических и тектонических факторов. Наиболее ярко выражены ослабление интенсивности аномального магнитного поля и «размытие» его структуры в замке Сухоложской антиклинали за счёт разрушения первично-метаморфогенного пирротина. Кроме того, обнаружена область усложнения структуры поля $U_{ен}$ в пределах рудовмещающей углеродистой толщи вследствие перераспределения углерода в зонах локального смятия и тектонического нагнетания, а также образования кварцево-жильной зоны в области перегиба шарнира антиклинальной складки.

В локальной составляющей поля силы тяжести положительными аномалиями интенсивностью от 0,3 до 0,7 мГал уверенно отмечаются зоны крупнообъёмной железисто-магнезиальной карбонатизации. Причём для Сухоложского рудного поля положительная аномалия $\Delta g_{лок.}$ почти точно совпадает с областью промышленной золотоносности. Эта аномалия обусловлена существенным повышением плотности пород в пределах минерализованной зоны по отношению к вмещающим углеродистым алевросланцам (+0,11 г/см³) за счёт сульфидизации и карбонатизации. Однако подобных положительных аномалий $\Delta g_{лок.}$ в пределах рудного узла много. Часть их является следствием пространственной близости двух отрицательных аномалий, обусловленных повышенной мощностью четвертичных отложений или расланцеванием пород. Точно природа аномалий $\Delta g_{лок.}$ может быть установлена только путём тщательного сопоставления различных геолого-геофизических признаков.

В разрезе рудолокализирующая структура (осевая плоскость антиклинали) уверенно распознаётся по наклонной проводящей зоне, которая хорошо выделяется различными методами электрических зондирований в разных масштабах (от 1:50 000 до 1:10 000). Непосредственно рудной зоне отвечает аномалия высокой поляризуемости (от 20 до 80%). Для неё намечается

пространственная связь между концентрацией золота и поляризуемостью, вероятнее всего, опосредованно через текстурно-структурные особенности углеродистого вещества в минерализованной зоне.

Стоит ещё раз упомянуть о близости слабо эродированного гранитного массива и связанной с ним отрицательной гравитационной аномалии к Сухоложскому рудному полю. По результатам формализованного прогнозирования на основе метода распознавания образов [2] установлено, что этот признак обладает наибольшим информационным весом среди всех геофизических признаков. Между тем, большинство исследователей придерживаются точки зрения о том, что большая часть орогенных золоторудных месторождений не имеет видимых пространственных связей с интрузивными комплексами [21]. Однако существует модель многоэтапного рудообразования [10] в пределах Байкало-Патомской металлогенической провинции, согласно которой окончательное формирование месторождения Сухой Лог произошло в пределах рудоконтролирующей тектонической зоны при наложении на метаморфогенную минерализованную зону сингранитных относительно низкотемпературных растворов. Поэтому вопрос о роли гранитного магматизма в формировании месторождения Сухой Лог, по-видимому, ещё ждёт своего ответа. А признак локализации Сухоложского рудного поля на периферии изометрического гравитационного минимума нами рассматривается в качестве дополнительного, неключевого, поискового признака.

В сжатом виде вышеперечисленные геофизические признаки представлены в таблице. Кроме описания признаков и их геологической интерпретации, в колонке «прогнозный вес» дана численная субъективная оценка прогнозной значимости признаков по трёхбалльной шкале. В принятой шкале максимальный вес 3 уникален, проявлен только для Сухоложского рудного поля. Придан региональному линейному гравитационному минимуму, соответствующему Кадали-Сухоложскому надвику. Наличие такой тектонической зоны глубокого заложения и неоднократно активизированного в процессе структурно-тектонической эволюции Байкало-Патомского региона, по-видимому, – необходимое условие для формирования большеобъёмного золоторудного объекта. Ослабление ин-

тенсивности аномального магнитного поля, вероятно, не является однозначным поисковым признаком, поэтому имеет вес 1,5. Скорее всего, данный признак зависит от метаморфического фактора, а именно фации регионального метаморфизма. Возможно, участки ослабления магнитного поля над зонами метасоматических изменений характерны лишь для зоны зеленосланцевого регионального метаморфизма. По результатам наших работ в пределах Светловского рудного поля (Тунгусский рудный узел), было установлено, что при повышении фации регионального метаморфизма (до изограды биотита) зоны наложенных изменений могут, напротив, отмечаться локальными зонами усиления контрастности магнитных аномалий и локальным усложнением их пространственной структуры за счёт новообразования пирротина уже по гидротермальному пириту.

Локальная положительная аномалия поля силы тяжести – важный поисковый признак наличия минерализованной зоны. Скорее всего, он проявлен для большинства кварц-золото-сульфидных месторождений, локализованных в черносланцевых комплексах, из-за развития предшествующей рудоотложению крупнообъёмной карбонатизации, серицитизации и сульфидизации. Но неоднозначность выделения положительных аномалий $\Delta g_{\text{лок}}$ не позволяет придать этому признаку максимально высокий вес 3. По нашей оценке, он должен иметь вес 2.

Расположение рудного поля вблизи слабо эродированного гранитного массива не является обязательным условием формирования большеобъёмной золоторудной минерализации. Поэтому близость рудного поля к изометрическому гравитационному минимуму имеет вес 1.

Что касается перспектив Сухоложского рудного поля, то выявление промышленной минерализации наиболее вероятно на нижнем и северном его флангах, а именно в ядре антиклинали и в северном висячем крыле на нижних гипсометрических уровнях. Это вытекает, прежде всего, из результатов глубинного зондирования методом АМТЗ (увеличение электропроводности на нижних горизонтах).

Кроме того, следует обратить внимание и на южный фланг рудного поля, на область, прилегающую к осевой зоне Кадали-Сухоложского надвига. Здесь по результатам электроразведки (АМТЗ и ЕП) блок карбонатных пород имнях-

Геолого-геофизические прогнозно-поисковые признаки Сухоложского рудного поля

| Геофизические признаки | Прогноз-ный вес | Геологическая интерпретация | Геологические факторы, элементы прогнозной модели |
|--|-----------------|--|--|
| Близость к региональному линейному минимуму, проявленному в локальных составляющих поля силы тяжести | 3 | Региональная тектоническая зона (смятия и интенсивного рассланцевания), обусловленная сквозным глубинным разломом в фундаменте и складчатом чехле, надвиговой кинематики | Тектонические зоны, через которые осуществляется основной флюидный массоперенос |
| Периферия изометрического гравитационного минимума (4–5 км от центра) | 1 | Надынтрузивная зона слабоэродированного гранитного массива штокообразной морфологии | Периферия надынтрузивных зон с проявлением гидротермально-метасоматических процессов |
| Отрицательные аномалии потенциала ЕП и аномалии низкого КС | 1 | Терригенные углеродисто-сланцевые толщи с вкрапленной сульфидной минерализацией | Рудовмещающие литологические комплексы |
| Интенсивные калиевые аномалии, хорошо проявленные в надфоновых компонентах гамма-поля | 1 | Филлитовидные слюдисто-углеродистые сланцы хомолхинской свиты | Рудовмещающие литологические комплексы |
| Наклонные зоны низкого УЭС (в разрезе), приуроченные к осевым зонам антиклиналей (по данным зондирования методами АМТЗ и ВЭЗ) | 2 | Зоны интенсивного смятия, пластического нагнетания углеродистого вещества и рассланцевания в пределах углеродисто-сланцевых комплексов | Рудолокализирующие тектонические зоны в пределах углеродисто-сланцевых толщ |
| Обширные области ослабления и разрушения «нормальной» структуры магнитного поля | 1,5 | Разрушение первично-метаморфогенного пирротина в пределах тектонических зон за счёт привноса серы и образования наложенной пиритизации | Околорудные метасоматические изменения |
| Локальные области выноса (перераспределения урана) и повышенные значения $K'-Th'$ (разницы надфоновых компонент калия и тория) | 1 | Наложённая интенсивная серицитизация | Околорудные метасоматические изменения (калиевый метасоматоз) |
| Положительная локальная аномалия поля силы тяжести интенсивностью 0,3–0,7 мГал, пространственно сопряжённая с линейным минимумом | 2 | Интенсивные железисто-магнезильная карбонатизация (бурошпатизация), серицитизация и сульфидизация, приуроченные к всяческому блоку надвиговой зоны | Минерализованная зона |
| Участки повышенной дисперсии потенциала ЕП в пределах аномальных зон | 1,5 | Области интенсивного перераспределения углеродистого вещества, а также образование крупнообъёмной жильно-прожилковой зоны кварц-карбонатного состава | Рудолокализирующие тектонические зоны в углеродисто-сланцевых толщах, а также верхняя часть минерализованной зоны (жильная зона) |

Примечание. Шкала прогнозной значимости признаков: 1 – признак, проявленный на площади золоторудного района, но тем не менее обязательный при локализации перспективных участков сухоложского типа; 1,5 и 2 – признаки соответствуют благоприятным рудолокализирующим структурам и ореолам гидротермально-метасоматической обработки; 3 – признак «уникальный», проявлен только в пределах Сухоложского рудного поля.

ской свиты ограничен на глубину, и на нижних горизонтах (200–300 м от поверхности) в интенсивно смятых породах хомолхинской свиты возможна кварц-золото-сульфидная минерализация. По совокупности геофизических признаков (ослабление и разрушение структуры поля $(\Delta T)_a$, локальные аномалии надфонового калия и $\Delta g_{\text{лок.}}$), вероятно обнаружение золоторудной минерализации к востоку от рудного поля (левобережье р. Ныгри) в области, примыкающей к южному подвёрнутому крылу Сухоложской антиклинали.

Рассмотренные геофизические признаки в какой-то мере могут считаться элементами общей прогнозно-поисковой модели большеобъёмного золоторудного месторождения, локализованного в углеродисто-терригенных комплексах [17]. По нашему мнению, использование этих признаков наряду со структурно-геологическими, геохимическими и др. может существенно повысить эффективность прогнозных построений на уровне 1:100 000–1:50 000 м-ба не только на территории Байкало-Патомской золоторудной провинции, но и в пределах других металлогенических провинций, сложенных углеродисто-терригенными комплексами (Чукотская, Енисейская, Верхояно-Колымская, Таймырская). Очевидно, что использование этих признаков наталкивается на существенное ограничение, связанное с неравномерностью и неполнотой геофизической изученности прогнозных территорий. В этом плане Бодайбинский золоторудный район отличается геофизической изученностью. Верхояно-Колымская, Чукотская и Таймырская провинции в лучшем случае обеспечены лишь крупномасштабной аэромагнитной съёмкой. Отчасти эту проблему могут решить комплексные поисковые работы по линиям опорных профилей, но без крупномасштабных (1:25 000) площадных надёжно выделить участки даже ранга рудного поля, на наш взгляд, невозможно. Следовательно, перспективные поисковые площади, выделенные по результатам металлогенического анализа, должны быть обеспечены крупномасштабными геофизическими съёмками (м-ба 1:25 000–1:50 000).

Кроме традиционных методов аэрогеофизики (магниторазведка и АГС), в комплекс геофизических исследований должна быть включена электроразведка (наземная съёмка ЕП или аэро-

электроразведка (ДИП)) и обязательно гравиразведка. Пример Бодайбинского района показал, что углеродисто-терригенный комплекс пород исключительно контрастно и ярко выделяется в электрических полях, а детальное картирование электрических аномалий литологической природы (над выходами углеродистых пород) позволяет существенно уточнить структурно-тектонический каркас поисковых площадей, особенно в условиях слабой обнажённости.

Без сомнения, геофизические методы при прогнозно-поисковых работах позволяют решать прежде всего структурно-картировочные задачи. Однако пример использования крупномасштабной гравиразведки в пределах Сухоложского рудного поля показал, что существуют обоснованные предпосылки её применения для выделения минерализованных зон. Достоверность и надёжность выделения перспективных положительных локальных аномалий поля силы тяжести над зонами интенсивного уплотнения пород обеспечиваются в основном высокой пространственной плотностью гравиметрических наблюдений, которая может быть достигнута только при площадных работах.

Кроме того, в поле силы тяжести лучше проявлены крупные тектонические нарушения, которые в других геофизических полях могут слабо проявляться или не проявляться вообще. Несомненно также, что прогнозно-поисковая эффективность геофизических методов во многом зависит от знания петрофизических закономерностей и их связей с вещественным составом пород. В настоящее время петрофизические исследования при поисках практически не ведутся. Поэтому даже качественно выполненные геофизические съёмки имеют низкую картировочную и поисковую информативность из-за неясной геологической природы выявленных геофизических аномалий.

Следует продолжить работы по сбору и обобщению крупномасштабных геофизических материалов для золоторудных объектов с признаками большеобъёмного оруденения, например для Наталкинского (Верхояно-Колымская провинция), Олимпиадинского (Енисейская), Майского (Чукотская) и др. в целях создания общей прогнозно-поисковой модели большеобъёмного золоторудного месторождения и выделения сквозных универсальных поисковых геофизических признаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона / В.К.Немеров, А.М.Станевич, Э.А.Развозжаева и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.*
2. *Боровко Н.Н. Алгоритм «Тау» для распознавания при малом объёме эталонной выборки // Методы разведочной геофизики. 1972. Вып. 15. С. 35–42.*
3. *Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). – Владивосток: Дальнаука, 1997.*
4. *Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315–341.*
5. *Гурин Г.В., Тарасов А.В., Ильин Ю.Т., Титов К.В. Использование дебаевской декомпозиции для анализа данных профилирования методом вызванной поляризации (золото-серебряное месторождение Джульетта, Магаданская область) // Геология и геофизика. 2015. № 12. С. 2222–2239.*
6. *Докембрий Патомского нагорья / А.И.Иванов, В.И.Лифшиц, Т.М.Перевалов и др. – М.: Недра, 1995.*
7. *Духовский А.А., Шолпо Л.Е., Артамонова Н.А. Пирротин как источник магнитных аномалий // Физика Земли. 1998. № 5. С. 11–22.*
8. *Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза рудного поля и района / И.Ф.Мигачёв, И.А.Карпенко, А.И.Иванов и др. // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 55–67.*
9. *Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 17–23.*
10. *Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.*
11. *Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жданова Т.П. Ленский золотоносный район // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 85. Т. 1.*
12. *Карпенко И.А., Черемисин А.А., Куликов Д.А. Морфология, условия залегания и внутреннее строение рудных тел на месторождении Сухой Лог // Руды и металлы. 2008. № 2. С. 11–26.*
13. *Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов Сибири. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007.*
14. *Краснов А.И., Высокоостровская Е.Б., Зубов Е.И. Аэрорадиогеохимическое картирование. Методические рекомендации. – Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983.*
15. *Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.*
16. *Методические рекомендации по геофизическому обеспечению геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 / М.Н.Стоппнер (отв. исп.), В.Л.Альтман, В.С.Антипов и др. – СПб.: МПР РФ, ВИРГ-Рудгеофизика, 2000.*
17. *Многофакторные поисковые модели золоторудных месторождений / Под ред. М.М.Константинова, В.А.Нарсеева. – М.: ЦНИГРИ, МПР СССР, 1989.*
18. *Перевалов О.В., Срывцев Н.А. Геологическое строение и минералогия Бодайбинского и Мамского горнорудных районов. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2013.*
19. *Соколов С.В. Комплекс геофизических признаков локализации оруденения золотосульфидного типа (Ленский золоторудный район) // Записки горного института. 2009. Т. 181. С. 28–30.*
20. *Applications of Geophysical Inversions in Mineral Exploration Problems / D.W.Oldenburg, Y.Li, C.G.Farquharson et al. // The Leading Edge. 1998. Vol. 17. P. 461–465.*
21. *Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes / R.J.Goldfarb, T.Baker, B.Dubé et al. // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists One Hundredth Anniversary Volume 1905–2005, 2005, Tulsa, Society of Economic Geologists. P. 407–450.*
22. *Ferry J.M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: An example of desulfidation during prograde regional metamorphism // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 908–930.*
23. *Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia / V.V.Distler, M.A.Yudovskaya, G.L.Mitrofanov et al. // Ore Geology Reviews. 2004. Vol. 24. P. 7–44.*

24. *Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia* / R.R.Large, V.V.Maslennikov, F.Robert // *Economic Geology*. 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.

Тарасов Андрей Вячеславович,
кандидат геолого-минералогических наук
avtarasov@mail.ru

Гурин Григорий Владимирович,
кандидат геолого-минералогических наук
gurin-geo@mail.ru

PREDICTION/PROSPECTING GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL FEATURES OF SUKHOI LOG ORE FIELD

A.V.Tarasov,
G.V.Gurin

Unpublished materials of large-scale geophysical studies within the largest Russian gold deposit, Sukhoi Log, are presented. The deposit has been studied by various geological and geophysical methods for a long time. Most of the geological results was published while geophysical data remained in production reports. It is shown that geophysical fields display the important features of Sukhoi Log geological structure. Analysis of geological and geophysical materials allowed to identify a number of geological and geophysical prediction/prospecting features of Sukhoi Log which are general for large-tonnage black shale-hosted deposits.

Key words: Sukhoi Log ore field, Kropotkin ore cluster, prediction/prospecting features, gravity field, anomalous magnetic field, natural electric field, electric prospecting, electric tomography.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫХ В ЖУРНАЛ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ»

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, учёная степень, учёное звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (5–7 предложений) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объём статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все используемые символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «ёлочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или чёрно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

НОВАЯ НАХОДКА ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЧУКОТКЕ: МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТЕЛЕВЕЕМ

Е.А.Власов¹,
В.Ю.Прокофьев²,
Ю.Н.Николаев¹,
И.А.Калько¹

¹ Московский государственный университет
им. М.В.Ломоносова,
г. Москва

² Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва

Приведены данные по минералогии и условиям формирования золото-теллуридных руд проявления Телевеем. Выделены главные минеральные ассоциации; составлена схема последовательности минералообразования; показано, что главными концентраторами золота и серебра являются теллуриды (петцит, сильванит, гессит), тогда как самородное золото в золото-теллуридных рудах имеет подчинённое значение. Данные исследования флюидных включений в кварце рудопроявления Телевеем соответствуют параметрам формирования типичных эпитермальных месторождений. Обнаружение золото-теллуридной минерализации на рудопроявлениях Чукотки (Телевеем, Сентябрьское) свидетельствует о перспективности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на выявление новых золото-теллуридных объектов с богатым золотым оруденением.

Ключевые слова: золото-серебряные месторождения, золото-теллуридные руды, сильванит, петцит, гессит, микротермометрические исследования.

Золоторудные месторождения, в которых существенная часть золота химически связана с теллуром, а не находится в самородной форме, выделяют в особый золото-теллуридный тип [8, 10, 14, 15, 17]. Руды таких месторождений отличаются высоким содержанием золота, что имеет как промышленный, так и научный интерес. По оценке Р.Силлитое [18], ~20% крупных месторождений золота в вулканических поясах, обрамляющих Тихий океан, относятся к золото-теллуридному типу. На Северо-Востоке России эпитермальные месторождения золото-теллуридного типа известны в кайнозойских вулканических поясах п-ова Камчатка и Курильской дуги (Озерновское, Агинское и др.). В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса мелового возраста долгое время такие место-

рождения не были известны, а руды разрабатывающихся крупных золото-серебряных месторождений (Купол, Двойное, Валунистое и др.) содержат золото в самородной форме. Выявленная недавно на Чукотке богатая золото-теллуридная минерализация в составе золото-серебряных руд проявления Сентябрьское [2] свидетельствует о перспективности этого типа месторождений в регионе. Статья посвящена минералогии и условиям формирования золото-теллуридной минерализации проявления Телевеем, установление которой расширяет перспективы золото-теллуридного оруденения на Чукотке.

Рудопроявление Телевеем в верховьях р. Анадырь (рис. 1) приурочено к Телевеемской вулканоструктуре, сложенной кремнекислыми иг-



Рис 1. Географическое положение рудопроявления Телевеем

нимбритами, риолитами, дацитами, андезитами и туфами среднего состава эмунеретской свиты, кремнекислыми игнимбритами и туфами эргываамской свиты верхнего мела. Стратифицированные вулканические толщи прорваны многочисленными субвулканическими телами андезибазальтов, андезитов и диоритов позднемелового возраста (рис. 2). На площади рудопроявления широко развиты метасоматические изменения, относящиеся к фациям аргиллизитов и вторичных кварцитов. Зоны аргиллизации и вторичные кварциты вмещают кварцевые жилы и прожилки с рудной минерализацией.

Минералого-геохимическими исследованиями выделены руды двух основных типов – золото-теллуридные и золото-сульфосольные.

Золото-сульфосольные руды приурочены к центральной части рудопроявления Телевеем. Простираение зоны субмеридиональное, протяжённость >2 км. Мощность рудных тел вместе с рудоносными кварцитами в раздувах достигает десятков метров, средняя мощность ~1 м. Зона вскрыта канавами. По результатам штупного опробования в золото-сульфосольных рудах содержание Au достигает 98 г/т, Ag – 113 г/т; для руд характерна положительная корреляция между золотом, серебром, селеном и сурьмой. Золото-серебряное отношение в рудах изменяется от 1:1 до 1:10, в отдельных пробах встречается рассеянная теллуридная минерализация.

Адуляр-кварцевым жилам, отнесённым к золото-сульфосольному типу, свойственны по-

лосчатые, колломорфно-полосчатые или фестончатые текстуры и незначительные (до 1 об. %) содержания рудных минералов. Последние распределены в жилах неравномерно, тяготеют к отдельным тонким зонам. В рудах установлены пирит, электрум (пробность 630–655‰), минералы ряда пирсеит–полибазит, а также более редкие халькопирит, сфалерит, галенит и агилларит (?); размер рудных минералов варьирует в интервале 20–100 мкм.

Золото-теллуридные руды обнаружены на юго-западном фланге проявления Телевеем. Представляют собой жильные тела северо-западного простирания мощностью 15–20 см, по развалам прослежены на 800 м. Жилы сложены кварцем и более редким карбонатом. Руды имеют крустификационно-полосчатую, фестончатую, иногда брекчиевую или массивную текстуры. Рудные минералы распределены неравномерно, их количество в жилах колеблется от 1 до 30 об. %.

Содержание Au в штупных пробах может превышать 500 г/т, Ag 5000 г/т, Te 2000 г/т. Золото-серебряное отношение в рудах в среднем составляет 1:20. Золото-теллуридные руды отличаются от золото-сульфосольных большим количеством халькогенидов, а по химическому составу – повышенными содержаниями меди, свинца, теллура, висмута (табл. 1), имеющими тесные положительные корреляционные связи с золотом и серебром. На участках развития руд выявлены более интенсивные вторичные ореолы рассеяния золота и серебра по сравнению с золото-сульфосольными [21]. Наиболее богатые теллуридные руды не вскрыты горными выработками (см. рис. 2) и опробованы только в элювио-делювиальных развалах.

Помимо золото-сульфосольных и золото-теллуридных руд, на восточном и северо-восточном флангах проявления Телевеем обнаружены кварцевые жилы с хемуситом, теллуrowисмутитом, квацулитом, тетрадимитом, айкинитом, цинкистым тетраэдритом.

Для получения изображений в отражённых электронах и качественного микроанализа минералов использовался сканирующий электронный микроскоп «Jeol» JSM–6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy–350» и волнового дифракционного спектрометра «Inca Wave–500» (лаборатория локальных методов

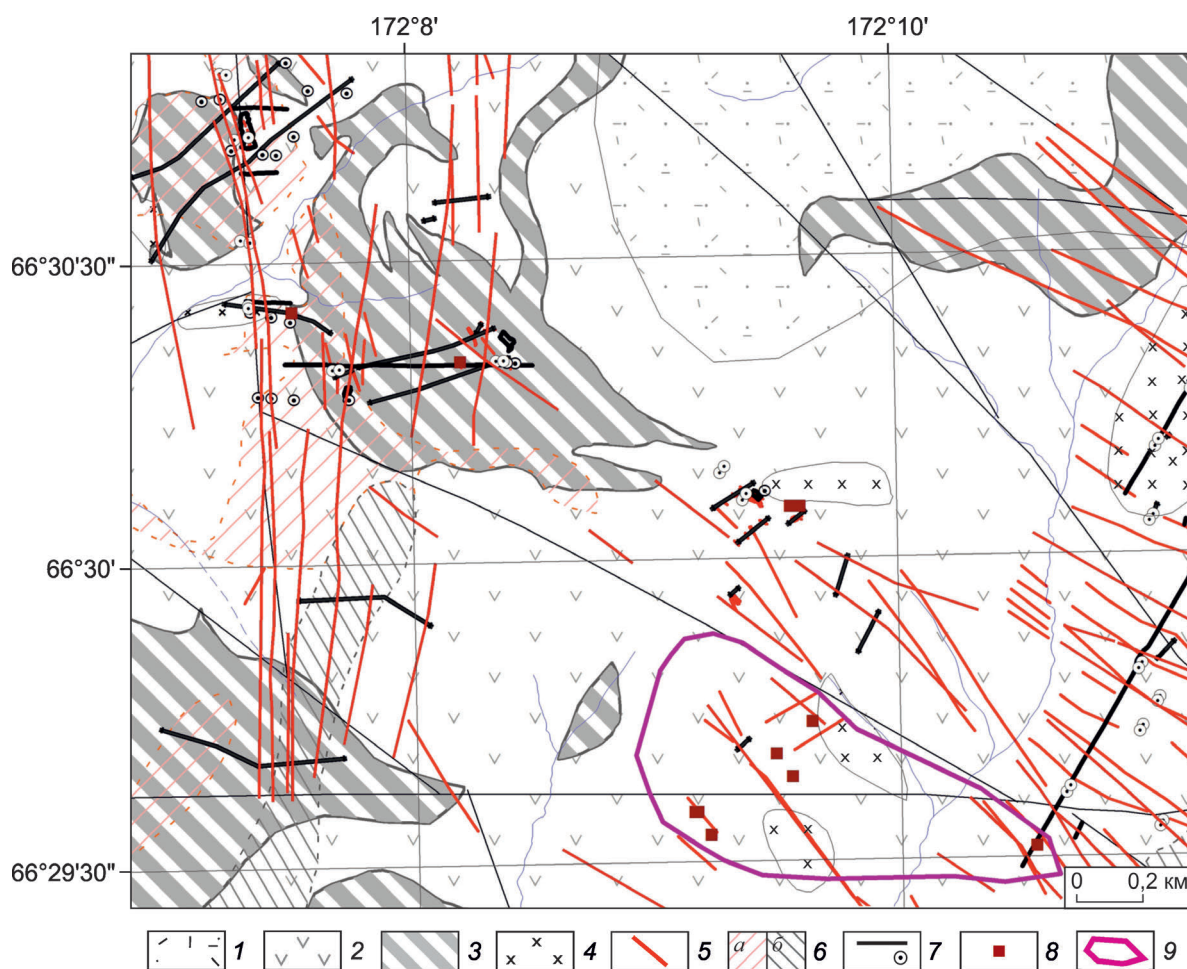


Рис. 2. Схема геологического строения рудопроявления Телевеем, по А.С.Бочкареву, 2012 г., с дополнениями:

1 – эргываамская свита (K_2), кислые игнимбриты, туфы; 2 – эмунеретская свита (K_2), андезиты и туфы среднего состава; 3 – эмунеретская свита (K_2), субвулканические андезибазальты; 4 – диориты (K_1); 5 – кварцевые жилы; 6 – поля метасоматически изменённых пород (а – аргиллизитов, б – кварцитов); 7 – горные выработки; 8 – штуфные пробы с теллуридами; 9 – область развития богатой теллуридной минерализации

1. Средние содержания химических элементов (Fe и S – в %, остальные – в г/т) и золото-серебряные отношения в рудах проявления Телевеем по данным штуфного опробования ($n=69$)

| Au | Ag | Te | Se | Cu | Bi | Pb | Zn | Fe | S | Au:Ag | Примечание |
|---------------------------------|------|-----|-----|------|-----|-----|----|-----|------|-------|---------------|
| <i>Золото-сульфосольный тип</i> | | | | | | | | | | | |
| 3,2 | 7,9 | н/о | н/о | 44 | н/о | 7 | 17 | 1,1 | 0,03 | 1:2 | Без акантита |
| 8,6 | 173 | н/о | 11 | 35 | н/о | 25 | 25 | 0,7 | 0,01 | 1:20 | С акантитом |
| 5,0 | 14,1 | 51 | 20 | 107 | н/о | 32 | 19 | 1,0 | 0,13 | 1:3 | С примесью Te |
| <i>Золото-теллуридный тип</i> | | | | | | | | | | | |
| 13,2 | 15,9 | 46 | 13 | 43 | 15 | 259 | 4 | 0,7 | 0,07 | 1:1 | Без гессита |
| 21,7 | 295 | 441 | 46 | 3753 | 23 | 521 | 12 | 1,0 | 0,22 | 1:14 | С гесситом |

2. Схема последовательности кристаллизации рудных минералов в золото-теллуридных рудах

| Минералы | Ранняя сульфидная ассоциация | Продуктивная золото-теллуридная ассоциация | Поздняя (гипергенная?) ассоциация с золотом |
|-------------------|------------------------------|--|---|
| Пирит | ———— | | |
| Сфалерит | ——— | | |
| Халькопирит | ————— ——— | | |
| Борнит | ————— | | |
| Тетраэдрит | ——— | | |
| Галенит | ——— | ——— | |
| Дигенит (?) | ——— | | |
| Самородный теллур | | ——— | |
| Алтаит | | ————— | |
| Волынскит | | ——— | |
| Мелонит | | ——— | |
| Сильванит | | ————— | |
| Петцит | | ——— | |
| Гессит | | ————— | |
| Спионкопит | | | ————— |
| Анилит (?) | | | ————— |
| Самородное золото | | | ——— |

исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, аналитики Е.В.Гусева, Н.Н.Коротаева, Н.Н.Кошлякова). Химический состав рудных минералов определялся с помощью электронного микроанализатора Camebax SX-50 (кафедра минералогии геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, аналитик И.А.Брызгалов). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на образце 30 нА, диаметр пучка зонда 1–3 мкм. В качестве эталонов при анализе служили: Ag – гессит, Te – колорадоит, Cu – ковеллин, Sb – халькостибит, Au и Te – AuTe₂ (синтетический), Pb – PbS (синт.), Zn – ZnS (синт.), Fe и S – FeS (синт.), Bi – Bi₂S₃ (синт.), As – FeAsS (синт.), Se – CdSe (синт.). Аналитические линии для Fe, Cu, Zn, S – Kα, для Ag, Au, Sb, As, Te, Se – Lα, для Pb и Bi – Mα.

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с применением измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы

«Linkam» (Англия) с длиннофокусным объективом 80x фирмы «Олимпус» (Япония), установленным на микроскопе «Олимпус BS 51», видеокамеры и компьютера. Химический состав флюида во включениях минералов оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходивших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет ±0,1°C в интервале температур -20...+20°C и снижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, определялся по результатам измерения температур плавления эвтектики [1]. Суммарная концентрация солей во флюидных включениях типа 1 оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы NaCl–H₂O [9]. Оценки концентраций солей, плотностей и давлений флюида проводились с использованием программы FLINCOR [11].

В золото-теллуридных рудах диагностированы борнит, пирит, халькопирит, галенит, сфале-

3. Химические составы цинкистого тетраэдрита (1–4), борнита (5–8) и спионкопита (9–11) золото-теллуридных руд проявления Телевеем

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Мас. % | | | | | | | | | | | |
| Cu | 42,50 | 41,86 | 41,66 | 41,20 | 62,89 | 62,36 | 63,39 | 63,05 | 72,58 | 73,24 | 73,42 |
| Ag | 0,08 | 0,02 | 0,11 | 0,16 | 0,09 | 0,12 | 0,06 | 0,35 | 0,17 | 0,15 | 0,24 |
| Fe | 0,49 | 0,65 | 0,64 | 0,64 | 11,29 | 11,24 | 11,34 | 11,31 | 0,05 | 0,03 | 0,02 |
| Zn | 4,47 | 4,72 | 4,82 | 5,05 | 0,01 | - | 0,02 | - | - | 0,02 | - |
| Hg | - | 0,36 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| As | 3,76 | 2,95 | 5,85 | 2,87 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sb | 18,96 | 20,71 | 17,09 | 22,44 | - | - | - | - | - | - | - |
| Te | 5,39 | 4,52 | 3,66 | 3,64 | - | 0,03 | - | 0,05 | 0,02 | 0,04 | - |
| Bi | 0,06 | - | - | - | 0,21 | 0,04 | 0,07 | 0,15 | 0,06 | - | - |
| S | 24,36 | 24,34 | 25,22 | 24,47 | 27,39 | 26,55 | 26,08 | 26,17 | 28,17 | 28,08 | 27,06 |
| Se | 1,58 | 0,93 | 1,59 | 0,97 | - | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | - | 0,62 |
| Сумма | 101,65 | 101,06 | 100,66 | 101,42 | 101,88 | 100,54 | 101,15 | 101,26 | 101,24 | 101,55 | 101,37 |
| Атомов на формулу | | | | | | | | | | | |
| Cu | 10,930 | 10,851 | 10,587 | 10,653 | 4,833 | 4,871 | 4,944 | 4,918 | 33,824 | 34,054 | 34,493 |
| Ag | 0,011 | 0,003 | 0,017 | 0,024 | 0,004 | 0,005 | 0,003 | 0,016 | 0,047 | 0,041 | 0,068 |
| Fe | 0,143 | 0,193 | 0,186 | 0,188 | 0,987 | 0,999 | 1,006 | 1,004 | 0,028 | 0,014 | 0,011 |
| Zn | 1,117 | 1,188 | 1,191 | 1,269 | 0,000 | - | 0,001 | - | - | 0,008 | - |
| Hg | - | 0,030 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| As | 0,819 | 0,649 | 1,261 | 0,629 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sb | 2,545 | 2,802 | 2,267 | 3,029 | - | - | - | - | - | - | - |
| Te | 0,691 | 0,583 | 0,463 | 0,468 | - | 0,001 | - | 0,002 | 0,005 | 0,008 | - |
| Bi | 0,005 | - | - | - | 0,005 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,008 | - | - |
| S | 12,412 | 12,506 | 12,702 | 12,539 | 4,171 | 4,110 | 4,030 | 4,045 | 26,018 | 25,875 | 25,195 |
| Se | 0,327 | 0,195 | 0,326 | 0,201 | - | 0,012 | 0,012 | 0,012 | 0,070 | - | 0,234 |

Примечание. «-» – ниже уровня определения.

рит, цинкистый тетраэдрит, спионкопит, дигенит (?), анилит (?), самородное золото, разнообразные минералы теллура – сильванит, петцит, алтаит, гессит, мелонит, волинскит, теллуrowисмутит, самородный теллур. Установлены три главные минеральные ассоциации, последовательно сменяющие друг друга, – ранняя сульфидная, продуктивная золото-теллуридная и поздняя (гипергенная?) с самородным золотом.

Сульфидная ассоциация. Наиболее ранние минералы золото-теллуридных руд проявления Телевеем – борнит и более редкие пирит, халькопирит, сфалерит, цинкистый тетраэдрит (табл. 2). Борнит, как правило, выполняет свободное про-

странство между кристаллами кварца, образуя ксеноморфные выделения размером от сотых долей миллиметра до первых миллиметров. Иногда минерал отмечается в сростании с халькопиритом. Состав борнита близок к теоретическому, из примесей в нём зафиксированы, мас. %: до 0,8 Ag, до 0,5 Bi, до 0,2 Se (табл. 3). Для борнита характерны сложные многоступенчатые структуры распада твёрдого раствора (рис. 3). Селенистый галенит является ранним продуктом распада твёрдого раствора, формирующимся до возникновения основных решетчатых структур. Он образует изометрические или слегка вытянутые равномерно распределён-

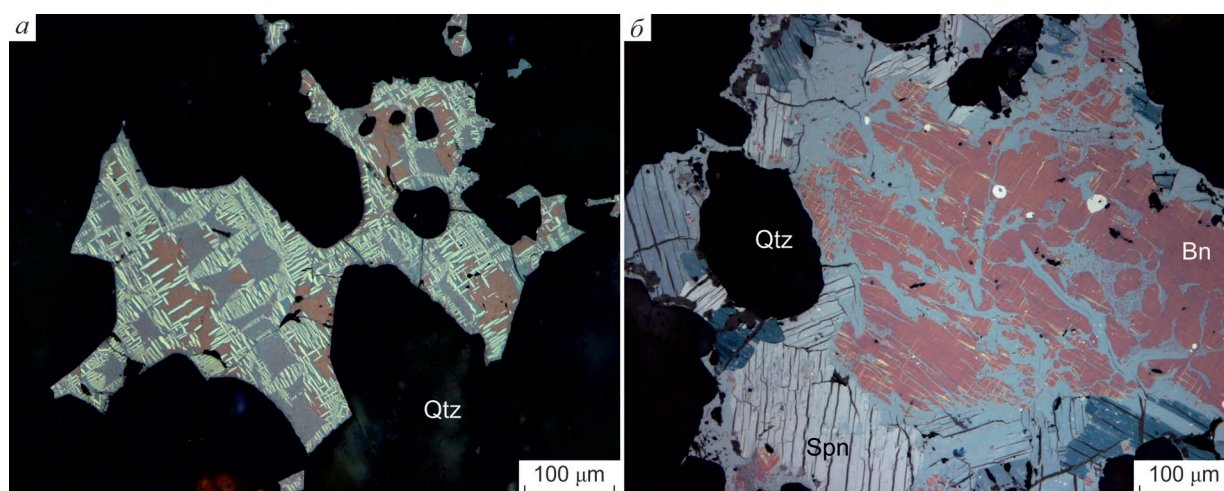


Рис. 3. Борнит золото-теллуридных руд:

а – решетчатые структуры распада борнита; *б* – борнит, замещающий по трещинам и периферии спионкопитом и предположительно анилитом, фото в отражённом свете; Bn – борнит, Spn – спионкопит, Qtz – кварц

ные вростки в борните; размер его выделений изменяется от долей до первых микрометров. Формирование многоступенчатых решетчатых структур связано с перераспределением меди и железа. Конечные продукты распада твёрдого раствора – халькопирит и недиагностированная фаза, по составу близкая к халькозину.

Цинкистый тетраэдрит образует в жильном кварце ксеноморфные выделения размером до 1 мм, иногда встречается в виде тонких вростков в пирите. Химический состав минерала сильно варьирует: отношение $Sb/(Sb+As+Te)$ от 0,57 до 0,73, $Cu^{2+}/(Cu^{2+}+Fe+Zn)$ – от 0,19 до 0,43, содержание Te (3,6–5,5 мас. %), Se (0,9–1,6 мас. %), концентрация Ag не превышает 0,2 мас. % (см. табл. 3). Кристаллы цинкистого тетраэдрита имеют сложное зональное строение, обусловленное замещениями типа Sb-As-Te, Zn-Cu-Fe, а также S-Se. По содержанию теллура тетраэдрит можно отнести к теллурсодержащим блеклым рудам, характерным для эпitherмальных золото-теллуридных месторождений [5].

Продуктивная золото-теллуридная ассоциация. Минералы теллура в рудах, как правило, находятся в тесной ассоциации с более ранними сульфидами, формируя в них каплевидные или слегка вытянутые вростки размером до 100 мкм (рис. 4, *а, б*). Значительно реже теллу-

риды образуют обособленные ксеноморфные выделения размером от 0,05 до 0,5 мм в жильном кварце.

В халькопирите и цинкистом тетраэдрите найдены редкие включения самородного теллура. В тетраэдрите последний распределён неравномерно, обычно тяготея к наиболее поздним зонам. Наиболее обильные выделения теллуридов наблюдаются в борните. Отмечается связь между количеством теллуридов и характером распада борнита: чем сильнее проявлены в нём структуры распада твёрдого раствора, тем больше вростков теллуридов. Возможно, распавшийся борнит – благоприятная среда для развития минералов теллура. Пересечение решетчатых структур распада борнита агрегатами теллуридов подтверждает их более позднее отложение (см. рис. 4, *а*).

Теллуриды, как правило, формируют полиминеральные агрегаты, сложенные сивванитом, петцитом, гесситом, алтаитом, а также более редкими волынскитом, теллуrowисмутитом, мелонитом. Часто в сростании с теллуридами присутствует селенистый галенит. Гессит представляет собой сростки беспорядочно ориентированных зёрен с хорошо заметной в отражённом свете анизотропией, имеет достаточно выдержанный состав, близкий к теоретической формуле, содержит до 0,4 Au, до 0,4 As, до

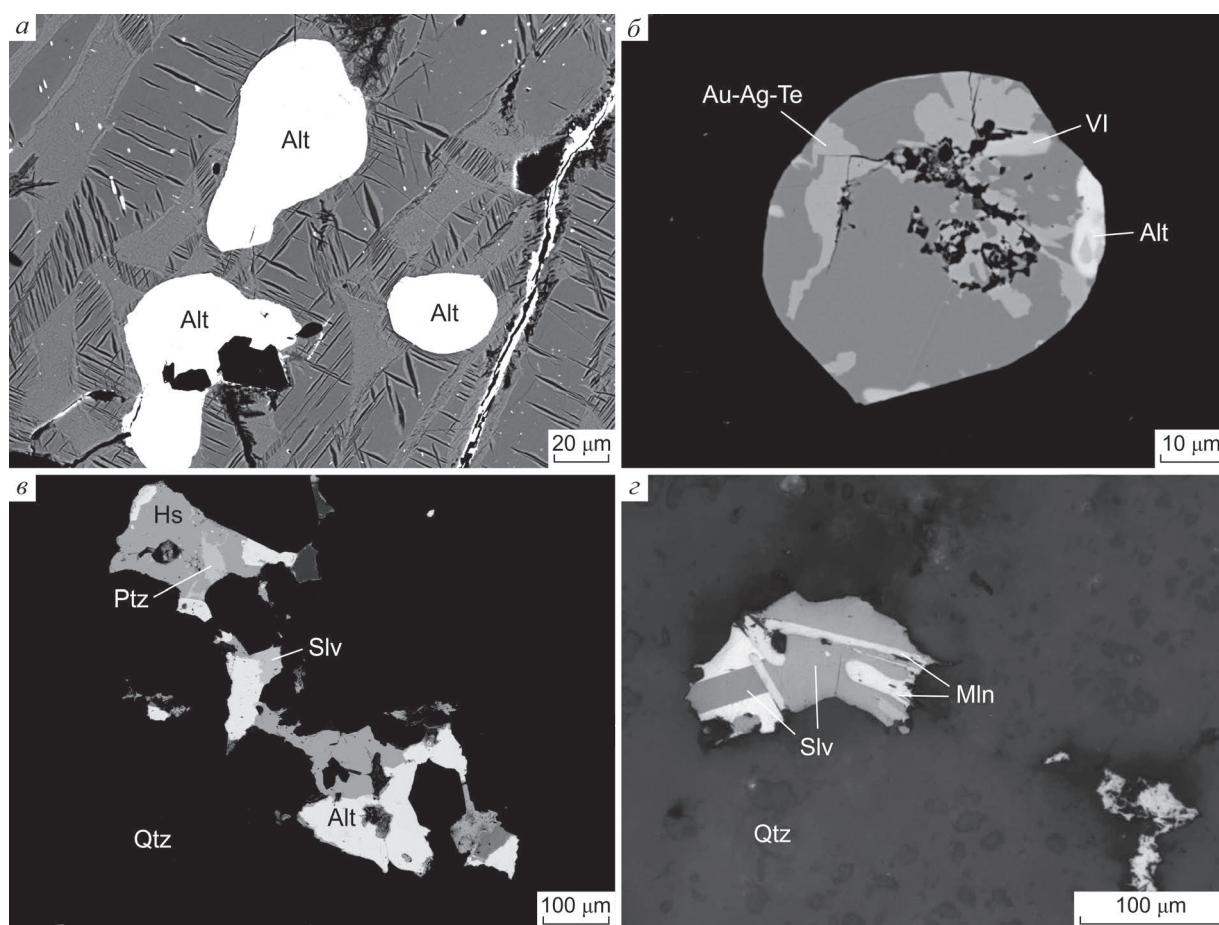


Рис. 4. Минералы теллура золото-теллуридных руд:

а – включения алтаита в распавшемся борните, хорошо видно пересечение структур распада теллуридами; *б* – каплевидное включение в борните, сложенное алтаитом, гесситом, недиагностированным золото-серебряным теллуридом, волынскимитом; *в* – сростание петцита и сильванита с гесситом и алтаитом в кварце; *з* – сросток сдвойникового сильванита и пластинчатого мелонита в кварце; фото в отражённых электронах (*а–в*), отражённом свете (*з*), николи скрещены; Alt – алтаит, Hs – гессит, Mln – мелонит, Ptz – петцит, Slv – сильванит, VI – волынскит, Qtz – кварц

0,3 Sb и до 0,9 мас. % Se. Алтаит характеризуется наличием постоянных примесей до 1,4 Ag, до 2,0 Bi, до 0,3 Sb и 2,6 мас. % Se. В составе галенита отмечается подобный набор примесей – Ag и Bi до 0,3, Se до 5, Te до 0,2 мас. %. Содержание серебра и висмута демонстрирует положительную корреляцию. Возможно, вхождение примесей данных элементов в галенит и алтаит происходит по типичной схеме $2Pb^{2+} \rightarrow Ag^+ + Bi^{3+}$.

Главные минералы золота в рудах – сильванит и петцит. Они слагают как мономинеральные каплевидные включения в борните, так и неправильной формы выделения и прожилки

в агрегатах теллуридов. Сильванит в сростках с мелонитом также образует включения в кварце (см. рис. 4). Размер зёрен сильванита и петцита варьирует в диапазоне 5–150 мкм. Сильванит в отражённом свете обладает ярко выраженной анизотропией, в наиболее крупных зёрнах отмечается полисинтетическое двойникование. Химические анализы сильванита и петцита хорошо пересчитываются на формулы $AuAgTe_4$ и Ag_3AuTe_2 . В минералах зафиксированы примеси Se до 1,5 и Sb до 0,5 мас. %. Стехиометрический состав сильванита косвенно свидетельствует об относительно низкой температуре его форми-

4. Представительные химические составы теллуридов золото-теллуридных руд проявления Телевеем

| Элементы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Мас. % | | | | | | | | | |
| Au | 24,49 | 24,89 | 24,07 | 25,17 | 23,95 | - | - | - | - |
| Ag | 13,24 | 12,09 | 11,46 | 12,87 | 42,89 | 62,96 | 62,51 | 62,51 | 1,10 |
| Cu | 0,23 | 0,63 | 0,68 | 0,11 | 0,04 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,05 |
| Pb | - | 0,02 | - | 0,06 | - | 0,25 | 0,05 | 0,05 | 60,05 |
| Bi | 0,02 | 0,05 | - | - | 0,10 | - | 0,04 | 0,04 | 2,03 |
| Se | 1,51 | 0,85 | 1,27 | 1,45 | 0,47 | 0,87 | 0,63 | 0,63 | 1,85 |
| Sb | 0,48 | 0,46 | 0,48 | 0,47 | 0,19 | 0,28 | 0,17 | 0,17 | 0,28 |
| Te | 61,54 | 61,74 | 61,45 | 61,35 | 33,32 | 37,23 | 36,97 | 36,97 | 36,17 |
| Сумма | 101,54 | 100,74 | 99,49 | 101,52 | 100,98 | 101,64 | 100,43 | 100,42 | 101,52 |
| Атомов на формулу | | | | | | | | | |
| Au | 0,987 | 1,015 | 0,989 | 1,019 | 0,924 | - | - | - | - |
| Ag | 0,975 | 0,900 | 0,860 | 0,951 | 3,022 | 1,966 | 1,975 | 1,975 | 0,033 |
| Cu | 0,029 | 0,080 | 0,087 | 0,014 | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,002 |
| Pb | - | 0,001 | - | 0,002 | - | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,935 |
| Bi | 0,001 | 0,002 | - | - | 0,004 | - | 0,001 | 0,001 | 0,031 |
| Se | 0,152 | 0,087 | 0,130 | 0,146 | 0,046 | 0,037 | 0,027 | 0,027 | 0,075 |
| Sb | 0,031 | 0,031 | 0,032 | 0,031 | 0,012 | 0,008 | 0,005 | 0,005 | 0,007 |
| Te | 3,823 | 3,886 | 3,898 | 3,835 | 1,987 | 0,983 | 0,988 | 0,989 | 0,915 |

Примечание. 1–4 – сильванит, 5 – петцит, 6–8 – гессит, 9 – алтаит; «-» – ниже уровня определения; S, As во всех анализах ниже уровня определения.

рования. Представительные составы наиболее распространённых минералов теллура приведены в табл. 4.

Волынскит обнаружен в составе каплевидных агрегатов теллуридов в борните (см. рис. 4). Как правило, он вместе с алтаитом кристаллизуется от периферии включений к центру, при этом гессит и золото-серебряные теллуриды обрастают кристаллы волынскита и алтаита, заполняя свободное пространство между ними. Теллуровисмутит развивается на границе гессита и алтаита в виде редких пластинчатых кристаллов. Мелонит формирует сростки с сильванитом (см. рис. 4), а также мономинеральные ксеноморфные выделения в кварце размером до 100 мкм. В составе мелонита установлены примеси, мас. %: 0,5–0,6 Sb, 0,2–0,4 Co и 1,8–2,1 Se.

Поздняя (гипергенная?) ассоциация с самородным золотом. Позднее низкотемпературное

(гипергенное?) изменение руд приводит к формированию разнообразных вторичных минералов. В халькопирите и борните по трещинам и периферии развиваются спионкопит и предположительно анилит (см. рис. 3). При замещении борнита нередко сохраняется исходный рисунок структур распада твёрдого раствора. Спионкопит в отражённом свете проявляет сильную анизотропию, часто отмечается спайность. Состав минерала приведён в табл. 4. Образование самородного золота связано с разложением более ранних золото-серебряных теллуридов. Оно формирует тонкие просечки в теллуридах, нередко его прожилки или комковатые выделения локализуются во вторичных медных минералах. Пробность самородного золота 850%.

Флюидные включения в кварце из рудных прожилков рудопроявления Телевеем изучались под микроскопом в пластинках толщиной

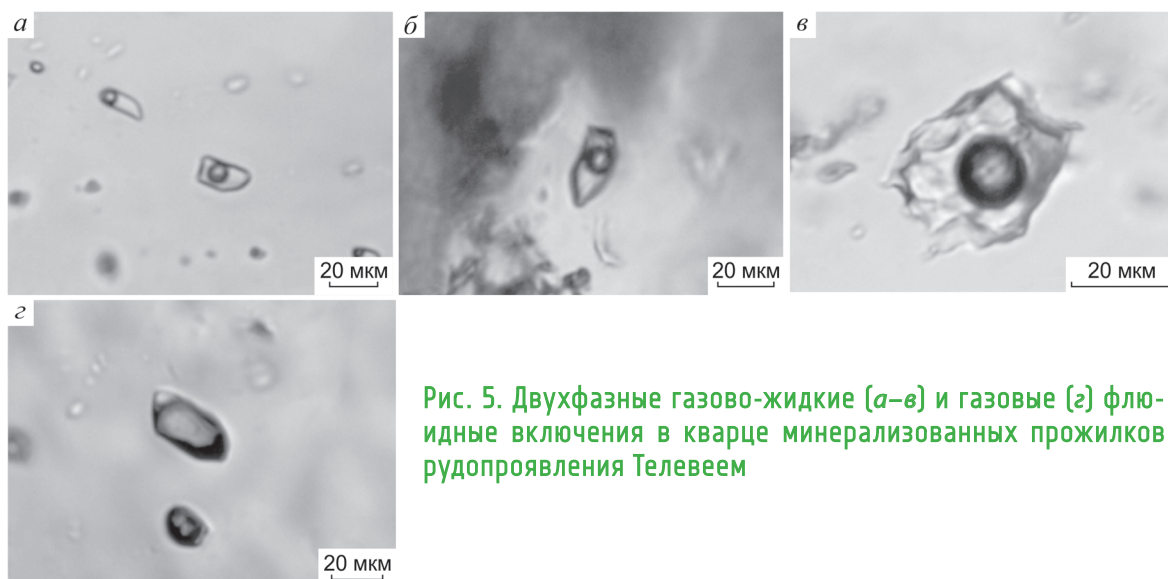


Рис. 5. Двухфазные газожидкие (а–в) и газовые (г) флюидные включения в кварце минерализованных прожилков рудопроявления Телевеем

0,5 мм, отполированных с обеих сторон. В кварце пяти проб были обнаружены флюидные включения размером 1–20 мкм, пригодные для микротермометрических исследований. Среди них в соответствии с известными критериями [7] выделены первичные, первично-вторичные и вторичные. К первичным отнесены включения, равномерно распределённые в объёме минерала-хозяина, к вторичным – приуроченные к секущим минерал-хозяин трещинам. Первично-

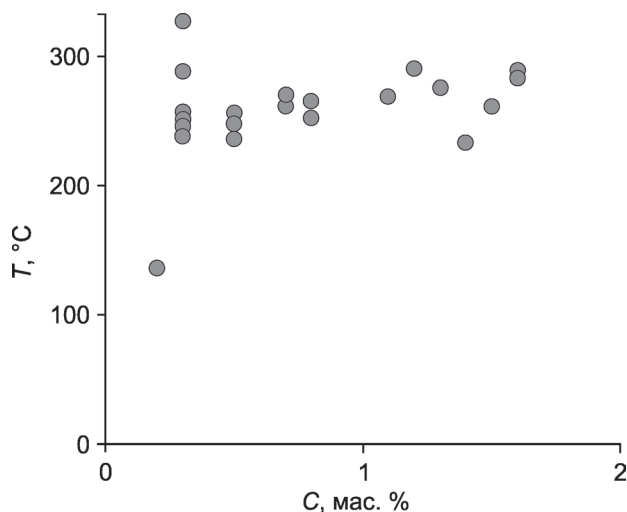


Рис. 6. Диаграмма «температура – солёность» для минералообразующих флюидов рудопроявления Телевеем

вторичные флюидные включения приурочены к трещинам внутри кристаллов и зёрен и не достигающим внешних границ; по фазовому наполнению аналогичны первичным.

По фазовому составу при комнатной температуре флюидные включения делятся на два типа (рис. 5): двухфазные, содержащие газовый пузырьёк и водный раствор с разными объёмными соотношениями между газом и жидкостью; газовые, сингенетичные газожидким, свидетельствующие о гетерогенном состоянии (кипении) рудообразующего флюида. Результаты термо- и криометрических исследований 127 индивидуальных флюидных включений в кварце из рудных прожилков рудопроявления (табл. 5, рис. 6) показали, что в составе растворов двухфазных флюидных включений преобладали хлориды Na, Mg и Fe. На это указывают хлоридные эвтектики растворов включений в температурном интервале от -27 до -36 °С. Полная гомогенизация флюидных включений в кварце происходит при T от 136 до 327 °С, а концентрация солей изменяется от 0,3 до 1,6 мас. % экв. NaCl. Плотность флюида 0,63 до 0,94 г/см³. В газовых включениях углекислота не обнаружена, поэтому давление для ассоциаций включений гетерогенного флюида рассчитывалось как давление насыщенного пара воды. Оно изменялось от 120 до 30 бар при T 327–238 °С.

Ассоциация минералов теллура на рудопроявлении Телевеем типична для многих эпите-

5. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в минералах рудопроявления Телевеем

| Номера проб | Типы включений | <i>n</i> | $T_{\text{гом.}}$ °C | $T_{\text{эвт.}}$ °C | $T_{\text{пл. льда}}$ °C | <i>C</i> , мас. % экв. NaCl | <i>d</i> , г/см ³ | <i>P</i> , бар |
|-------------|----------------|----------|----------------------|----------------------|--------------------------|-----------------------------|------------------------------|----------------|
| 5132-7842 | 1, П | 3 | 289 | -34 | -0,9 | 1,6 | 0,74 | - |
| | 1, П | 13 | 283 | -34 | -0,9 | 1,6 | 0,75 | - |
| | 1, П | 3 | 269 | -36 | -0,6 | 1,1 | 0,77 | - |
| | 1, П | 2 | 262 | -30 | -0,4 | 0,7 | 0,78 | - |
| | 1, П-В | 3 | 236 | -30 | -0,3 | 0,5 | 0,82 | - |
| | 1, П-В | 3 | 233 | -34 | -0,8 | 1,4 | 0,83 | - |
| | 1, В | 4 | 136 | -31 | -0,1 | 0,2 | 0,94 | - |
| 7870-5167 | 1, 2 П | 3 | 256 | -28 | -0,3 | 0,5 | 0,78 | 40 |
| | 1, П | 14 | 248 | -27 | -0,3 | 0,5 | 0,80 | - |
| | 1, П | 9 | 237 | -27 | -0,3 | 0,5 | 0,82 | - |
| 7832-5236 | 1, 2 П | 3 | 327 | -27 | -0,2 | 0,3 | 0,63 | 120 |
| | 1, П | 6 | 288 | -28 | -0,2 | 0,3 | 0,72 | - |
| | 1, П-В | 15 | 257 | -28 | -0,2 | 0,3 | 0,78 | - |
| 7860-5156 | 1, 2 П | 7 | 251 | -29 | -0,2 | 0,3 | 0,79 | 30 |
| | 1, 2 П | 6 | 246 | -27 | -0,2 | 0,3 | 0,80 | 30 |
| | 1, П | 3 | 238 | -28 | -0,2 | 0,3 | 0,81 | - |
| 7842-5131 | 1, 2 П | 4 | 290 | -27 | -0,7 | 1,2 | 0,73 | 70 |
| | 1, 2 П | 4 | 270 | -33 | -0,4 | 0,7 | 0,76 | 50 |
| | 1, П | 6 | 265 | -30 | -0,5 | 0,8 | 0,77 | - |
| | 1, П | 3 | 276 | -28 | -0,8 | 1,3 | 0,76 | - |
| | 1, П | 5 | 261 | -28 | -0,9 | 1,5 | 0,79 | - |
| | 1, П | 11 | 253 | -29 | -0,5 | 0,8 | 0,79 | - |

Примечание. Типы включений: 1 – двухфазные газовой-жидкие, 2 – газовые, П – первичные, П-В – первично-вторичные, В – вторичные.

мальных золото-теллуридных месторождений Тихоокеанского обрамления [12, 16, 20] и других регионов [3, 4, 23]. Главные концентраторы золота и серебра – теллуриды (петцит, сивьянит, гессит), тогда как самородное золото в золото-теллуридных рудах имеет подчинённое значение. Формирование самородного золота связано с преобразованием, возможно гипергенным, более ранних золото-серебряных теллуридов. Образование высокопробного самородного золота за счёт разложения теллуридов описано на многих месторождениях. Так, для Агинского месторождения (Центральная Камчатка) типичны ассоциации гипергенного самородного золота с разнообразными теллуридами и теллуридами Cu и Pb [6].

В работе [2] рассмотрена золото-теллуридная минерализация золото-серебряных руд про-

явления Сентябрьское (Западная Чукотка). Здесь в рудах основная часть самородного золота, являющегося главным носителем этого полезного компонента, отложилась до образования теллуридов. Теллуриды, в основном петцит и гессит, в рудах формируют бонанцы с ураганскими содержаниями золота и серебра.

На восточных и северо-восточных флангах проявления Телевеем развиты кварцевые жилы со своеобразной висмутовой минерализацией (теллуридовисмутит, тетрадимит, кавацулит, айкинит), а также с хемуситом. Эти минералы типичны для золотопродуктивных ассоциаций месторождения Кайрагач и встречаются в пределах рудных столбов преимущественно на верхних уровнях [5].

Данные исследования флюидных включений в кварце рудопроявления Телевеем соответст-

вуют параметрам формирования типичных эпипермальных месторождений [19]. В отличие от рудопроявления Телевеем бонанцевые руды проявления Сентябрьское сформировались при более высоких температурах и на большей глубине (до 2 км, т.е. на субэпипермальном уровне).

Сходство рудопроявления Телевеем с золото-теллуридными месторождениями довершает наличие теллурсодержащего тетраэдрита. Минерал характеризуется сложным зональным строением, причём от ранних зон к поздним содержание теллура снижается. Именно в наиболее поздних зонах появляется самородный теллур. Данные взаимоотношения минералов и принадлежность самородного теллура к продуктивной золото-теллуридной ассоциации говорят о снижении окислительного потенциала в рудообразующей системе к моменту начала кристаллизации теллуридов.

Неоднократно отмечалось, что в составе неэродированных или слабоэродированных эпипермальных руд медно-порфировых месторождений имеются высокотеллуристые минералы теннантит-тетраэдритового ряда вплоть до голдфилдита [13, 22, 24]. В работе [5] описаны высокотеллуристые блеклые руды на верхних горизонтах эпипермального месторождения Кайрагач, причём с увеличением глубины количество теллура в рудах падает. Развитие в рудах проявления Телевеем цинкистого тетраэдрита, характеризующегося повышенными содержаниями Te и Se, – признак небольшой эродированности рудных тел.

Таким образом, обнаружение золото-теллуридной минерализации на рудопоявлениях Чукотки (Телевеем, Сентябрьское) свидетельствует о перспективности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на выявление новых золото-теллуридных объектов с богатым золотым оруденением.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00170).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // *Геология и геофизика.* 1977. № 8. С. 16–27.
2. *Золото-теллуридная* минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования / Ю.Н.Николаев, В.Ю.Прокофьев, А.В.Аплеталин и др. // *Геология рудных месторождений.* 2013. Т. 55. № 2. С. 114–144.
3. *Коваленкер В.А., Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю.* Минералого-геохимические закономерности и РТ-параметры формирования продуктивных минеральных ассоциаций Кочбулакского рудного поля // *Геология рудных месторождений.* 1988. № 1. С. 38–52.
4. *Коваленкер В.А., Прокофьев В.Ю., Левин К.А., Залибежан М.А.* Физико-химические условия формирования сульфидно-теллуридной минерализации Меградзорского рудного поля в Армении // *Геология рудных месторождений.* 1990. Т. 32. № 6. С. 18–35.
5. *Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан)* / В.А.Коваленкер, О.Ю.Плотинская, В.Ю.Прокофьев и др. // *Геология рудных месторождений.* 2003. Т. 45. № 3. С. 195–227.
6. *Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка)* / В.М.Округин, Е.Д.Андреева, Д.А.Яблокова и др. // *Мат-лы конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы».* 2014. С. 335–341.
7. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т. 1, 2. – М.: Мир, 1987.
8. *Щепотьев Ю.М., Вартамян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В.* Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
9. *Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications.* – Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
10. *Bonham H.F.-Jr.* Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: a review // *International Volcanological Congress. Symposium 5. Proceedings.* Hamilton, New Zealand, 1986. P. 13–17.
11. *Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // *Amer. Mineralogist.* 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.
12. *Cooke D.R., Mc Phail D.C.* Epithermal Au–Ag–Te mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: numerical simulations of mineral deposition // *Economic Geology.* 2001. Vol. 96. P. 109–131.
13. *Fadda S., Fiori M., Grillo S.M.* Chemical variations in tetrahedrite-tennantite minerals from the Furtei

- epithermal Au deposit, Sardinia, Italy: mineral zoning and ore fluids evolution // *Geochem. Mineral. Petrol.* 2005. Vol. 43. P. 79–84.
14. *Heald P., Foley N.K., Hayba D.O.* Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types // *Economic Geology*. 1987. Vol. 82. № 1. P. 1–26.
 15. *Lindgren W.* Mineral deposits. 4th ed. – N.-Y.: McGraw-Hill, 1933.
 16. *Pals D.W., Spry P.G.* Telluride mineralogy of the low-sulfidation epithermal Emperor gold deposit, Vatukoula, Fiji // *Mineralogy and Petrology*. 2003. Vol. 79. P. 275–307.
 17. *Richards J.P.* Alkalic-type epithermal gold deposits – a review // *Magma, fluid and ore deposits. Short course ser. Mineralogical Association of Canada.*: Vancouver, 1995. Vol. 23. P. 367–400.
 18. *Sillitoe R.H.* Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region // *Australian Journal of Earth Science*. 1997. Vol. 44. P. 373–387.
 19. *Simmons F.A., White N.C., John D.A.* Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485–522.
 20. *Spry P.G., Scherbath N.L.* Vanadium silicates and oxides in the Tuvatu gold-silver telluride deposit, Fiji // *Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 87. P. 171–176.
 21. *The Kayenmyvaam Au-Ag prospective district, Chukchi Peninsula, Russia: characteristics of mineralization / I.Kalko, E.Vlasov, V.Prokofiev et al.* // *SGEM2015 Conference Proceedings*, Vol. 3. P. 699–706.
 22. *Trudu A.G., Knittel U.* Crystallography, mineral chemistry and chemical nomenclature of goldfieldite, the tellurian member of the tetrahedrite solid-solution series // *Canad. Mineral.* 1998. Vol. 36. P. 1115–1137.
 23. *Voudoris P.* A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeast Greece // *Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 87. P. 1438–1468.
 24. *Willgallis A., Ozgur N., Siegmann E.* Selenium and tellurium-bearing sulfides in the copper ore deposits of Murgul, NE Turkey // *Eur. J. Mineral.* 1990. Vol. 2. P. 143–148.

Власов Евгений Алексеевич,
кандидат геолого-минералогических наук
user420@geol.msu.ru

Прокофьев Всеволод Юрьевич,
доктор геолого-минералогических наук
vpr2004@rambler.ru

Николаев Юрий Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук
nikolaev@geol.msu.ru

Калько Ильдар Анатольевич,
кандидат геолого-минералогических наук
ildarkalko@yandex.ru

NEW DISCOVERY OF GOLD-TELLURIDE MINERALIZATION IN CHUKOTKA: MINERALOGY AND FORMATION CONDITIONS OF THE TELEVEYEM PROSPECT

E.A.Vlasov,
V.Yu.Prokof'ev,
Yu.N.Nikolaev,
I.A.Kalko

Mineralogy and formation conditions of gold-telluride ore at the Televeyem prospect are discussed in this paper. The major mineral assemblages have been identified and paragenetic sequence has been determined. Tellurides (petzite, sylvanite, hessite) are the major carriers of Au and Ag in gold-telluride ore, whereas native gold is minor. Fluid inclusion data from quartz at the Televeyem prospect correspond to those typical of epithermal (volcanogenic) deposits. The identification of gold-telluride mineralization at the prospects in Chukotka (Televeyem, Sentyabrsky) testifies to the prospectiveness of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt for high-grade gold-telluride deposits.

Key words: gold-silver deposits, gold-telluride ore, sylvanite, petzite, hessite, fluid inclusions.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ЗОЛОТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАДЕЖДА, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

А.Н.Глухов

ОАО «Полиметалл УК»,
г. Магадан

Н.Е.Савва,
Е.Е.Колова

ФГБУН Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
им. Н.А.Шило ДВО РАН,
г. Магадан

Изучены минеральные ассоциации, самородное золото, физико-химические условия образования золотоносных руд лимонит-сульфидно-кварцевого состава, локализованных в пластообразных залежах деформированных протерозойских метапесчаников и метавулканитов Шаманихо-Столбовского рудно-россыпного района Приколымского террейна. Выявлено, что самородное золото ассоциирует с пиритом, содержащим повышенные концентрации Co, Ni, S, галенитом, минералами Te и Bi, а рудообразование происходило в одну стадию в закрытой системе на фоне регрессии температур от 340 до 146°C из среднеконцентрированных (до 9,5 мас. % экв. NaCl) углекислотно-водно-солевых растворов при давлениях ~1000 бар. Результаты исследований позволяют отнести месторождение к золото-редкометальной формации.

Ключевые слова: самородное золото, условия формирования руд, золото-редкометальная формация.

Мезотермальным месторождениям золота Северо-Востока России посвящено значительное количество публикаций и огромное число производственных отчётов. Среди них, наряду с преобладающими работами описательного плана, есть и фундаментальные исследования, предлагающие различные концепции генезиса рудной минерализации, её взаимоотношений с магматизмом, метаморфизмом и места, которое она занимает в истории геодинамической эволюции северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона [5, 6]. Однако, сравнивая их с количеством печатных работ о мезотермальных месторождениях золота Аляски и Юкона, становится очевидным, что аналогичные объекты с противоположной окраины Северной Пацифики, на Северо-Востоке России, изучены, по крайней мере, недостаточно. Это заметно по эпитермальным золото-серебряным месторождениям, число публикаций по которым за последние два десятилетия возросло в несколько

раз. В результате за двадцать лет на Северо-Востоке Азии вовлечено в промышленное освоение 12 золото-серебряных месторождений, одно золото-кварцевое и ни одного золото-редкометального.

Почти 90% мезотермальных месторождений золота Северо-Востока Азии, охарактеризованных в литературе, размещаются среди позднепалеозойских и мезозойских турбидитовых и шельфовых терригенных комплексов Верхоянского миогеосинклинального (складчато-надвигового) пояса, Вилигинского, Куларо-Нерского и Чукотского террейнов [16], образуя Верхоянский, Северный и Яно-Колымский золото-кварцевые мегапояса [5]. Подобные объекты в пределах террейнов-отторженцев Северо-Азиатского кратона, а также фрагментов океанической коры единичны и исследованы в лучшем случае на уровне региональных работ. В связи с этим весьма актуально рассмотрение золото-рудного месторождения Надежда, вмещаемого

протерозойскими комплексами Приколымского террейна, расположенного в Среднеканском районе Магаданской области в 250 км к северу от пос. Сеймчан. Комплексом горно-буровых, геохимических и геофизических работ оно хорошо изучено с поверхности и на глубину и может считаться эталонным объектом для Приколымского террейна и, возможно, других террейнов пассивной окраины Северо-Азиатского кратона. Вместе с тем, это новый для Северо-Востока Азии золоторудный объект, сведения о вещественном составе руд и генезисе которого значимы как для расширения наших представлений о геологии мезотермального золотого оруденения в пределах древних консолидированных структур, так и дальнейшего развития геологоразведочных работ в регионе.

Геолого-структурные особенности месторождения, геохимическая зональность и закономерности распределения золота в рудных телах были охарактеризованы ранее [3, 4]. В настоящей работе приводятся результаты изучения самородного золота, минеральных ассоциаций руд, а также физико-химических условий их образования. Для исследования использованы материалы, отобранные одним из авторов при проведении на месторождении Надежда поисковых, оценочных и разведочных работ (2009–2011 гг.). Минеральный состав, текстурные, структурные особенности и минеральные парагенезисы изучались под оптическим микроскопом в отражённом и проходящем свете. Составы минеральных фаз определяли с помощью рентгеновских электронно-зондовых микроанализаторов Camebax (г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Е.М.Горячева) и QemScan на базе сканирующего электронного микроскопа EVO50 с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Quantax Esprit (аналитик Т.В.Субботникова). Статистические расчёты пробности самородного золота выполнены в программе GOLD (автор С.В.Прейс).

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) осуществлены с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam, микроскопа Motic, снабжённого длиннофокусным объективом 50× фирмы Olimpus, и видеокамеры Moticam solution 3 M.px в соответствии с имеющимися методиками [7, 9, 13]. Отнесение ФВ к генетическим типам проводилось с учётом

установленных критериев [7, 9, 13, 17]. Солевой состав и концентрацию растворов определяли методом криометрии согласно экспериментальным данным [2, 18]. Плотность флюида и давление рассчитывались с помощью программы FLINCOR [19] по системе П.Брауна и У.Лэмба [20]. КР-спектроскопия выполнена в ИГМ СО РАН при поддержке гранта РФФИ № 13-05-90703 на дисперсионном Раман-микроскопе Lab Ram HR в широком спектральном диапазоне 150–3800 см⁻¹, с возбуждающей линией 514 нм He-Ne лазера и спектральной шириной щели 2 см⁻¹ (аналитик Е.Е.Колова). Разложение сложных контуров проведено с помощью программы Origin 7.5.

Краткая геологическая характеристика района месторождения. Россыпная золотоносность на междуречье Колыма – Шаманиха – Большая Столбовая выявлена в 1933 г. В.А.Цареградским и С.Д.Раковским; с 1961 г. ведётся добыча золота из россыпей. За это время добыто ~25 т металла. С учётом остаточных запасов общее количество золота в известных россыпях района оценивается в 50 т. Рудные концентрации золота впервые выявлены в 1936 г. Рудопоявление Надежда обнаружено в 1958 г. при проведении общих поисков м-ба 1:50 000. Поисковыми работами (1964–1975 гг.) выделены зоны окварцевания с содержаниями Au в штучных и бороздовых пробах до 2 г/т (в единичных пробах до 25 г/т). В 2007–2011 гг. в результате поисковых, оценочных и разведочных работ выявлены и геометризованы рудные тела, установлен геолого-промышленный тип оруденения и предварительно оценены запасы месторождения, соответствующие малому по масштабам месторождению с рудами среднего качества.

Месторождение Надежда находится на западном фланге Шаманихо-Столбовского рудно-россыпного района. В геотектоническом отношении район принадлежит к Приколымскому террейну пассивной континентальной окраины, сложенному терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, накопленными в интервале от раннего протерозоя до позднего мела [16]. Стратифицированные комплексы прорваны интрузиями гранитоидов, а также многочисленными дайками базитов. Геологическая структура района представляет собой пакет тектонических пластин с центриклинальным падением плоскостей надвигов.

В минерагеническом отношении Шаманихо-Столбовской рудно-россыпной район – составная часть синаккреционного Яно-Колымского мегапояса [5]. В его пределах золоторудные месторождения, рудопроявления и россыпи золота сгруппированы в два узла, пространственно контролируемые контурами слабо вскрытых эрозией гранитных интрузий эджекальского аляскит-гранитного комплекса [11, 12] с K-Ag датировками 133–153 млн лет [1].

Рудное поле месторождения Надежда (рис. 1) сложено карбонатными породами, филлитами, метавулканитами рифея и метапесчаниками венда, затронутыми динамометаморфизмом зеленосланцевой фации. Интрузивные образования – маломощные (до 1 м) дайки верхнемеловых долеритов. По геофизическим данным на глубине ~1 км располагается шток гранитоидов. В структурном отношении рудное поле – это пакет надвиговых чешуй, осложнённый поздними крутопадающими разломами [4]. Важную роль играют складки, образующие единый структурный парагенез с надвигами. Наиболее крупная складка – асимметричная антиклиналь северо-западного простирания. Рудные тела приурочены к замковым частям асимметричных антиклинальных складок, осложнённых надвигами, и представлены линзовидно-пластообразными залежами деформированных метапесчаников и метавулканитов, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. По вертикали они образуют эшелонированную систему, прослеженную до глубины 150 м от поверхности. Протяжённость рудных тел по простиранию до 400 м; вертикальные мощности варьируют от 0,5 до 15 м. Среднее содержание Au в руде 3–7 г/т. Геохимический спектр руд: Au-Pb-As-Cu-Zn-Co-Ag-Bi-Mo; состав продуктивной геохимической ассоциации руд: Au-Ag-As-Cu-Bi-Te. Рудные тела маркируются повышенными содержаниями элементов, г/т: As <1740, Bi <83, Te <51, Pb <5089. Рудное поле обладает зональностью – богатые руды с крупным высокопробным золотом сосредоточены на горизонтах с наибольшими гипсометрическими отметками, на глубоких горизонтах фельдшпатизированные породы содержат повышенные концентрации Mo, Co и W.

Вещественный состав руд и минералогеохимическая зональность. Текстуры руд месторождения Надежда не отличаются большим

разнообразием, что свойственно мезотермальным месторождениям. Наиболее распространены прожилковые (заполнение рудным веществом трещин катаклаза), гнездово-вкрапленные (выполнение рудным веществом интерстиций в кварце), полосчатые (заполнение кварцем и рудным веществом полос, параллельных сланцеватости вмещающих пород), в незначительном объёме встречаются брекчиевые текстуры, обусловленные катаклизом и цементированием кварца и обломков пород пиритом, впоследствии полностью окисленным.

Рудовмещающие породы представляют собой рассланцованные тонкозернистые песчаники, сложенные главным образом кварцем, полевым шпатом, мусковитом. Породы тонко рассланцованы (слои 0,5–2,0 мм), имеют линзовидно-полосчатую структуру с образованием линз за счёт пережима слоёв. Сланцеватость подчёркивается пачками крупночешуйчатого мусковита, обтекающего линзы. К выделениям мусковита нередко приурочены тонкие чёрные плёнки углеродистого вещества, которые также маркируют полосчатость. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон.

В околорудном пространстве вмещающие породы подверглись гидротермальным изменениям. Они выражены в окварцевании, образовании тонкочешуйчатого мусковита, слабо развитой калишпатизации и пелитизации альбита, а также турмалинизации. Тонкокристаллический светлоокрашенный турмалин (размер кристаллов не более 0,5 мм по удлинению) отмечается как по границам зёрен кластогенного метаморфизованного кварца, так и непосредственно в самих зёрнах. Количество новообразованных минералов достигает 3–5%.

Жильно-метасоматические минералы. Кварц составляет основную часть руд. Выделяются три его генерации: кварц-I – кластогенный аллотриоморфнозернистый, метаморфизованный с волнистым угасанием, размер зёрен 0,3–0,8 мм; кварц-II – жильный, гипидиоморфнозернистый без волнистого угасания, размер зёрен 0,5–2 мм; кварц-III – поздний, в секущих прожилках, мозаичного строения, мелкозернистый (0,1–0,3 мм), пересекает сланцеватость и кварц-I (табл. 1).

Полевой шпат участвует в сложении рудовмещающих песчаников. Чаще всего это альбит, который образует гранобластовый агрегат,

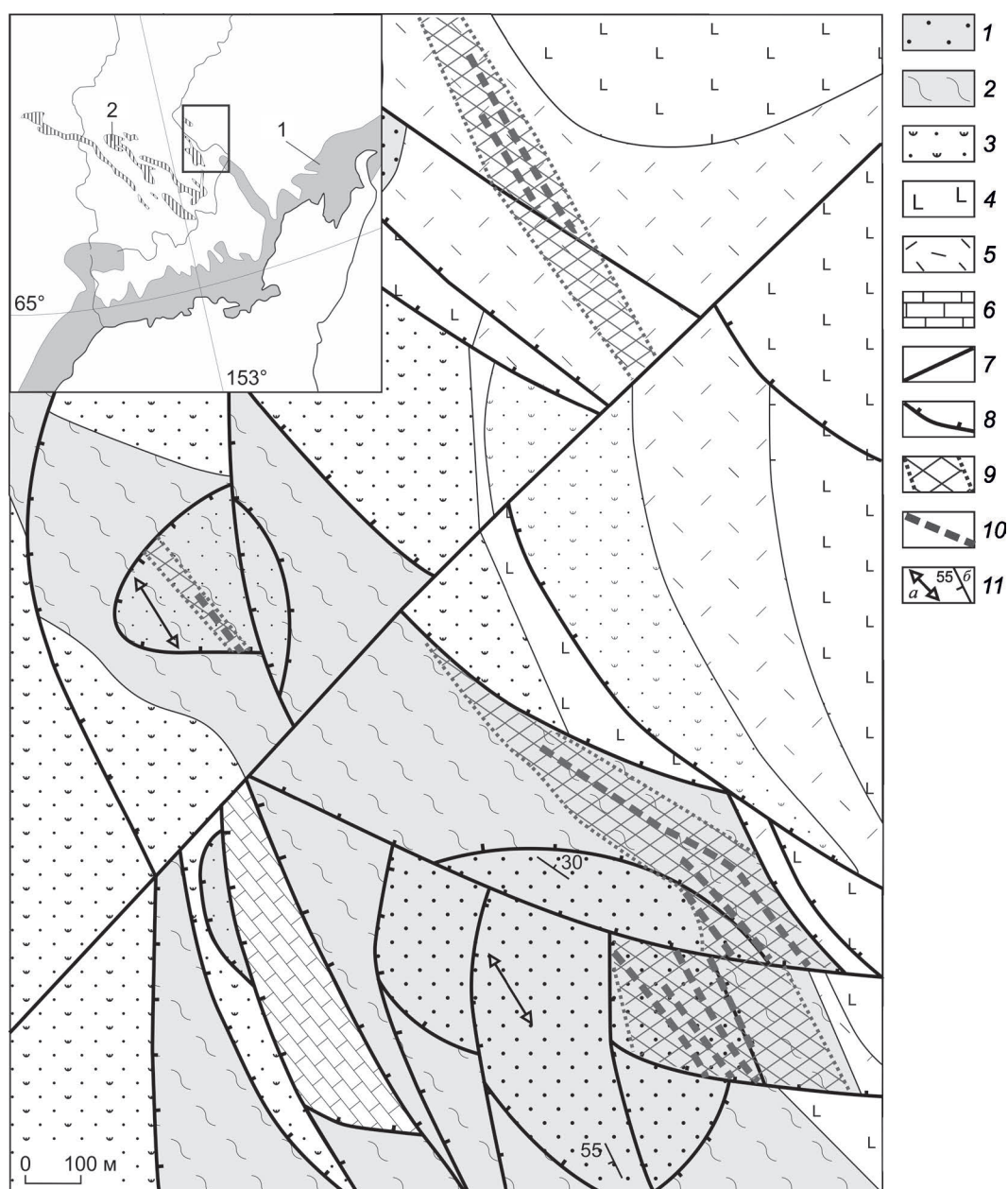


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Надежда (А.Н.Глухов):

1 – песчаники, V; 2 – кварц-серицитовые сланцы, V; 3 – вулканомиктовые песчаники и туффиты, RF₃; 4 – метабазалты, RF₂₋₃; 5 – метарииолиты, RF₂₋₃; 6 – мраморизованные известняки и доломиты, RF₂; 7 – разломы; 8 – надвиги; 9 – зоны лимонит-сульфидно-кварцевого прожилкования; 10 – рудные тела; 11 – ориентировка шарниров складок (а), элементы залегания слоистости (б); на врезке: 1 – Охотско-Чукотская вулканогенная область, 2 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс

представленный таблитчатыми или округлыми зёрнами с зубчатыми ограничениями, редко проявленным двойникованием. Вторичные изменения не более 10% в виде тонкочешуйчатой гидрослюды и пелитоморфного агрегата.

Размер зёрен и агрегатов 0,2–1,0 мм. В жильном заполнении отмечаются редкие включения альбита таблитчатой формы с полисинтетическим двойникованием, размером до 0,7 мм без вторичных изменений.

1. Минеральный состав руд месторождения Надежда по степени распространённости

| Группы минералов | Главные | Второстепенные | Редко встречающиеся |
|------------------------------------|-----------------------------|---|---|
| Метаморфические и метасоматические | Кварц, мусковит, гидрослюда | Турмалин, рутил | Биотит, эпидот, хлорит, сфен, циркон |
| Жильные | Кварц | Альбит, олигоклаз | Карбонат, цеолит? |
| Рудные | Пирит, гематит | Самородное Au, галенит, теллуrowисмутит | Арсенопирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, шеелит, петцит, гессит, козалиит? |
| Гипергенные | Гётит, гидрогематит | Теллураты, сульфаты Fe, лейкоксен | Халькозин |

Мусковит присутствует в рудовмещающих песчаниках. Крупночешуйчатый мусковит отлагается пачками, подчёркивая сланцеватость, по трещинам спайности в нём отмечаются плёнки чёрного непрозрачного предположительно углеродистого вещества. Он имеет метаморфогенный генезис. Тонкочешуйчатая слюда развита по полевым шпатам и имеет гидротермальный генезис.

Метасоматический турмалин распространён довольно широко. Имеет удлинённо-призматический габитус кристаллов, светлую слегка голубоватую окраску (без анализатора), плеохроирует до буроватого цвета и развит неравномерно по всей массе кварца, реже в межзерновом пространстве. Довольно редко образует сростки кристаллов. Размер по удлинению не более 0,1 мм.

Биотит образует редкие таблички размером 0,05–0,3 мм, имеет бурую окраску и хорошо заметный плеохроизм, частично замещается хлоритом.

Хлорит развит по биотиту, иногда наблюдается в массе породы (предположительно метаморфогенный). Образует чешуйчатые зёрна размером до 0,1×0,5 мм жёлто-зелёного цвета с резким плеохроизмом.

Эпидот представлен зёрнами округлых очертаний и очень редко сростками кристаллов (возможно, кластогенный). Обычно окрашен в слабо-зеленоватые цвета, плеохроирующие в жёлтых тонах. Для него характерны высокие цвета интерференции.

Сфен – редкие округлые изометрические или слабо удлинённые зёрна размером не бо-

лее 0,05 мм коричневого цвета, замещается лейкоксеном.

Циркон встречаются с виде редких розоватых, короткопризматических зёрен размером 0,09 мм по удлинению.

Рудные эндогенные минералы (см. табл. 1). Содержание рудных минералов, как правило, <1%, редко достигает 2%. Содержание вторичных минералов железа 1–2%.

Пирит широко распространён в рудах. Выделяются две его генерации. Пирит-I – идиоморфный, тонкокристаллический (0,1–0,2 мм), развит в метасоматически изменённых рассланцованных песчаниках (рис. 2). Содержит примеси Co, Ni, Sb (табл. 2). Поскольку микрозондовый анализ позволяет судить о микропримесях на качественном уровне, можно говорить лишь о более частой встречаемости примеси Co по сравнению с другими, что позволяет предположить контактово-метасоматическую природу пирита на месторождении Надежда [14]. Пирит-II образует скопления идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов кубического, реже пентагон-додекаэдрического габитуса размерами от 0,1 до 1,5 мм. Минерал интенсивно окислен на 50–100%. Гидрооксиды, образовавшиеся по нему, часто содержат включения самородного золота.

Гематит, наряду с пиритом, широко распространён в рудах, его выделения приурочены к вмещающим оруденение метаморфизованным песчаникам. Минерал образует сноповидные агрегаты пластинчатых кристаллов, которые в срезе шлифа имеют удлинённые очертания размером до 1,2 мм. В тесной ассоциации с ним

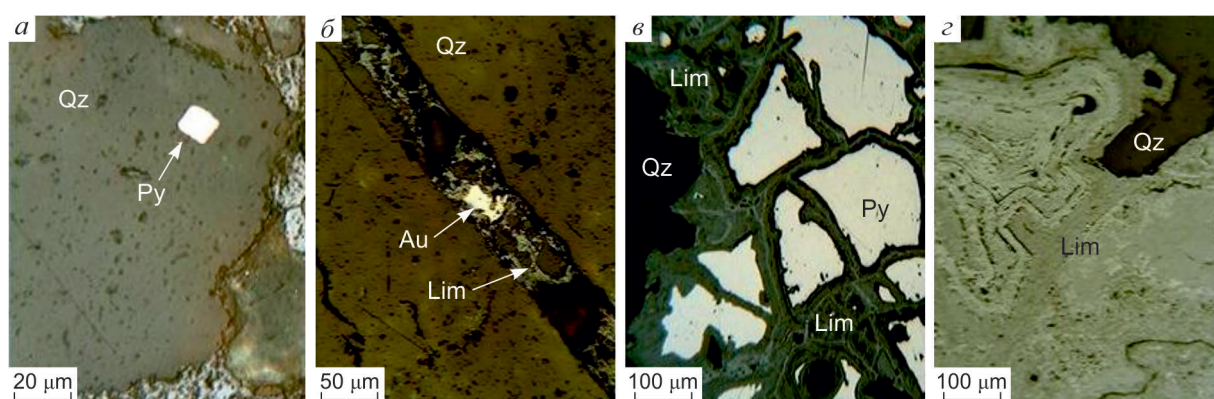


Рис. 2. Морфологические разновидности пирита в рудах месторождения Надежда:

а – идиоморфный кристалл неокисленного пирита-I, включённый в кластогенный кварц; *б* – прожилок в жильном кварце полностью окисленного пирита-II в сростании с самородным золотом; *в* – катаклазированный и окисленный пирит-II; *г* – псевдоморфоза лимонита по пириту-II

и в близкой ориентации находится рутил, что позволяет предполагать наличие изначально титаномагнетитового агрегата, замещённого гематитом и рутилом.

Теллуросмугит отличается плохой сохранностью в рудах, и в кварце чаще фиксируются псевдоморфозы гипергенных теллуридов в сростании с самородным золотом (рис. 3). Размер выделений не более 0,7 мм. Следует отметить, что находясь в качестве включений в самородном золоте, теллуросмугит полностью сохраняется и это позволило его проанализировать (см. табл. 2). Он встречается в виде включений в сростании с петцитом, гесситом, галенитом. Подобные включения довольно часто распространены и обнаружены также в делювиальном шлиховом ореоле, сопровождающем рудные тела на северном фланге рудного поля.

Арсенопирит – мало распространённый минерал. Образует редкие единичные включения удлинённо-призматических кристаллов в жильном кварце. Размер кристаллов по удлинению не превышает 100 мкм (см. рис. 3).

Галенит сохранился преимущественно в виде округлых и ксеноморфных включений, нередко с характерной ярко выраженной спайностью в самородном золоте (см. рис. 3).

Халькопирит – редко встречающийся минерал, наблюдается преимущественно в виде включений в пирите размером не более 50 мкм (см. рис. 3).

Пирротин не образует самостоятельных выделений, но постоянно присутствует в виде микровключений в пирите.

Сфалерит образует единичные ксеноморфные выделения размером до 0,5 мм в интерстициях кварца.

Самородное золото. Комплексное изучение самородного золота, его минеральных сростаний, состава, форм, размеров выделений и структуры в сочетании с геолого-структурными данными позволяет более надёжно определять формационный тип золоторудных месторождений, судить об их промышленной значимости [15]. Самородное золото месторождения Надежда отличается широкой дисперсией размеров выделений от 2,5 до 0,005 мм с преобладанием мелкого и тонкого; 55% золота имеет крупность <0,074 мм. Из этого класса 48% металла представлено частицами, крупность которых находится в диапазоне 15–25 мкм. Для изучения золото отпрепарировано от кварца плавиковой кислотой. Среди форм его выделений преобладают интерстициальные (рис. 4) – клиновидно-пластинчатые, комковидно-угловатые, комковидно-уплощённые с неровной ячеистой поверхностью, в отдельных случаях ажурные, встречаются также кристаллы и их сростки. Средняя пробность 916‰ (по 57 определениям) при стандартном отклонении, равном 37; максимум значений лежит в интервале 900–950‰ (рис. 5). Гистограмма пробности отражает од-

2. Химический состав основных рудных минералов месторождения Надежда по данным микрозондового анализа, мас. %

| Номера анализов | Концентрация элементов | | | | | | Сумма |
|-----------------------------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|------|--------|
| <i>Пирит</i> | | | | | | | |
| | Fe | S | As | Co | Sb | Ni | |
| 1 | 47,81 | 52,52 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 100,33 |
| 2 | 48,04 | 52,25 | н.о. | 0,1 | н.о. | н.о. | 100,39 |
| 3 | 47,57 | 52,64 | н.о. | 0,14 | 0,04 | н.о. | 100,39 |
| 4 | 45,45 | 53,83 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 99,46 |
| 5 | 45,78 | 52,46 | н.о. | 0,08 | 0,04 | 0,08 | 98,81 |
| 6 | 45,24 | 53,29 | н.о. | 0,09 | н.о. | 0,03 | 98,73 |
| <i>Самородное золото</i> | | | | | | | |
| | Ag | Au | Cu | Hg | Bi | Te | Сумма |
| 1 | 7,58 | 93,13 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 100,71 |
| 2 | 8,42 | 91,25 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 99,67 |
| 3 | 7,99 | 92,31 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 100,30 |
| 4 | 7,91 | 91,51 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 99,42 |
| 5 | 7,80 | 93,39 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 101,19 |
| 6 | 7,79 | 93,06 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 100,86 |
| 7 | 7,95 | 93,28 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 101,23 |
| 8 | 2,81 | 98,58 | - | - | - | - | 101,39 |
| 9 | 3,71 | 96,17 | - | - | - | - | 101,37 |
| 10 | 3,54 | 96,44 | - | - | - | - | 99,98 |
| 11 | 2,85 | 97,20 | - | - | - | - | 100,10 |
| 12 | 16,90 | 81,58 | - | - | - | - | 98,48 |
| 13 | 9,68 | 90,29 | - | - | - | - | 99,96 |
| 14 | 10,06 | 90,40 | - | - | - | - | 100,46 |
| <i>Галенит</i> | | | | | | | |
| | Pb | S | Sb | Bi | Ag | | Сумма |
| 1 | 90,65 | 9,36 | - | - | - | - | 100,01 |
| 2 | 89,75 | 9,28 | - | - | - | - | 99,03 |
| <i>Теллуrowисмутит</i> | | | | | | | |
| | Te | Bi | - | - | - | - | Сумма |
| 1 | 43,4 | 54,98 | - | - | - | - | 98,38 |
| 2 | 44,12 | 55,89 | - | - | - | - | 100,01 |
| 3 | 43,58 | 53,71 | - | - | - | - | 97,30 |
| <i>Петцит</i> | | | | | | | |
| | Ag | Au | Te | - | - | - | Сумма |
| 1 | 42,56 | 24,15 | 33,26 | - | - | - | 99,96 |
| 2 | 39,43 | 28,32 | 30,96 | - | - | - | 98,71 |
| <i>Тессит</i> | | | | | | | |
| 1 | 61,79 | 5,94 | 33,56 | - | - | - | 101,29 |
| 2 | 61,66 | 5,51 | 33,18 | - | - | - | 100,35 |
| <i>Нестехиометричный козалит?</i> | | | | | | | |
| | Ag | S | Cu | Pb | Bi | - | Сумма |
| 1 | н.о. | 10,62 | 9,30 | 36,02 | 44,07 | - | 100,01 |
| 2 | 6,76 | 14,34 | 2,67 | 26,41 | 49,84 | - | 99,22 |
| 3 | 11,94 | 8,22 | н.о. | 25,39 | 54,44 | - | 100,00 |

Примечание. «н.о.» – элемент не обнаружен, «-» – элемент не определялся.

номодальное распределение, характерное для среднеглубинных месторождений золото-кварцевой формации [15].

Микрозондовые анализы выполнены как для вскрытых, так и для невскрытых (см. рис. 4) частиц золота. В табл. 2 приведены данные для вскрытых золотин. На поверхности невскрытых золотин отмечаются частицы золота, покрытые тёмными плёнками высокопробного золота

(976–972‰) толщиной не более 3–5 мкм; точками на рис. 4 обозначены участки зондирования, включающие и анализ высокопробных плёнок.

Золото-пиритовая (золото-лимонитовая) минеральная ассоциация наиболее распространена. Значительно реже отмечаются сростания золота с кварцем и окисленным теллуrowисмутитом. Минералы теллура (теллуrowисмутит,

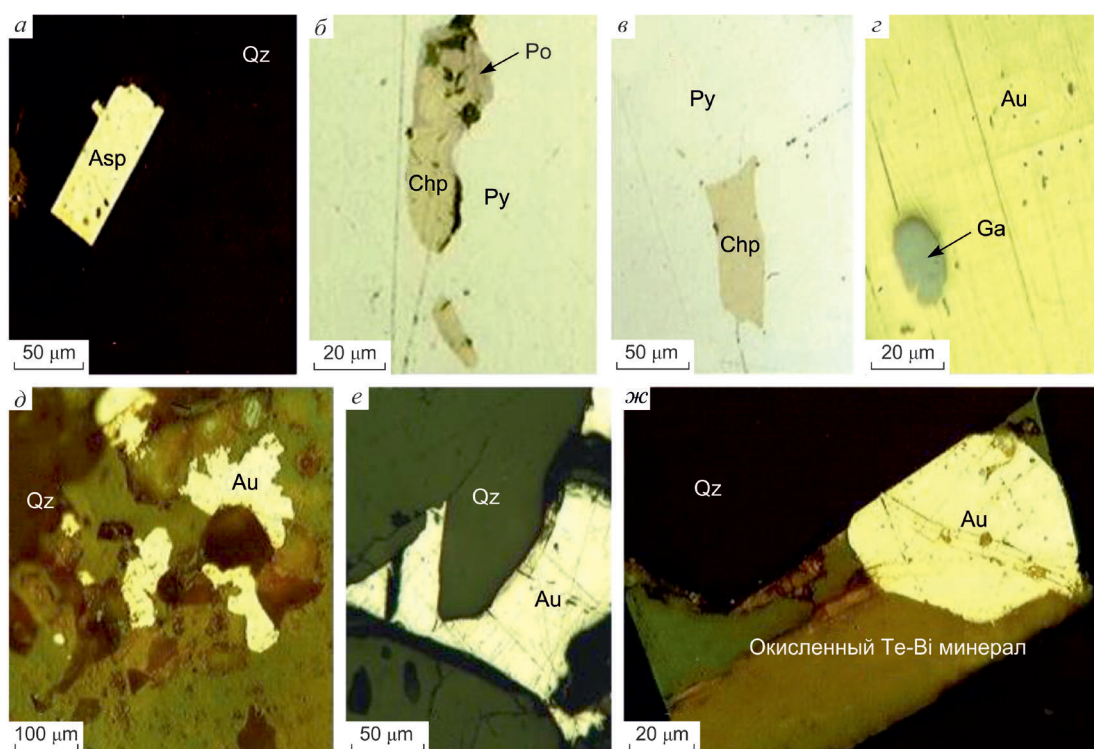


Рис. 3. Срастания рудных минералов:

а – идиоморфный кристалл арсенопирита в кварце-II; *б, в* – ксеноморфные включения пирротина и халькопирита в пирите; *г* – округлое включение галенита в самородном золоте; *д* – срастание самородного золота с лимонитом; *е* – интерстициальное выделение самородного золота в кварце; *ж* – срастание идиоморфного кристалла самородного золота с окисленным теллуридом висмута в интерстиции кварца

гессит, петцит), наряду с галенитом, часто образуют включения в самородном золоте.

Подводя итог изучения типоморфных особенностей самородного золота в рудах месторождения Надежда, можно отметить высокую пробность золота и низкую дисперсию (разброс значений от 834 до 976‰), что позволяет относить месторождение к классу среднеглубинных. Включения в золоте теллуридов висмута, его тесная ассоциация с этими минералами указывают на золото-редкометалльный тип минерализации.

Минеральные ассоциации и последовательность минералообразования. Минеральные срастания и относительно спокойная и стабильная обстановка отложения минералов, подтверждаемая текстурами руд, указывают на одностадийное последовательное отложение минералов на фоне плавного падения температуры и последовательного повышения парциального давления серы, а затем его снижения.

Метасоматические изменения вмещающих пород выразились в турмалинизации, серицитизации и окварцевании.

Рудоотложение проходило по следующей схеме: кварц → пирротин+халькопирит → пирит+арсенопирит → галенит+сфалерит → теллуридовисмутит+петцит+гессит → самородное золото. Таким образом, можно говорить об одностадийном рудообразовании, но благодаря тому, что рудные минералы выделялись в определённой последовательности, они занимали определённое пространственное положение в жилах и метасоматитах. Можно выделить следующие морфологические разновидности пространственного положения рудных минералов:

- прожилки (1–4 см) в рассланцованных песчаниках, согласно сланцеватости – кварц–пирит–самородное золото;
- прожилки (1–3 мм) в жильном кварце – пирит с небольшим количеством пирротина и халькопирита;

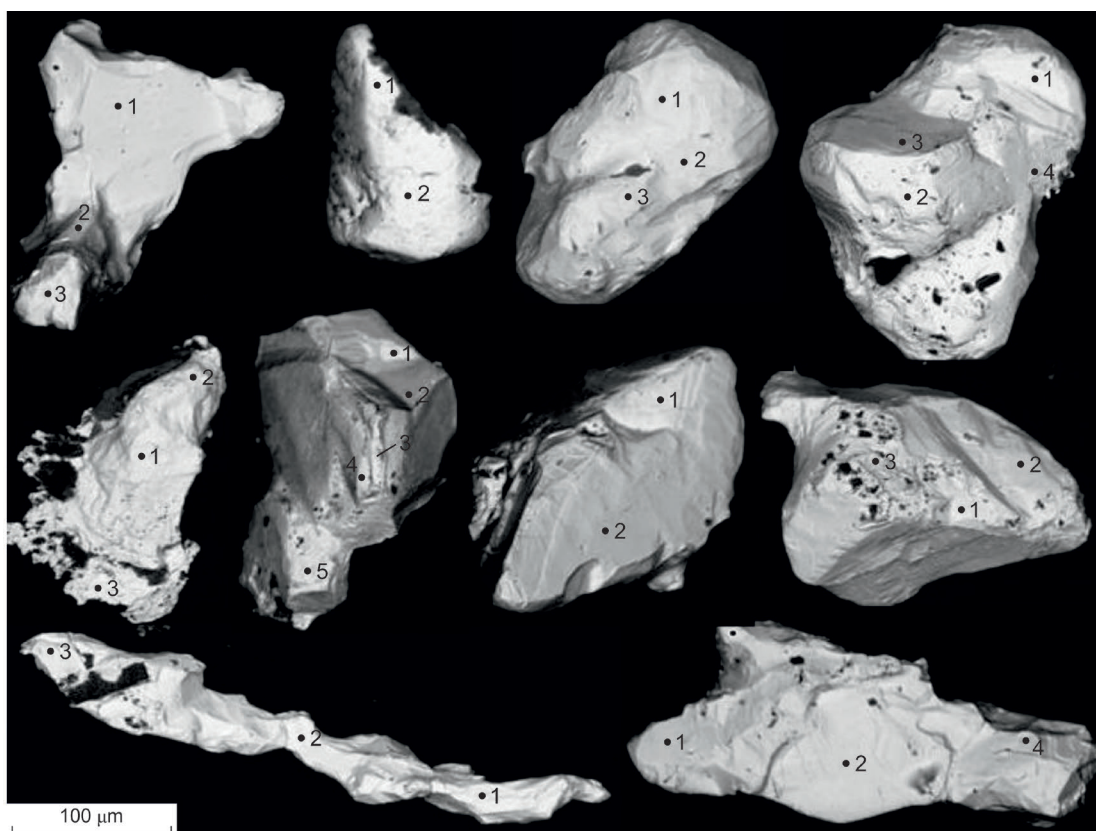


Рис. 4. Морфология частиц самородного золота; преимущественно интерстициальные выделения со ступенчатыми отпечатками матрицы; снято на приборе FemScan (СВКНИИ ДВО РАН, оператор Т.В.Субботникова)

- гнездовые скопления (1,0–1,5 см) в жильном кварце – пирит (окисленный) в сростании с самородным золотом различной размерности вплоть до относительно крупного (1–1,5 мм);
- интерстициальные вкрапленники (0,5–1,0 мм) в жильном кварце – галенит, сфалерит, теллуридовисмутит в сростании с самородным золотом.

Микровключения в самородном золоте рудных минералов (галенита и теллуридов Bi, Au, Ag) также говорят о непрерывности во времени их отложения.

Результаты исследования флюидных включений. Для термобарогеохимических исследований были отобраны три представительных образца рудного кварца, характеризующие рудные тела по простиранию и падению. При визуальном изучении кварца в условиях комнатной температуры идентифицированы два типа флюидных включений, отличающихся по фазовому составу: L-тип, газовой-жидкие; LC-тип, угле-

кислотно-водные с газовой фазой. Флюидные включения в кварце распределены неравномерно, в виде отдельных групп, локализованных нередко в центрах более крупных кристаллов; преимущественно обладают изометрическими, реже округлыми и неравновесными формами. Криво- и термометрическими методами проанализированы 70 индивидуальных ФВ размером 3–30 мкм в диаметре (табл. 3).

Температурный диапазон гомогенизации ФВ охватывает интервал 336–146°C (см. табл. 3). Флюидные включения LC-типа полностью гомогенизируются при температурах 336–191°C, L-типа – 295–146°C. Измерение температур эвтектики ($T_{эвт.} = -39...-18^\circ\text{C}$) выявило в растворах, заключённых в ФВ, хлориды и карбонаты Na, K, а также хлориды Fe и Mg. Концентрации растворов, оценённые по температурам плавления последнего кристаллика льда ($T_{пл. льда}$), охватывают интервал от 4,9 до 9,5 мас. % экв. NaCl (см. табл. 3).

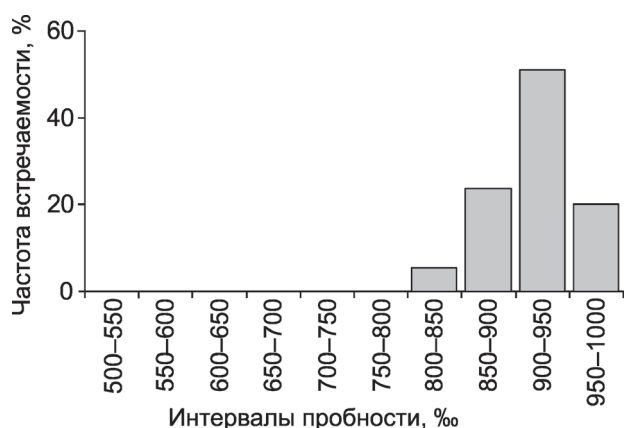


Рис. 5. Гистограмма пробности самородного золота

Углекислота, содержащаяся в ФВ LC-типа, гомогенизируется при температурах от 13,1 до 30,9°C в жидкость (L), при температурах от 26,7 до 30,2°C в газ (V) и имеет плотность от 0,3–0,84 г/см³ (по термометрии) до 1,2 г/см³ (по КР-спектроскопии) (табл. 4). Углекислота плавится в интервале температур от -61,3 до -57°C, что свидетельствует о наличии примеси низкокипящих газов. Это подтверждено КР-спектроскопией, в результате которой в составе углекислотных оболочек установлены примеси до 0,3% CH⁴ и N² (см. табл. 4).

Как показывают крио- и термометрические исследования, процесс формирования рудных тел месторождения Надежда условно можно разделить на два периода. В ранний период

(340–240°) главенствующую роль играли углекислотно-водно-солевые растворы, что является, согласно [8], неблагоприятной обстановкой для осаждения Au. В последующий период (240–140°) рудообразования произошли стабилизация условий, уменьшение температуры и рост pH вследствие дегазации CO₂, что способствовало осаждению Au из растворов.

Для руды и околорудных гидротермалитов месторождения Надежда характерно широкое развитие турмалина. Продуктивный парагенезис представлен минералами Te и Vi. В составе пирита-II, ассоциирующего с самородным золотом, установлены примеси Co, Sb, Ni [14, 15].

Самородное золото отличается высокой и средней пробностью, низкой дисперсией по пробности. Всё это дополняет ранее выдвинутые аргументы в пользу отнесения месторождения Надежда к среднеглубинному типу оруденения золото-редкометальной формации [3]. Это – важная роль Vi и Te в составе продуктивной геохимической ассоциации руд месторождения; контрастная зональность рудного поля; наличие в самородном золоте россыпи руч. Глухариный, коренным источником которого являются рудные тела месторождения, включений теллурувисмутита, волынскита, петцита, гессита; пониженная естественная термолюминесценция золотоносного кварца месторождения, соответствующая температурам 240–270°C; повышенные концентрации Ag (0,9%) и Bi (2,9%) в галените. Ассоциирующая гранитоидная интрузия по геофизическим данным залегает на

3. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце из руд месторождения Надежда

| Номера образцов | Типы ФВ | Количество ФВ | T _{гом.л} , °C | T _{эвт.л} , °C | T _{пл. льда} , °C | T _{пл. CO₂} , °C | T _{гом. CO₂} , °C | T _{пл. гт} , °C | C солей, мас. % экв. NaCl | Плотность CO ₂ , г/см ³ |
|-----------------|---------|---------------|-------------------------|-------------------------|----------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|---------------------------|---|
| 1 | LC | 12 | 336...200 | - | -3,1 | -57,8...-56,7 | 26,7...30,2 (L) | 6,3...6,6 | 6,9...6,4 | 0,68...0,59 |
| | LC | 5 | 313...191 | -38 | -3 | -57,7...-56,9 | 26,7...30,2 (V) | 6,3 | 6,9 | 0,26...0,34 |
| | L | 10 | 262...210 | -24,7...-17 | -4,7...-3,0 | - | - | - | 7,4...4,9 | - |
| | L | 13 | 198...150 | -24,7...-16 | -5,6...-3,1 | - | - | - | 8,6...5,1 | - |
| 2 | LC | 8 | 254...240 | -39 | - | -61,3...-57 | 13,1...30,2 (L) | 8,4 | 3,2 | 0,84...0,59 |
| | LC | 3 | 156 | - | - | -57 | 27,0 (V) | - | - | 0,27 |
| | L | 5 | 285...146 | -31,8...-19 | -5,7...-3,8 | - | - | - | 8,8...6,1 | - |
| 3 | LC | 7 | 282...256 | -23 | - | -61,3...-57,0 | 22,5...31,0 (L) | 8,4 | 3,2 | 0,74...0,46 |
| | L | 3 | 297...295 | - | -6,2...-4,6 | - | - | - | 9,4...7,3 | - |
| | L | 5 | 270...178 | -23...-22 | -4,2...-3,1 | - | - | - | 6,7...5,1 | - |

4. Компонентный состав газовых смесей во флюидных включениях по данным КР-микроспектроскопии

| Номера образцов / № ФВ | Компоненты | Δ между CO ₂ и (vs) CO ₂ | Плотность CO ₂ , г/см ³ | Площадь пика | σ 514,5 nm | ζ | Соотношение установленных компонентов, % |
|------------------------|------------------------------------|--|---|--------------|------------|-----|--|
| 1/1 | ¹² CO ₂ (s) | 104,02 | 0,53 | 1088,3 | 1 | 0,5 | 99,97 |
| | ¹² CO ₂ (vs) | | | 2229,4 | 1,5 | 0,5 | |
| | CH ₄ | - | - | 10,9 | 7,5 | 1 | 0,03 |
| 1/2 | ¹² CO ₂ (s) | 104,48 | 0,72 | 11 605,8 | 1 | 0,5 | 99,95 |
| | ¹² CO ₂ (vs) | | | 24 494,8 | 1,5 | 0,5 | |
| | CH ₄ | - | - | 204 | 7,5 | 1 | 0,05 |
| 1/3 | ¹² CO ₂ (s) | 103,94 | 0,52 | 2313 | 1 | 0,5 | 99,84 |
| | ¹² CO ₂ (vs) | | | 8787,5 | 1,5 | 0,5 | |
| | CH ₄ | - | - | 186 | 7,5 | 1 | 0,16 |
| 1/4 | ¹² CO ₂ (s) | 103,86 | 0,51 | 564,9 | 1 | 0,5 | 99,97 |
| | ¹² CO ₂ (vs) | | | 602,3 | 1,5 | 0,5 | |
| | CH ₄ | - | - | 3,6 | 7,5 | 1 | 0,03 |
| 2/1 | ¹² CO ₂ (s) | 106,25 | 1,2 | 1485,4 | 1 | 0,5 | 99,93 |
| | ¹² CO ₂ (vs) | | | 2973,9 | 1,5 | 0,5 | |
| | N ₂ | - | - | 5,44 | 1 | 1 | 0,07 |

Примечание. Расчёты мольной доли газовых компонентов проведены согласно [21], плотности CO₂ – [23]; «-» – расчёт не производился.

глубине 0,5–1 км. Рудообразование происходило в раннем мелу и было связано с коллизией Омолонского и Приколымского террейнов на рубеже юры и мела [3]. Следует также добавить, что по данным новейших исследований [22] различия между золото-кварцевой (orogenic gold) и золото-редкометальной (granitoid-related) формациями в пределах одного месторождения могут быть неявными по причине схожести составов руд, околорудных ореолов и флюидных включений. Ключевые критерии отличия золото-редкометального оруденения – наличие выраженной зональности в распределении рудных элементов и минералов и интенсивного температурного градиента в период рудообразования.

Термобарогеохимические исследования показали, что руды месторождения Надежда формировались на фоне регрессии температур от 340 до 146°C из среднеконцентрированных (3,0 до 9,5 мас. % экв. NaCl) углекислотно-водно-солевых растворов при давлениях порядка 1100–600 бар. Это позволяет отнести рудную систему месторождения к классу закрытых, образующихся без тектонической связи с поверхностью, где основная составляющая флюидного давления – давление газов [10]. В данном случае проявился процесс термостатирования [8]. Это хорошо согласуется с пологим залеганием рудных тел и вертикальной зональностью – следствием геологической структуры рудного поля, представляющей собой пакет надвиговых чешуй.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. «ГЕОХРОН» – компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан, 1997. С. 313–318.
2. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
3. Глухов А.Н. Геологическое строение и состав руд золоторудного месторождения Надежда // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 7–17.
4. Глухов А.Н., Гладков А.С., Кошкарёв Д.А., Лунина О.В. Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 361–375.
5. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
6. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
7. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра, 1979.
8. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. – М.: Недра, 1981.

9. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. – М.: Акад. Проект, 2008.
10. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000.
11. Протопопов Р.И. Девонские и меловые гранитоиды Приколымского поднятия. – Якутск: Изд-во Академии наук Республики Саха (Якутия), 2010.
12. Протопопов Р.И. Меловые зональные гранитные массивы Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан, 1991. С. 42–52.
13. Рэддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. – М.: Мир, 1987.
14. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой. – М.: Недра, 1989.
15. Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ / Под ред. А.И.Кривцова, С.С.Вартаняна. – М.: ЦНИГРИ, 2003.
16. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
17. Bodnar R.J. Reequilibration of fluid inclusions // Fluid inclusions: Analysis and interpretation. 2003. Vol. 32. P. 213–230.
18. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
19. Brown P.E. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. №. 11–12. P. 1390–1393.
20. Brown P.E., Lamb W.M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. №. 6. P. 1209–1221.
21. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 112. P. 1–20.
22. Petrogenesis of Postcollisional Magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: Evidence for a Litospheric Mantle Source for Magmas Associated with Intrusion-Related Gold Systems / J.L.Mair, G.L.Farmer, D.I.Groves et al. // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 451–480.
23. Rosso K.M., Bodnar R.J. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂ // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. №. 19. P. 3961–3975.

Глухов Антон Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук
gluhov76@list.ru

Савва Наталья Евгеньевна,

доктор геолого-минералогических наук
savva@neisri.ru

Колова Елена Евгеньевна,

кандидат геолого-минералогических наук
kolova@neisri.ru

ORE MINERALOGY AND GENESIS OF NADEZHDA GOLD DEPOSIT, MAGADAN REGION

A.N.Gluhov,
N.E.Savva,
E.E.Kolova

Mineral associations, native gold, physical and chemical conditions of limonite ore gold-sulphide-quartz composition, localized in tabular deposits of deformed Proterozoic metasandstones and metavolcanites at Shamanikha-Stolbovskoy ore camp of the Kolyma Terrane were studied. It was defined that native gold containing pyrite is associated with elevated concentrations of Co, Ni, S, galena, Te and Bi minerals, while mineralization occurred during one stage in a closed system with temperatures regression varying between 340 and 146°C from brines with moderate salinity (up to 9,5 wt. % equiv. NaCl) of carbonic acid-water-salt solution at a pressure of about 1000 bar. These results allow to attribute this deposit to granitoid-related type.

Key words: native gold, ore formation conditions, gold/rare metal formation.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ УЗЛОВ И ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

А.П.Мотов,
О.К.Валеев,
Ю.Е.Малах,
Т.А.Головина

АО «Полиметалл Управляющая Компания»,
г. Санкт-Петербург

Значительная часть золото-полиметаллических месторождений Малого Кавказа входит в состав медно-порфировых рудных узлов (РУ), сформировавшихся в ходе становления щёлочно-кислых гранитоидов поздних фаз внедрения сложнопостроенных магматических плутонов юрско-мелового и эоцен-миоценового возрастов. По корреляционным соотношениям между площадью выхода гранитоидов и установленными к настоящему времени ресурсами ведущих металлов этих узлов выделяются РУ с ещё не до конца раскрытым ресурсным потенциалом, т.е. РУ, в которых высока вероятность обнаружения новых золото-полиметаллических месторождений. Проводится сопоставление геохимических особенностей руд разных золото-полиметаллических месторождений. Анализируется рудная зональность золото-полиметаллического месторождения Личквас-Тэй по трём сечениям: вертикальному, по простиранию и вкрест простирания рудных зон.

Ключевые слова: медно-порфировые рудные узлы, щёлочно-кислые гранитоиды, золото-полиметаллические месторождения, рудно-геохимическая зональность, оценка продуктивности.

Золото-полиметаллические месторождения Малого Кавказа в большинстве случаев являются продуктами формирования медно-порфировой рудообразующей системы позднеюрско-раннемелового и эоцен-миоценового возрастов [1, 5]. Такие месторождения, как Личквас-Тей, Варданидзор, Гладзор, Мгарт и др. принадлежат к медно-порфировым системам и входят в состав Мегринского, Ковсаканского, Дастакертского и прочих медно-порфировых рудных узлов Малого Кавказа (рис. 1). Основываясь на опыте ранее проведённых работ по оценке рудоносности регионов [3], в качестве металлогенического подразделения наиболее

удобного для оценки рудоносности Малого Кавказа нами выбран рудный узел.

Зональность медно-порфировых рудных узлов Малого Кавказа рассматривается на примере Мегринского РУ (рис. 2). В его составе нами выделены ядерная, переходная внутренняя, переходная внешняя и внешняя зоны.

Ядерная зона представляет собой замещённые калишпатом, серицитом, каолинитом, кварцем гранитоиды, относящиеся к поздним фазам становления сложно построенного Мегринского плутона. Это порфировидные гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, граниты. Внутри гранитоидов распространена вкраплен-

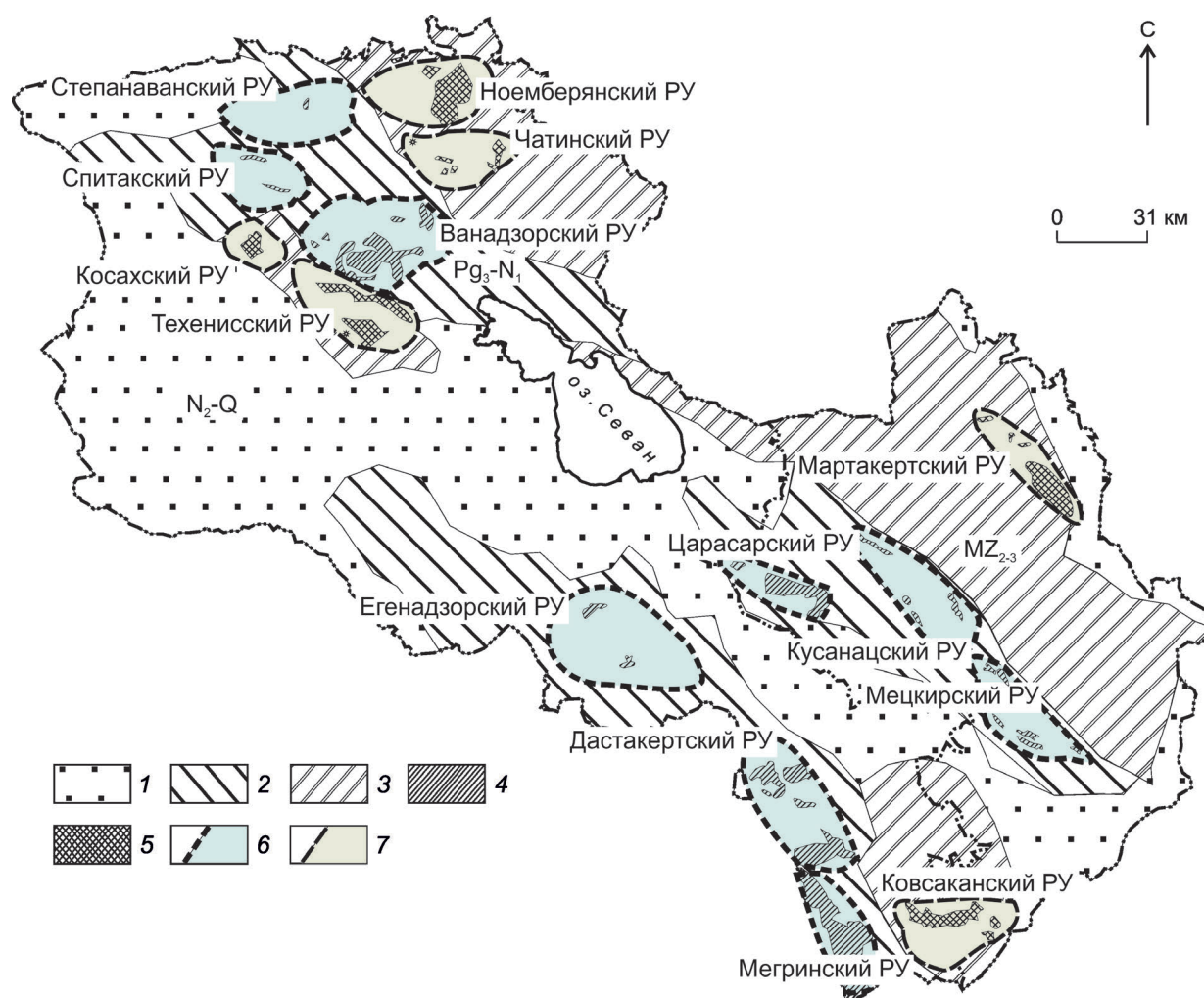


Рис. 1. Медно-порфировые рудные узлы Малого Кавказа:

1 – перекрывающие вулканические и осадочные толщи среднего–позднего миоцена и голоцена; геологические комплексы: 2 – Цахкунк-Занзегурской, 3 – Сомхето-Карабахской тектонических зон; гранитоиды третьей и четвертой фаз становления; 4 – олигоцен-миоценовых, 5 – позднеюрско-раннемеловых плутонов; медно-порфировые узлы: 6 – олигоцен-миоценовой, 7 – позднеюрско-раннемеловой эпох

ная и жильно-прожилковая медно-молибденовая (молибденит-халькопиритовая) минерализация (месторождения Каджаран, Айгедзор, Агарак).

Переходная внутренняя зона включает эндо-экзоконтактовую область вокруг гранитоидов поздних фаз становления Мегринского плутона с медной жильно-прожилковой минерализацией в скарнах и березитах (рудные проявления Казырхан, Варданичай, Ханицецер и др.).

Переходная внешняя зона объединяет линейные тектонические зоны вдоль контактов гранитоидов позних фаз внедрения с жильной и

жильно-штокверковой золото-полиметаллической минерализацией в березитах и аргиллизитах (месторождения Личкваз-Тэй, Тертерасар, Варданадзор).

Внешняя зона включает экзоконтактовую область гранитоидного плутона, где среди скарированных, березитизированных и аргиллизированных пород развита жильно-прожилковая полиметаллическая минерализация (рудные проявления Аткиз, Пирзамин, Хардзор и др.).

Зональность Мегринского медно-порфирового узла в целом соответствует схеме строения

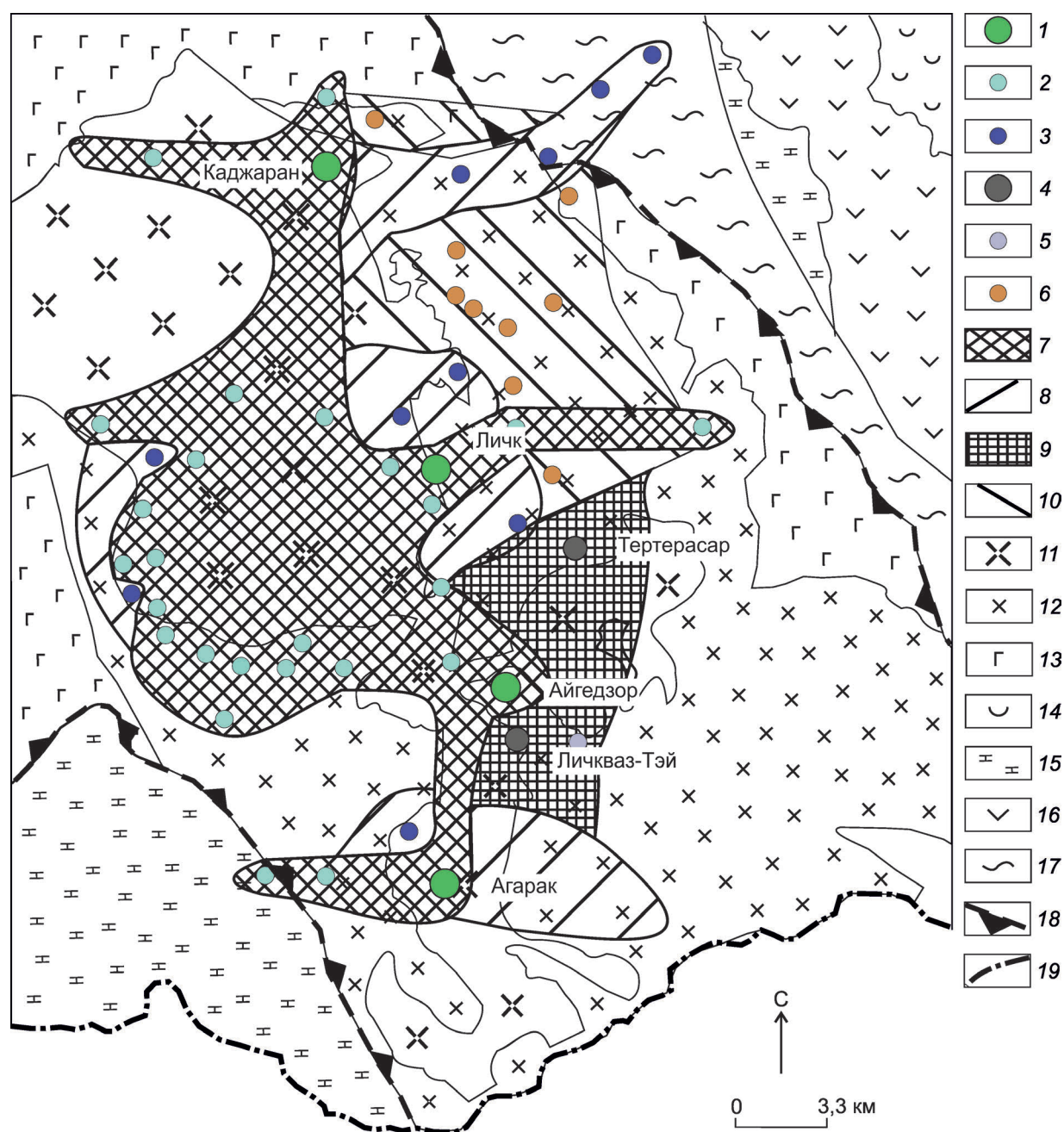


Рис. 2. Рудно-геохимическая зональность Мегринского рудного узла:

медно-молибденовые месторождения (1), проявления (2); 3 – Cu проявления; золото-полиметаллические месторождения (4), проявление (5); 6 – полиметаллические проявления; ареалы рудной минерализации и метасоматических преобразований: 7 – Cu-Mo минерализации среди калишпатизированных и сосюритизированных пород, 8 – Cu минерализации среди скарнированных, березитизированных и пропицитизированных пород, 9 – Au-полиметаллической минерализации среди березитизированных и аргиллизированных пород; вмещающие горные породы: 11–13 – гранитоиды последовательных фаз становления Мегринского плутона (11 – поздних, относимых нами к «материнскому» плутону, 12 – второй, 13 – первой фаз), 14 – туфы, порфириды позднего оксфорда и кембриджа, 15 – известняки раннего мела, 16 – порфириды, туфобрекчии виле, 17 – сланцы раннего палеозоя; 18 – граница Ордубакского массива; 19 – граница Армении

медно-порфировой рудообразующей системы, рассматриваемой в работах А.И.Кривцова [2], Р.Силлитоу [6] и других исследователей. Характерная для медно-порфировой системы рудно-геохимическая зональность по данным изучения газовой-жидких включений объясняется изменением растворимости соединений, несущих рудные компоненты, в процессе снижения температуры и давления, потери буферных компонентов гидротермального раствора [4].

Критерии оценки медно-порфировых рудных узлов Малого Кавказа. Специалисты геологической службы США, проводившие прогнозный анализ медно-порфировых районов структуры Тетис, в пределах которой, в частности, расположены и медно-порфировые узлы Малого Кавказа, основывались на ряде признаков медно-порфировой минерализации – площади ореолов изменённых пород, проявлений рудной минерализации, геохимических аномалий и др. [5].

Для выработки критериев оценки медно-порфировых рудных узлов Малого Кавказа нами использованы два вида данных. Первый вид данных – площадь выхода гранитоидов поздних третьей и четвёртой фаз становления юрско-меловой (тоналиты, гранодиориты, лейкограниты) и олигоцен-миоценовой (граниты, гранодиориты, граносиениты, монзониты, сиениты) эпох. Именно с этими гранитоидами связывают [1, 5] формирование медно-порфировых систем Малого Кавказа. Площадь выхода гранитоидов поздних фаз внедрения юрско-меловой и олигоцен-миоценовой эпох измерялась по геологической карте Малого Кавказа, включающей территорию республик Армении и Азербайджана м-ба 1:500 000, составленной в Институте Геологических Наук Республики Армения (2015 г.). Второй вид данных – минеральные ресурсы месторождений, локализованные в медно-порфировых рудных узлах Малого Кавказа, – был заимствован из открытых источников и геологических фондов Армении и России. При сопоставлении установленных в настоящее время ресурсов полезных ископаемых в медно-порфировых РУ Малого Кавказа с площадями выхода «материнских» гранитоидов в этих РУ намечены следующие закономерности:

- для рудных объектов в центральной части РУ внутри или ближайшем экзоконтакте «материнского» плутона, включающих молибденовую и медную минерализацию, су-

ществует прямая зависимость между ресурсами Мо, Си и площадью выхода «материнских» гранитоидов;

- для рудных объектов на периферии РУ, включающих золото-полиметаллическую и полиметаллическую минерализацию, наблюдается обратная зависимость между ресурсами Au, Pb, Zn и площадью выхода «материнского» плутона.

С учётом данных закономерностей сделаны такие выводы:

- соотношение площади выхода «материнского» плутона к ресурсам золота и полиметаллов узла отражает степень его эрозионного среза. Наибольшие соотношения характеризуют самые эродированные РУ, в которых преимущественно распространены месторождения Мо и Си, наименьшие – менее эродированные, благоприятные для проявления золото-полиметаллической минерализации;
- сопоставление фактически установленных ресурсов золота в рудных узлах с ресурсами, которые должны быть, если определять их по трендовой кривой на графике (рис. 3), позволяет фиксировать РУ с ещё до конца не выявленным золоторудным потенциалом. Для рассматриваемой территории Малого Кавказа к ним отнесены Царасарский, Ноемберянский, Ванадзорский РУ. Известные ресурсы золота здесь ниже трендовой кривой распределения соотношения ресурсов золота в медно-порфировом РУ и площади «материнских» интрузий (см. рис. 3);
- наиболее продуктивны по золоту – медно-порфировые РУ с площадью выхода «материнских» плутонов в диапазоне значений 20–70 км² (см. рис. 3). Они слабо эродированы, с сохранившимися золото-полиметаллическими месторождениями. Рудные узлы с большей площадью выхода «материнских» интрузий более эродированы. В них золото-полиметаллическая минерализация уничтожена эрозией, и эти РУ, в первую очередь, вмещают молибденовые и медные месторождения.

Рудно-геохимическая зональность медно-порфировых месторождений. Геохимические особенности руд золото-полиметаллических месторождений, принадлежащих к медно-порфи-

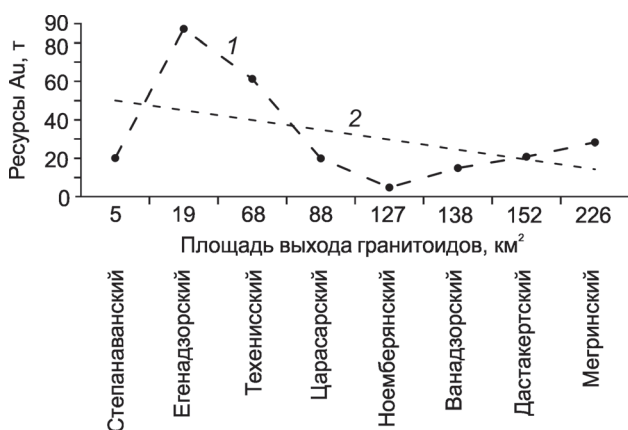


Рис. 3. Гистограмма соотношения площади выхода «материнских» гранитоидов и минеральных ресурсов золота в медно-порфировых РУ:

1 – фактическое соотношение; 2 – линейный тренд

ровым РУ, изучались на месторождении Личквас-Тей и других объектах Малого Кавказа в целях определения корреляционных связей рудных элементов в рудах, выявления геохимических индикаторов зональности месторождения в трёх сечениях – вертикальном, по простиранию и вкрест простирания рудных зон.

Корреляционные связи рудных элементов изучены при сопоставлении руд, содержащих

Au ≥ 1 г/т, ряда золото-полиметаллических месторождений. Установлено следующее:

- для месторождений с низкими содержаниями полиметаллов в рудах (Личквас-Тей, Мутск), где средние содержания Pb и Zn не превышают десятых долей процента, значимые корреляционные связи (коэффициент корреляции $>50\%$) между Au и другими компонентами (Ag, Cu, Pb, Zn) отсутствуют;
- для месторождений с высокими содержаниями полиметаллов (Pb и Zn $>1\%$) значимые коэффициенты корреляции между Au и Zn, Pb, Cu составляют 50–80% (Бектакари, Мгарт, Гладзор) (рис. 4).

Данные особенности распределения Au и полиметаллов подчеркивают сродство химизма переноса Au и полиметаллов в рудоносных растворах с относительно высокими концентрациями полиметаллов.

Геохимические индикаторы зональности золото-полиметаллического месторождения выявлялись на примере месторождения Личквас-Тей. Золото-полиметаллические руды объекта приурочены к линейным зонам жильно-штокверковой минерализации среди окварцованных, карбонатизированных и аргиллизированных пород. Мощность минерализованных зон составляет метры – первые десятки метров, протяжённость – сотни метров. Зоны имеют

Возрастание содержания Pb, Zn, Cu в золото-полиметаллических рудах

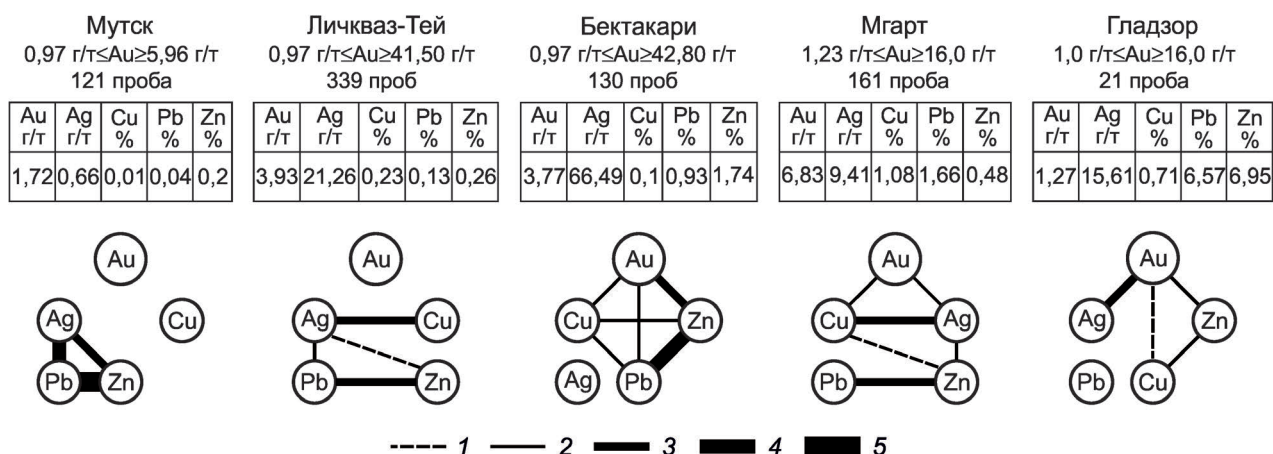


Рис. 4. Изменение коэффициентов корреляции (КК, %) рудных элементов золото-полиметаллических месторождений Малого Кавказа с увеличением содержания полиметаллов в рудах:

1 – $50 < \text{КК} < 60$, 2 – $60 < \text{КК} < 70$, 3 – $70 < \text{КК} < 80$, 4 – $80 < \text{КК} < 90$, 5 – $\text{КК} > 90$

1. Средние содержания элементов в рудах месторождения Личкваз-Тэй, подчёркивающие его вертикальную зональность

| Уровни месторождения | Продуктивность по содержанию Au | Число проб | Au, г/т | Ag, г/т | Cu, % | Sb, г/т | Mn, % |
|-----------------------------|---------------------------------|------------|---------|---------|-------|---------|-------|
| Верхний (глубина 0–118 м) | Наименее продуктивная | 188 | 3,06 | 22,46 | 0,19 | 183,96 | 0,41 |
| Средний (глубина 119–236 м) | Среднепродуктивная | 167 | 4,12 | 20,84 | 0,25 | 141,32 | 0,31 |
| Нижний (глубина 237–356 м) | Наиболее продуктивная | 69 | 6,17 | 18,46 | 0,28 | 70,43 | 0,22 |

северо-восточное простирание с падением на северо-запад под углом 60–70°. Разрывные нарушения, контролирующие рудную минерализацию, тяготеют к контактам даек диоритовых порфиритов, вытянутых в северо-восточном направлении и прорывающих порфириты раннего эоцена.

Для определения геохимических показателей нами проанализировано распределение содержания 33 химических элементов в рудах месторождения Личкваз-Тэй с содержанием Au ≥ 1 г/т по трём сечениям: от верхних к нижним горизонтам, по простиранию рудных тел, вкрест простирания рудных тел в направлении удаления от «материнского» плутона с запада на восток. В результате наметились следующие тенденции распределения элементов.

Вертикальная зональность изучена по пробам верхнего, среднего и нижнего уровней месторождения. Химические элементы, маркирующие вертикальную зональность, – Au, Ag, Cu, Sb, Mn. Их средние содержания сверху вниз месторождения последовательно повышаются – Au и Cu или снижаются – Ag, Sb, Mn (табл. 1),

что отвечает установленной [2, 4, 6] зональности осаждения рудных элементов. Геохимическими индикаторами вертикальной зональности, которые наиболее контрастно маркируют золоторудную продуктивность месторождения сверху вниз, являются соотношения Au/Ag, Au/Sb, Cu/Sb, Au/Mn (рис. 5, а).

Зональность месторождения по простиранию рудных зон изучена по пробам из юго-западной, центральной и северо-восточной частей месторождения. Маркирующие элементы зональности по простиранию минерализованных зон – Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mn. Содержание Au последовательно увеличивается в направлении от юго-западного фланга месторождения к северо-восточному. Количество привносимых рудоносным раствором Ag, Cu, Pb, Zn в целом также возрастает в этом направлении. Вместе с тем, содержание выщелачиваемого рудоносным раствором из вмещающих пород Mn последовательно уменьшается (табл. 2). Геохимическими индикаторами продуктивности месторождения по простиранию от юго-западного к северо-восточному его флангу являют-

2. Средние содержания элементов в рудах месторождения Личкваз-Тэй, подчёркивающие его зональность по простиранию рудных зон

| Части месторождения | Продуктивность по содержанию Au | Число проб | Au, г/т | Ag, г/т | Cu, % | Pb, % | Zn, % | Mn, % |
|---------------------|---------------------------------|------------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|
| Юго-западная | Наименее продуктивная | 141 | 2,78 | 19,09 | 0,21 | 0,07 | 0,16 | 0,53 |
| Центральная | Среднепродуктивная | 145 | 3,96 | 17,26 | 0,19 | 0,12 | 0,27 | 0,29 |
| Северо-восточная | Наиболее продуктивная | 136 | 5,31 | 28,99 | 0,30 | 0,36 | 0,36 | 0,19 |

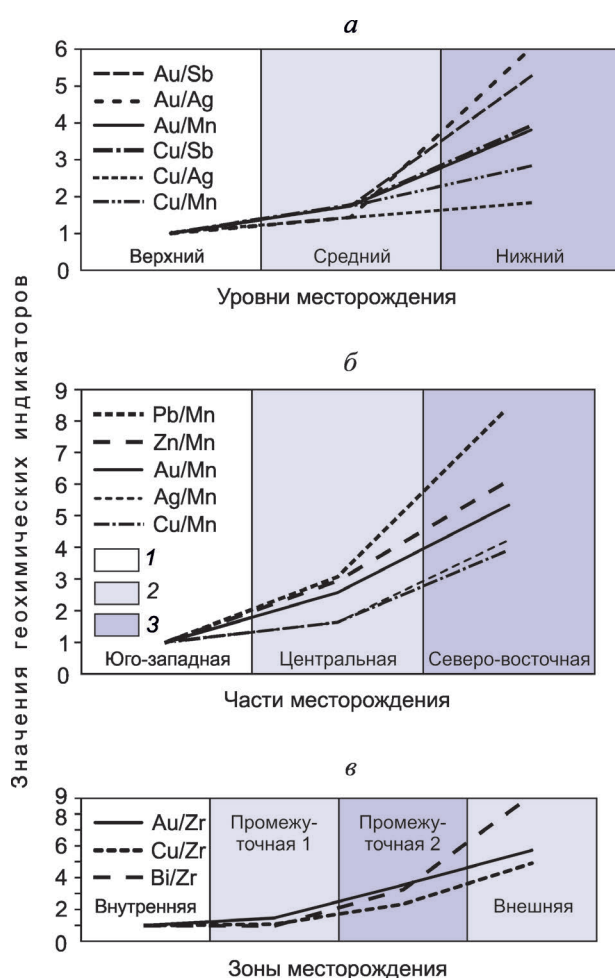


Рис. 5. Геохимические параметры вертикальной зональности (а), горизонтальной зональности по простиранию (б) и вкrest простирания рудных зон (в) месторождения Личквaz-Тей:

продуктивность: 1 – наименьшая, 2 – средняя, 3 – высокая

ся возрастающие соотношения Pb/Mn, Zn/Mn, Au/Mn, Ag/Mn, Cu/Mn (см. рис. 5, б).

Зональность месторождения вкrest простирания минерализованных зон изучена по четырём рудным зонам, расположенным с запада на восток в направлении удаления от «материнского» плутона. Маркирующие элементы зональности месторождения вкrest простирания рудных зон – Au, Cu, Bi, Zr. Содержания переносимых рудоносным раствором Au, Cu и Bi последовательно увеличиваются с запада на восток в направлении удаления от «материнского» плутона, а количество выщелачиваемо-

го из вмещающих пород Zr – уменьшается (табл. 3). Зональность вкrest простирания рудоносных структур, вероятно, объясняется повышением проницаемости рудоконтролирующих тектонических структур с запада на восток. Геохимическими индикаторами зональности месторождения вкrest простирания рудных зон в направлении преимущественного (до промежуточной второй минерализованной зоны) возрастания золоторудной продуктивности являются соотношения Au/Zr, Cu/Zr, Bi/Zr (см. рис. 5, в).

При мелко-среднемасштабной сопоставительной оценке медно-порфировых узлов Малого Кавказа важно обращать внимание на площадь гранитоидов поздних стадий становления сложно построенных массивов юрско-меловой (тоналиты, гранодиориты, лейкограниты) и олигоцен-миоценовой (граниты, гранодиориты, граносиениты, монзониты, сиениты) эпох геологического развития данной территории. Наиболее продуктивны по золоту медно-порфировые РУ, в которых площадь выхода «материнских» плутонов составляет 20–70 км².

Геохимические параметры зональности и продуктивности золото-полиметаллического месторождения в медно-порфировом РУ отражают: в вертикальном сечении соотношения Au/Ag, Au/Sb, Cu/Sb, Au/Mn, вдоль простирания минерализованных зон – Pb/Mn, Zn/Mn, Au/Mn, Ag/Mn, Cu/Mn, вкrest простирания минерализованных зон, в направлении удаления от «материнского» плутона, – Au/Zr, Cu/Zr, Bi/Zr.

Тенденции поведения Au, Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, переносимых рудоносными растворами, обусловлены температурной зональностью осаждения этих элементов из рудоносных растворов. Поведение Mn и Zr можно объяснить реакционным воздействием на вмещающие породы насыщенных металлическими комплексами рудоносных растворов. Чем выше рудная насыщенность гидротермальных растворов, тем сильнее последние оказывают выщелачивающее воздействие на вмещающие породы. Зональность вкrest простирания рудоносных структур, вероятно, связана с повышением проницаемости рудоконтролирующих тектонических структур в направлении с запада на восток.

В золото-полиметаллических месторождениях значимые (≥50–80%) коэффициенты корреляции между Au и Cu, Ag, Pb, Zn появляются в рудах с содержаниями Pb и Zn ≥1,0%. Эти осо-

3. Средние содержания элементов в рудах месторождения Личквaz-Тей, подчёркивающие его зональность вкрест простирания рудных зон

| Зоны месторождения | Продуктивность по содержанию Au | Число проб | Au, г/т | Cu, % | Bi, г/т | Zr, г/т |
|----------------------|---------------------------------|------------|---------|-------|---------|---------|
| Внутренняя | Наименее продуктивная | 111 | 2,71 | 0,20 | 32,04 | 23,91 |
| Промежуточная первая | Более продуктивная | 145 | 3,47 | 0,19 | 27,04 | 21,01 |
| Промежуточная вторая | Максимально продуктивная | 89 | 5,47 | 0,26 | 59,36 | 13,63 |
| Внешняя | Снижающейся продуктивности | 86 | 4,68 | 0,29 | 88,67 | 7,20 |

бенности распределения Au и полиметаллов подчёркивают сродство химизма переноса Au и полиметаллов в рудоносных растворах с относительно высокими концентрациями полиметаллов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Главнейшие медно-порфировые системы Малого Кавказа* / Р.Л.Меломян, Р.Моритц, Р.Н.Таян и др. // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2014. 67. № 1. С. 3–29.
2. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983.
3. *Рудные узлы России* / Е.В.Плющев, Н.С.Соловьев, А.П.Мотов и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. *Hurtig N.C., Williams-Jones A.E.* Porphyry-epithermal Au-Ag-Mo ore formation by vapor-like fluids: New

insights from geochemical modeling // *Geology*. 2015. Vol. 1. P. 5–8.

5. *Porphyry Copper Assessment of the Tethys Region of Western and Southern Asia* / M.L.Zientek, J.M.Hammarsstrom, K.M.Johnson et al. // U.S. Geological Survey. Reston. Virginia, 2015.
6. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Мотов Андрей Павлович,

кандидат геолого-минералогических наук
motovAP@polymetal.ru

Валеев Олег Кавиевич,

кандидат геолого-минералогических наук

Малах Юрий Ефимович,

директор дирекции по инвестициям

Головина Тамара Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук

GEOCHEMICAL EVALUATION OF LESSER CAUCASUS' PORPHYRY COPPER CLUSTERS AND GOLD POLYMETALLIC DEPOSITS

A.P.Motov,
O.K.Valeev,
Yu.E.Malakh
T.A.Golovina

Most of Lesser Caucasus' gold polymetallic deposits are part of the porphyry copper ore clusters. These ore clusters were formed during the occurrence of alkaline acidic granitoids at later phases of the Jurassic-Cretaceous and Eocene-Miocene magmatic plutons introduction. The correlation relationship between the granitoid area and major metals in the porphyry copper clusters was studied. Based on these correlations, ore clusters were identified, which can lead to discovery of new gold polymetallic deposits. The geochemistry of ore gold polymetallic deposits was studied. The article provides the description of Lichkvaz-Tey deposit vertical, along- and across-the-strike zonation of the ore bodies.

Key words: porphyry copper ore clusters, alkaline acidic granitoids, gold polymetallic deposits, ore-geochemical zonation, productivity assessment.

ГЕНЕЗИС АЛМАЗОВ ИЗ ТРИАСОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В НИЗОВЬЯХ Р. ЛЕНА

О.С.Березнер

Музей землеведения МГУ,
г. Москва

А.Ю.Егоров,
В.Г.Черенков

ФГУНПП «Аэрогеология»,
г. Москва

В Нижне-Ленском алмазоносном россыпном районе на северо-восточном обрамлении Сибирской платформы алмазы связаны с прибрежно-морскими россыпями в карнийском и ладинском ярусах триаса Верхоянской складчато-надвиговой области. Изучение свойств алмазов и сопутствующего обширного комплекса минералов-индикаторов показало, что они происходят из единого коренного источника – кимберлитов, а дистанция их переноса составляет десятки километров. Значительная доля обломочного материала пород (в том числе характерных оолитов с колломорфной структурой) – продукт денудации латеритных кор выветривания.

Ключевые слова: алмазы, россыпи, Сибирская платформа, Лена, карнийский ярус, кимберлиты.

На северо-восточном обрамлении Сибирской платформы на границе с Верхоянской складчато-надвиговой областью, в краевых частях Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов, а также на юге складчатых сооружений Таймыра более 30 лет назад в терригенных средне- и верхнетриасовых отложениях была выявлена [2] и изучена [5; Ю.М.Сибирцев и др., 1982, 1985 гг., А.Ю.Егоров, 1980, 1983 гг., М.О.Галабала, 1985 г.] обширная область россыпной алмазоносности, простирающаяся на расстояние ~700 км. Центральная часть области с наиболее высокими концентрациями алмазов (Нижне-Ленский россыпной район) находится в приустьевой части долины р. Лена (рис. 1).

Алмазоносные горизонты входят в состав триасовой терригенной прибрежно-морской формации, образовавшейся на пассивной окраине Сибирского континента – части верхоянского комплекса, охватывающего стратиграфический интервал от визейского яруса карбона до юры. Верхоянский комплекс представляет собой мощную толщу ритмичного флишоидного переслаивания терригенных пород – аргилли-

тов, алевролитов и песчаников с подчинёнными прослоями конгломератов в базальных и регрессивных частях седиментационных ритмов. Ритмы обычно имеют регрессивное строение, для которого характерны относительно мало-мощная трансгрессивная часть с обильными фоссилиями и в два-три раза более мощная регрессивная, где фоссилии совсем отсутствуют или находятся в виде, типичном для верхних зон трансгрессивной части ритма. В разрезе триасовых отложений комплекса выделяется до десяти крупных седиментационных ритмов. Наиболее полными среди них являются первый, соответствующий индскому ярусу, второй – нижнему подъярису и нижним зонам оленёнского яруса до зоны *spiniplicatus*, третий – верхним зонам оленёнского яруса, четвёртый – анизийскому, пятый – ладинскому, шестой – карнийскому.

Разрез ладинского яруса обычно представляет собой единый седиментационный ритм. В нижней части (5–40 м) он сложен чёрными аргиллитами, в изобилии содержащими остатки тонкостенных двустворок и игл морских ежей, реже аммоноидей и других организмов. Выше

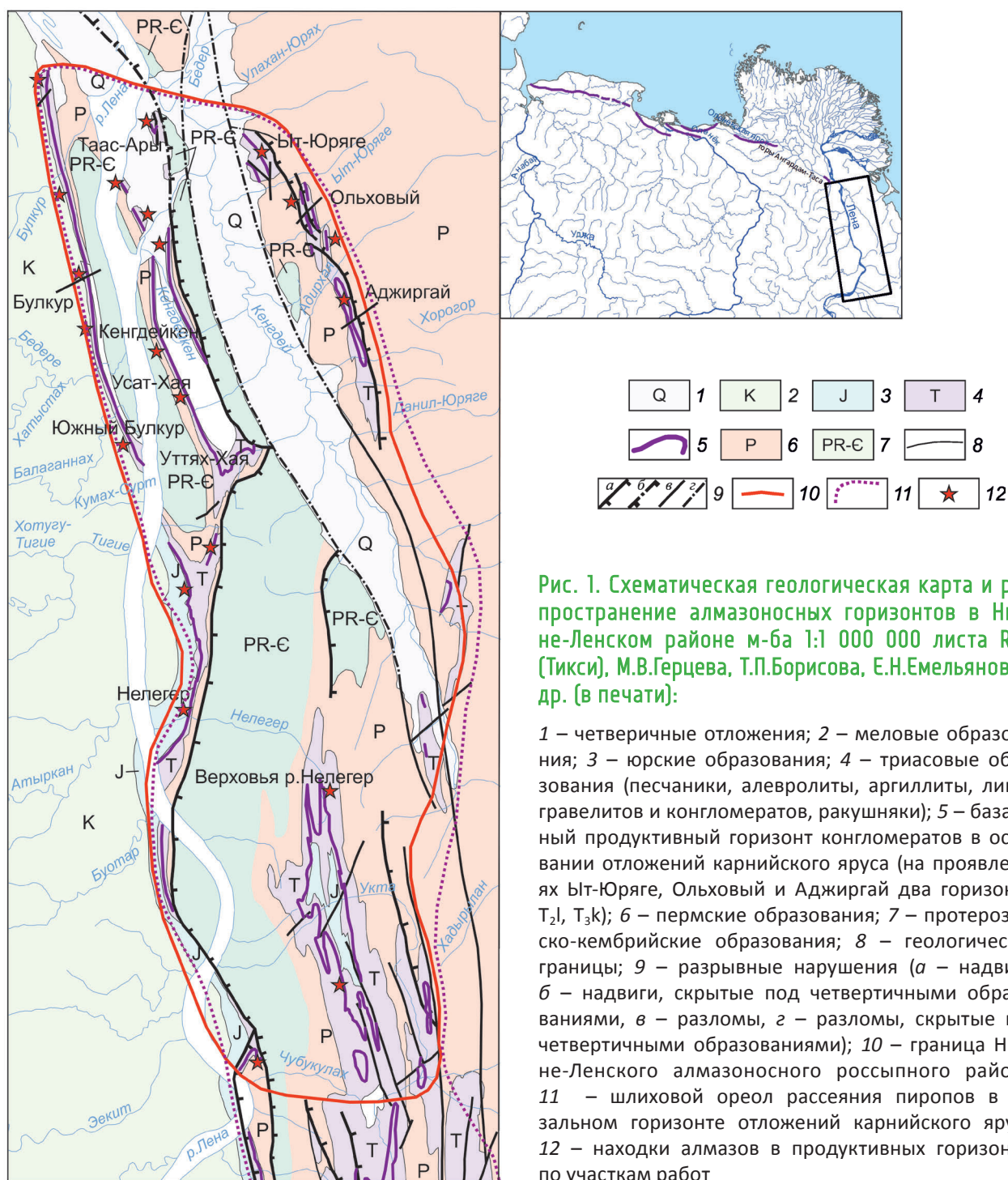


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и распространение алмазоносных горизонтов в Нижне-Ленском районе м-ба 1:1 000 000 листа R-52 (Тикси), М.В.Герцева, Т.П.Борисова, Е.Н.Емельянова и др. (в печати):

1 – четверичные отложения; 2 – меловые образования; 3 – юрские образования; 4 – триасовые образования (песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы гравелитов и конгломератов, ракушняки); 5 – базальный продуктивный горизонт конгломератов в основании отложений карнийского яруса (на проявлениях Ыт-Юрйеге, Ольховый и Аджиргай два горизонта, Т₂l, Т₃k); 6 – пермские образования; 7 – протерозойско-кембрийские образования; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения (а – надвиги, б – надвиги, скрытые под четвертичными образованиями, в – разломы, г – разломы, скрытые под четвертичными образованиями); 10 – граница Нижне-Ленского алмазоносного россыпного района; 11 – шлиховой ореол рассеяния пиропов в базальном горизонте отложений карнийского яруса; 12 – находки алмазов в продуктивных горизонтах по участкам работ

залегают зеленовато-серые массивные морские песчаники (5–40 м) с линзами, переполненными иглами морских ежей и толстостенными двустворками. Над ними – так называемая тус-балыкская пачка (5–10 м), сложенная светло-серыми континентальными песчаниками с остатками

наземных растений и линзами углей. На правобережье р. Кенгдей разрез наращивается ещё одной морской пачкой – так называемой кенгдейской. Она залегает на подстилающих отложениях несогласно, с признаками размыва, и является самостоятельным седиментационным

ритмом, соответствующим инициальной фазе будущей крупной трансгрессии, происходившей в карнийский век.

Разрез карнийского яруса имеет сходное строение. Это также единый седиментационный ритм с аргиллитовой нижней трансгрессивной частью, которая перекрывается сначала морскими, а затем континентальными песчаниками. Граница карнийского и ладинского ярусов – наиболее важная в триасе: на ней резко изменяется структурный план территории, а также минеральный состав отложений. Олигомиктовые или зрелые кварцевые песчаники тус-балыкской пачки вновь сменяются полимиктовыми обломочными породами. С ней связан главный алмазоносный горизонт в низовьях р. Лена, имеющий региональное распространение (А.Ю.Егоров, 1988 г.). Другой, локальный, алмазоносный горизонт обнаружен на правом берегу р. Кенгдей в 20–30 м ниже по разрезу в базальном слое конгломератов кенгдейской пачки ладинского яруса. Горизонт был изучен также в 100 км северо-западнее, в районе гор Ангардам-Таса на левом берегу Оленёкской протоки (Ю.М.Сибирцев, В.Г.Ахарова, 1985 г.). По основным характеристикам он близок к карнийскому, но алмазоносность его существенно ниже.

Эти продуктивные горизонты связаны общностью генезиса, принадлежностью к однотипным коренным источникам, близкими характеристиками и образуют единый средне-позднетриасовый алмазоносный уровень. Они дислоцированы вместе с вмещающими их породами с углами падения 10–40° вплоть до вертикального и опрокинутого залегания, осложнены более мелкими складками преимущественно меридионального простирания, надвигами, поддвигами, сбросами и ортогональными системами более поздних разрывов с амплитудой смещения до первых сотен метров (рис. 2).

Литология продуктивных горизонтов. Ладинский и карнийский горизонты характеризуются пёстрым литологическим составом и сильной фациальной изменчивостью, проявляющейся иногда на расстоянии нескольких метров (рис. 3), что является следствием их формирования в волноприбойной зоне моря. По этой же причине весьма изменчива и их мощность – от нескольких сантиметров до 0,35 м, редко до 0,5 м. В горах Ангардам-Таса мощность ладинского горизонта бывает аномально высокой – до 6 м.

Продуктивные пласты сложены разнозернистыми песками, иногда в различной степени цементированными до песчаников, с примесью (до 30%) дресвы, гравия, щебня и гальки, линзами гравелитов, конгломератов, как правило, мелкогалечных, изредка ракушняков, углистых аргиллитов, углей, глин. Такое сочетание пород сохраняется почти по всей площади развития этих горизонтов, но их соотношения на разных участках значительно варьируют.

Соотношение неокатанных и окатанных обломков псефитовой размерности во всех разновидностях пород весьма изменчиво – от 1:5 до 6:1. Неокатанные обломки представлены исключительно аргиллитами и алевролитами, типичными для разреза триаса. Состав гравия и гальки более пёстрый, но и в них эти породы доминируют (40–80%). В переменных количествах встречаются каменноугольные и пермские песчаники, алевролиты, аргиллиты; средне- и нижнепалеозойские известняки, доломиты, кремни; траппы, изредка кислые и средние эффузивы, жильный кварц. Распространены остатки морских организмов. Цемент пород глинистый, реже глинисто-кремнистый, регенерационный и хемогенный (кварцевый, кальцитовый, сидерит-кальцитовый, хлоритовый, фосфатный, цеолитовый). Глинистая составляющая в цементе – гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. Кроме того, присутствуют гидроксиды железа, гиббсит, органическое вещество (Ю.М.Сибирцев, 1982 г.). Среди обломков гравийной размерности в продуктивных пластах повсеместно распространены сфероиды – оолиты размером от долей до 7 мм (85% от общего количества обломков, по Ю.М.Сибирцеву, 1982 г.). Они имеют оолитовую и обломочную текстуры, концентрически-зональное строение, сложены лептохлоритами, хлоритом, шамозитом, бертьеринном. Обычны в линзах псефитовых пород в ладинском и карнийском ярусах, а также в юрских отложениях вплоть до плинсбахского яруса, но максимальных концентраций достигают в продуктивных пластах в пределах всего складчатого обрамления северо-востока Сибирской платформы [6].

На востоке района преимущественно в ладинском продуктивном пласте присутствует до 20% гальки «бокситоподобных» пород размером до 4,5 см. Они содержат повышенные концентрации диоксида алюминия и кремнезёма

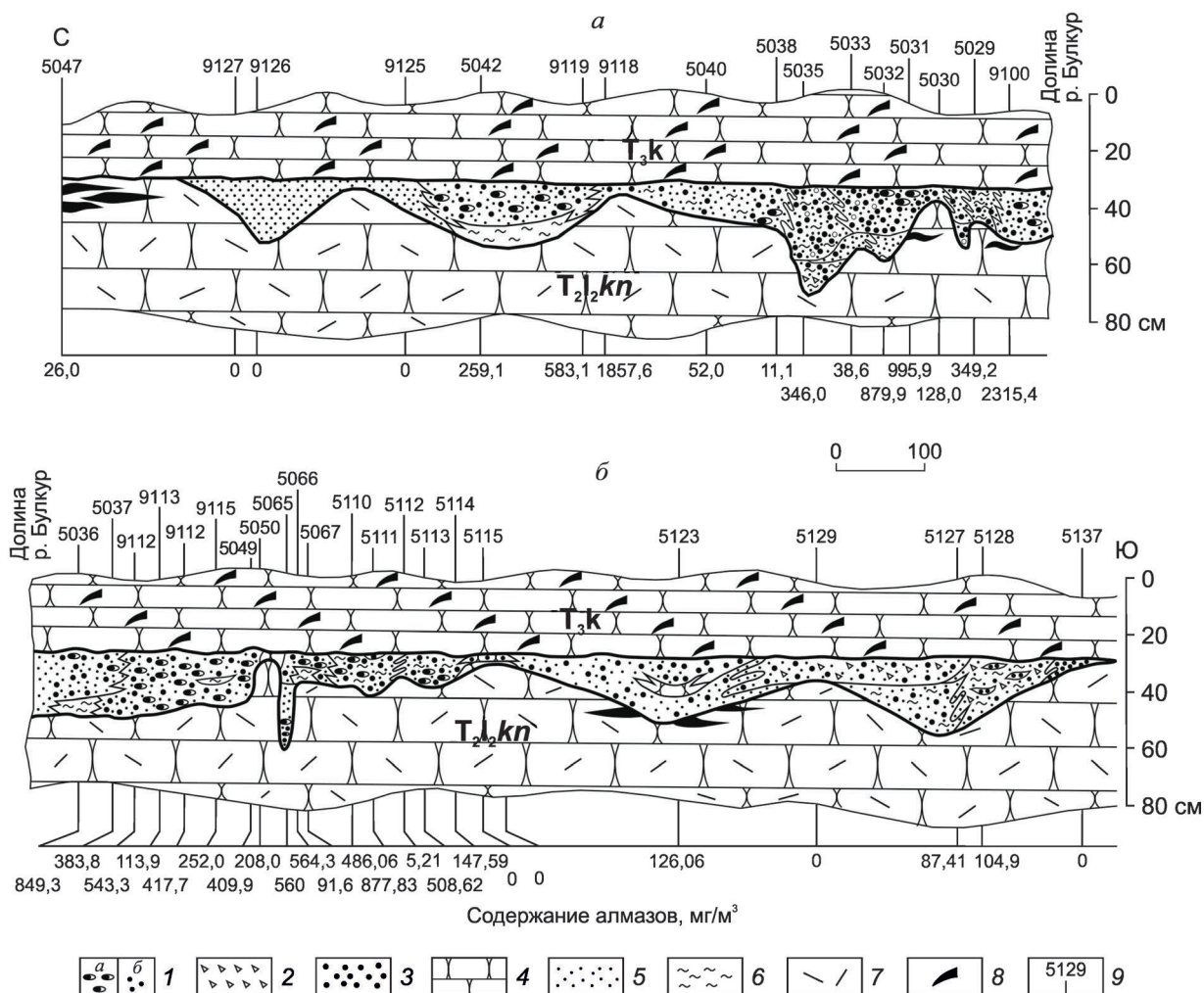


Рис. 2. Литолого-фациальные профили карнийского продуктивного горизонта на участках Булкур (левый берег р. Лена) (а) и Южный Булкур (б):

1 – галька (а), галька бокситовых пород (б); 2 – щебень, дресва; 3 – гравий; 4 – песчаник; 5 – песок; 6 – глина; 7 – растительный детрит; 8 – ходы илоедов; 9 – номера проб

(22–37 и 19–36% соответственно), сложены переменными количествами бёмита, диаспора, гиббсита, шамозита, каолинита, оксидов и гидроксидов железа, изредка с примесью тонкозернистого терригенного материала – кварца, ильменита, циркона. Текстуры пород оолитовая, обломочная, колломорфная. В некоторых случаях в них различается реликтовая структура материнских пород, обычно – долеритов. Комплекс минералов и текстуры слагающих гальку пород типичны для образований латеритных кор выветривания (Ю.М.Сибирцев, 1985 г.).

Минералы – парагенетические спутники алмаза (МСА) (пироп, пикроильменит, хромшпи-

нелиды, циркон, изредка хромдиопсид) в породах всех алмазоносных горизонтов Нижне-Ленского района содержатся повсеместно в переменных количествах, отсутствует только наименее устойчивый из них – оливин.

Пироп распространён наиболее широко, почти всегда преобладает над пикроильменитом. Самые высокие, иногда ураганные его концентрации выявлены в центральной части проявления Булкур на левобережье р. Лена (30–40% от массы тяжёлой фракции), о. Таас-Ары (7–15%), левобережье р. Кенгдейкен (10–12%). Встречается обычно в виде мелких (0,5–1 мм) зёрен, но на участках максимальных его концентраций пре-

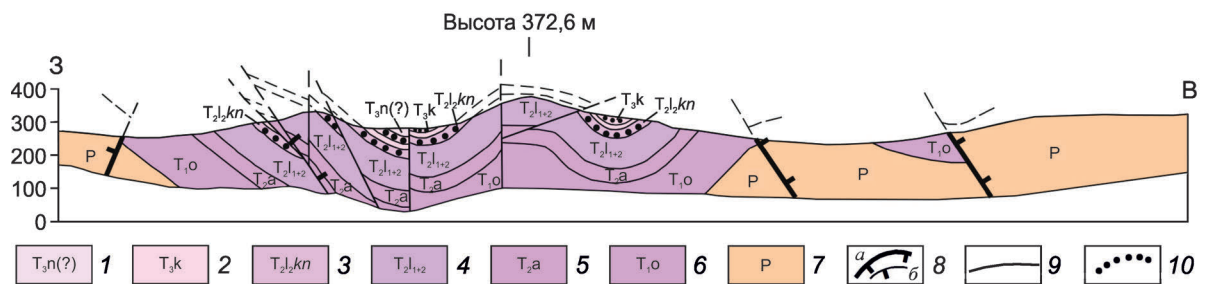


Рис. 3. Характер дислокаций верхоянского комплекса и алмазоносных горизонтов в восточной части Нижне-Ленского района, уч. Ольховый:

1 – норильский ярус (алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты), T_{3n} (?); 2 – карнийский ярус (аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты), T_{3k} ; 3 – верхний подъярус, кенгдейская пачка (песчаники, гравелиты, пески, конгломераты), T_{22kn} ; 4 – нижний и верхний (нижняя часть) подъярусы (аргиллиты, песчаники, алевролиты), T_{21+2} ; 5 – анисийский ярус (алевролиты, песчаники, аргиллиты, линзы конгломератов), T_{2a} ; 6 – оленёкский ярус (алевролиты, аргиллиты, песчаники), T_{2o} ; 7 – нерасчленённые отложения, P; 8 – надвиги главные (а), второстепенные (б) с указанием направления падения поверхности сместителя; 9 – тектонические контакты; 10 – продуктивные пласты

валируют зёрна классов -4...+2, -2...+1 мм, достигая иногда 5 мм. Окраска минерала, как правило, сиреневая, вплоть до фиолетовой, изредка лиловая (33–70%), реже – красная, малиново-красная и бледно-розовая (16–54%). Оранжевый и оранжево-красный цвета имеют от 11 до 22% зёрен, но на некоторых участках Нижне-Ленского района (преимущественно в его восточных частях) они могут доминировать над остальными.

На востоке района на отдельных зёрнах граната обнаружены реликты тонких кайм, строение, химический и минеральный составы которых близки таковым келифитовых кайм, обычных для зёрен пироба из кимберлитов [11]. Пиробы из карнийского и ладинского продуктивных пластов имеют одинаковые содержания Cr_2O_3 и CaO; большая их часть относится к лерцолитовому парагенезису. В поле составов алмазной ассоциации попадает в целом по району около 0,7% зёрен (при вариациях в отдельных выборках от 0 до 1,7%). В большинстве точек опробования преобладают пиробы ультраосновного парагенезиса (60–80%). С незначительными вариациями эти соотношения свойственны почти всем участкам опробования продуктивных горизонтов в разных частях района, что говорит об однотипности их коренного источника (источников). Однако в пробах из восточных частей района количество зёрен из магнезиально-железистых эколгитов достигает 30%.

Зёрна пироба характеризуются широким диапазоном окатанности – от практически неокатанных до почти идеально округлых, степень износа средняя. Изредка на поверхности зёрен наблюдаются реликты магматогенного микро-рельефа. Рельеф растворения выражен в разной степени, обычно он развивается по отдельным участкам зерна, в том числе по сколам. Его соотношение с механогенным рельефом показывает, что коррозия часто развивалась по изношенным зёрнам и является следствием хлоритизации пироба в процессе диагенеза [8].

Пикроильменит в продуктивных горизонтах распространён неравномерно. Максимальные его содержания отмечены на северо-востоке и в центре района (до 12% массы тяжёлой фракции), на остальной территории он чаще всего в виде единичных знаков. Зёрна ильменита сильно изношены, на поверхности часто развита лейкоксеновая оболочка, на сколах – кристаллический анатаз. В восточной части района присутствуют зёрна с реликтами эндогенных поверхностей, занимающих до 25–70% их поверхности.

Хромшпинелиды в западной и центральной частях района составляют до 50% массы тяжёлой фракции, на востоке встречаются в виде единичных зёрен. Обычно это мелкие (~1 мм) кристаллы или их обломки с сильно истёртыми вершинами и рёбрами.

Циркон повсеместно присутствует в шлиховых пробах на севере проявления Булкур. Со-

Распределение алмазов по классам крупности и массе

| Проявления (участки) Нижне-Ленского района | Всего алмазов, шт./мг | Средняя масса, мг | % | | |
|---|--------------------------|----------------------|-------------------|-------------------|---------------------|
| | | | -4...+2 шт./мг | -2...+1 шт./мг | -1...+0,5 шт./мг |
| Булкур | 507/2694 | 5,3 | 2,5/11,4 | 59,4/75,5 | 38,1/13,1 |
| Южный Булкур | 134/1329 | 9,9 | 8,2/49,2 | 73,2/48,0 | 18,7/2,8 |
| Усат-Хая-Кенгдейкен | 287/972 | 3,4 | 1,0/11,9 | 40,4/65,5 | 58,6/22,6 |
| Таас-Ары | 349/947 | 2,7 | 1,1/15,1 | 31,6/52,1 | 67,3/32,8 |
| Ольховый | 70/169 | 2,4 | 1,4/14,3 | 28,6/64,7 | 70,0/21,0 |
| Трубка Дьянга* | 1186/4495 | 3,8 | 1,6/18,6 | 32,8/52,8 | 65,6/29,0 |
| Ольховый** | 127/624 | 4,92 | 18,2/49,8 | 48/43,6 | 33,9/6,5 |
| Булкур – т. 165** | 214/2685 | 12,6 | 46,3/74,3 | 48,6/25,1 | 33,9/6,5 |
| Булкур – т. 5029** | 393/6349,5 | 16,2 | 45,8/84,8 | 42,2/14,7 | 5,1/0,6 |
| Таас-Ары*** | 449/1818 | 4,0 | 2,2/24,7 | 40,2/55,6 | 54,6/19,7 |
| Кенгдейкен *** | 426/1576 | 3,7 | 1,6/16,4 | 46,9/65,4 | 51,5/18,2 |
| Хатыстах Южный** | 79/662 | 8,4 | 27,8/71,9 | 46,8/25,8 | 24,1/2,3 |
| Улахан-Алджархай** | 88/1119,8 | 12,7 | 34,1/74,7 | 59,1/24,7 | 6,8/0,7 |
| Усат-Хая*** | 318/969 | 3,0 | 2,9/23,6 | 60,4/65,3 | 36,7/11,1 |

*Ближайший к району коренной источник – трубка Дьянга (Куойкское кимберлитовое поле).

**Данные С.А.Граханова (2009 г.).

***Данные по двум отчётам (Ю.М.Сибирцев и др., 1982 и 1985 гг.).

держание его колеблется от 1 до 22 знаков, размеры зёрен от 0,5 до 3,0 мм.

Хромдиопсид представлен ярко-зелёными, иногда сине-зелёными осколками зёрен размером 0,3–1 мм. Обнаружен в основном на востоке района, главным образом в конгломератах ладинского горизонта. Вместе с ним часто отмечается диопсид бутылочно-зелёного цвета, химический состав которого отличается от состава хромдиопсида более высокими содержаниями CaO, FeO, TiO₂ и пониженными – Cr₂O₃, K₂O. На его зёрнах иногда видны чёткие реликты кристаллографической огранки. Выявлены сростки диопсида с идиоморфными кристаллами пироп-альмандина (А.Ю.Егоров, В.М.Селиванова, 1988 г.).

Алмазы и их свойства. Алмазы в разных продуктивных пластах Нижне-Ленского района идентичны по своим характеристикам, вместе с тем обладают рядом типоморфных особенно-

стей, отличающих их от алмазов из других россыпей северо-востока Сибирской платформы и коренных источников, установленных в её пределах.

Масса алмазов колеблется от долей миллиграмма до 5,16 кар, в целом для района средняя масса – 4,3 мг, по данным Ю.М.Сибирцева (1985 г.), или 10,7 мг, по С.А.Граханову и др. (2009 г.) (таблица). Это наиболее низкий показатель для россыпей северо-востока Сибирской платформы. Среди них преобладают (от 54 до 68,5%) округлые камни «бразильского» типа [9] и додекаэдровиды «жильного» типа разновидности I [12]. Примечательная особенность популяции – высокое (25–42%) содержание ромбододекаэдров серого цвета разновидности V, переполненных включениями графита (рис. 4), а также сложных двойников и сростков разновидностей VII и VII (?) с облегчённым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ 23,00‰).

Нижнеленские алмазы имеют «свежий» облик, на них практически полностью отсутствуют следы механического износа, «истирания» и «выкрашивания», причём даже среди самых крупных кристаллов [7]. Характерно высокое (~25%) содержание камней с протоматматическими и «коррозионными» сколами, более 50% алмазов имеют скульптуры травления («шрамы», каверны, матировка, следы коррозии граней, треугольные впадины). Им свойственна относительно низкая степень сохранности: целых и незначительно повреждённых камней только 30–50%, остальные относятся к числу расколотых, обломков и осколков. Более 60% алмазов в различной степени трещиноваты; повышенной трещиноватостью обладают в основном алмазы разновидностей V, реже VII. Качество алмазов из-за преобладания мелких камней, кристаллов с включениями графита, а также высокого содержания двойников и сростков низкое. К ювелирным сортам, по данным Ю.М.Сибирцева (1985 г.), относится всего ~9% камней.

По типоморфизму алмазы из карнийских и ладинских отложений практически аналогичны алмазам из россыпей Анабарского района (Эбелях, Биллях и др.), отличаются от них только меньшей степенью износа. Содержат >30% камней разновидностей V+VII (в Эбеляхской россыпи 30,9%), 38% округлых алмазов «уральского» типа (в Эбеляхской россыпи 30%). В кимберлитовых телах Сибирской платформы такие алмазы известны, но редки [9].

Алмазоносность продуктивных горизонтов в пределах района крайне неравномерная. Устойчивая повышенная алмазоносность карнийского горизонта свойственна только тем участкам, где он подстилается пачкой континентальных песчаников ладина, сложен псефитовыми разностями пород (конгломератами, гравелитами) и имеет малую мощность. При этом степень алмазоносности прямо коррелирует с содержанием МСА, особенно крупных (+1 мм) зёрен пиропов, что хорошо видно на проявлении Булкур, где в точках с ураганной алмазоносностью обнаружены и максимальные концентрации крупных пиропов. Данный участок уникален по обоим параметрам. Наиболее высокие концентрации алмазов тяготеют к северо-западной части Нижне-Ленского района, которая охватывает право- и левобережные части долины р. Лена к югу от о. Тит-Ары. Размеры этого

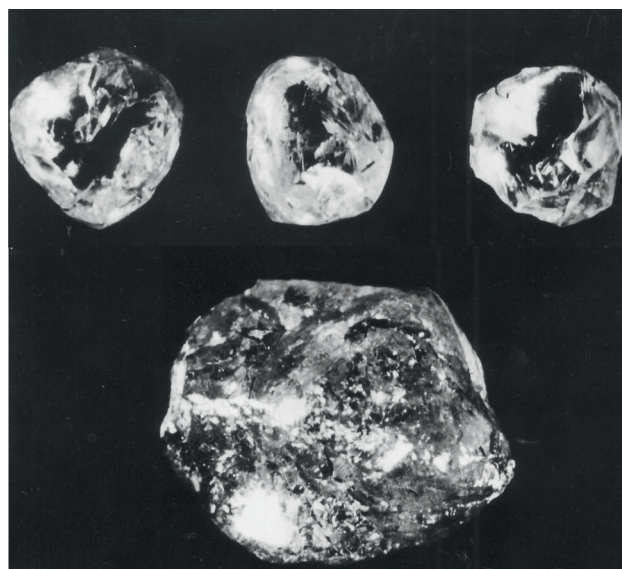


Рис. 4. Кривогранные алмазы с графитом

меридионального участка составляют ~(12–15)х 45 км. Максимальные концентрации алмазов на проявлении Булкур (левобережье р. Лена), по данным Ю.М.Сибирцева (1985 г.), достигают 11,58 кар/м³ при средневзвешенном значении 2,53 кар/м³ (см. таблицу) (4,91 кар/м³, по С.А.Граханову, 2009 г.). Здесь же зафиксированы максимальные масса одного камня – 5,16 кар и средняя камней по пробе – 22,43 мг. Алмазоносность продуктивных горизонтов в восточной части района, на правобережье р. Кенгдей, более чем на порядок ниже рассмотренных выше (от 0,05 до 0,2 кар/м³), а средние массы минимальны для всего района (0,6–3,0 мг).

Генетический тип коренных источников нижнеленских алмазов. В продуктивных горизонтах Нижне-Ленского района алмазы сопровождаются почти полным комплексом типоморфных минералов-индикаторов кимберлитов (МИК), идентичных по спектру и характеристикам МИК, типичным для кимберлитов Сибирской алмазоносной провинции. Понятно, что совместное нахождение в россыпях алмазов и МИК – ещё не достаточное доказательство идентичности их коренного источника. Однако в этом убеждает анализ распределения концентраций алмазов и МИК по стратиграфическому разрезу и латерали, строго подчиняющегося одним и тем же закономерностям. И те и другие одновременно появляются в разрезе среднего триаса, обра-

зую повышенные концентрации на одних и тех же стратиграфических уровнях. Столь же чётко средняя масса камней коррелирует с крупностью зёрен спутников.

Дополнительный аргумент к этому – соотношение степени сохранности алмазов с износом зёрен МСА. Все типы алмазов, особенно разновидностей V и VII, обладают очень низкой степенью сохранности, сопоставимой с таковой алмазов в кимберлитах. На них практически отсутствуют характерные признаки механического износа. Это почти исключает возможность того, что они испытали сколько-нибудь длительный перенос и (или) прошли через один или несколько этапов пребывания в прибрежно-морских условиях. В то же время степень износа зёрен МСА определяется как средняя и отвечает соотношению, установленному для россыпных алмазов и МСА из одного и того же коренного источника на примере изучения коренных месторождений Сибирской платформы и связанных с ними россыпей [1].

Столь явное соответствие не может рассматриваться как случайное. Оно убеждает в том, что алмазы и МСА Нижне-Ленского района происходят из одного и того же коренного источника или их ассоциации, а их геологическая история на пути от коренного источника до россыпи идентична по времени и условиям. Состав минеральных ассоциаций алмазоносных горизонтов и свойства их компонентов столь же определённо свидетельствуют о том, что коренным источником МСА и алмазов были кимберлиты. Некоторые отличия химизма и морфологии пиропов и ильменита и присутствие повышенных содержаний хромдиоксида в восточных частях района позволяют сделать вывод о множественности коренных источников, относящихся к одному генетическому типу, но характеризующихся несколькими различными соотношениями глубинных компонентов основного и ультраосновного парагенезисов. При этом нельзя полностью исключить лампроитовую природу коренного источника. Однако отсутствие в популяции МИК таких характерных для алмазосодержащих разновидностей лампроитов минералов, как лейцит, Mn-ильменит, незначительная доля хромшпинелидов, а также преобладание пироба и достаточно высокое содержание пикроильменита делают такое предположение маловероятным.

Широкий цветовой диапазон гранатов, присутствие среди них в заметном количестве не переносящих длительной транспортировки красно-оранжевых и оранжевых малохромистых пиропов и пироп-альмандинов из магнезиально-железистых эклогитов, наличие на отдельных зёрнах первичных постмагматических поверхностей и низкая степень их износа свидетельствуют о близости коренных источников. Этот вывод согласуется с весьма низкой степенью сохранности (целостности) алмазов. Особенности распределения концентраций алмазов и МСА по площади и разрезу триасовых и более молодых образований указывают на то, что источники сноса, по всей вероятности, располагались к северу от Оленёкского поднятия, в прибрежной части Лено-Анабарского прогиба, где они в настоящее время перекрыты толщей юрских и меловых осадков.

Положение коренных источников алмазов. Анализ распределения концентраций алмазов, ассоциирующих с ними МСА, а также закономерностей изменения степени их износа в пределах Нижне-Ленского района и на сопредельных площадях показывает, что повышенные содержания и тех и других связаны с северо-западной частью района – участком Булкур на левобережье р. Лена (см. рис. 1). Карнийский продуктивный горизонт здесь залегает с падением на запад под углами от 18 до 45°, содержания алмазов и их средняя масса возрастают в этом же направлении, что позволяет прогнозировать положение коренных источников в пределах Приверхоянского краевого прогиба или на южном борту связанного с ним Лено-Оленёкского прогиба.

Подтверждением этого служит недавнее открытие кимберлитовых трубок в верховьях р. Никабыт, локализованных в нижнетриасовых отложениях (устное сообщение Ю.К.Голубева, 2016 г.), где с ними ассоциируют россыпи как в карнийских прибрежно-морских конгломератах, так и в современных аллювиальных образованиях. Алмазы в этих россыпях идентичны составу рассмотренной выше популяции, в которой существенная роль принадлежит камням «збеляхского» типа.

Однако по поводу генезиса алмазов низовьев р. Лена существуют и альтернативные точки зрения. Одна из них, предложенная В.П.Афанасьевым [1], предполагает гетерогенность по-

пуляции нижнеленских алмазов. Большая её часть (алмазы разновидностей V, VII, кривогранные камни и окрашенные кубоиды разновидностей I и II соответственно) – в сумме не менее 70–80% – при этом рассматривается как экзотические алмазы, происходящие из «некимберлитовых» коренных источников докембрийского возраста, и только 20–30% камней, а также весь комплекс минералов-индикаторов считаются связанными с местными «традиционными» слабоалмазоносными триасовыми кимберлитами. Основанием для такого предположения служит то, что упомянутые типы алмазов имеют, по его оценке, предельную и близкую к ней степень механического износа (при отсутствии на них «видимых следов износа» вследствие специфической «балласовидной» внутренней структуры) и не встречены ни в одном из известных кимберлитовых тел Сибирской провинции.

Но, как указывалось выше, все типы камней и в особенности кристаллы разновидностей V, VII имеют очень «свежий» облик и высокую степень трещиноватости, что при невысокой механической прочности полностью исключает возможность их пребывания в волноприбойной зоне и неоднократного переотложения. Противоречит предположению В.П.Афанасьева также полное отсутствие какой-либо природной сортировки и селекции алмазов по гранулометрии и качеству: при очень низкой средней массе камней (от 3–4 до 10 кар), сопоставимой с таковой в коренных источниках (7–8 кар), их популяция включает всю гамму кристаллов нескольких разновидностей и размеров от -0,5 до +4 мм. До настоящего времени алмазы разновидностей V, VII не встречены ни в одном из известных алмазоносных промежуточных коллекторов начиная с докембрия вплоть до среднего триаса. Внезапное и синхронное появление в среднем триасе алмазов и МСА, причём и тех и других в одинаково ураганных концентрациях, должно выглядеть достаточно необычным, если не предположить, что они происходят из одного и того же коренного источника. Всё это указывает на недостаточную аргументированность предположения о докембрийском возрасте алмазов.

Что касается отсутствия «типоморфных» алмазов Приленья (кривогранные камни I, окрашенные кубоиды II, кристаллы с графитом V и VII разновидностей) в якутских кимберлитах,

вследствие чего их следует связывать с некими гипотетическими «нетрадиционными» источниками, то это не вполне корректно. Действительно, алмазы перечисленных разновидностей довольно редки в сибирских кимберлитах, но это не означает, что их там нет. Они есть, и иногда в достаточно ощутимых количествах, в частности, в трубках Мир, Айхал, Удачная и в россыпях Урала. Известны они и в зарубежных месторождениях [9]. Видимо, кимберлитовые тела, содержащие такие камни, отличаются от большинства «нормальных» кимберлитов некими особенностями химизма или спецификой *PT*-условий формирования и эволюции материнских ультраосновных–основных магм в мантийных магматических очагах, но они от этого не перестают быть кимберлитами.

Новый генетический тип коренного источника? В последнее время возникла и стала активно развиваться несколько экзотическая гипотеза о вулканогенном происхождении алмазоносных базальных горизонтов триаса (или неких их частей), находящихся в районах северо-восточного обрамления Сибирской платформы. Её авторы С.А.Граханов и В.Ф.Проскурнин считают, что алмазы и МСА этого стратиграфического уровня связаны именно с теми их частями, которые они относят к «вулканогенным образованиям – туфам и туффитам» [3–5] или «туфам Ангардамтасского вулканического алмазоносного гидроэксплозивно-обломочного комплекса» [10]. При этом под вулканическим материалом понимаются главным образом упоминавшиеся выше мелкие сфероидальные обособления, постоянно встречающиеся в разрезах ладинских и карнийских отложений, которые рассматриваются как «вулканические лапилли», сформировавшиеся по способу образования широко распространённых в кимберлитах автолитов.

Но нам представляется, что данная точка зрения находится в очевидном противоречии с фактами, касающимися как генетической принадлежности содержащих алмазы пород и «вулканогенного материала» в них, так и зависимости степени их алмазоносности от концентрации этой «вулканогенной составляющей».

Один из районов, по-видимому, наиболее полно отвечающий представлениям о вулканогенном происхождении образований продуктивных базальных горизонтов, – горы Ангардам-Та-

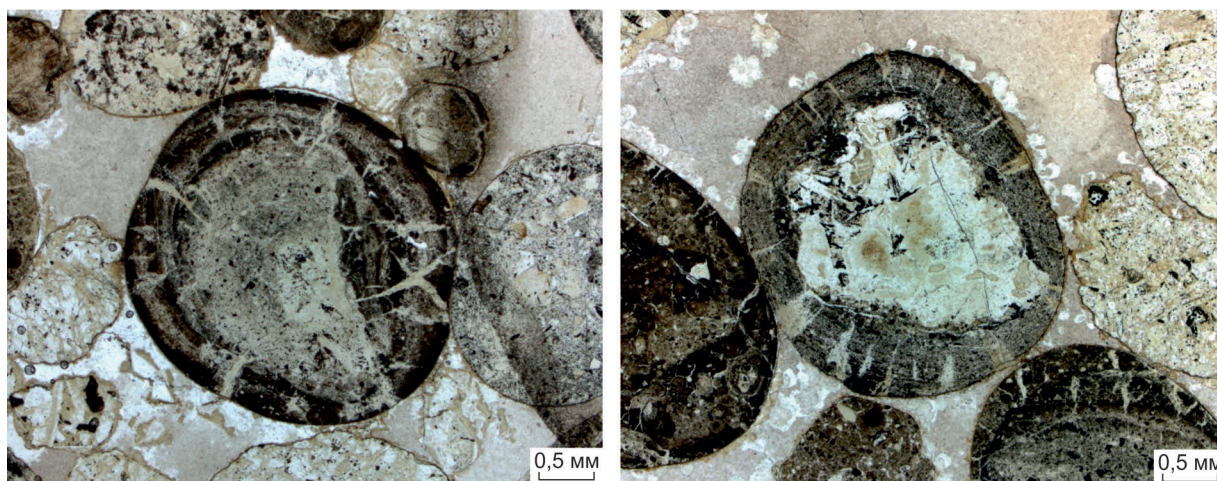


Рис. 5. Зёрна первого типа (оолиты) в гравелите, шлиф 19030/1, без анализатора, размер изображения 6х4 мм

са (Оленёкская протока, лист S-51, петротипический район «Ангардамтасского вулканического комплекса», по В.Ф.Проскурнину [10]). На некоторых участках района нижний (ладинский) горизонт на 80% и более сложен именно так называемыми «лапилли» с очень незначительной примесью терригенных обломков, а мощность его аномально велика, достигает местами 6 м. Здесь В.Г.Азаровой (Ю.М.Сибирцев и др., 1985 г.) на склоне долины левого притока р. Кёнгей-Юряге изучен разрез, где вскрываются нижний (ладинский) и верхний (карнийский) горизонты.

Ладинский продуктивный пласт мощностью ~6 м сложен преимущественно гравелитами, переполненными (до 85%) упомянутыми сфероидами, с примесью обломков кварца, плагиоклаза, кислых эффузивов, а также единичными мелкими гальками, обломками окаменевшей древесины. Характерно высокое (до 700 г/кг) содержание чёрных рудных в тяжёлой фракции. Содержание МСА (пироп, пикроильменит, хромшпинелид, единичный хромдиопсид) колеблется от единичных зёрен до 500 на пробу объёмом 10 л.

Карнийский пласт залегает в 20 м выше по разрезу. Он представлен преимущественно конгломератами мощностью 0,1–0,25 м и отличается от ладинского большими (до 12 см) размерами обломков, их более разнообразным петрографическим составом (преобладают траппы), более высокими концентрациями МСА, пониженным содержанием рудных минералов (до

10 г/кг). Содержание сфероидов («лапилли») в нём не превышает 10–15%.

Опробование показало, что содержание алмазов в ладинском пласте, сложенном в основном именно «лапилли», почти в два раза ниже, чем в карнийском, где концентрация «лапилли» не превышает 10–15% (Ю.М.Сибирцев и др. 1985 г.). Близкие соотношения получены и при анализе содержаний МСА в пластах. Это определённо указывает на отсутствие зависимости между содержаниями алмазов в продуктивных пластах и концентрациями в них так называемых «автолитовых лапилли».

Нами было предпринято петрографическое исследование нескольких образцов из нижнего (ладинского) горизонта с участка Ангардам-Таса, переданных В.Ф.Проскурниным, поскольку именно здесь так называемые вулканические лапилли распространены особенно широко. Изготовленные из образцов прозрачные шлифы изучались О.С.Березнер. Породы представляют собой гравелиты (обр. 19027/3, 19029, 19030/1), гравелистый песчаник (10019) и вулканомиктовый песчаник (19052/5). Гравелиты состоят из преимущественно округлых зёрен размером до 3 мм и цемента базального типа, занимающего 30–50% площади шлифов. Большую часть обломочного материала составляют зёрна двух типов.

Зёрна первого типа (сфероиды диаметром до 2,5 мм) отличаются шарообразной формой и ровной поверхностью (рис. 5). Сложены прак-

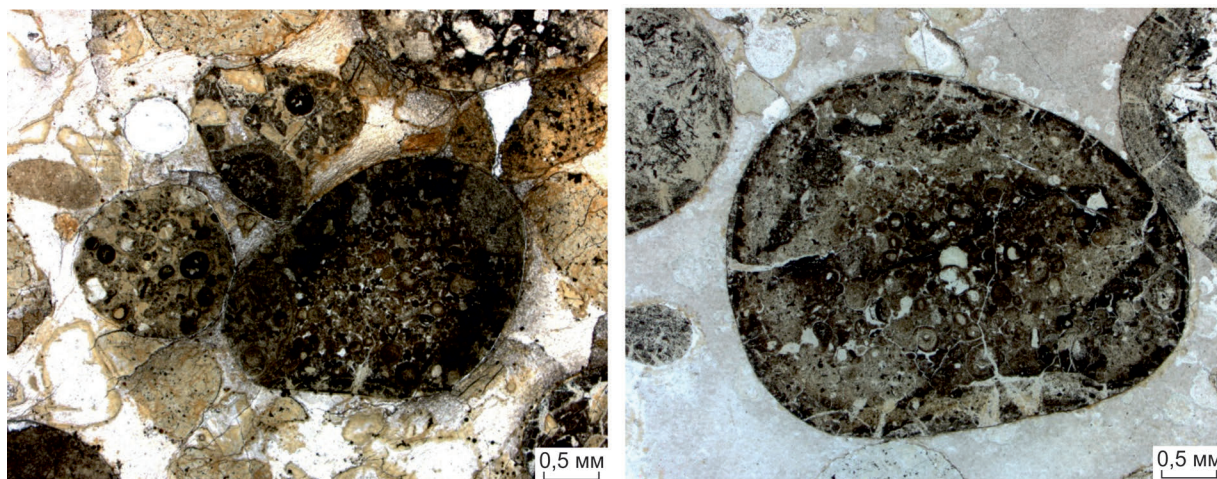


Рис. 6. Зёрна первого типа с включениями мелких оолитов, шлиф 19030/1, без анализатора, размер изображения 6х4 мм

тически изотропным агрегатом, почти не просвечивающим в скрещенных николях. Вещество сфероидов представляет собой пелитоморфный землистый агрегат, обогащённый оксидами и гидроксидами железа. Проведённые ранее с помощью электронного микроскопа (Ю.Ю.Голубева, 2012 г.) и рентгеновского дифрактометра (М.И.Тучкова, 2014 г.) исследования сфероидов в образцах карнийских пород, отобранных в Нижне-Ленском районе, показали, что в составе землистого агрегата преобладает бертьерин. Часть сфероидов обладает концентрически-полосчатым строением, их можно назвать оолитами. Сфероиды иногда включают более мелкие

концентрически-полосчатые оолиты (рис. 6). Часто встречаются фрагменты зёрен оолитов. Ядром оолитов нередко служит обломок зерна второго типа. Зёрна второго типа, как правило, более мелкие. Как и зёрна первого типа, они не имеют острых углов, но отличаются неровностью поверхности; много зёрен вытянутой формы с отношением длины к толщине (3–5):1. Изредка фиксируются зёрна правильной сферической формы.

Зёрна второго типа часто сохраняют реликтовую структуру базальтоидов (рис. 7) – диабазовую или интерсертальную. Место пироксена и титаномагнетита в этом случае занима-

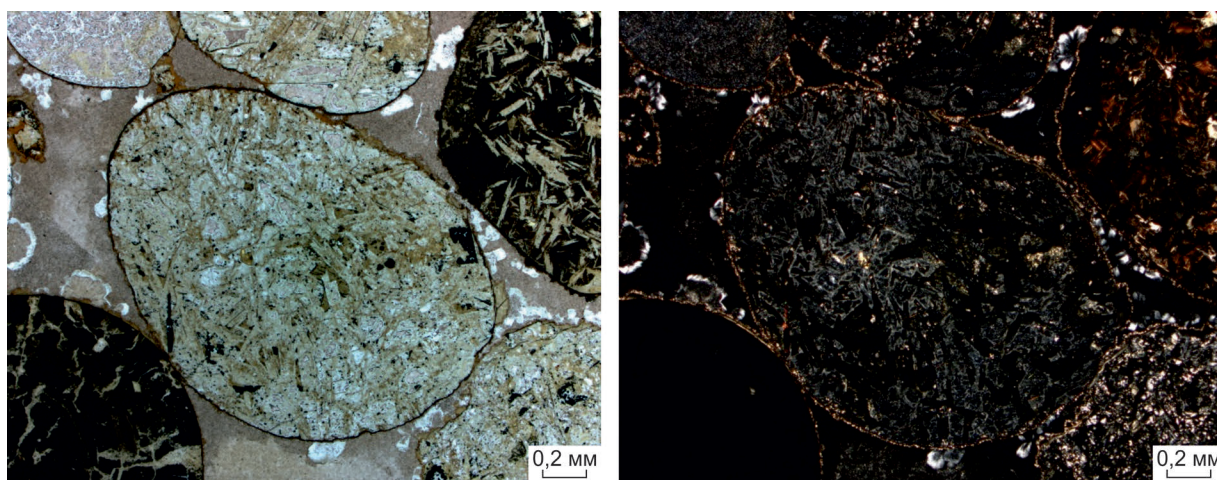


Рис. 7. Реликтовая интерсертальная структура базальта в зерне второго типа, шлиф 19030/1, без анализатора

ет лейкоксен, плагиоклаза – агрегат глинистых минералов, включая гидрослюдь, оливина – оливково-зелёный глинистый минерал группы смектитов или серпентиноподобный минерал, вулканического стекла – буровато-зелёный практически изотропный минерал типа бертьерина (шлиф 19030/1).

В резко подчинённом количестве присутствуют обломочные зёрна, не относящиеся к рассмотренным типам: фрагменты породы с обильным пиритом, единичные кристаллы неизменённого плагиоклаза, изогнутые пластины светлой гидрослюдь, зёрна граната, сфена, клинопироксена. Цемент – компактный почти однородный гидрослюдистый агрегат (шлиф 10019), иногда с примесью опала (шлиф 19030/1). Вблизи обломочных зёрен в цементе возникают розетковидные сростки бесцветного халцедона. На поверхности всех зёрен имеется оторочка (0,01–0,02 мм) буроватого аморфного вещества, во внешней зоне раскристаллизованного с образованием буроватого смектита.

Состав и природа обломочного материала этих пород необычны. Подавляющее большинство обломков состоит из материала, сильно переработанного процессами выветривания, невыветрелых пород в обломках практически нет. Это отмечают и исследователи, принимающие данные горные породы за вулканические. Большинство обломков представляет собой фрагменты зоны, где механическому и химическому преобразованию подвергались магматические породы основного и, возможно, ультраосновного составов. Анализ преобразований, отразившихся в минералогии фрагментов, показывает, что изменения в этой зоне носили гипергенный, т.е. очень низкотемпературный характер. Присутствие выветрелых обломков с псевдоморфно замещёнными, но сохранившимися структурами и новообразованным оолитовым строением со всей очевидностью свидетельствует о разной степени или разном характере гипергенных преобразований, т.е. гетерогенности источника сноса, представлявшем собой достаточно мощную вертикально и латерально неоднородную кору выветривания. С более ранней стадией гипергенного преобразования, вероятно, связаны метабазальты (обломки второго типа) – породы с сохранившейся структурой.

Однородные пелитоморфные и концентрически-полосчатые сфероиды существенно бер-

тьеринового состава (бертьерину сопутствуют и другие слоистые силикаты – ферриамезит, называемый также септехлоритом, нонтронит, вермикулит, клинохризотил, а также гётит и гидрогётит [10]) являются, вероятно, продуктами наиболее глубокой стадии гипергенного преобразования. Все эти минералы типичны для латеритных кор выветривания и осадочных (оолитовых) железных руд. В.Т.Фролов [13] указывает на существование в корях выветривания, главным образом латеритных, рыхлых сфероагрегатных горизонтов – железных, латеритных, аллитовых. Из подобного горизонта могли происходить и рассматриваемые оолиты. Среди минералов пород кор выветривания (аллиты, ферритолиты, манганолиты) упомянутый автор выделяет кристаллические, полукристаллические (коллоидально-кристаллические) и аморфные разновидности [13]. Именно принадлежность минералов, слагающих зёрна первого типа (оолиты), среди которых преобладает бертьерин, к коллоидально-кристаллическим или аморфным разновидностям, скорее всего, и делает оолиты оптически почти изотропными. Последнее заставляет некоторых современных исследователей ошибочно считать их исходно сложенными вулканическим стеклом, «замещаемым при раскристаллизации криптокристаллическим септехлоритом», и трактовать их как пирокластические обломки (лапилли) [10].

Концентрически-слоистую оболочку практически всех оолитов пересекают трещины, расположенные радиально к внешней поверхности сфероидов и заполненные более поздними минералами (цеолитами, кварцем). Характерно, что они свойственны только оолитовой оболочке и не пересекают ядро оолита. Это позволяет считать их трещинами синерезиса (дегидратации), образующимися при уплотнении гелей, и служит лишним подтверждением метаколлоидной природы оболочек оолитов [14].

Где происходили процессы выветривания, которые привели к описываемым изменениям? В опубликованных материалах В.Ф.Проскурнина, С.А.Граханова, А.В.Гавриша и др. по умолчанию предполагается, что выветриванию, как чаще всего и бывает, подверглись окончательно сформированные породы. Представляется, что если бы выветриванию подвергалась сложившаяся осадочная порода, то это не привело бы к наблюдаемому в гравелитах двойному характеру

продуктов выветривания, относящихся к двум различным его стадиям: аргиллизированных базальтов и оолитов, возникающих на стадии более глубоких химических преобразований, в результате которых появляются аморфные и коллоидно-кристаллические минеральные фазы. Об образовании бертьериновых оолитов вне зоны осадконакопления свидетельствует присутствие в обломочном материале фрагментов – продуктов их механического разрушения где-то по пути к месту захоронения. К поздним преобразованиям, происходившим уже в сложившейся породе, можно отнести только размещение обломков светлой гидрослюдой, аналогичной цементу. Обломочный материал гравелитов, с одной стороны, отличается незрелостью, т.е. неспособностью к длительному переносу, с другой – совершенной «окатанностью». Это может объясняться тем, что зёрна, переносившиеся действительно на небольшое расстояние от места сноса, имели изначально округлённые формы.

Как уже отмечалось, разнообразие состава и структуры обломков связано, скорее всего, с тем, что они происходили из различных участков (горизонтов) площадной коры выветривания. Поэтому мы имеем материал разных стадий текущего процесса её образования. Наименее глубокой переработке подверглись обломки базальтоидов, демонстрирующие сохранившуюся исходную структуру. По мере развития процессов преобразования в коре выветривания реликтовые структуры базальтов исчезают (дольше других сохраняют форму кристаллы рудного минерала), и бывший базальт превращается в бесструктурную оптически почти изотропную массу с пелитоморфной структурой. И, наконец, последними возникают оолиты – мелкие «шарики» внутри пелитоморфных и metabазальтовых зёрен и концентрически-полосчатые оболочки на обломках изменённых базальтов и пелитоморфных агрегатов.

Всё это позволяет считать, что изученные породы – это осадочные образования с необычным обломочным материалом, являющиеся продуктом переотложения материала древней латеритной коры выветривания. Таким образом, подтверждений тому, что попадавшие в осадок оолиты и обломки базальтов представляют собой лапилли и пепел вулкана, действовавшего синхронно с осадконакоплением,

нет, а мнения о вулканокластической природе алмазоносных горизонтов не имеют под собой серьёзных оснований. Аргументом против вулканогенной природы обломочного материала, в частности оолитов, служит также весьма простое соображение: если концентрически-зональные «шарики» (оолиты) – это капли расплавленного вещества (см. рис. б), то как объяснить обилие мелких «шариков» внутри крупного оолита? Разбрызгивание расплава, конечно, может повторяться неоднократно, но как в новую каплю попадают застывшие старые?

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск: Геос, 2010.
2. Гогина Н.И. Находка алмаза в низовьях р. Лены // Докл. АН СССР. 1979. Т. 239. № 5. С. 25–28.
3. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–64.
4. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–12.
5. Граханов С.А., Сулейманов А.М., Голубев Ю.К. Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 45–48.
6. Ивановская А.В. Литология мезозойских отложений нижнего течения р. Лена. – Новосибирск: Наука, 1967.
7. Коптиль В.И., Биленко Ю.П. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования // Тр. ЦНИГРИ. Методы комплексного изучения алмазосодержащего сырья. М., 1983. Вып. 175. С. 282–283.
8. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.
9. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984.

10. Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В. Признаки эксплозивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района // Геология и геофизика. 2012. № 6. С. 698–711.
11. Селиванова В.В. Типоморфизм алмазов и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей Северного Верхоянья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 1991.
12. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносности россыпей севера Западной Якутии / В.П.Афанасьев, И.Н.Иванов, В.И.Коптиль и др. // ДАН АН СССР. Сер. геол. 1974. Т. 214. № 2.
13. Фролов В.Т. Литология. – М.: Изд-во МГУ, 1993.
14. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. – М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Оксана Сергеевна Березнер,
научный сотрудник
os@mineral.ru

Александр Юрьевич Егоров,
доктор геолого-минералогических наук
egorov@aerogeologia.ru

Владимир Георгиевич Черенков,
ведущий геолог
vgcheren@aerogeologia.ru

GENESIS OF DIAMONDS FROM THE TRIASSIC COLLECTORS IN THE LOWER LENA RIVER

O.S.Berezner,
A.Yu.Egorov,
V.G.Cherenkov

The Lower Lena diamond placer district is located in the northern part of the Verkhoyansk fold belt which is pushed up to the north-eastern part of the Siberian Platform. Diamonds occur in the coastal marine basal horizon of Ladinian and Carnian stages of Triassic. Study of diamonds and abundant indicator minerals shows that they originated from the single kimberlite source and their transportation distance is some tens of kilometers. Significant portion of the clastic material (including collomorphic-oolithes) are products of laterite crust of weathering.

Key words: diamonds, placers, Siberian platform, Lena river, Carnian, kimberlites.

Журнал «Руды и металлы» приглашает к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов

По вопросам размещения рекламы или издания целевого номера, посвящённого вашему предприятию, организации, её продукции и услугам обращаться по телефону 8 (495) 315-28-47 или электронной почте rudandmet@tsnigri.ru
Реклама по заказам отраслевых организаций и высших учебных заведений выполняется по льготным расценкам

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

С.Г.Кряжев

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,
г. Москва

Показано, что формирование крупных золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах могло происходить при активном участии углекислотно-метанового флюида как ведущего транспортирующего агента рудообразующих систем. Соответственно, повышенные концентрации включений углекислоты и метана в кварце служат критерием выделения перспективных поисковых участков.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, флюидные включения, поисковые критерии.

По мере исчерпания фонда открытых месторождений возрастает необходимость не только развития традиционных геолого-геофизических и геохимических поисковых методов, но и разработки принципиально новых методов прогноза и поисков скрытых и слабоэродированных золоторудных объектов. К числу таких методов относится прикладная термобарогеохимия, основанная на анализе состава и свойств реликтов природных минералообразующих растворов, законсервированных в минералах в виде флюидных включений.

Перспективы расширения отечественной минерально-сырьевой базы золота, в первую очередь, связаны с вероятностью обнаружения большеобъемных золоторудных месторождений в обширных ареалах распространения потенциально продуктивных углеродисто-терригенных толщ. В связи с этим в ЦНИГРИ выполнены целенаправленные исследования по выявлению термобарогеохимических критериев прогноза и поисков оруденения данного типа. В основу работы положен сравнительный анализ валового состава флюидных включений в жильном кварце из руд и околорудных ореолов крупных и мелких месторождений, а также в кварце «фоновых» жил, находящихся на удалении от

известных рудных полей. Для решения поставленной задачи разработана специализированная комплексная методика, обеспечивающая одновременное определение воды, газов, солей и широкого спектра микроэлементов (Au, Ag, As, Sb, Mo и др.) при вскрытии включений путём дробления или нагревания небольших (0,5–1 г) навесок кварца [4]. При анализе использовались современные высокочувствительные количественные методы (газовая и ионная хроматография, ICP MS). Стандартизация процесса максимально компенсирует ошибки и повышает корректность сравнения состава флюидных включений в серии изучаемых образцов. Исследовались образцы кварца, отобранные на объектах Средней Азии, Казахстана, Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской провинций (всего 180 проб).

В результате установлен исключительно разнообразный состав золотоносных флюидных систем в углеродисто-терригенных толщах. Содержания главных анионов и катионов, газов, а также их отношения в золотоносном кварце подвержены сильным вариациям, свидетельствующим о способности гидротермальных систем практически любого солевого состава к эффективной мобилизации и переносу золота.

Данный вывод подтверждает существующие представления о том, что в восстановительной среде миграция благородного металла осуществляется при участии сульфидных комплексов в широком диапазоне физико-химических условий [9].

В пределах каждого рудного района или рудного узла жильный кварц повсеместно содержит достаточно однотипные включения (например, для золото-кварцевых объектов Енисейского кряжа характерны существенно метановые концентрированные хлоридные растворы, Центрально-Колымского региона – разбавленные натриево-гидрокарбонатные с углекислотой и т.д.). При этом отмечается рост концентрации хлор-иона и CH_4 по мере повышения температуры и давления флюидов (по данным термометрии), что, вероятнее всего, – следствие типичной гидрогеохимической зональности [8].

Никаких отличий между «фоновыми» пробами и золотоносным кварцем по составу минералообразующих растворов не выявлено как в целом, так и для каждого рудного района в отдельности. В любых координатах на графиках наблюдается «хаотичное» облако точек, а статистические расчёты не позволяют говорить о значимых различиях между выборками.

Практически единственный устойчивый признак, позволяющий дифференцировать золоторудные объекты по результатам валового анализа включений, – содержание газовой фазы ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$), закономерно возрастающее в ряду безрудные жилы → рудопроявления и мелкие месторождения → крупные золоторудные поля (рис. 1). Газогеохимические аномалии сопровождают все крупные золоторудные месторождения и могут быть предложены в качестве эффективного критерия прогноза и поисков большеобъёмного оруденения.

Однако достоверность и надёжность критериев, выявленных с учётом эмпирически установленных закономерностей, не могут быть достаточно высокими без понимания причинно-следственных связей между наблюдаемыми явлениями и процессами формирования руд. Приуроченность скоплений рудного вещества к ореолам развития углекислотно-метановых включений в большинстве публикаций рассматривается с двух точек зрения. Первая предполагает поступление золота вместе с углеродсодержащими газами из особого (преи-

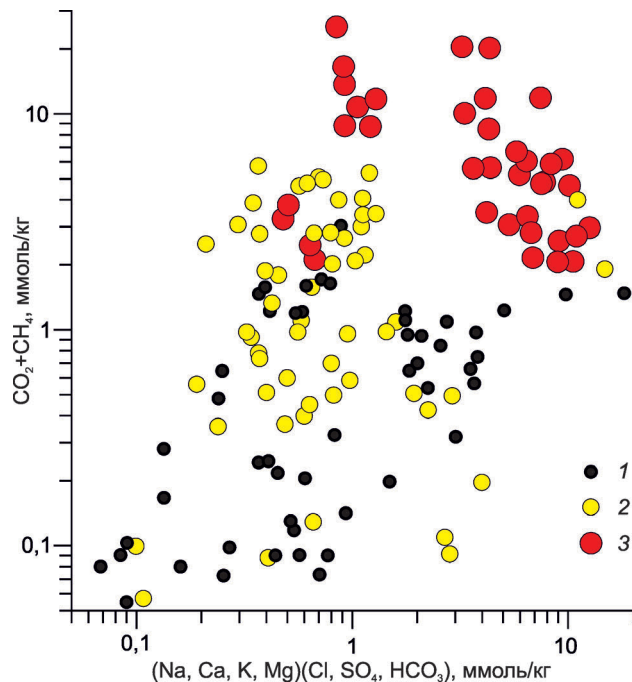


Рис. 1. Содержание главных флюидных компонентов в жильном кварце из углеродисто-терригенных толщ:

1 – безрудные жилы; 2 – мелкие золоторудные месторождения и рудопроявления; 3 – крупные и весьма крупные месторождения

мущественно мантийного) источника. Вторая главную роль отводит процессу вскипания рудоносного водно-углекислотного флюида как основному механизму рудоотложения.

Является ли углекислотно-метановый флюид продуктом «глубинного дыхания» мантии? Результаты исследования изотопного состава углерода и гелия во флюидных включениях позволяют с уверенностью ответить на вопрос отрицательно [3]. Полученные данные указывают на то, что газы поступали с глубоких горизонтов разреза углеродисто-терригенных толщ при их метаморфизме и гранитизации.

Вскипание, или выделение углекислотно-метанового флюида в самостоятельную фазу, однозначно фиксируется на всех месторождениях при микроскопическом исследовании сообществ флюидных включений. Однако именно повсеместно выраженная гетерофазность рудообразующей среды противоречит предположению о вскипании как причине рудоотложения. Несмесимость газового и водно-солевого флюидов отмечается во всем диапазоне установ-

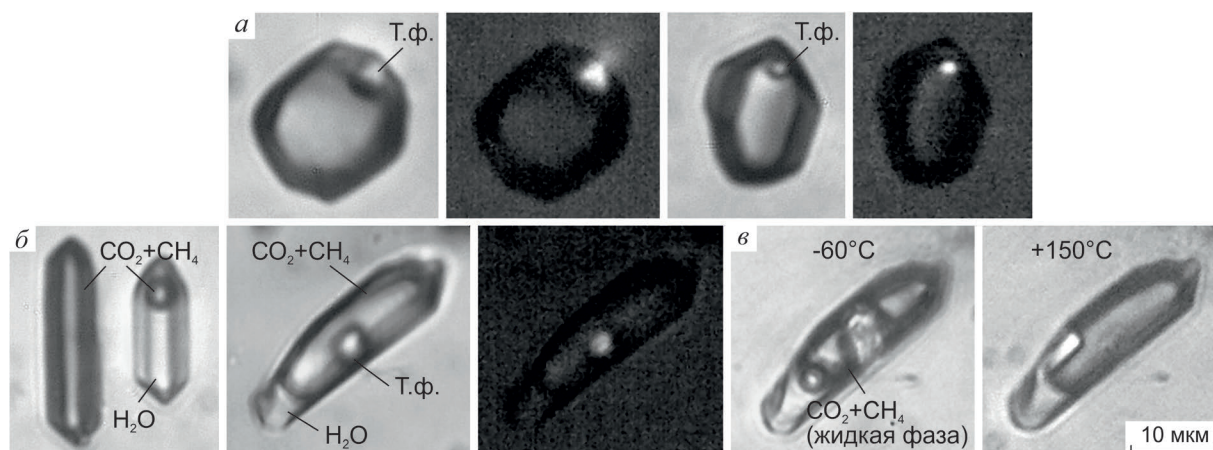


Рис. 2. Флюидные включения в кварце из руд месторождения Раздольнинское, Енисейский край:

а – анизотропная твёрдая дочерняя фаза (Т.ф.) во включениях плотного углекислотно-метанового флюида ($0,6 \text{ г/см}^3$, $x\text{CO}_2=x\text{CH}_4$), справа николи скрещены; *б* – ассоциация сингенетичных включений водно-солевого раствора (T гомогенизации 260°C) и углекислотно-метанового флюида (T гомогенизации -45°C в жидкую фазу); *в* – поведение твёрдой фазы при изменении температуры: при -60°C она значительно увеличилась в размерах, при $+150^\circ\text{C}$ уменьшилась (полностью растворяется при $+170^\circ\text{C}$)

ленных давлений при рудообразовании (от 1,5 до 0,5 кбар, что соответствует глубинам от 6 до 2 км от палеоповерхности). В некоторых крупных рудных полях «кипение» флюида прослежено на сотни метров – первые километры разреза. При этом углекислотно-метановая и водная фазы всегда находятся в равновесии, которое определяется растворимостью газов в водных растворах солей при данных давлении, температуре и солёности [2]. А поскольку в подобной системе избыточное по отношению к равновесию количество газа в виде пузырьков неизбежно будет перемещаться вверх (в область более низкого давления), гетерогенизация является необратимым процессом и охватывает весь диапазон глубин без существенного изменения окислительно-восстановительного потенциала и кислотности минералообразующей среды.

В настоящее время существуют экспериментальные данные о высокой растворимости ряда рудных минералов в газообразном флюиде [1]. Доказано, что водяной пар и газообразный сероводород в условиях гидротермального процесса могут быть важной транспортной средой для элементов-спутников золота Cu , Ag и As , по возможным масштабам переноса сопоставимой с плотными водными растворами. Причём перенос рудных компонентов в газовой фазе при-

водит к разделению элементов, что объясняет геохимическую специализацию и некоторые изотопно-геохимические особенности золото-рудных месторождений [1, 5, 7].

На рис. 2 и 3 приведены микрофотографии, свидетельствующие о сложном поликомпонентном составе надкритического рудообразующего флюида включений в кварце месторождений золота в терригенно-углеродистых толщах. По плотности флюид приближается к жидкости и способен к растворению, транспортировке и отложению минерального вещества, в том чис-

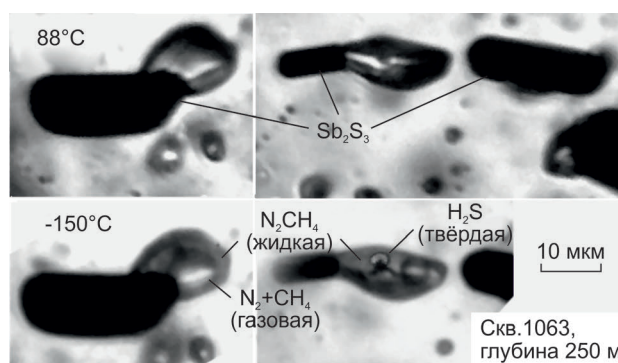


Рис. 3. Сингенетичные с антимонитом и золотоносным арсенопиритом включения плотного поликомпонентного ($\text{CH}_4+\text{N}_2+\text{H}_2\text{S}+\text{Sb,As,Au}$) флюида, месторождение Олимпиадинское

ле таких элементов, как As, Sb и Au. Высокие содержания мышьяка и золота в подобных газообразных включениях на месторождении Олимпиадинское установлены методом ICP MS с лазерным отбором пробы (устное сообщение А.С.Борисенко, 2012 г.). Этим же методом доказано преимущественное перераспределение золота в газовую фазу при вскипании магматогенных флюидов на медно-порфировых месторождениях [10]. Следует также упомянуть результаты исследования первичных флюидных включений в самородном золоте, которые заполнены углекислотой, метаном и азотом при практическом отсутствии воды [6].

Итак, углекислотно-метановый флюид непосредственно мог участвовать в транспортировке золота при образовании его месторождений, и в этом, вероятнее всего, заключена причина формирования околорудных газогеохимических ореолов. В качестве главной особенности флюидного режима развития золотоносных рудообразующих систем в углеродисто-терригенных толщах можно рассматривать гетерогенность минералообразующей среды и миграцию углекислотно-метановой фазы как самостоятельного рудоносного раствора. Низкая динамическая вязкость указанной фазы обеспечивала более эффективный перенос рудного вещества по сравнению с малоподвижным водным раствором. При этом возникли условия для взаимодействия газообразного флюида с большим объемом водных растворов, находящихся в равновесии с углеродисто-терригенными породами. Так как золото в гетерогенной системе преимущественно распределяется в газовую фазу, то подобное взаимодействие могло служить главным механизмом мобилизации металла из большого объема терригенных толщ, в том числе из пород с повышенной золотоносностью. Предложенная модель служит основанием для использования аномальных концентраций углекислоты и метана в кварце как критерия выделения участков, перспективных на обнаружение крупнообъемного золотого оруденения в углеродисто-терригенных толщах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков А.Ю. Перенос и концентрирование элементов в гетерофазных гидротермальных системах: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – Москва, 2012.
2. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 38–45.
3. Кряжев С.Г., Прасолов Э.М., Розинов М.И., Сергеев С.А. Изотопный состав благородных газов флюидных включений в кварце месторождений золота терригенных комплексов // XX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П.Виноградова. Тез. докл. ГЕОХИ РАН. 2013. С. 200–203.
4. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
5. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1–9.
6. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
7. Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Cu-Mo(Au)-порфировых месторождений (по экспериментальным данным) / А.А.Боровиков, Т.А.Бульбак, А.С.Борисенко и др. // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 557–570.
8. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология: Уч. для вузов. – М.: Недра, 1996.
9. Bowers T.S. The deposition of gold and other metals: Pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 2417–2434.
10. Williams-Jones A.E., Heinrich C.A. Vapor Transport of Metals and the Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 1287–1312.

Кряжев Сергей Гаврилович,
кандидат геолого-минералогических наук
s34@mail.ru

GAS GEOCHEMICAL HALOS OF OROGENIC GOLD DEPOSITS

S.G.Kryazhev

It is shown that the formation of large gold deposits in carbonaceous-terrigenous strata could happen with the active participation of carbonic fluid as a main transport agent in ore-forming systems. Accordingly, elevated concentrations of carbonic fluid inclusions in quartz is the criteria for the search areas identification.

Key words: gold deposits, fluid inclusions, search criteria.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ФУНКЦИОНАЛЬНОГО ПОКРОВА ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ВЫСОКОВОЛЬТНЫХ НАНОСЕКУНДНЫХ ИМПУЛЬСОВ

В.А.Чантурия,
Н.Е.Анашкина,
И.Ж.Бунин

ФГБУН Институт проблем комплексного освоения
недр РАН,
г. Москва

Г.К.Хачатрян

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов,
г. Москва

В целях оптимизации технологии обогащения алмазов рассмотрено воздействие наносекундных импульсов высокого напряжения (МЭМИ) на физические и технологические свойства кристаллов алмаза. Методами инфракрасной Фурье-спектроскопии (ИКФС), рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС), микроскопии и электроосмоса изучено изменение структурно-химических и электрических свойств поверхности природных и синтетических алмазов в результате воздействий. Выявлено, что наносекундные МЭМИ вызывают изменение состава функционального покрова поверхности кристаллов с образованием гидроксильных и (или) карбонильных групп вследствие окисления поверхностного слоя, а также приводят к отслоению и частичному разрушению минеральных плёнок вторичных фаз на поверхности природных алмазов и микросдвиговым дефектам в кристаллической решётке.

Ключевые слова: алмазы, высоковольтные наносекундные импульсы, спектроскопия, микроскопия, поверхность, дзета-потенциал, гидрофобность.

В последние годы в России и за рубежом проводится широкий комплекс исследований по использованию нетрадиционных (немеханических) физических и физико-химических методов воздействия на минералы и минеральные суспензии для повышения контрастности физико-химических и технологических свойств минералов и, как следствие, эффективности разделения минеральных компонентов при обогащении руд сложного вещественного состава [8, 32]. В процессах переработки алмазосодержащих кимберлитов актуальной задачей является разработка новых высокоэффективных методов повышения качества концентратов за счёт увеличения контрастности гидрофобных,

липофобных, люминесцентных свойств алмазов и минералов породы [20].

В работе [3] впервые сформулированы условия реализации и рассмотрены возможные механизмы процесса дезинтеграции и изменения контрастности свойств тонкодисперсных минеральных сред при воздействии коротких (наносекундной длительности $\sim 1-10$ нс) электромагнитных импульсов с высокой напряжённостью электрического поля E ($\sim 10^7$ В/м). Энергетические воздействия данного типа относятся к так называемым нетепловым, так как энергия каждого импульса не способна существенно изменить общую температуру объекта.

В работе [24] определены условия и характерные черты нетеплового воздействия мощных наносекундных электромагнитных импульсов на естественные и искусственные среды различной природы:

- температура T среды в целом, а также её характерных сравнительно однородных элементов практически не изменяется до и после воздействия;
- амплитуда напряжённости электрического поля максимального импульса E намного больше амплитуды статического пробоя среды;
- длительность импульса Δt намного меньше времени тепловой релаксации среды. При этом в течение времени, намного меньшего характерных времён установления теплофизических свойств материалов, составляющих среду, локальная температура в процессе воздействия может быть высокой.

Нами представлены результаты комплексного исследования механизма воздействия высоковольтных наносекундных импульсов на структурно-химические, электрические свойства поверхности и гидрофобность природных и синтетических алмазов для оценки эффективности использования МЭМИ при обогащении алмазосодержащих руд.

Материалы и методики исследований. Исследования проводились на пробах синтетических алмазов марки AC-120 с размером частиц $-50...+40$ мкм и кристаллах природных технических алмазов класса крупности $-2...+1$ мм из триасовых россыпей участка Булкур Нижне-Ленского района (северо-восточная часть Сибирской платформы, коллекция Ю.М.Сибирцева, ВАНПО «Аэрогеология»). Обработка проб синтетических алмазов в виде навесок 1 г высоковольтными наносекундными видеоимпульсами: τ (фронта импульса) $\sim 1-5$ нс, τ (длительность импульса) ~ 50 нс, U (амплитуда импульса) ~ 25 кВ, $E \sim 10^7$ В/м, частота повторения импульсов 100 Гц, энергия в импульсе $\sim 0,1$ Дж, диапазон изменения времени обработки $t_{обп.}$ 10–150 с, т.е. число МЭМИ $N_{имп.}$ $\sim (1-15) \cdot 10^3$. Эксперименты осуществлялись на воздухе при стандартных условиях и отсутствии омического контакта минеральных частиц с источником высокого напряжения, что делало возможным развитие импульсного наносекундного диэлектрического барьерного разряда атмосферного давления. При электроим-

пульсном воздействии на отдельные кристаллы технических алмазов допускался контакт кристалла с заземлённым электродом генератора импульсов, что приводило к искровому разряду между поверхностью кристалла и активным электродом (анодом) генератора [3, 23].

Для анализа фазового состава поверхности частиц синтетических алмазов использовались методы рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (спектрометр Kratos Axis Ultra DLD с монохроматическим источником рентгеновского излучения AlK_{α}) и ИК-Фурье-спектроскопии (ИК-спектрометр IRAffinity-1 Shimadzu с приставкой диффузного отражения DRS-8000). Подробно методики РФЭС и ИКФС-исследований поверхности минералов описаны в работах [4, 21, 22]. Фазовые и структурные примеси кристаллов алмаза исследовались с помощью метода ИК-спектроскопии на спектрометре Nicolet-380 с микроосветительной приставкой фирмы Karl Zeiss в диапазоне $400-4000$ cm^{-1} [19]. Люминесцентные свойства (цвет и уровень свечения) природных алмазов изучались в УФ-лучах с использованием приборов типа лампы Вуда-ОЛДД-01 (длина волны 365 и 254 нм).

Изменения морфологических и структурно-химических свойств поверхности кристаллов алмазов, вызванные электромагнитной импульсной обработкой, исследовались методами аналитической электронной микроскопии (РЭМ-PCMA, растровый электронный микроскоп LEO 1420VP-EDX Oxford INCA Energy 350, низковакуумный микроскоп JEOL JSM-6610LV), оптической (ОМ, цифровой оптический стереомикроскоп по схеме Грену Olympus SZ61) и конфокальной лазерной сканирующей микроскопии (микроскоп KEYENCE VK-9700).

Особенности микроморфологии поверхности алмазов детально изучались методом АСМ (СЗМ-АСМ, модульный сканирующий зондовый микроскоп Ntegra Prima, NT-MDT, г. Зеленоград) в полуконтактном режиме на воздухе при комнатной температуре с использованием зондов (кантилеверов) средней жёсткости (NSG10) с золотым отражающим покрытием, резонансной частотой ~ 240 кГц и константой жёсткости $\sim 11,8$ Н/м, радиус закругления иглы 10 нм. Для получения дополнительной информации в ряде случаев одновременно с АСМ-изображениями топографии поверхности образцов фиксировались изображения её фазового контраста, обу-

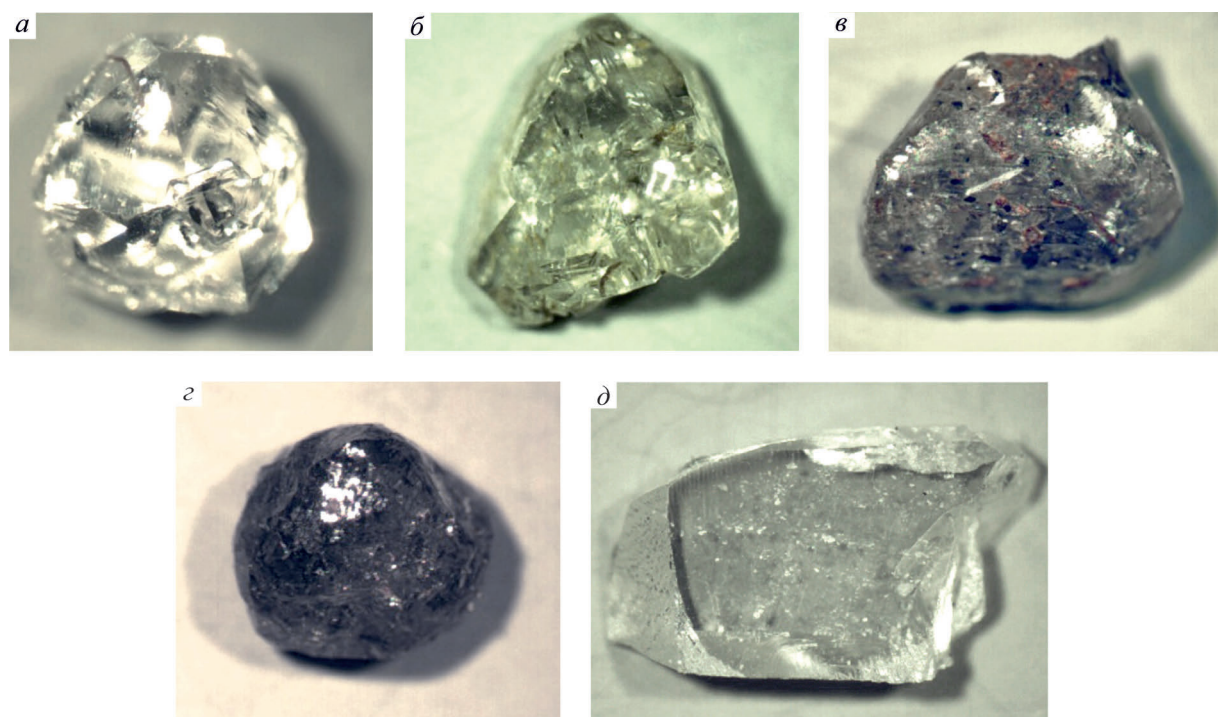


Рис. 1. Морфология кристаллов алмаза поздне триасовых россыпей Нижне-Ленского района:

а – додекаэдр; б – октаэдр; в – переходная форма октаэдр-додекаэдр; г – переходная форма октаэдр-псевдоромбододекаэдр; д – осколок неясной формы

словленного изменением фазы колебаний кантилевера (DQ) при контакте иглы с различными по механическим свойствам участками поверхности. Шаг сканирования определялся выбором линейных размеров области сканирования и числом шагов 256×256. На каждом образце выделялись несколько характерных участков (обычно 2–3), на которых выполняли серию последовательных сканирований с уменьшением масштаба области сканирования (размера скана) от 10–20 до 1–2 мкм.

Электрокинетический (дзета-)потенциал синтетических алмазов до и после обработки МЭМИ измерялся методом электроосмоса [1] на приборе Перрена в дистиллированной воде pH 5,5–6,5 с использованием навесок минералов 1 г. Погрешность измерений ζ -потенциала не превышала 5%.

Смачиваемость поверхности алмазов оценивалась на контактном приборе конструкции В.А.Глембоцкого КП–ЦК5 [5]. Кристаллы технических алмазов помещались в кювету объёмом 20 мл, заполненную дистиллированной водой,

затем к алмазу специальным держателем (плунжером) подводился пузырёк воздуха размером 3 мм, и при заданном времени их соприкосновения определялось время прилипания воздушного пузырька к кристаллу алмаза. На основании данных о смачиваемости минеральной поверхности кристаллы классифицировались как гидрофобные или гидрофильные алмазы [10]. К гидрофобным отнесены кристаллы, которые прилипали к пузырьку воздуха при контакте с пузырьком в течение <50 мс, гидрофильным – кристаллы, которые не прилипали в течение >5 с. Алмазы, которые закреплялись на пузырьке в интервале времени от 50 мс до 5 с, отнесены к смешанному типу.

Кристалломорфологический анализ природных технических алмазов показал доминирование типичных округлых разновидностей (50%) преимущественно скрытослоистых и со спондальной штриховкой, реже с шагренью и полосами пластической деформации, с преобладанием кристаллов I, V и VII разновидностей по минералогической классификации Ю.Л.Орлова

[11, 14], 60, 20, 15% соответственно. Алмазы разновидности I представлены главным образом округлыми додекаэдроидами (рис. 1, а) и октаэдрами (см. рис. 1, б), составляющими более половины всех кристаллов. На долю ламинарных кристаллов ряда октаэдр–ромбододекаэдр (см. рис. 1, в) и переходного между ними типа (см. рис. 1, г) приходилось 35%. Характерная особенность коллекции – большое количество повреждённых и расколотых кристаллов (~75%) (см. рис. 1, д). Выявлено высокое содержание кристаллов с признаками природного травления (~45%), среди которых широко распространены шрамы и каверны; на единичных индивидах наблюдались следы коррозии и матировка поверхности.

Число алмазов с двойниками и сростками составляло 40%, преимущественно это кристаллы V–VII разновидностей. Микровключения в виде графита и сульфидов встречались в 35% алмазов коллекции. Окрашенные алмазы составляли 70%. В основном они серой окраски из-за многочисленных включений графита (см. рис. 1, в, г), 20% кристаллов – серо-коричневой вследствие полос пластической деформации. В целом алмазы участка Булкур отличаются повышенным содержанием слабо- и среднежелезистых кристаллов, значительным – трещиноватых индивидов [6].

Среди алмазов коллекции доля люминесцирующих алмазов мала – 15%. Основной цвет люминесценции – сине-голубой. Отсутствие фотолюминесценции у исследуемых кристаллов, по-видимому, обусловлено особым примесным составом, характеризующимся повышенным содержанием структурно связанного агрегированного азота [2], наличием включений графита и оксидов железа, а также минеральных плёнок на поверхности алмазов.

ИК-Фурье-спектроскопия. По характеру ИК-спектров изученные природные технические алмазы представлены исключительно типом Ia; безазотные разновидности (тип IIa) не обнаружены. ИК-спектры алмазов включали несколько систем спектральных линий. Полосы поглощения в области 1900–2600 см⁻¹ обусловлены собственными колебаниями кристаллической решётки алмаза [16]. Согласно работе [9], система линий 2860, 2930 и 2960 см⁻¹ связана с колебаниями CH₃- и CH₂-групп алифатических структур (предельные углеводороды или их фрагменты).

Поскольку эти линии присутствуют даже в спектре бесцветного прозрачного осколка кристалла без видимых поверхностных загрязнений (см. рис. 1, д), можно предположить наличие углеводородных фаз, содержащихся внутри кристалла. Широкая диффузная полоса с максимумом ~3400 см⁻¹ и сопряжённая с ней линия ~1650 см⁻¹ связаны с поглощением OH-групп, видимо, входящих в состав адсорбированной воды [9]. Молекулы воды могут входить как в состав минеральных фаз, выполняющих каверны и трещины на поверхности кристаллов алмаза, так и, подобно углеводородам, находиться внутри кристалла. Группа линий в области 3700–3600 см⁻¹, вероятно, связана с примесями глинистых минералов [15], заполняющих совместно с оксидами железа каверны, трещины и другие углубления на поверхности кристаллов.

ИК-спектры проанализированных кристаллов алмазов фиксируют наличие азота в формах А (линии 480 и 1282 см⁻¹) и В (линии 1010 и 1175 см⁻¹), микродвиговых В2-дефектов (линия ~1365–1375 см⁻¹), структурной примеси водорода, проявляющейся в виде узких пиков 1405 и 3107 см⁻¹. Как отмечалось ранее [2], кристаллы разделяются на две группы. К первой относятся преимущественно тёмноокрашенные (см. рис. 1, в, г) высокоазотные индивиды с общим содержанием структурно связанного азота >1100 at. ppm и долей азота в агрегированной форме – %N_(B) <30 от суммарной концентрации примеси. Вторая группа представлена в основном бесцветными (см. рис. 1, а, б, д) среднеазотными кристаллами с общим количеством примеси 200–980 at. ppm и относительно повышенной долей азота в агрегированной форме (в среднем 48±16% от суммарной концентрации примеси).

В результате воздействия на образцы природных алмазов высоковольтных наносекундных импульсов с увеличением продолжительности электроимпульсной обработки заметно изменялись ИК-спектры кристаллов. Прежде всего, это относится к кристаллам, имеющим на поверхности минеральные плёнки оксидов железа, примазки глинистых минералов и другие примеси, обусловленные длительным нахождением алмаза в экзогенных обстановках. Практически все изученные образцы, в которых обнаружены фазовые примеси, содержащие охарактеризованные выше углеводородные и OH-группы, лишились этих примесей в результате

воздействия электромагнитных импульсов. Так, при $t_{\text{обр}} \geq 50$ с в ИК-спектре кристалла Б-17 резко уменьшились интенсивности спектральных линий 2918 и 2849 см^{-1} , а также полосы $\sim 3400 \text{ см}^{-1}$, обусловленные примесями углеводов и H_2O соответственно (рис. 2, а).

По данным ИКФС глубокой структурной перестройки кристаллов алмаза под действием электромагнитных импульсов не происходило, но систематически увеличивался коэффициент поглощения линии $\sim 1365 \text{ см}^{-1}$, что свидетельствовало о возрастании концентрации пластинчатых дефектов В2 (плейтлетс) (см. рис. 2, б, в), представленных междоузельными углеродными атомами [28]. Из 15 образцов природного алмаза, подвергшихся воздействию МЭМИ, для семи зафиксировано небольшое увеличение содержания В2-дефекта. Характерно, что все эти кристаллы относятся к группе среднеазотных индивидов с повышенной степенью агрегации азота $\%N_{(B)}$. Пять образцов коллекции принадлежат к группе высокоазотных кристаллов с пониженным $\%N_{(B)}$. В ИК-спектрах этих алмазов после соответствующей обработки увеличение концентрации В2 не установлено.

Наблюдаемые изменения в ИК-спектрах природных алмазов не противоречат представлениям о природе дефектов В2-плейтлетс [28]. Ранее Е.В.Соболевым [17] была выявлена общая тенденция увеличения содержания плейтлетс в кристаллах с ростом концентрации азота в В-форме. Однако В-центры в кристаллах могут существовать и самостоятельно, не сопровождаясь плейтлетс. Одним из авторов [18] было показано, что плейтлетс распространены в алмазах с послонно-октаэдрическим внутренним строением и практически отсутствуют в кристаллах с волокнистым внутренним строением. С учётом этого плейтлетс определяется как микросдвиговые дефекты в послонно-октаэдрических кристаллах алмаза, образованию которых способствует наличие азотных В-центров в кристалле.

Таким образом, можно предположить, что воздействие наносекундных электромагнитных импульсов приводит к образованию новых В2-центров в алмазах (группа среднеазотных кристаллов), обладающих преимущественно послонно-октаэдрическим внутренним строением и повышенной долей в структуре азотных В-дефектов.

В результате анализа ИК-Фурье-спектров диффузного отражения (IRAffinity-1, DRS-8000, Shimadzu) от поверхности частиц синтетических алмазов идентифицировано в общей сложности около 13–15 характеристических полос различной интенсивности. Часть из них (2156, 1974, 1878 см^{-1}) обусловлена собственными колебаниями кристаллической решётки алмаза. Область спектра 900–1400 см^{-1} отвечает составу примесей в кристаллах, а поглощение в области 1400–4000 см^{-1} принадлежит адсорбированной воде 3770 см^{-1} . Расчёт интегральных характеристик спектров показал хорошую воспроизводимость спектральных кривых синтетических алмазов независимо от продолжительности импульсной обработки минеральных проб.

Рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия. Анализ данных РФЭС показал, что поверхность частиц синтетических алмазов содержала $\sim 87\%$ С, $\sim 12\%$ О и $\sim 1\%$ N. На рис. 3 представлен обзорный и рентгеноэлектронные спектры электронных уровней атомов углерода С1s и кислорода О1s. Основная линия РФЭС спектра 1s-электронов атомов углерода С1s была разложена на компоненты, отвечающие следующим химическим формам углерода: С–С – графитовая фаза с sp^2 -гибридизацией валентных электронных состояний атома углерода с энергий связи $E_{\text{св}}=284,0$ эВ, аллотропная модификация углерода типа алмаз с sp^3 -гибридизацией и $E_{\text{св}}=285,0$ эВ [13]; связанный с атомами металлов углерод С–Met, $E_{\text{св}}=283,0$ эВ; вклад от различных углеродсодержащих групп в составе поверхности с $E_{\text{св}}=286,2, 287,4, 288,5$ эВ [27].

Фотоэлектронный пик О1s-уровня кислорода разложен на индивидуальные составляющие с выделением в спектре следующих четырёх линий: $E_{\text{св}}=529,7$ эВ (О–Met) [25], адсорбированный поверхностью кислород [12]; $E_{\text{св}}=530,9$ эВ (НО–Met, С=О) [30]; $E_{\text{св}}=532,0$ эВ (ОН–С) [26]; $E_{\text{св}}=533,0$ эВ, адсорбированная поверхностью вода (С–О–С, С–О) [31].

Структурно-фазовые преобразования поверхностного слоя кристаллов алмазов в результате обработки МЭМИ в основном вызваны изменением химического состояния атомов кислорода. В спектре О1s-уровня возросла доля (ат. %) пика с $E_{\text{св}}=530,9$ эВ на 3,2–4,3%, относящегося к кислороду гидроксильных групп, связанных с поверхностными атомами металлов, или к кислороду в составе С=О поверхностных карбо-

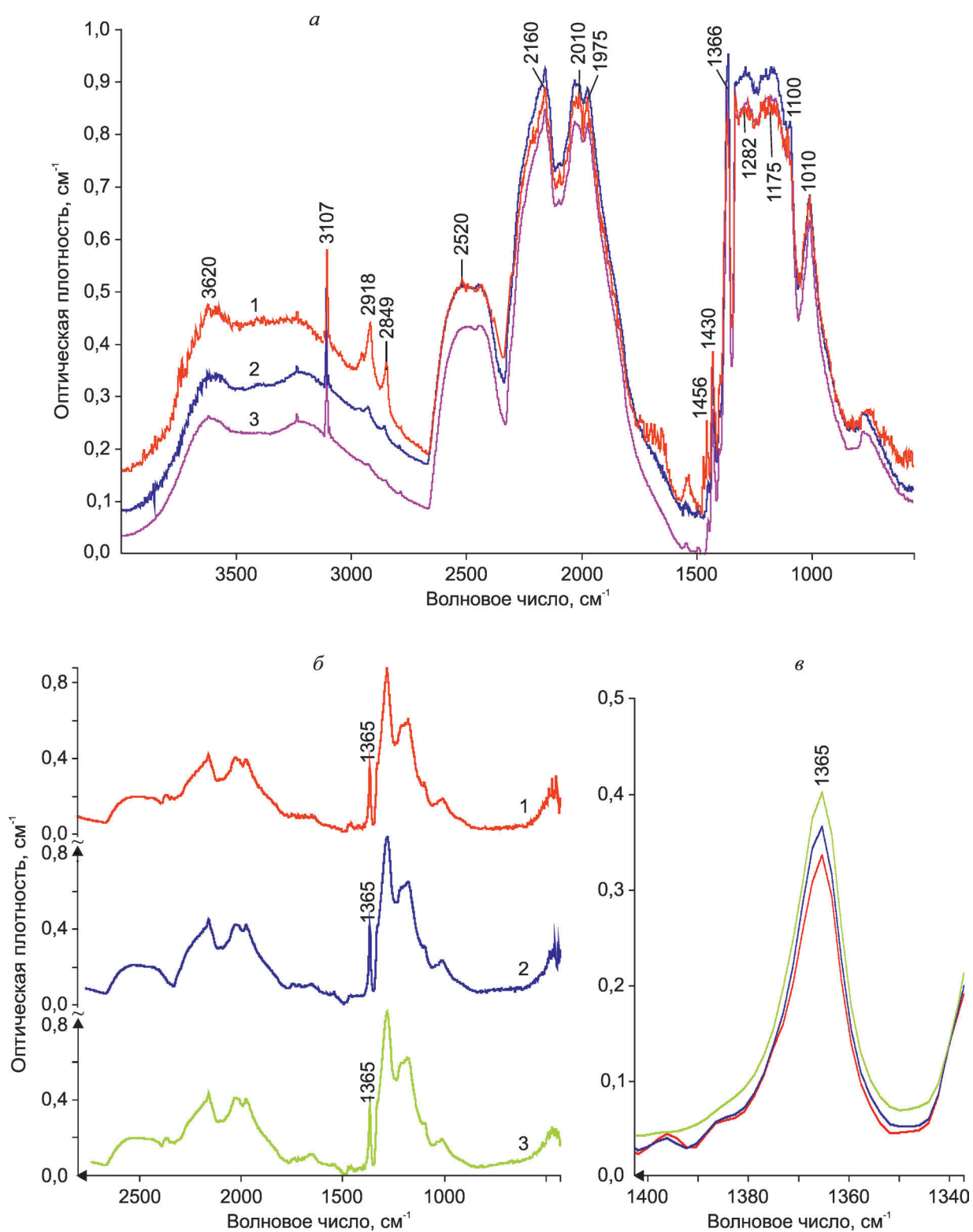


Рис. 2. ИК-спектры кристаллов алмаза Б-17 (а) и Б-7 (б); увеличенный фрагмент спектров алмаза Б-7 (в):

1 – до обработки; после обработки в течение: 2 – 50 с, 3 – 150 с

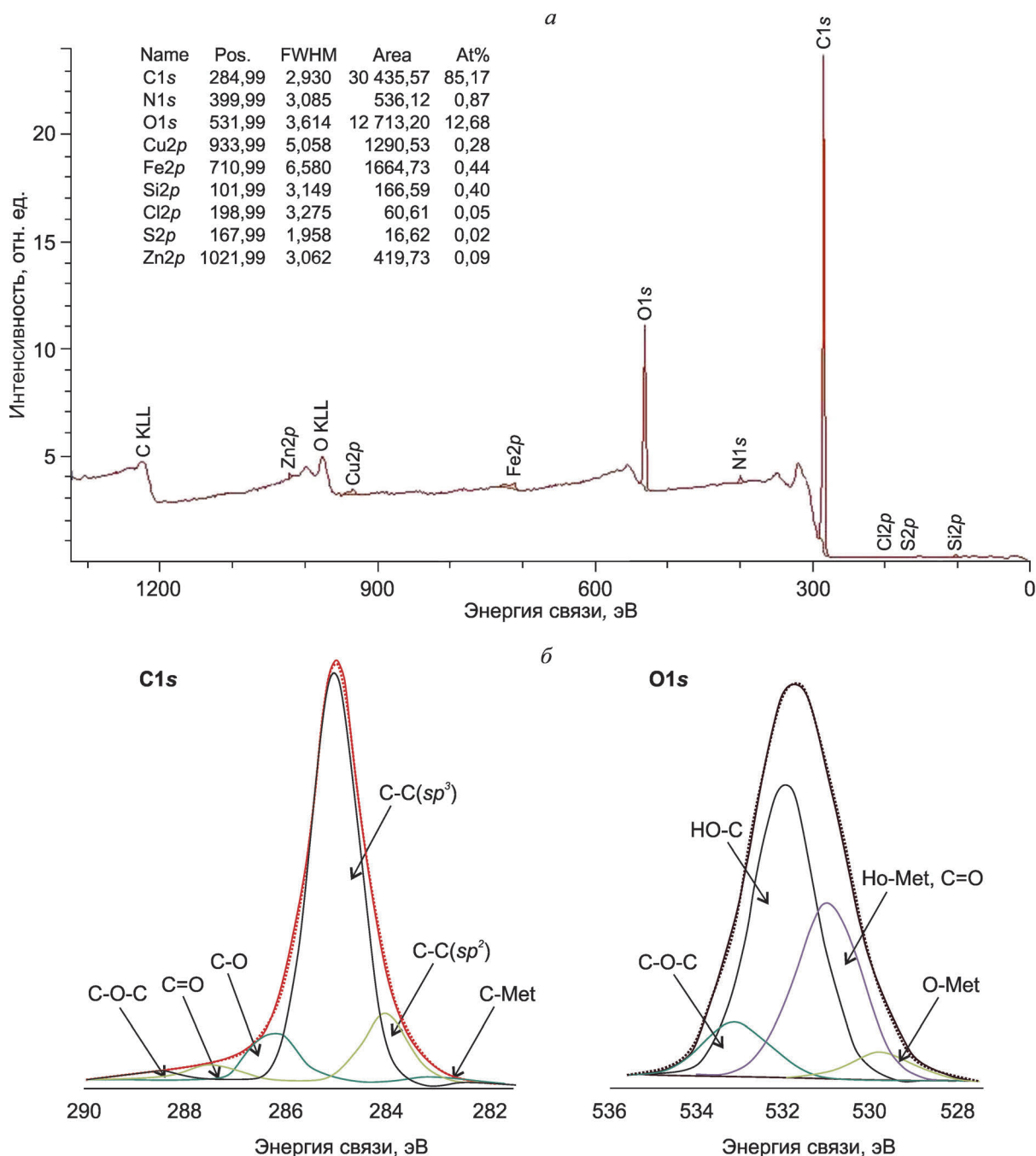


Рис. 3. Рентгеновские фотоэлектронные спектры синтетических алмазов:

а – обзорный спектр, б – C1s-уровня углерода и O1s – кислорода

нильных группировок. Нетепловое воздействие высоковольтных наносекундных импульсов на частицы синтетических алмазов обуславливало изменение функционального покрова поверхности алмазных кристаллов. Изменения выражались в гидроксировании поверхности за счёт

взаимодействия активных продуктов радиоли- тического распада молекул адсорбированной воды с атомами металла, а также в формирова- нии карбонильных групп вследствие окисления поверхностного слоя минеральных частиц при их взаимодействии с активными продуктами ра-

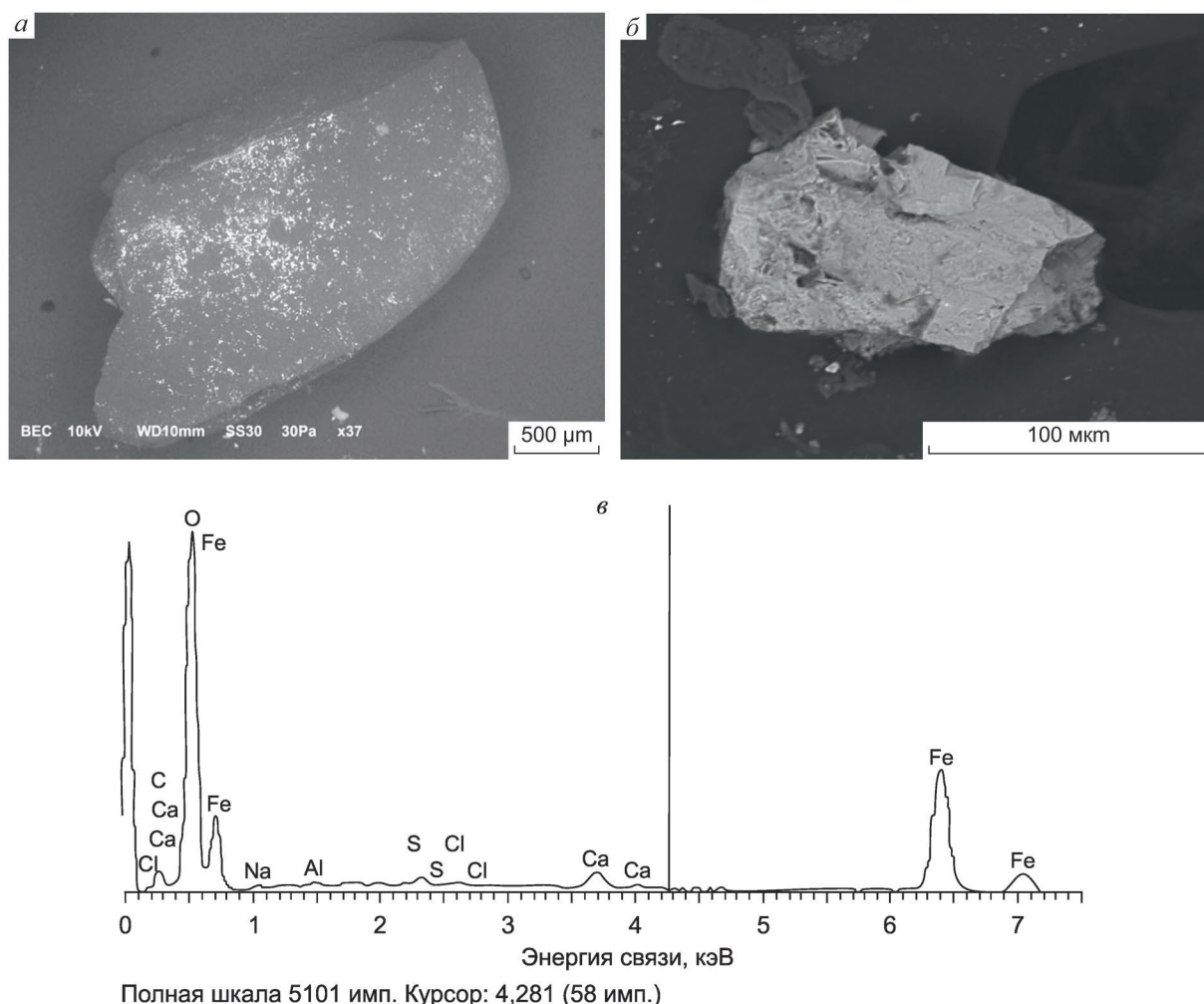


Рис. 4. Общий вид под электронным микроскопом кристалла алмаза (а) и фрагментов вторичных минеральных фаз, отделившихся от поверхности алмаза в результате обработки МЭМИ в течение 30 с (б); рентгеновский спектр от фрагмента (в)

диолитического разложения водно-воздушной среды [7].

Аналитическая электронная, конфокальная лазерная сканирующая и атомно-силовая микроскопия. Растровой электронной микроскопией на поверхности кристалла алмаза плоскогранной формы в исходном состоянии обнаружены минеральные образования автономных фаз с дискретным, неравномерным характером распределения и микро-, нанопористой структурой (рис. 4, а). В результате электромагнитной импульсной обработки алмазного кристалла в течение 30 с произошло отделение от его поверхности фрагментов вторичных минеральных фаз размером от 40 до 100 мкм, предположительно сульфата кальция и оксидов (гидрокси-

дов) железа (см. рис. 4, б, в). Вместе с тем микроскопические наблюдения, выполненные с использованием конфокального лазерного сканирующего микроскопа, не выявили роста единичных поверхностных микротрещин вследствие воздействия МЭМИ на кристалл алмаза в течение 30–50 с.

Исследование морфологических особенностей поверхности кристалла алмаза на нанометровом структурном уровне (Z) с использованием атомно-силового микроскопа (АСМ) показало наличие узких протяжённых полос, разделённых характерными вторичными трещинами (согласно терминологии [7] – «шрамами», разрывами) (рис. 5, а–г). По данным АСМ основные изменения микроморфологии поверхности кри-

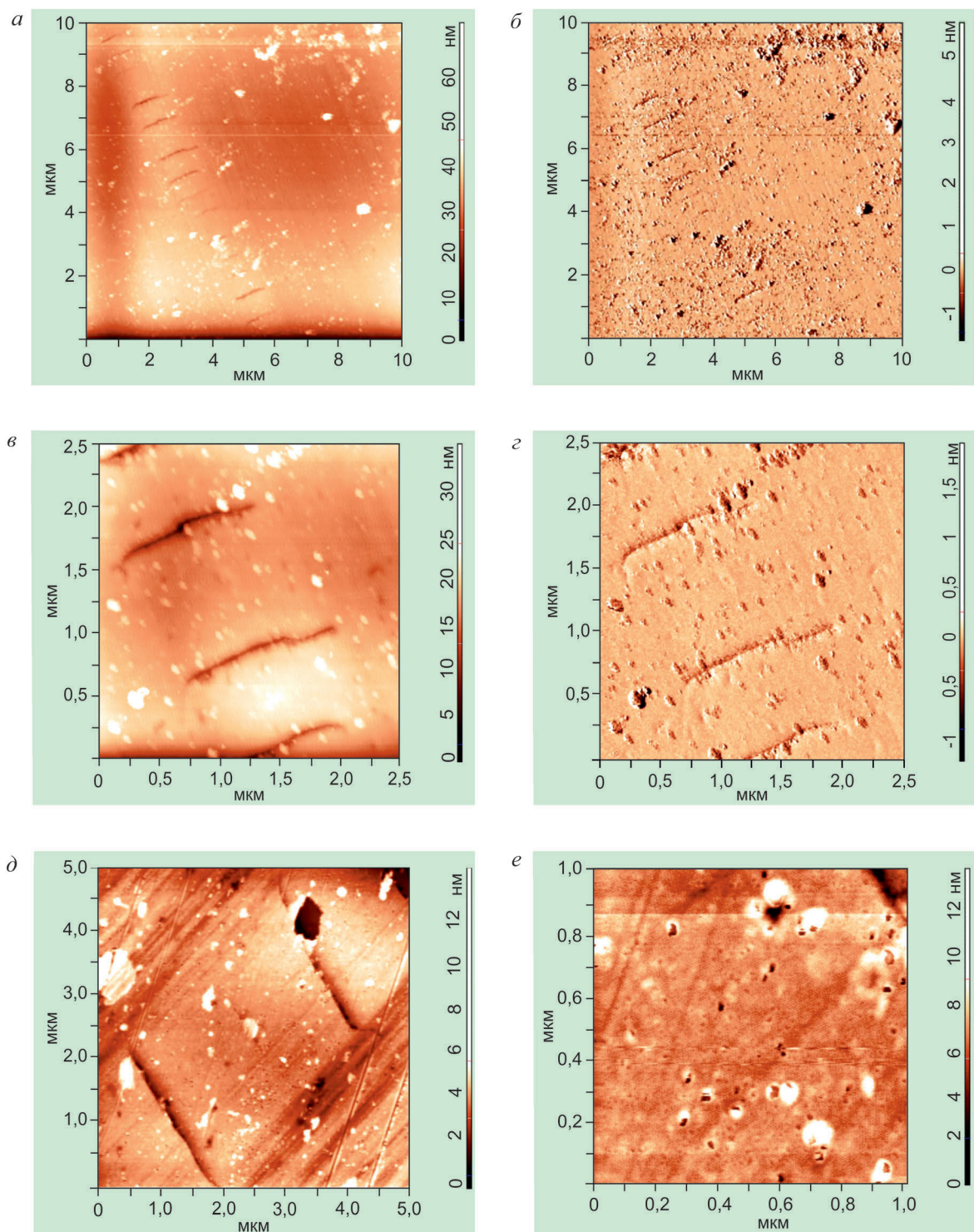


Рис. 5. Изображения поверхности кристаллов под атомно-силовым микроскопом:

изображения рельефа (*а, в, д, е*) и фазового контраста (*б, г*) для поверхности кристалла алмаза до (*а-г*) и после (*д, е*) обработки МЭМИ в течение 30 с; размер сканов: 10x10 мкм, Z~70 нм (*а, б*); 5x5 мкм, Z~30 нм (*д*); 2,5x2,5 мкм, Z~30 нм (*в, г*); 1,0x1,0 мкм, Z~15 нм – (*е*)

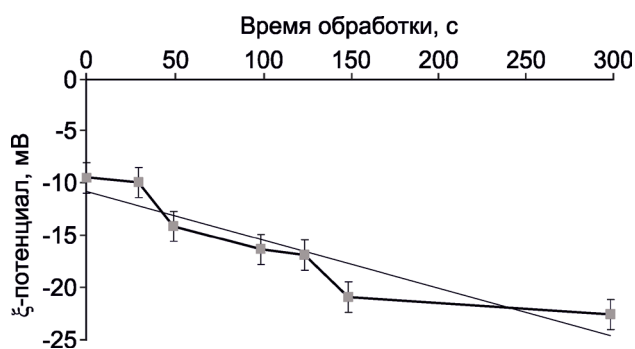


Рис. 6. Изменение зета-потенциала поверхности кристаллов синтетических алмазов в зависимости от продолжительности обработки МЭМИ

сталла алмаза в результате воздействия МЭМИ проявлялись в углублении и расширении «берегов» вторичных трещин (см. рис. 5, д) и возникновении новообразований в виде округлых частиц разного размера – от нескольких десятков до 100 нм (см. рис. 5, е).

Влияние МЭМИ на электрокинетические свойства алмазов. Данные РФЭС об изменении состава функционального покрова синтетических алмазов при воздействии МЭМИ подтверждены результатами исследований эффекта влияния электроимпульсной обработки на ζ-потенциал минеральных частиц алмазов. В результате электроимпульсной обработки минеральных проб в течение 10–150 с ζ-потенциал монотонно увеличивался в области отрицательных значений (рис. 6) из-за окисления поверхностного слоя кристаллов и изменения функционального покрова их поверхности с образованием гидроксильных и (или) карбонильных групп. Значение ζ-потенциала изменялось с -9,33 мВ в исходном состоянии (без обработки МЭМИ) до -14,0 мВ ($t_{обр.} \sim 50$ с) и -20,81 мВ ($t_{обр.} \sim 150$ с), т.е. в 1,5 и 2,2 раза соответственно. Стандартное (среднеквадратическое) отклонение составило ~5,0, стандартная ошибка ~0,9.

Оценка изменений гидрофобности поверхности алмазов при воздействии МЭМИ. Исследованиями, проведенными в ИПКОН РАН и НИГПАК «АЛРОСА» [20], установлена существенная роль минеральных микро- и новообразований в формировании структурно-фазового состояния поверхностных слоёв кристаллов алмазов, которые влияют на степень гидрофильности поверх-

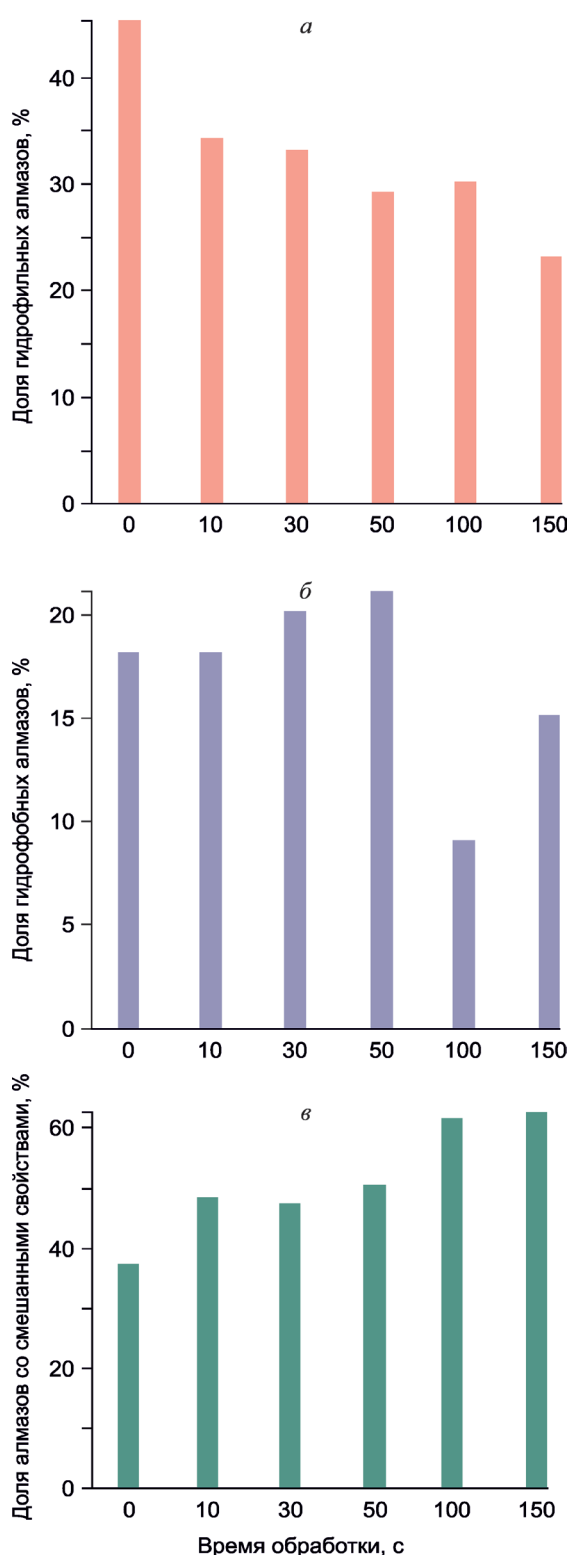


Рис. 7. Зависимость распределения в выборке гидрофильных (а), гидрофобных (б) и со смешанными свойствами (в) алмазов от продолжительности обработки МЭМИ

ности кристаллов и эффективность их извлечения методами липкостной и пенной сепарации.

В результате экспериментов по оценке влияния МЭМИ на гидрофобно-гидрофильное состояние поверхности природных алмазов среди образцов в исходном состоянии выделены три условных типа алмазных кристаллов: с гидрофобной, гидрофильной поверхностью и алмазы со смешанными свойствами. В ходе обработки количество гидрофильных алмазов снижается на 22% (с 45 до 23%), достигая минимума при длительности обработки 150 с (рис. 7, а), а количество кристаллов со смешанными свойствами растёт (см. рис. 7, в). При этом максимальное содержание гидрофобных алмазов отмечается при обработке в течение 50 с, а при увеличении времени воздействий число гидрофобных индивидов снижается (см. рис. 7, б). Повышение гидрофобности образцов алмаза в результате обработки МЭМИ, по-видимому, связано с отслоением и частичным разрушением минеральных плёнок на поверхности кристаллов, что свидетельствует о целесообразности применения высоковольтных наносекундных импульсов для эффективной деструкции и удаления поверхностных гидрофильных минеральных микро- и наночастиц на кристаллах алмазов и увеличения контрастности физико-химических и технологических свойств минералов кимберлитов. В то же время длительное воздействие приводит к окислению поверхности чистых кристаллов (подтверждено методом РФС для синтетических алмазов), что вызывает гидрофилизацию гидрофобных алмазов и появление у них смешанных свойств.

Итак, обработка алмазов наносекундными импульсами высокого напряжения при оптимальных режимах (t 50 с) вызывает изменение морфологии и состава функционального покрова поверхности минерала – отслоение и частичное разрушение минеральных плёнок вторичных фаз на поверхности непрозрачных кристаллов, что увеличивает гидрофобность алмазов и изменяет их морфологические свойства. При увеличении времени обработки (до 150 с) возникают гидроксильные и (или) карбонильные группы вследствие окисления поверхностного слоя кристаллов при взаимодействии с активными продуктами радиолитического разложения водно-воздушной среды, что повышает электрокинетический потенциал кристаллов в

области отрицательных значений и снижает гидрофобные свойства алмазов с изначально чистой поверхностью.

В результате проведённых экспериментов вследствие электромагнитного импульсного воздействия концентрация и распределение азотных центров в кристаллах алмаза практически не изменялись, в то же время впервые установлен эффект роста концентрации В2-дефектов в кристаллах с относительно высокой концентрацией азота в агрегированной форме ($N_B \sim 35-65\%$). По данным ИК-спектроскопии МЭМИ-обработка также способствует очищению поверхности алмазов от фазовых примесей.

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении исследований Е.В.Копорулиной и М.В.Рязанцевой.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-00007а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамсон А. Физическая химия поверхностей. – М.: Мир, 1979.
2. Анашкина Н.Е., Хачатрян Г.К. Применение метода ИК-фурье-спектроскопии для оценки технологических свойств и качества алмазного сырья // Руды и металлы. 2015. № 3. С. 70–77.
3. Бунин И.Ж. Теоретические основы воздействия наносекундных электромагнитных импульсов на процессы дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов и извлечения благородных металлов из руд: Автореф. дис... д-ра техн. наук. – М.: ИПКОН РАН, 2009.
4. Влияние наносекундных электромагнитных импульсов на фазовый состав поверхности, сорбционные и флотационные свойства пирита и арсенида пирита / В.А.Чантурия, И.Ж.Бунин, М.В.Рязанцева и др. // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2011. № 4. С. 108–116.
5. Воронина Л.Д., Кудряшов В.В., Шуринова М.К. Методика оценки пылесмачивающего действия растворов поверхностно-активных веществ в динамических условиях (при орошении). – М.: ИГД, 1973.
6. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
7. Изменение функционально-химического состава поверхности и микротвердости минералов ким-

- берлитов при воздействии наносекундных импульсов высокого напряжения / И.Ж.Бунин, В.А.Чантурия, М.В.Рязанцева и др. // Изв. РАН. Сер. Физическая. 2016. Т. 80. № 6. С. 712–717.
8. *Использование мощных электромагнитных импульсов в процессах дезинтеграции и вскрытия упорного золотосодержащего сырья* / В.А.Чантурия, И.Ж.Бунин, В.Д.Лушин и др. // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2001. № 4. С. 95–106.
9. *Казицына Л.А., Куплетская Н.Б.* Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии. – М.: Высшая школа, 1971.
10. *Коваленко Е.Г., Двойченкова Г.П., Поливанская В.В.* Научное обоснование совместного применения тепловой и электрохимической обработки для повышения эффективности процесса пенной сепарации алмазосодержащего сырья // Науч. вестн. МГГУ. 2014. № 3. С. 67–80.
11. *Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова)* / В.П.Афанасьев, А.П.Елисеев, В.А.Надолинный и др. // Минералогия, петрография, петрология. 2000. № 10. С. 79–97.
12. *Нефедов В.И.* Рентгеноэлектронная спектроскопия химических соединений: справочник. – М.: Химия, 1984.
13. *Оптические свойства слоев наноалмазов* / А.Е.Алексенский, В.Ю.Осипов, А.Я.Вуль и др. // ФТТ. 2001. Т. 43. № 1. С. 140–145.
14. *Орлов Ю.Л.* Морфология алмаза. – М.: Наука, 1973.
15. *Плюснина И.И.* Инфракрасные спектры силикатов. – М.: Изд. МГУ, 1967.
16. *Природные и синтетические алмазы* / Г.Б.Бокий, Г.Н.Безруков, Ю.А.Клюев и др. – М.: Наука, 1986.
17. *Соболев Е.В.* Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. 1978. С. 245–255.
18. *Хачатрян Г.К.* Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 73–80.
19. *Хачатрян Г.К.* Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и ее практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». 2003. С. 319–321.
20. *Чантурия В.А., Бондарь С.С., Годун К.В., Горячев Б.Е.* Современное состояние алмазодобывающей отрасли России и основных алмазодобывающих стран мира // Горный журнал. 2015. № 3. С. 67–75.
21. *Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Рязанцева М.В., Хабарова И.А.* Влияние наносекундных электромагнитных импульсов на фазовый состав поверхностных нанообразований, электрохимические, сорбционные и флотационные свойства халькопирита и сфалерита // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2012. № 4. С. 155–164.
22. *Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Рязанцева М.В., Хабарова И.А.* Изучение методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии изменения состава и химического состояния атомов поверхности халькопирита и сфалерита до и после обработки наносекундными электромагнитными импульсами // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 3. С. 157–168.
23. *Чантурия В.А., Трубецкой К.Н., Викторов С.Д., Бунин И.Ж.* Наночастицы в процессах разрушения и вскрытия геоматериалов. – М.: ИПКОН РАН, 2006.
24. *Черепенин В.А.* Релятивистские многоволновые генераторы и их возможное применение // УФН. 2006. Т. 176. № 10. С. 1124–1130.
25. *Conversion of platelets into dislocation loops and voidite formation in type IaB diamonds* / T.Evans, I.Kiflawi, W.Luyten et al. // Proc. R. Soc. Lond. A. 1995. Vol. 449. P. 295–313.
26. *Dai W., Ke P., Wang A.* Microstructure and property evolution of Cr-DLC films with different Cr content deposited by a hybrid beam technique // Vacuum. 2011. Vol. 85. № 8. P. 792.
27. *Petrick S., Benndorf C.* Potassium adsorption on hydrogen- and oxygen-terminated diamond(100) surfaces // Diamond and related materials. 2001. Vol. 10. № 3. P. 519.
28. *Surface characterization of carbon fibers using angle-resolved XPS and ISS* / S.D.Gardner, C.S.Singamsetty, G.L.Booth et al. // Carbon. 1995. Vol. 33. № 5. P. 587.
29. *Surface characterization of NCD films as a function of sp²/sp³ carbon and oxygen content* / A.F.Azevedo, J.T.Matsushima, F.C.Vicentin et al. // Applied Surface Science. 2009. Vol. 255. № 13. P. 6565.

30. *Surface* properties of fluorinated single-walled carbon nanotubes / Y.S.Lee, T.H.Cho, B.K.Lee et al. // Journal of fluorine chemistry. 2003. Vol. 120. № 2. P. 99.
31. Swart A.J. Evaluating the effects of radio-frequency treatment on rock samples: Implications for rock comminution // *Geochemistry – Earth's System Processes*. INTECH Open Access Publisher, 2012. P. 457–484.
32. Woods G.S. Platelets find the infrared absorption of type Ia diamonds // *Proc. Roy. Soc. London*. 1986. A 407. P. 219–238.

Чантурия Валентин Алексеевич,
академик РАН, доктор технических наук
vchan@mail.ru

Анашкина Наталия Евгеньевна,
младший научный сотрудник
for_nataliya@list.ru

Бунин Игорь Жанович,
доктор технических наук
Bunin_i@mail.ru

Хачатрян Галина Карленовна,
кандидат геолого-минералогических наук
khachatryan_g_k@mail.ru

MODIFICATION OF NATURAL AND SYNTHETIC DIAMOND FUNCTIONAL COVER UNDER THE INFLUENCE OF HIGH-VOLTAGE NANOSECOND PULSES

V.A.Chanturia,
N.E.Anashkina,
I.Zh.Bunin,
G.K.Khachatryan

For optimization of diamond enrichment technologies, the effect of high-voltage nanosecond pulses on physical and technological properties of diamond crystals was studied. Using the methods of Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR), X-ray photoelectron spectroscopy (XPS), microscopy and electroosmosis, changes in structural, chemical and electrical properties of natural and synthetic diamonds surface as a result of influences were investigated. Based on the information received, it was concluded that the high-voltage nanosecond pulses cause changes in the functional cover of diamond surface to form hydroxyl and (or) carbonyl groups by oxidation of the surface layer and also lead to detachment and partial destruction of mineral film on the surface of the secondary phase and the formation of natural diamond microshift defects in the crystal lattice.

Key words: diamonds, high-voltage nanosecond pulses, spectroscopy, microscopy, surface, electrical properties, hydrophobicity.

Подписка в почтовых отделениях
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»
(индекс 47 218)

Подписка на электронную версию журнала
на сайте Научной Электронной Библиотеки elibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:
Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1
Контактный телефон: 8 (495) 315-28-47. Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 1200 рублей.

СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2016 ГОДУ

От главного редактора. № 1. С. 5–10.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Куприянова И.И.

Геолого-геохимические факторы генезиса месторождений бериллия разных промышленных типов. № 2. С. 18–30.

Печенкин И.Г.

Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии. № 2. С. 5–17.

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Григорьев С.А.

Структура регионального геохимического поля Колымской золотоносной области как фактор металлогенического районирования и прогнозной оценки. № 1. С. 11–14.

Зинчук Н.Н.

Особенности использования глинистых минералов при алмазопромышленных работах. № 2. С. 31–43.

Ковалёв С.Г., Высоцкий С.И., Высоцкий И.В.

Ресурсный потенциал докембрийских конгломератов Шатакского комплекса, Южный Урал. № 4. С. 5–21.

Николаев В.И., Руднев А.В.

Типы хромоворудных концентраций и закономерности их размещения в альпинотипных массивах Урала. № 1. С. 15–24.

Савельев Д.Е., Казаков П.В., Бажин Е.А.

К перспективам россыпной и коренной золотоносности северной части Зилаирского мегасинклинария, Южный Урал. № 2. С. 44–50.

Тарасов А.В., Гуринов Г.В.

Прогнозно-поисковые геолого-геофизические признаки Сухоложского рудного поля. № 4. С. 22–47.

Юричев А.Н.

Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитоносности подморфных ультрамафитовых массивов складчатых областей. № 3. С. 5–14.

Юшманов Ю.П.

Покровско-Троицкий рудный узел: геолого-структурные особенности и перспективы золотоносности, Нижнее Приамурье. № 1. С. 25–32.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Авилова О.В., Андреев А.В., Гирфанов М.М., Кряжев С.Г., Старостин И.А.

Геолого-поисковые модели медно-порфирирового и золото-полисульфидного орудения Соболиной перспективной площади, Сихотэ-Алинь. № 2. С. 51–72.

Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С., Подкаменный Ю.А.

Анализ распределения вторичных минералов и их ассоциаций на поверхности алмазов и в продуктах переработки метасоматически изменённых кимберлитов. № 2. С. 73–83.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Абрамов Б.Н.

Андрюшкинское золоторудное месторождение: геохимические особенности пород и руд, Восточное Забайкалье. № 3. С. 15–22.

Андреев А.В., Мансуров Р.Х.

Типы руд золота и обстановки их нахождения на месторождениях Новогодненского рудного поля, Полярный Урал. № 3. С. 23–38.

Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин И.В.

Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал. № 2. С. 84–99.

Власов Е.А., Прокофьев В.Ю., Николаев Ю.Н., Калько И.А.

Новая находка золото-теллуридной минерализации на Чукотке: минералогия и условия формирования рудопроявления Телевеем. № 4. С. 48–59.

Глухов А.Н., Савва Н.Е., Колова Е.Е.

Вещественный состав и генезис золотых руд месторождения Надежда, Магаданская область. № 4. С. 60–71.

Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Рустамжонов Р.Р., Новикова И.В.

Рудно-метасоматическая система и перспективы месторождения Дайковое (W, Mo, Bi, Au, Te), Восточный Узбекистан. № 1. С. 33–41.

Зублюк Е.В., Прудников И.А., Агеев Ю.Л.

Особенности вещественного состава железистых кварцитов Тонодской площади. № 3. С. 39–48.

Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э.
Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве, Кольский полуостров. № 1. С. 42–51.

Мотов А.П., Валеев О.К., Малах Ю.Е., Головина Т.А.

Геохимическая оценка медно-порфировых узлов и золото-полиметаллических месторождений Малого Кавказа. № 4. С. 72–79.

Окулов А.В., Шатилова Л.В., Рожченко В.А.

Минералого-геохимическая характеристика золоторудных проявлений Топольнинского рудного поля. № 1. С. 52–62.

Олейник И.Л., Кулешевич Л.В.

Петрохимические особенности и благороднометаллическая минерализация Койкарского силла, Карелия. № 3. С. 49–61.

Пересторонин А.Е.

Боргуликанская золото-медная рудно-магматическая система в Приамурской золотоносной провинции. № 1. С. 63–77.

Савва Н.Е., Колова Е.Е.

Минералогия и условия формирования золоторудного месторождения Озёрное, Каральвеевский рудный узел, Чукотка. № 2. С. 100–114.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Березнер О.С., Егоров А.Ю., Черенков В.Г.

Генезис алмазов из триасовых коллекторов в низовьях р. Лена. № 4. С. 80–93.

Миронов А.А.

Алмазонасность Оспино-Китойского гипербазитового массива. № 3. С. 62–71.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Кряжев С.Г.

Газогеохимические ореолы золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. № 4. С. 94–97.

Романчук А.И., Кошель Д.Я., Карева А.В., Юбко В.М., Пономарёва И.Н.

Извлечение попутных компонентов из океанических железомарганцевых конкреций. № 3. С. 72–78.

Чантурия В.А., Анашкина Н.Е., Бунин И.Ж., Хачатрян Г.К.

Изменение состава функционального покрова природных и синтетических алмазов при воздействии высоковольтных наносекундных импульсов. № 4. С. 98–110.

ЗАРУБЕЖНЫЙ ОПЫТ

Егорова И.В.

Проблема количественной оценки сырьевых баз зарубежных стран. № 3. С. 79–86.

ДИСКУССИИ

Остапенко Н.С.

О естественной флотации гидрофобных минералов в гидротермальном рудообразовании и её следствиях (на примере месторождений золота). № 1. С. 78–86.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Б.И.Беневольского, Г.В.Седелникову (№ 1), Т.А.Дубову, Т.П.Кузнецову (№ 2), В.Д.Конкина, В.П.Филиппова (№ 3)

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Конференция ЦНИГРИ. № 1. С. 91.
Выставка «Недра-2016». № 1. С. 92.