

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

Contents

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

Ratkin V.V., Simanenko L.F., Eliseeva O.A.
Types of deposits and resource potential of lead-zinc and borosilicate ores of the Dalnegorsk ore district (Sikhote-Alin)..... 3

Perestoronin A.E.
Typical low-sulphide gold-quartz deposits of Dzhagdy-Selemzhinsk metallogenic zone of Amur region..... 16

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Kolosov P.N., Troegubova I.N.
Oncolite-like formations of the Kalanchev formation of the Neoproterozoic North-eastern margin of the Patom Highland: ultrastructures and organic remains..... 29

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Orlov Yu.S., Trumilina V.A., Roev S.P.
Granitoids of transverse intrusive series in the central part of the Polousny Range (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)..... 35

Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V.
Lithochemical characteristics and formation conditions of lower Paleozoic Sandstone of the Northern Urals..... 46

Yushmanov Yu.P.
Geological and structural position, structure and conditions of localization of gold ores in Dyappe-Martemyanovskom ore knot, the Lower Priamurye..... 56

Ryashchenko T.G., Ukhova N.N., Shtel'makh S.I.
Gorome cave sandy-clayey sediments: composition, microstructure and properties..... 63

DISCUSSIONS

Milyaev S.A., Chekvaidze V.B.
The formation and features of development of halos ammonium (NH₄) fields of gold-silver formation type volcanogenic and volcanogenic-sedimentary rocks..... 69

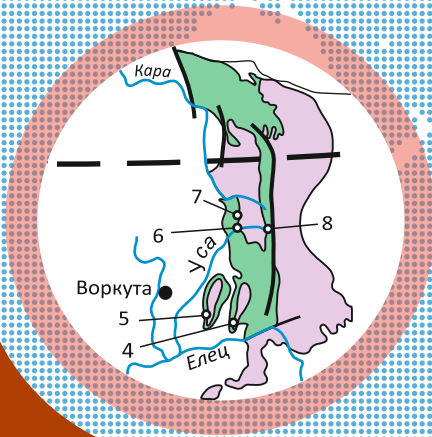
Lyukhin A.M., Tselmovitch V.A., Gubar A.Yu., Tsvetnov A.V., Babushkin M.V., Sadokov D.O.
Native silver and impact minerals in the sedimentary rocks of the north-west surroundings of the Rybinsk storage reservoir..... 73

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2016. № 4.



ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РЕСУРСНЫЙ
ПОТЕНЦИАЛ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И
БОРОСИЛИКАТНЫХ РУД ДАЛЬНЕГОРСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРА УРАЛА





В соответствии с распоряжением Правительства Российской Федерации от 31 декабря 2015 года № 2788-р, приказом Министерства природных ресурсов и экологии РФ от 01 февраля 2016 года № 22, приказом Роснедр от 18 февраля 2016 года № 147 и Резолюцией VII Всероссийского съезда геологов в Москве 26–28 октября 2016 года будет созван VIII Всероссийский съезд геологов.

Готовящийся Съезд должен всесторонне рассмотреть и оценить современное состояние отечественной геологической науки и практики, структурное построение геологической службы страны, организационные, технико-технологические, управленческие, кадровые и другие проблемы, наметить пути их решения. Значительной частью повестки Съезда является обсуждение стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации.

В рамках проведения Съезда планируется заслушать отчет о работе Российского геологического общества за 2012–2015 годы и провести переизбрание его руководящего состава.

По материалам сайта Федерального агентства по недропользованию <http://www.rosnedra.gov.ru>

МАЙНЕКС
РОССИЯ 2016

12-й ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫЙ ФОРУМ
РОССИЙСКАЯ ГОРНАЯ ОТРАСЛЬ
– НОВЫЕ ИСТОЧНИКИ РОСТА

4-6 октября 2016, Москва

www.minexrussia.com

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 4 / 2016

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А.И.Иванов

А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин (зам. главного
редактора), В.И.Старостин

Бюро

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев,
А.И.Варламов, Ю.К.Голубев,
А.И.Жамойда, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, Е.Г.Фаррахов

Редсовет

Содержание

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.В.Раткин, Л.Ф.Симаненко, О.А.Елисеева
Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово-цинковых и боросиликатных руд Дальнегорского рудного района (Сихотэ-Алинь)..... 3

А.Е.Пересторонин
Типовые золото кварцевые малосульфидные месторождения Джагды-Селемджинской металлогенической зоны Приамурья..... 16

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

П.Н.Колосов, И.Н.Троегубова
Онколитоподобные образования в каланчёвской свите неопротерозоя северо-восточной окраины Патомского нагорья: ультраструктуры и органические остатки..... 29

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Ю.С.Орлов, В.А.Трунилина, С.П.Роев
Гранитоиды поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный (Верхояно-Колымская орогенная область)..... 35

Н.Ю.Никулова, И.В.Козырева

Литохимические особенности и условия формирования нижнепалеозойских песчаников севера Урала..... 46

Ю.П.Юшманов
Геолого-структурная позиция, структура и условия локализации золотого оруденения в Дяппе-Мартемьяновском рудном узле, Нижнее Приамурье..... 56

Т.Г.Ряценок, Н.Н.Ухова, С.И.Штельмах
Песчано-глинистые отложения пещеры Горомэ: состав, микроструктура и свойства..... 63

ДИСКУССИИ

С.А.Миляев, В.Б.Чекваидзе
Формирование и особенности развития ореолов аммония (NH_4^+) месторождений золотосеребряного формационного типа в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах..... 69

А.М.Люхин, В.А.Цельмович, А.Ю.Губарь, А.В.Цветнов, М.В.Бабушкин, Д.О.Садоков
Серебро и импактные минералы в породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища..... 73

Редакция: *Т.М.Папеско, А.З.Добросердов*
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 26.07.2016

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 корп. 1

Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово-цинковых и боросиликатных руд Дальнегорского рудного района (Сихотэ-Алинь)

В.В.РАТКИН, Л.Ф.СИМАНЕНКО, О.А.ЕЛИСЕЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН); 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, д. 159).

Минерально-сырьевая база руд свинца и цинка Дальнегорского рудного района проявлена как единая группа месторождений скарновых и жильных руд. Все месторождения ассоциированы с вулканоплутоническими комплексами палеоценового возраста и однотипны в отношении минерального состава и зонального строения рудных тел. Ресурсный потенциал, обеспечивающий современное рентабельное горнорудное производство, связывается с добычей свинцово-цинковых руд, обогащенных висмутом и серебром.
Ключевые слова: скарновое, жильное, месторождение, свинец, цинк, висмут, серебро, бор, запасы, Дальнегорск.

Раткин Владимир Васильевич
Симаненко Людмила Федоровна
Елисеева Ольга Александровна



ratkin@yandex.ru
lsimanenko@fegi.ru
okaras@yandex.ru

Types of deposits and resource potential of lead-zinc and borosilicate ores of the Dalnegorsk ore district (Sikhote-Alin)

V.V.RATKIN, L.F.SIMANENKO, O.A.ELISEEVA

Mineral resources base of the Dalnegorsk ore district is represented by the combine skarn and vein deposit group. All deposits is related with the Paleocene volcano-plutonic complex. Mineral assemblages and mineral zonation of ore bodies on skarn and vein deposits is very similar. The resource potential providing modern cost-effective mining binds with production of lead and zinc ores rich in bismuth and silver.

Key words: skarn, vein, deposit, lead, zinc, bismuth, silver, boron, resources, Dalnegorsk.

Дальнегорский рудный район расположен на юго-востоке Сихотэ-Алиня и объединяет все промышленно значимые свинцово-цинковые месторождения Таухинской металлогенической зоны [2]. Здесь же находится уникальное Дальнегорское месторождение боросиликатных руд.

Первое из свинцово-цинковых месторождений Верхнее было открыто в Тетюхинском (в настоящее время Дальнегорский) районе в конце XIX века. С середины XX века здесь же были обнаружены и вовлечены в эксплуатацию еще 10 месторождений. В настоящее время созданное на базе объединения «Дальполиметалл» ОАО «ГМК Дальполиметалл» – одно из крупнейших горнорудных предприятий Российской Федерации. Компания, имеет мощную производственно-инфраструктурную базу и высокую кадровую обеспеченность. Предприятие выпускает около 35% свинцового и 8% цинкового концентрата от объема РФ. Но темпы производства год от года падают. Большая часть разведанных запасов на базовых скарновых месторождениях погашена. Потенциал открытия новых скарновых ме-

сторождений в наиболее продуктивной западной части района исчерпан. Однако сохраняется потенциал жильных месторождений, а также возможность отработки скарново-рудных тел на флангах и глубоких горизонтах месторождений. При этом, как результат низкой рентабельности производства и отсутствия средств на проведение геологоразведочных работ, снижается обеспеченность вскрытыми запасами. В этих условиях весьма целесообразно при оценке распространения скарновых и жильных руд на глубину использовать относительно малозатратный минералого-геохимический метод прогноза, в основе которого лежит информация о типовой, повторяющейся на всех месторождениях, вертикальной минералого-геохимической зональности рудных тел. Данные об особенностях зонального распределения и изменяющихся минеральных формах присутствия в рудах ценных попутных компонентов – серебра и висмута, интересны также в части совершенствования схем обогащения руд. Они дают возможность в текущих условиях сконцентрироваться на отработке руд с высокими содержаниями попутчиков и реализовать

рациональные схемы селективной отработки рудных тел или их частей при максимально полном извлечении из руд, кроме свинца и цинка, серебра и висмута.

Дальнегорский рудный район: геология и этапы рудообразования. Дальнегорский рудный район занимает центральную часть Таухинской металлогенной зоны [2], которая в геолого-структурном плане отвечает одноименному террейну Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского юрско-раннемелового орогенно-

го пояса (рис.1, врезка).

В структурном отношении Таухинский террейн – это фрагмент аккреционной призмы, которая была сформирована в раннем мелу. Призма сложена троекратно повторяющимся разрезом берриас-валанжинских флиш-идов, которые подстилаются или океанической толщей триасово-юрских кремнистых пород, или среднеюрской кремнисто-базальтовой толщей и перекрываются олистостромовой толщей с аркозовым песчаниковым

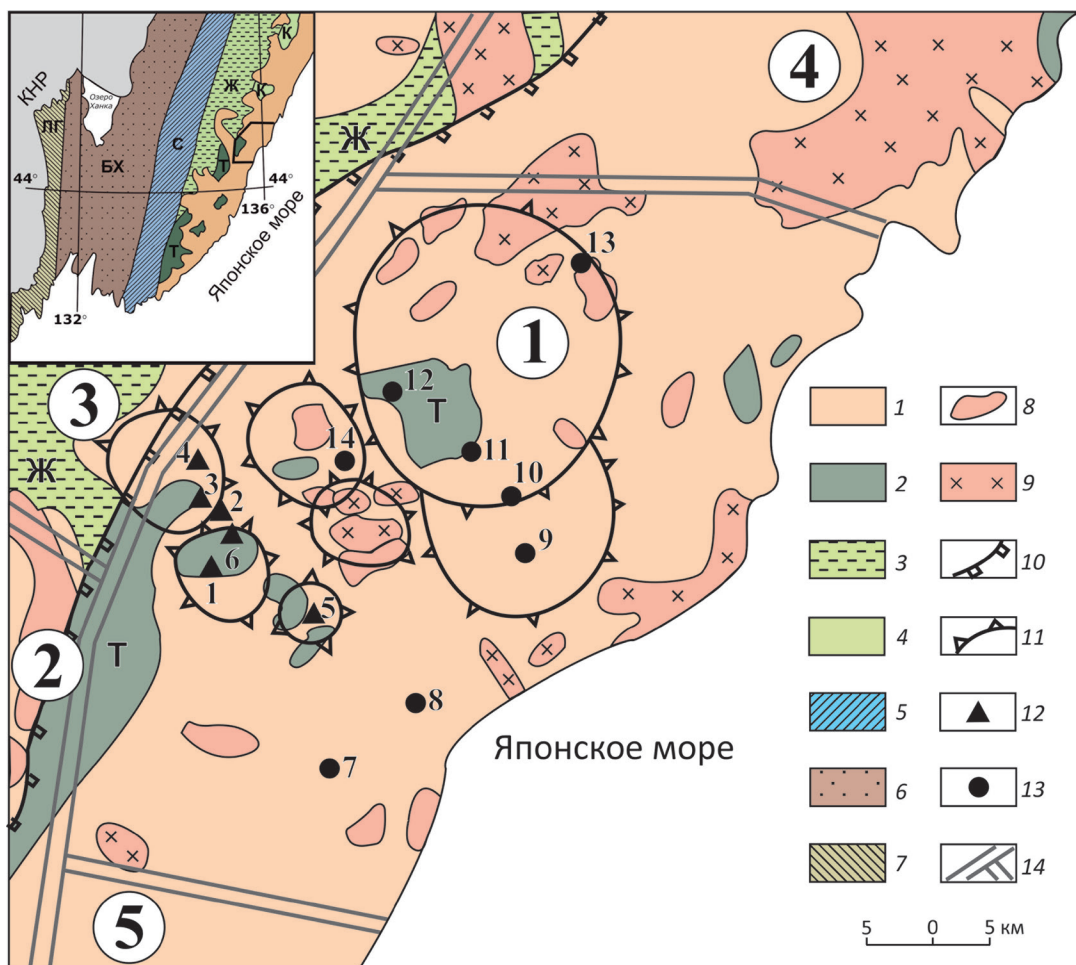


Рис. 1. Схема размещения скарновых и жильных месторождений Дальнегорского района, по данным ГМК «Дальполиметалл», с изменениями и Положение Дальнегорского рудного района на схеме террейнов южной части Дальнего Востока Российской Федерации, по работе [2] с изменениями (врезка):

1 – вулканогенные отложения поздний мел-палеоценового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса; 2–5 – террейны раннемелового Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса: 2 – Таухинский раннемеловой аккреционной призмы (Т), 3 – Журавлевский раннемеловой турбидитового бассейна (Ж), 4 – Кемский раннемеловой островной дуги (К), 5 – Самаркинский юрской аккреционной призмы (С); 6 – террейны раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса (БХ); 7 – Лаоелин-Гродековский террейн позднепалеозойской островной дуги в структуре позднепалеозойского Солонкерского орогенного пояса (ЛГ); 8 – экструзивные тела кислого и среднего составов; 9 – интрузии кислого и среднего составов; 10 – граница Таухинского и Журавлевского террейнов; 11 – интрузивно-купольные структуры; 12 – скарновые месторождения: 1–5 – свинцово-цинковые (1 – Партизанское, 2 – Первое Советское, 3 – Верхнее, 4 – Николаевское, 5 – Садовое), 6 – боросиликатное (Дальнегорское); 13 – жильные месторождения и рудопроявления (7 – Ново-Монастырское, 8 – Лидовское, 9 – Красногорское, 10 – Трехреченское, 11 – Арцевское, 12 – Майминовское, 13 – Сарафанное, 14 – Заявочное); 14 – границы рудных районов; цифры в кружках – рудные районы (1 – Дальнегорский, 2 – Кавалеровский, 3 – Верхне-Уссурийский, 4 – Тернейский, 5 – Ольгинский); выделенный на врезке контур – Дальнегорский рудный район

матриком и обильными олистолитами палеозойских и триасовых известняков [3].

Террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса в постаккреционный этап были перекрыты вулканическим чехлом поздний мел-палеоценового Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (ВСАВП). В основании вулканического чехла находятся маломощные позднеэоценовые молассоиды с базальтами. Выше залегает турон-кампанская толща платоигнимбритов и туфов приморской серии мощностью до 3,2 км. Завершается турон-кампанский вулканический цикл излияниями андезитов-базальтовых и базальтовых лав, венчающих разрез приморской серии. В маастрихте-палеоцене выше платоигнимбритов приморской серии формируется дальнегорская свита известково-щелочных вулканитов от среднего до кислого состава. Вулканиды слагают постройки центрального типа, выполняя отчетливо выраженные кальдеры и грабены. Они только частично наследуют центры турон-кампанского вулканизма и сопровождаются внедрением многофазных дифференцированных гранитоидных интрузий.

На площади Дальнегорского района отчетливо проявлены локальные интрузивно-купольные поднятия, контролируемые размещением месторождений свин-

ца и цинка (см. рис. 1). В ядрах этих поднятий в виде горст-антиклиналей обнажаются породы нижнего структурного этажа – складчатые комплексы Таухинской аккреционной призмы. В западной части района в таких ядрах присутствуют характерные олистостромовые толщи с крупными олистоплаками и олистолитами триасовых известняков. Именно они служат субстратом для скарновых месторождений (рис. 2). А в северной и восточной частях района локально обнажающийся нижний структурный этаж сложен преимущественно раннемеловыми флишоидами и толщами кремнисто-глинистых пород триасово-юрского возраста. Здесь присутствуют только месторождения жильных руд, которые локализуются как в осадочных породах раннемелового фундамента, так и в вулканитах позднего мел-палеоценового чехла.

Бор-свинцово-цинковое рудообразование Дальнегорского района реализовалось в форме двух обособленных этапов, которые по времени отвечают периодам завершения соответственно турон-кампанского и маастрихт-палеоценового вулканизма.

Кампанский (ранний) этап рудообразования отвечает финалу формирования турон-кампанской толщи платоигнимбритов. В это время в центре Дальнегор-

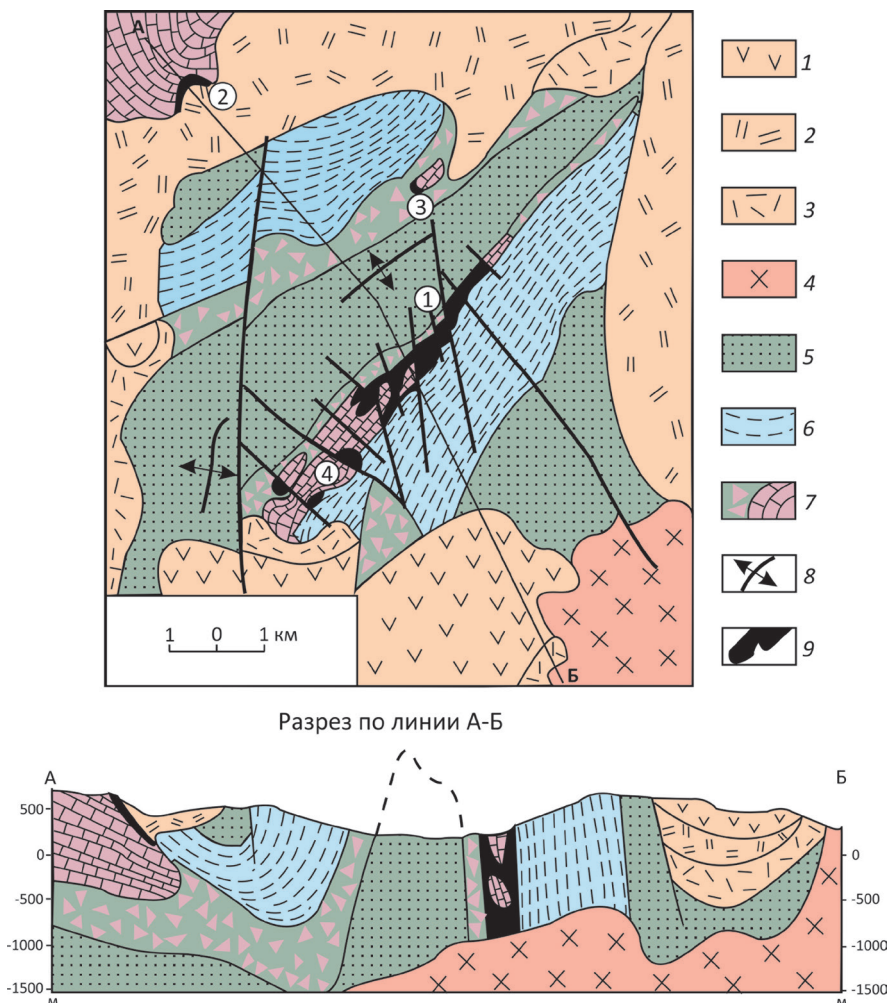


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Дальнегорского рудного района, по данным работы [3] с изменениями и дополнениями:

1–3 – поздний мел-палеоценовые эффузивы и туфы ВСАВП: 1 – андезиты, 2 – риодациты и дациты, 3 – риолиты; 4 – позднепалеоценовые интрузии гранодиорит-гранитного состава; 5–7 – осадочные породы Таухинского террейна (раннемеловой аккреционной призмы): 5 – песчаники и флишоиды раннемелового возраста, 6 – триасово-юрские кремнисто-глинистые породы, 7 – раннемеловые микститы и олистолиты триасовых известняков; 8 – оси антиклинальных складок; 9 – скарново-рудные тела; цифры в кружках – скарновые месторождения: 1 – Дальнегорское боросиликатное, свинцово-цинковые; 2 – Верхнее, 3 – Первое Советское, 4 – Партизанское

ского рудного узла было сформировано Дальнегорское боросиликатное месторождение. Гигантская (более 1 км³) зона гроссуляр-волластонитовых скарнов заместила нижнюю часть крупного стоящего на голове пластового тела известняков. Выше скарнов располагалась зона палеогидротермальных карстовых полостей в известняках. Здесь на стенках полостей формировались тонкополосчатые датолит-ферросилит-геденбергит-волластонитовые минеральные почки [7]. Потом полости были выполнены кристаллическими агрегатами данбурита, кварца и кальцита. Как финал, непосредственно вслед за кристаллизацией друзовых скоплений в полости был инъецирован базитовый расплав, образовавший трубообразные тела базальтового состава. По построениям авторов данной публикации и работы [4], указанные магматиты можно параллелизовать с базальтами, которые, завершая турон-кампанской этап вулканизма, перекрывают толщу платоигнимбритов приморской серии.

Палеоценовый (поздний) этап рудообразования соответствует финальным фазам маастрихт-палеоценового (дальнегорского) этапа вулканизма. В это время были сформированы скарновые и жильные свинцово-цинковые месторождения.

Месторождения свинцово-цинковых руд, тесно ассоциирующие с ильваит-андрадит-геденбергитовыми скарнами, определяют главную продуктивную свинцово-цинковую металлогеническую нагрузку Дальнегорского рудного района. По структурно-литологической приуроченности скарновые месторождения однотипны. Все они расположены на участках, где олисто-стромовые толщи с известняками пространственно сопряжены с бортами вулканических кальдер. Наиболее

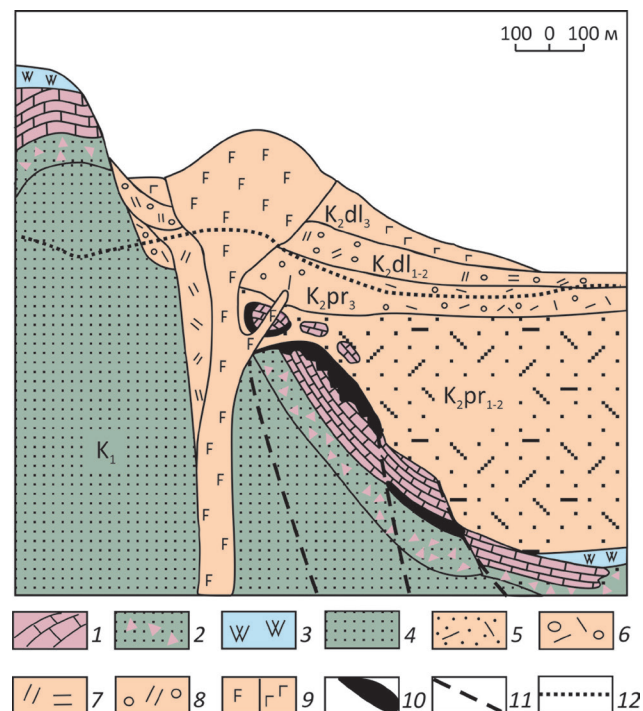
ярко такая приуроченность выражена на Николаевском месторождении (рис. 3). Скарново-полиметаллические рудные тела, образованные на субвулканическом уровне, локализуются или на контакте тел известняковых олистолитов и облекающих их алевролитов и песчаников, или на контакте олистолитов с перекрывающими таухинский фундамент вулканитами. Здесь же обнаруживаются скарнированные глыбы известняков, которые оказались в туфах в результате обрушения стенок кальдеры.

По данным ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирования скарнов [5] скарновые свинцово-цинковые месторождения Дальнегорского рудного района возникли в позднем палеоцене (57,22±0,24 млн. лет) в завершении маастрихт-палеоценового этапа магматизма, вслед за формированием, так называемого Дальнегорского гранодиорит-гранитного интрузивного комплекса.

В скарново-полиметаллических телах проявлена вертикальная изменчивость в распределении руд. Верхние горизонты богаты галенитом, а на нижних доминирует сфалерит. Наиболее выразительно такая типовая изменчивость проявлена в крутопадающих телах Партизанского месторождения, которые были сформированы на контакте пластообразного вертикально падающего тела известняков (рис. 4). На северо-восточном фланге Партизанского месторождения поздние ильваит-андрадит-геденбергитовые скарны пространственно совместились с зоной ранних гроссуляр-волластонитовых скарнов Дальнегорского боросиликатного месторождения. Ранний данбурит, исключая локальный участок на удаленной северо-восточной периферии Дальнегорского месторождения, полностью заместился минералами скарновой ассоциации, ортоклазом, кварцем и кальци-

Рис. 3. Схема структурно-литологической приуроченности скарново-полиметаллических рудных тел на примере Николаевского месторождения:

1–4 – породы нижнего структурного этажа (олисто-стромовый комплекс Таухинской аккреционной призмы): 1 – олистолиты триасовых известняков и их фрагменты, 2 – осадочные брекчии с обломками алевролитов, песчаников и известняков в кварц-полевошпатовом матриксе, 3 – кремнистые породы, 4 – кварц-полевошпатовые песчаники; 5–9 – породы верхнего структурного этажа (вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского пояса): 5 – игнимбриты и спекшиеся туфы риолитов нижней и средней части приморской серии, 6 – туфы дацитов верхней части приморской серии, 7 – субвулканические тела дацитов нижней части дальнегорской свиты, 8 – туфы риолитов и андезито-дацитов нижней и средней части дальнегорской свиты, 9 – пострудные палеоценовые субвулканические тела габбро и базальты верхней части дальнегорской свиты; 10 – скарново-полиметаллические рудные тела; 11 – разломы борта вулканической кальдеры; 12 – линия современного эрозионного среза



том. Мобилизованный бор был переотложен в поздних ильваит-андрадит-геденбергитовых скарнах в форме датолита и аксинита [9].

Жильные свинцово-цинковые месторождения характерны для северной и восточной частей Дальнегорского рудного района. Жилы локализируются как среди терригенных толщ выступов таухинского фундамента, так

и в толщах вулканического чехла. Образуются месторождения на субвулканическом уровне и сопряжены с центрами маастрихт-палеоценового вулканизма. Жилы пересекаются базальтовыми дайками раннеэоценового возраста.

Приурочены сульфидные жилы к северо-западным и субширотным зонам растяжения, которые выраже-

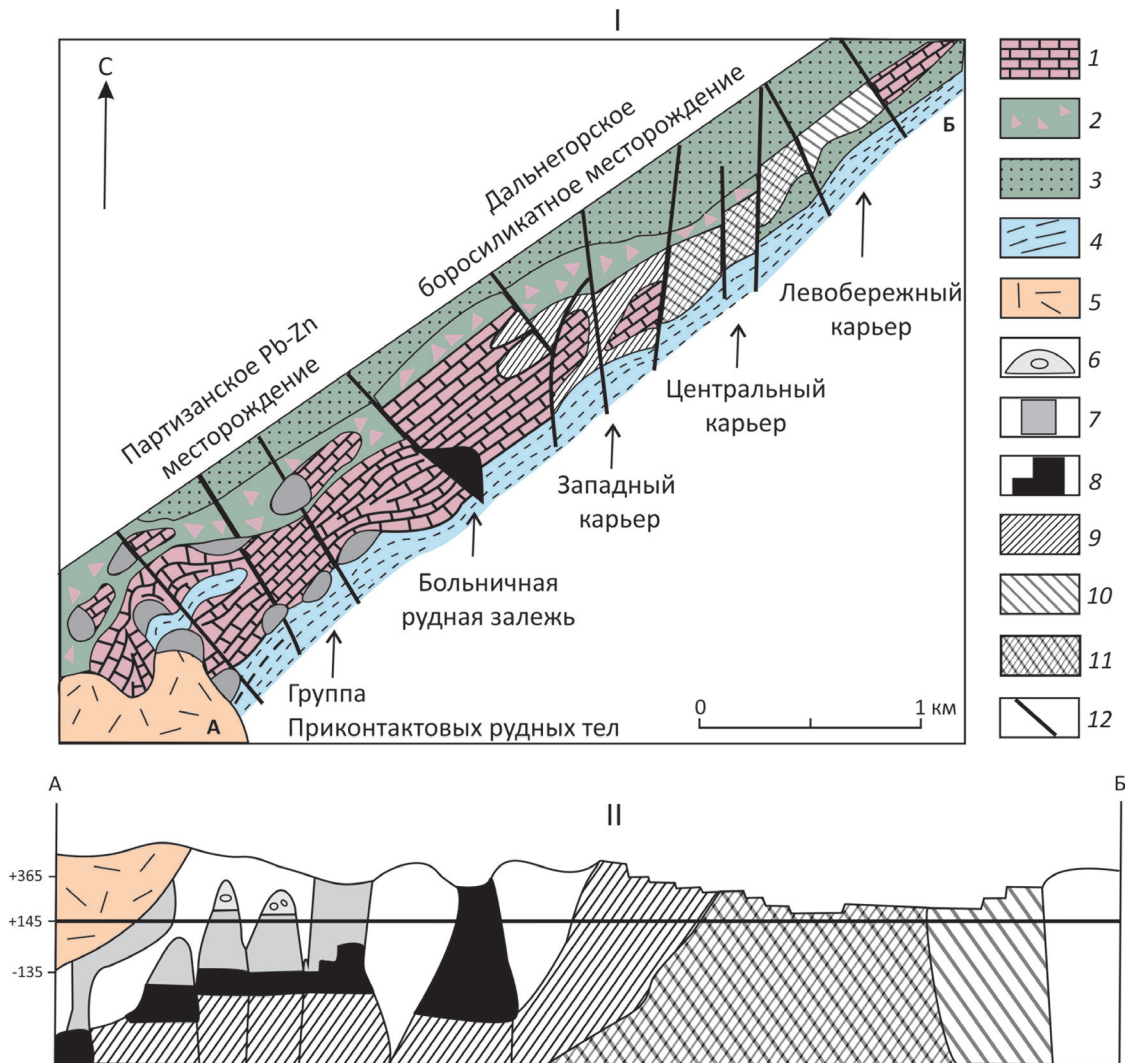
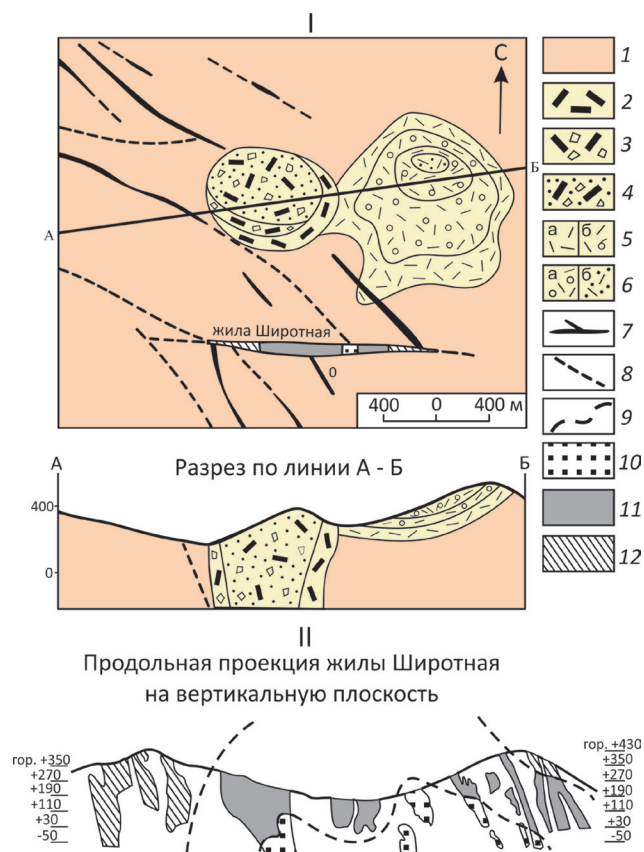


Рис. 4. Схема зональности и соотношения ранних и поздних скарновых ассоциаций на основе совмещенного генерализованного плана горизонта «+145 м» Дальнегорского боросиликатного и Партизанского Pb-Zn месторождения (I) и проекции рудных тел по линии А-Б в плоскости вертикального контакта тела триасовых известняков (II), по материалам ГХК «Бор» и ГМК «Дальполиметалл»:

1 – триасовые известняки; 2 – раннемеловые микститы (осадочные брекчии известняков, кремнистых пород и песчаников); 3 – раннемеловые аркозовые песчаники матрикса аккреционной призмы; 4 – триасово-юрские кремнисто-глинистые породы; 5 – поздний мел-палеоценовые вулканы кислого состава; 6–9 – поздние скарны и рудные тела палеоценового возраста: 6 – свинцово-цинковые руды ($Pb/Zn > 1$) в кварц-кальцитовой породе, 7 – свинцово-цинковые руды ($Pb/Zn \approx 0,8$) в геденбергитовых скарнах, 8 – существенно цинковые руды ($Pb/Zn < 0,5$) в ильваит-андрадит-геденбергитовых скарнах, 9 – безрудные ильваит-геденбергит-андрадитовые скарны корневой фации (в зоне Западного карьера с переотложенными боросиликатными рудами); 10 – ранние гроссуляр-воластонитовые скарны кампанского возраста с данбуритом; 11 – зона совмещения ранних гроссуляр-воластонитовых и поздних ильваит-андрадит-геденбергитовых скарнов корневой фации (зона реювенации боросиликатных руд); 12 – малоамплитудные сбросы

Рис. 5. Схема геологического строения Красногорского месторождения гнездово-вкрапленных и жильных серебро-полиметаллических руд (I), совмещенная со схемой минерало-геохимической зональности жилы Широтная (II):

1 – спекшиеся туфы и игнимбриты турон-кампанской приморской серии; 2–4 – вулканические породы кислого состава, формирующие жерловину маастрихт-палеоценового возраста: 2 – риолиты ранней фазы, 3 – эруптивные брекчии с гнездово-вкрапленными рудами, 4 – эксплозивные брекчии; 5–6 – комагматичные жерловине эффузивные породы: 5 – лавы (а) и лавовые брекчии (б) риолитов, 6 – крупнообломочные (а) и мелкообломочные (б) туфы риолитов; 7 – жильные тела свинцово-цинковых руд; 8 – разломы; 9 – границы фациальных минеральных зон в рудных столбах; 10–12 – фациальные минеральные зоны: 10 – сереброносные пирит-сфалерит-галенитовые руды верхней зоны, 11 – галенит-сфалеритовые руды средней зоны, 12 – матильдогаленит-сфалеритовые руды корневой зоны, обогащенные висмутом и серебром



ны как зоны дробления в вулканических и осадочных породах в сбросо-сдвигах. По данным работы [12], эти рудоконтролирующие разломы оперяют региональные сдвиги северо-восточного простирания. В строении жильных рудных тел, рассекающих петрофизически однородные вулканы, закономерно в виде кулис чередуются раздувы – рудные столбы и менее оруденелые участки в виде пережимов или зон тонкого прожилкования (рис. 5). Но в жильных телах, локализованных в осадочных породах аккреционной призм, в размещении рудных столбов, кроме структурного, проявлен и литологический контроль. Все рудные столбы приурочены к участкам, где рудоконтролирующие разломы пересекают пачки песчаников. Здесь рудные столбы проявлены как раздувы жил выполнения, обрамленные интенсивно сульфидизированными зонами метасоматической переработки песчаников. Типовым примером такого объекта является отрабатываемое Майминовское месторождение (рис. 6).

На жильных месторождениях отчетливо проявлена аналогичная скарновым вертикальная минерало-геохимическая зональность рудных столбов с доминированием в составе руд на верхних горизонтах свинца, а на нижних – цинка.

Зоны гнездово-вкрапленных руд связаны с жерловинами и экструзивными телами палеоценового возраста. Детально такая зона, конформная телу эруптивных брекчий в вулканической жерловине позднепалеоце-

нового возраста, изучена только на Красногорском месторождении [10]. Брекчии имеют магматический риолитовый цемент и сложены глыбами сферолоидных флюидалных риолитов. Гнездовые скопления сульфидов формировались одноактно, близсинхронно формированию брекчий. Сульфиды в виде гнезд относительно равномерно распределены в цементе брекчий, но большей частью присутствуют совместно с хлоритом и шестоватым кварцем в микродрузовых агрегатах, выполняющих полости в сферолоидах в глыбах риолитов. Доминирует кварц-касситерит-сфалеритовая минеральная ассоциация. В сфалерите присутствуют эмульсионные включения халькопирита и станнина и тонкая сыпь вкраплений касситерита, пирита, арсенопирита, пирротина и галенита. Сфалерит высокожелезистый (массовая доля Fe 7–10%), содержит изоморфную примесь кадмия (массовая для Cd 0,2–0,5%).

Образование зон гнездово-вкрапленных руд непосредственно предшествовало формированию жильных рудных тел. Жилы пересекают оруденелые эруптивные брекчии, локализуясь в зонах дробления северо-западной ориентировки.

Распределение сульфидов в объеме тела оруденелых брекчий весьма однородное. Не проявлена сколь угодно выраженная зональность рудного тела. Однако руды бедные (<0,5% по сумме металлов). Практического интереса зоны гнездово-вкрапленных руд в жерловых и экструзивных телах в настоящее время не представляют.

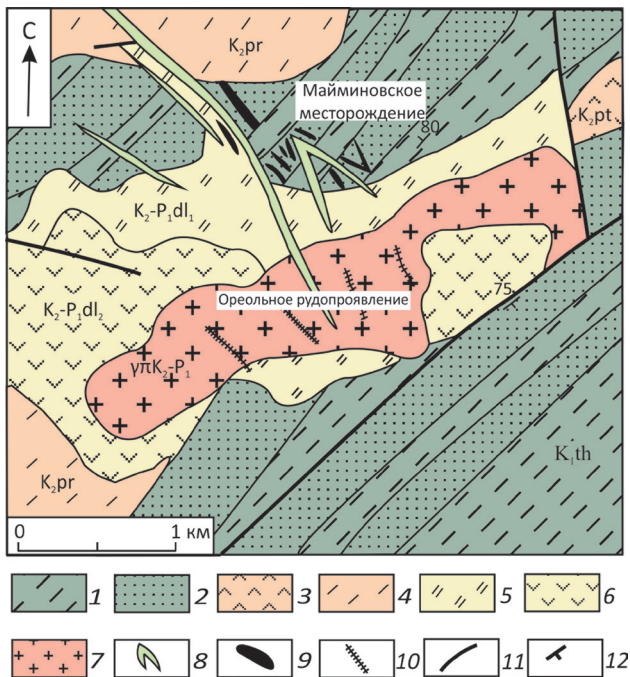


Рис. 6. Схема геологического строения Майминского жильного месторождения серебро-свинцово-цинковых руд, по данным ГМК «Дальполиметалл» с изменениями:

1–2 – берриас-валанжинские породы нижнего структурного этажа: 1 – пачки тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, 2 – пачки песчаников; 3–6 – вулканические породы поздний мел-палеоценового вулканического чехла (верхний структурный этаж): 3 – петрозеевская свита – туффы, туфы среднего и кислого состава (сеноман–турон), 4 – приморская свита (серия) – риолиты и их туфы (турон–кампан), 5 – нижняя толща дальнегорской свиты – дациты, риолиты и их туфы (маастрихт–палеоцен), 6 – верхняя толща дальнегорской свиты – андезиты и их туфы (маастрихт–палеоцен); 7 – гранит-порфиры жерловой фации (маастрихт–палеоцен); 8 – дайки андезито-базальтов (эоцен); 9 – жильные рудные тела; 10 – зоны охристых изменений; 11 – разломы; 12 – элементы залегания слоистых толщ

Минеральные ассоциации и зональность скарновых и жильных свинцово-цинковых месторождений.

Скарновые свинцово-цинковые месторождения – доминирующий промышленно-генетический тип месторождений Дальнегорского района. Формирование рудных тел на этих месторождениях происходило в две стадии. Ранняя скарново-полиметаллическая стадия реализовалась в интервале температур от 500 до 200°C. Завершается рудный процесс в ходе наложения на свинцово-цинковые руды минеральных агрегатов поздней серебро-сульфосольной стадии при T растворов около 175°C.

В процессе скарново-полиметаллической стадии образовались (в порядке последовательности их отложения) четыре группы минеральных ассоциаций: 1 – скарново-силикатная (предрудная), 2 – кварц-арсениопиритовая (предпродуктивная), 3 – галенит-сфалеритовая (продуктивная), 4 – сульфидов и оксидов железа (постпродуктивная). Каждая из групп проявлена как набор температурных минеральных фаций, сформировавшихся одновременно в термоградиентных условиях в воздымающихся гидротермальных струях (потоках) на разноудаленных от палеоповерхности уровнях. Схема зонального распределения минеральных фаций каждой из групп минеральных ассоциаций приведена на рис. 7. По данным изучения газовой-жидких включений в минералах [9], смена групп минеральных фаций отражает эволюцию состава рудообразующих растворов во времени при общем снижении их температуры. По существу, сформированная повторяющаяся интегральная зональность рудных тел отражает как термоградиентный режим минералообразования, так и закономерное изменение состава гидротерм во времени.

Продукты поздней серебро-сульфосольной стадии

отделены от ранней импульсом трещинообразования. Минеральные агрегаты поздней стадии представлены наиболее низкотемпературной сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциацией, наложенной на ранние минеральные ассоциации в виде секущих тонких ветвящихся прожилков. Фиксируется эта ассоциация исключительно вблизи верхней выклинки рудных тел и не выходит за их границы. Такая локализация продуктов поздней стадии не нарушает, а лишь подчеркивает зональность рудных тел.

Минералого-геохимическая зональность проявлена в полном объеме в крутопадающих рудных телах, сформированных на участках, где субвертикально ориентированные трещинные флюидопроводники пересекают крутопадающие контакты тел известняков с алюмосиликатными породами. На участках, где флюидопроводники пересекают пологие контакты, зональность проявлена фрагментарно. Растянутасть термоградиентных фациальных зон в рудных телах по вертикали определяется палеогидродинамикой флюидопроводника, а также условиями его экранирования (см. рис. 4).

Для прикорневой части рудных тел характерны ильваит – андрадит-геденбергитовые скарны предрудной скарново-силикатной группы минеральных ассоциаций. Здесь содержание геденбергитового минала в пироксене скарнов не ниже 80%, а отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$, по данным мессбауэровского анализа, около 0,14. Повсеместно развит формирующийся вслед за скарнами арсениопирит с высокими содержаниями мышьяка (массовая доля As 47,5%). На скарны с арсениопиритом наложена продуктивная галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация. Доминирует сфалерит с массовыми содержаниями изоморфного Fe от 2 до 4% и содержаниями Sn <2 г/т. Для сфалерита характерно

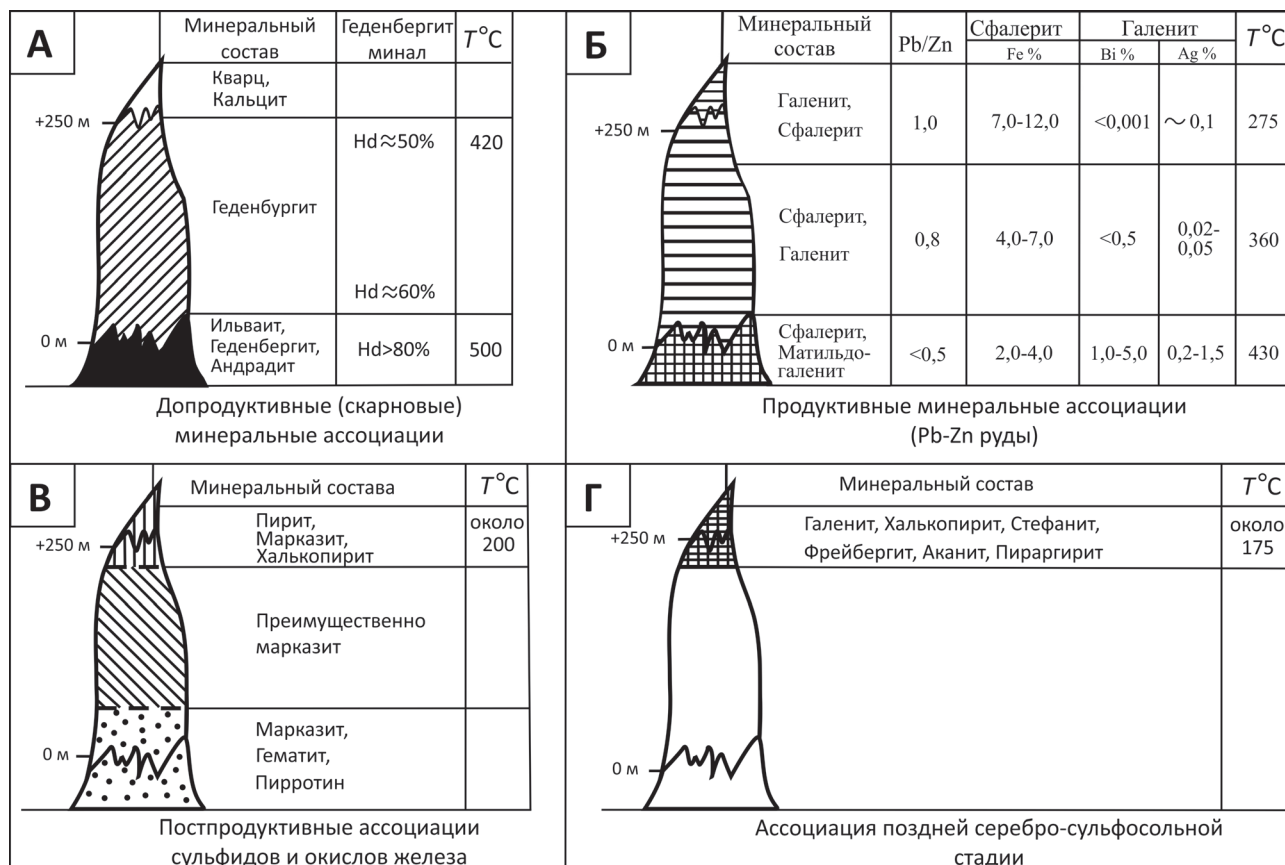


Рис. 7. Схема вертикальной минералого-геохимической зональности скарново-полиметаллических рудных тел

присутствие обильных мелких ($< 0,5$ мм) включений Ag-Bi-содержащего галенита, самородного висмута и разнообразных Ag-Bi-Pb и Pb-Bi сульфоселей. Массовое содержание Bi в галените минеральных включений от 1 до 5%, а Ag от 0,2 до 1,5%, Sb не содержится. Bi и Ag входят изоморфно в решетку галенита в виде матильдита ($\alpha\text{-AgBiS}_2$). Такой высокотемпературный галенит вслед за А.А.Годовиковым [1] описывается в схемах зональности рудных тел как матильдогаленит [9]. Висмут присутствует в галените также в виде субмикроскопических включений висмутовых сульфоселей. Отмечаются также сульфотеллуриды висмута и Zn-, Zn-Fe-тетраэдрит. Для завершающей рудный процесс в прикорневой части рудных тел постпродуктивной минеральной ассоциации характерно обилие гематита, магнетита и пирротина.

Интегральным выражением своеобразия минерального состава прикорневых частей рудных тел является серебро-висмутовая геохимическая специализация руд.

В средней части рудных тел преобладают мономинеральные геденбергитовые скарны. Содержание геденбергитового минала в пироксене 50–60%, при отношении $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ – от 0,07 до 0,1. Для геденбергита характерны высокие содержания марганца. Ранний

арсенопирит развивается по геденбергиту и аналогичен по составу арсенопириту прикорневой части рудных тел. Сульфиды продуктивной ассоциации – галенит и сфалерит, корродируют и замещают как арсенопирит, так и геденбергит. Количественно галенит и сфалерит приблизительно равны. Массовое содержание изоморфного железа в сфалерите от 4 до 7%, олова – около 10 г/т. Галенит не содержит в сколько-нибудь заметном количестве изоморфного серебра и висмута. Для него характерны мелкие минеральные включения фрейбергита с отношениями $\text{Ag}/\text{Ag}+\text{Cu} - 0,44$ и $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Zn} - 0,71$. Самый поздний минерал в рудах средней части рудных тел – марказит, представляющий постпродуктивную минеральную ассоциацию.

В головной части рудных тел спорадически присутствует геденбергит, аналогичный по составу пироксену средней части тел. Но чаще скарны вообще здесь отсутствуют. Допродуктивная минеральная ассоциация представлена кварц-кальцитовым минеральным агрегатом с наложенным арсенопиритом. Типоморфной особенностью арсенопирита головной части рудных тел являются сниженные концентрации As (массовая доля 45,7%) и наличие примеси Sb (массовая доля 0,24%). В составе продуктивной ассоциации представлены сфа-

лерит и галенит, при преобладании последнего. Сфалерит имеет максимально высокую железистость, выше 7%, и обогащен оловом, более 20 г/т. Галенит без изоморфных примесей, но содержит при этом обильные включения высокосеребристых блёклых руд с отношениями $Ag/Ag+Cu - 0,55$ и $Fe/Fe+Zn - 0,92$. Постпродуктивная минеральная ассоциация проявлена в головной части рудных тел в масштабном развитии пирита, марказита и халькопирита. Агрегаты этих минералов обрастают и замещают зерна сфалерита.

Особенность головной части скарново-полиметаллических рудных тел – наложение на ранние минеральные комплексы низкотемпературной сульфосолю-галенит-халькопиритовой ассоциации поздней серебро-сульфосолюной стадии. Поздние сульфиды – галенит и халькопирит, «цементируют» брекчированные сфалерит-галенитовые руды. Они несут обильную вкрапленность фрейбергита, пираргирита, стефанита и акантита. Халькопирит поздней ассоциации своеобразен – содержит примесь (в массовых долях %): Ag 0,2, Hg 0,3 и Sn 0,02.

Обилие высокосеребристых сульфосолей серебра и собственно минералов серебра в составе поздней наложенной минеральной ассоциации выражается в отчетливой серебро-сурьмяной геохимической специализации руд головной части тел (см. таблицу).

Жильные свинцово-цинковые месторождения – действующий резерв минерально-сырьевой базы Дальнегорского рудного района. Формирование рудных тел на жильных месторождениях происходило, аналогично скарновым, в две стадии: раннюю полиметаллическую и позднюю серебро-сульфосолюную, соответственно в интервалах температур 500–200°C и 200–175°C.

На ранней стадии были образованы (в порядке последовательности их отложения) четыре группы минеральных ассоциаций. Предрудная группа минеральных ассоциаций проявлена в виде кварц-серицит-хлоритовых зон метасоматического преобразования околожильных пород. В составе предпродуктивных минеральных ассоциаций присутствует кварц, арсенопирит, пирит и пирротин. В продуктивных минеральных ассоциациях доминирует сфалерит и галенит. Постпродуктивные минеральные ассоциации сульфидов и окислов железа проявлены спорадически в виде позднего пирита, пирротина и магнетита. Также как и в скарново-полиметаллических рудных телах, в жилах минеральные ассоциации каждой из групп проявлены как набор разнотемпературных фаций.

На поздней стадии ранние свинцово-цинковые руды брекчируются и рассекаются тонкими ветвящимися прожилками, в составе которых преобладают сурьмянистые сульфосоли серебра. Также как и на скарновых месторождениях, наложение сереброносной минеральной ассоциации характерно для верхних участков жильных рудных тел.

В жилах отчетливо проявлена повторяющаяся верти-

кальная зональность рудных столбов. Пример зонального строения жильного тела – зоны Широкой приведен на рис. 5. По своей природе зональность, так же как и на скарновых месторождениях, отражает фациальный характер минералообразования в термоградиентных условиях в воздымающихся гидротермальных струях на разных уровнях глубинности. А также отражает эволюцию состава гидротерм по мере общего снижения температуры. В характеристике минеральных ассоциаций зональность выглядит следующим образом.

В прикорневой части рудных столбов в составе предрудных околожильных метасоматических пород доминирует Fe-Mn хлорит. Типоморфный минерал зон околожильного метасоматоза в этой части тел – гранат-спессартин. Отложению продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации в прикорневой части тел предшествует кристаллизация арсенопирита, пирита и иногда пирротина. Сульфиды присутствуют вместе с кварцем собственно в жилах выполнения, но также формируют обильную вкрапленность в околожильных измененных вулканических и осадочных породах. Преобладающим в составе продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации жил, как и в корнях тел скарновых месторождений, является низкожелезистый сфалерит (массовое содержание Fe 1,3–2,4%). Галенит представлен в виде матильдогаленита. Для него характерны высокие содержания изоморфного серебра 0,2–1,7% и висмута 0,2–3,2%. В ассоциации с матильдогаленитом присутствуют мелкие минеральные включения козалинта, лиллианита, хейровскита и галеновисмутита.

Таким образом, типоморфным признаком корневых частей жильных свинцово-цинковых рудных тел является серебро-висмутная геохимическая специализация руд.

В средней части рудных столбов околожильные предрудные изменения проявлены в развитии кварца, Fe-Mn-хлорита и серицита. В составе жильного выполнения в средней части жил преобладает кварц. Присутствует характерный для средней части рудных тел родонит. Продуктивная галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация формируется вслед за пиритом и арсенопиритом. Она представлена сурьмянистым галенитом (массовая доля Sb до 0,1%) с редкими включениями фрейбергита и сфалеритом (массовое содержание Fe от 2 до 3%).

В головной части рудных столбов околожильные породы интенсивно серицитизированы. В их жильном выполнении, кроме кварца и кальцита, присутствуют типоморфные для этой части рудных столбов карбонаты – олигонит и сидерит. В продуктивной сфалерит-галенитовой ассоциации доминирует относительно высоко сурьмянистый галенит (массовая доля Sb до 0,2%) с включениями фрейбергита. Для этой части рудных тел типоморфен высоко железистый сфалерит (массовая доля Fe до 10%). Наложенная на галенит-сфалеритовые руды головной части тел минерализация поздней

Характеристика типовой вертикальной минералого-геохимической зональности рудных тел на скарновых месторождениях Дальнегорского рудного района

Минералы и характеристика руд		Типовая характеристика по уровням глубинности (уровню эрозионного среза)		
		Нижняя часть рудных тел	Средняя часть рудных тел	Верхняя часть рудных тел
Предрудные ассоциации				
Минеральный состав предрудных метасоматических пород		Ильваит-андрадит-геденбергитовые скарны	Геденбергитовые скарны	Кварц-кальцитовый минеральный агрегат
Минеральный состав геденбергита				
Геденбергит*		>80	60–70	–
Йохансенит*		<20	30–40	–
Рудные ассоциации (состав минералов)				
Сфалерит	Fe*	2–4	4–7	7–12
	Sn, г/т	<2	около 10	>20
Галенит	Bi*	1,0–5,0	0,005–0,5	<0,001
	Ag*	0,2–1,5	0,02–0,05	около 0,1
	Sb*	<0,01	около 0,05	около 0,1
Блѣклые руды	Fe/Fe+Zn	0,50	0,71	0,92
	Ag/Ag+Cu	0,06	0,44	0,55
Другие типоморфные минералы		Матильдогаленит, Bi самородный, Ag-Bi и Bi сульфосоли, магнетит, гематит, пирротин	Марказит	Халькопирит, фрейбергит, стефанит, пираргирит, акантит, пирит, марказит
Геохимическая характеристика руд				
Pb/Zn		<0,5	около 0,8	около 1,0
(Bi/Pb+Zn)×10 ³		>1,0	0,1–1,0	<0,1
(Ag/Pb+Zn)×10 ³		>1,0	0,1–1,0	>1,0
(Sb/Pb+Zn)×10 ³		<0,3	0,1–1,0	>1,0
Sb/Bi		<0,1	0,1–1,0	>10
Характеристика обогатимости руд				
Извлекаемость Bi и Ag в свинцовый концентрат при переработке руд		Низкая	Высокая	Средняя
Прогнозная оценка**				
Ожидаемая протяженность рудного тела на глубину, м		<100	250–300	~400

Примечание. * – в массовых долях %; ** – прогнозная оценка может быть применима к крутопадающим телам среднего размера (при мощности 2–3 м в горизонтальном сечении); крупные тела характеризуются более растянутой зональностью, мелкие – более сжатой.

серебро-сульфосольной стадии представлена здесь пиритом, галенитом, иногда халькопиритом с включениями стефанита, высокосеребристого фрейбергита, канфилдита, пираргирита, акантита и самородного серебра. На Майминовском месторождении в жилах, локализованных в раннемеловых песчаниках, в составе поздней минеральной ассоциации отмечен также электрум.

Особенности минерального состава свинцово-цинковых руд в головной части жильных рудных столбов проявлены в интегральном выражении в виде их яркой сурьмяно-серебряной геохимической специализации.

Обсуждение результатов наблюдений: ресурсный потенциал Дальнегорского рудного района и

перспективы его использования. Несмотря на пространственную разобщенность скарновых и жильных свинцово-цинковых месторождений Дальнегорского района, отчетливо выражена тесная ассоциированность и тех и других месторождений с центрами маастрихт-палеоценового магматизма. На всех месторождениях проявлен однотипный характер эволюции рудных процессов. Аналогична и минералого-геохимическая зональность рудных тел на скарновых и жильных месторождениях. Все это определенно указывает на родственность скарновых и жильных месторождений, которые связаны как единый морфогенетический ряд (семейство). Морфологический тип

месторождений определяется спецификой пространственного сочетания породного комплекса раннемелового фундамента и вулканоплутонических структур ВСАП. На участках, где в составе раннемелового фундамента вулканического пояса присутствуют олистостромовые толщи с телами известняков, рудообразование реализуются как скарново-гидротермальный процесс. Вне этих участков формируются жильные месторождения. При этом положение месторождений в разрезе вулканического чехла варьирует. В горст-антиклинальных поднятиях жильные, также как и скарновые, месторождения формируются в основании чехла и связаны с осадочными комплексами его раннемелового фундамента. Но на участках, где фундамент погружен под вулканическим чехлом, уровень локализации жильных рудных тел продвинуто к палеовулканической поверхности и располагается на субвулканических глубинах в толще вулканических пород.

При формальной оценке ресурсного потенциала руд свинца и цинка Дальнегорского района [11] можно утверждать, что ГМК «Дальполиметалл» обеспечен запасами на ближайшие 25–30 лет работы. Однако обеспеченность предприятия экономически целесообразными для отработки запасами в текущее время и, по-видимому, в ближайшей перспективе крайне ограничена. При средних сложившихся содержаниях в товарной руде Pb 1,84 и Zn 3,05% предприятие не имеет прибыли, необходимой для возобновления производства. Изменить ситуацию и обеспечить рентабельную отработку может только ориентация на руды с высокими содержаниями попутчиков. В первую очередь это относится к висмуту и серебру. При действующих ценах на свинец, цинк и серебро увеличение содержания серебра в добываемой руде до уровня 100–150 г/т обеспечивает повышение товарности производства на 20–25%. Несомненный интерес в указанной постановке представляют глубокие горизонты скарновых месторождений, где сохранились запасы с матильдогаленит-сфалеритовыми рудами с высокими содержаниями серебра и висмута, а также верхние горизонты месторождений жильных сереброносных руд.

Результаты детального изучения минералого-геохимической зональности рудных тел на скарново-полиметаллических месторождениях Дальнегорского района приведены в таблице. Как представляется авторам публикации, указанная сводка может использоваться при организации детальных подземных поисково-раз-

ведочных работ. Ориентируясь на типовую характеристику рудных тел можно, располагая данными изучения единичных пересечений рудных тел, судить о принадлежности этих пересечений к разноглубинным фациальным зонам. Также можно дать прогноз в отношении возможной протяженности рудных тел на глубину. Но такой прогноз возможен только в отношении крутопадающих тел. В полого залегающих рудных телах, сформированных в условиях экранирования флюидного потока, фациальные зоны в рудных телах часто бывают совмещены.

Вполне возможное в современных условиях увеличение объема добычи матильдогаленит-сфалеритовых руд не требует в сложившихся горнотехнических условиях кардинального увеличения капиталоемких горных работ, но требует совершенствования схем обогащения руд. Это обусловлено тем, что в традиционно применяемой в ГМК «Дальполиметалл» схеме обогащения этих руд до 40% матильдогаленита – минерала концентрата серебра и висмута уходит в виде мелких минеральных включений в сфалеритовый концентрат и в процессе переработки теряется. При отработке сереброносных руд верхних частей рудных тел этой проблемы нет, так как в процессе обогащения реализуется максимально полное извлечение попутного серебра.

Вполне очевидна необходимость и перспективы вовлечения в оборот, кроме обрабатываемых скарновых месторождений еще и месторождений жильных руд. Рентабельность добычи жильных свинцово-цинковых руд с высокими содержаниями серебра уже продемонстрирована при отработке Майминовского жильного месторождения. Реальны перспективы наращивания запасов на многочисленных рудопрооявлениях жильных сереброносных полиметаллических руд в вулканитах. Большое число таких рудопрооявлений выявлено в последние годы в северной части Дальнегорского района в трещинно-разломной полосе, объединяющей Красногорское и Майминовское месторождения. Однако, при обилии рудопрооявлений и их низкой изученности необходимо оперативно без капитальных затрат определять участки с наибольшими перспективами выявления промышленных скоплений свинцово-цинковых руд с максимально высокими содержаниями попутного серебра. Именно на этих участках в последующем должны разворачиваться детальные геологоразведочные работы с попутной добычей сереброносных свин-

“ На всех месторождениях свинцово-цинковых руд проявлена минералого-геохимическая зональность с аномальной обогащенностью сфалеритовых руд корневых зон рудных тел висмутом и серебром и сереброносностью сфалерит-галенитовых руд головных зон

цово-цинковых руд. В рамках решения этой задачи необходимо, по мнению авторов, в процессе прогнозной оценки акцентироваться, по аналогии со скарновыми месторождениями, на использовании малозатратных экспрессных минералого-геохимических методов, в основе которых лежит информация о типовой вертикальной минералого-геохимической зональности рудных тел. Возможности такой оценки можно продемонстрировать на примере изученных руд на Сарафанном и Трехреченском рудопоявлениях и на ранее изученном Заявочном месторождении [8].

По данным Л.И. Рогулиной предрудный минеральный комплекс на Сарафанном рудопоявлении проявлен как хлоритизация и серицитизация вмещающих риолитов. Для раннего минерального выполнения прожилков характерен типоморфный для средних частей рудных тел родонит. Допроductивная минерализация проявлена в виде пиритизации. Продуктивная минеральная ассоциация представлена галенитом и сфалеритом. Преобладает железистый сфалерит с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита, включениями пирита и микропрожилками галенита. Галенит в свою очередь содержит микровключения минералов серебра. Минералы продуктивной ассоциации замещаются на постпродуктивной стадии пиритом. Поздняя серебро-сульфосольная стадия проявлена ограниченно в виде позднего низкожелезистого сфалерита с включениями сульфосолей серебра. Ориентируясь на типовую зональность ранее детально изученных жильных рудных тел соседних месторождений, в первую очередь, конечно, Красногорского месторождения можно утверждать, что на Сарафанном рудопоявлении в изученных телах представлен их среднерудный срез. В силу этого, перспективы обнаружения на Сарафанном рудопоявлении, по крайней мере в изученной части, жильных свинцово-цинковых рудных тел с высокими содержаниями серебра можно оценивать как весьма ограниченные.

Верхняя часть жильных рудных тел, минимально вскрытых эрозией, представлена, по данным минералого-геохимического изучения, на Трехреченском рудопоявлении. Здесь на поверхности в составе предрудных метасоматитов преобладают кварц-серицитовые породы. В жильном комплексе минералов присутствуют кальцит и сидерит. Родонит обнаруживается в предрудной жильной ассоциации только на глубине 80 метров. По данным Л.И. Рогулиной [6], предпродуктивная минеральная ассоциация представлена кварцем и пиритом, продуктивная – галенитом, высоко железистым сфалеритом, пиритом, реже арсенопиритом. В обилии минеральные агрегаты поздней серебро-сульфосольной стадии, наложенные в виде микропрожилков на минералы продуктивной пирит-галенит-сфалеритовой ассоциации. Представлена поздняя минеральная ассоциация пруститом, пираргиритом, акантитом и фрейбергитом. Здесь же обнаружены

единичные зерна самородного золота. Трехреченское рудопоявление имеет реальные перспективы в отношении прогнозных ресурсов комплексных серебро-свинцово-цинковых руд.

Корневая часть зон жильных рудных тел в вулканитах вскрыта на Заявочном месторождении. Здесь вмещающие рудную зону вулканиты интенсивно хлоритизированы. Допроductивная минеральная ассоциация руд представлена кварцем и арсенопиритом. В составе следующей продуктивной резко доминирует сфалерит, насыщенный мелкими минеральными включениями матильдогаленита, пирротина, станнина, халькопирита, кубанита. Последние образованы как структура распада высокотемпературного халькопирротина. Матильдогаленит содержит Bi от 2,1 до 4,5 и Ag от 0,2 до 1,6% и сам несет микровключения самородного висмута. В составе постпродуктивной минеральной ассоциации присутствует пирротин, пирит и магнетит. Поздняя серебро-сульфосольная стадия рудообразования здесь практически не проявлена. Заявочное месторождение не имеет, по мнению авторов, перспектив наращивания запасов на глубину. Оно не представляет также интереса в отношении попутчиков – Ag и Bi, так как они практически на 100% связаны с минеральными микровключениями в сфалерите и не извлекаются при обогащении.

Перспективы устойчивой работы ГХК «Бор» оцениваются в ином плане. Вполне очевидно, что базовое Дальнегорское месторождение датолитовых руд уникально по своей позиции и генезису. По результатам детального геолого-поискового картирования площади Дальнегорского района масштаба 1: 25 000, можно с уверенностью утверждать, что здесь отсутствуют перспективы обнаружения сколько-нибудь значительных тел известняков, в объеме которых могут быть совмещены разновозрастные зоны скарнирования с залежами датолитовых руд. Но не это является проблемой: ГХК «Бор» обеспечен запасами Дальнегорского месторождения на десятки лет. Стремительно нарастают затраты на вскрышные работы. Одновременно снижаются мировые закупочные цены на рынке борных полупродуктов. При высокой себестоимости высококачественной товарной продукции ГХК «Бор» теряет традиционные сегменты рынка. В то же время, выступая в лице ГХК «Бор» крупнейшим поставщиком высококачественных борных полупродуктов на мировом рынке, Российская Федерация практически полностью покрывает свои потребности в продуктах высокотехнологичной переработки этих полупродуктов – в специальном стекле, борной керамике и других разнообразных борных композитных материалах, закупками за рубежом. В этой ситуации повышение рентабельности производства в среднесрочной перспективе следует скорее связывать, не с увеличением объема добычи боросиликатных руд, а с разворачиванием на базе ГХК «Бор» производственных программ их современной глубокой высокотехно-

логичной переработки. Реализовать это можно в рамках действующих в Российской Федерации программ государственно-частного партнерства.

В заключение следует отметить, что ресурсная минерально-сырьевая база руд свинца и цинка Дальнегорского горнорудного района обеспечивается месторождениями скарновых и жильных руд, которые формируют единое семейство месторождений палеоценового возраста. На всех месторождениях проявлена минералого-геохимическая зональность с аномальной обогащенностью сфалеритовых руд корневых зон рудных тел висмутом и серебром и сереброносностью сфалерит-галенитовых руд головных зон. Перспективы повышения рентабельности горнорудного производства в текущей экономической ситуации следует связывать с отработкой рудных тел с высокими содержаниями попутчиков. В ближайшей перспективе несомненный интерес для отработки представляют сереброносные свинцово-цинковые руды жильных месторождений в вулканитах.

Дальнегорский район не имеет резерва для расширения минерально-сырьевой базы боросиликатных руд. При этом ГХК «Бор», при снижающейся рентабельности добычи и переработки боросиликатных руд, владеет уникальной технологией синтеза высококачественных боропродуктов и имеет перспективы устойчивого роста эффективности производства без увеличения объема добычи руд. Первостепенным в решении этой задачи является запуск непосредственно в ГХК «Бор» современных технологических линий по выпуску востребованных на российском рынке борсодержащих композитных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. – М.: Наука, 1972.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
4. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеев А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 65–82.
5. Лейер П., Раткин В.В. Первое прямое 40Ar – 39Ar -определение возраста скарнов Дальнегорского рудного района на юге Дальнего Востока России // Доклады Академии наук СССР. 1997. Т. 352. № 2. С. 222–225.
6. Минералогические особенности рудопроявления Трехреченское – нового рудного объекта Арцевской структуры в Приморье / Л.И.Рогоулина, П.П.Сафонов, Е.Н.Воропаева, В.И.Теребило // Разведка и охрана недр. 2013. № 6. С. 8–15.
7. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения / В.В.Раткин, Л.Н.Хетчиков, Н.В.Гнидаш, В.Е.Дмитриев // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 97–108.
8. Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Сапин В.В. О возрасте олово-полиметаллических руд Дальнегорского района // Доклады РАН. 1990. Т. 310. № 5. С. 1198–1200.
9. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис. – М.: Наука. 2008.
10. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В., Турчин В.А. Минеральные ассоциации олово-порфировых руд палеовулкана г. Красная (Красногорское месторождение, Дальнегорский рудный район) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 2. С. 44–60.
11. Складорова Г.Ф. Современное состояние минерально-сырьевой базы свинца и цинка ОАО «ГМК Дальполиметалл» // Горный журнал. 2006. № 12. С. 13–14.
12. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1989.

Типовые золотокварцевые малосульфидные месторождения Джагды-Селемджинской металлогенической зоны Приамурья

А.Е.ПЕРЕСТОРОНИН (ООО «Амурмедь»; 675029, г. Благовещенск Амурской области, пер. Чудиновский, 15, оф. 403).

Рассмотрены типовые золотокварцевые малосульфидные месторождения Джагды-Селемджинской металлогенической зоны Приамурья, локализующиеся среди палеозойских осадочно-метаморфических толщ. Приведены данные по их геологическому строению, гидротермально-метасоматическим изменениям, составу руд и самородному золоту. Показано, что месторождения располагаются вблизи региональных глубинных разломов, в краевых частях позднемезозойских гранитоидных очагов и локализируются в зонах разрывных нарушений, в том числе надвигов, секущих крупные антиклинальные складчатые структуры. Показана генетическая общность малосульфидных золотокварцевых месторождений и определены главные критерии оценки их перспектив.

Ключевые слова: месторождение, поле силы тяжести, разломы, гравитационные ступени, интрузии, метасоматиты, рудные тела, золото, мышьяк, критерии оценки.

Пересторонин Андрей Евгеньевич



amur@amurcopper.ru

Typical low-sulphide gold-quartz deposits of Dzhangdy-Selemdzhinsk metallogenic zone of Amur region

A.E.PERESTORONIN

Low-sulphide gold-quartz deposits of Dzhangdy-Selemdzhinsk metallogenic zone of Amur region localized among Paleozoic sedimentary-metamorphic rocks have been considered. Information about geological structure, hydrothermal-metasomatic changes, composition of ores and native gold of the deposits has been described. It is shown that the deposits are located near a regional deep faults, at periphery of Late Mesozoic granitic magmatic centers and are localized in fault zones, including overthrusts which cut the large anticlinal folds. The general genetic origin for low-sulphide gold-quartz deposits is shown and the main criteria for assessment of such prospects are identified. *Key words:* deposit, gravity field, faults, gravity stages, intrusions, metasomatic, ore body, gold, arsenic, evaluation criteria.

В настоящее время существенная доля объема золотодобычи в Приамурье обеспечивается за счет эксплуатации месторождений с легкообогатимыми малосульфидными золотокварцевыми рудами. Отработка таких месторождений ведется с начала XX века. Жильные месторождения с богатыми рудами и свободным золотом были выявлены на ранних стадиях изучения региона, они отрабатывались подземным способом, а эксплуатация их прекращена в начале 1990-х гг. Месторождения с прожилково-вкрапленными и штокверковыми рудными телами с бедными и рядовыми малосульфидными золотокварцевыми рудами были вовлечены в эксплуатацию открытым способом в начале XXI столетия, однако к настоящему времени балансовые запасы их значительно истощены. Вовлечение в отработку упорных золотосульфидных руд месторождений Маломыр и Пионер отложено в связи с задержкой строительства автоклава на Покровском руднике. Поэтому перед геологической службой стоит задача выявления новых золотокварцевых месторождений, которые могли бы служить сырьевой базой золота в Приамурье до момента вовлечения в эксплуатацию золотосульфидного оруденения. Выполнение этой задачи возможно при условии комплексного изучения и анализа накопленного за многие годы богатого фактического материала по геологии, минералогии, геохимии и прочим аспектам известных золотокварцевых месторождений, являющихся эталонными объектами. Применение результатов этих исследований на практике позволит усовершенствовать подходы и принципы прогноза, поисков и оценки золоторудных месторождений в Приамурье.

Приамурская золотоносная провинция [7, 13] находится в области взаимодействия Сибирской платформы, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. Провинция охватывает сочленение двух геоблоков – Алдано-Станового (Сибирская платформа)

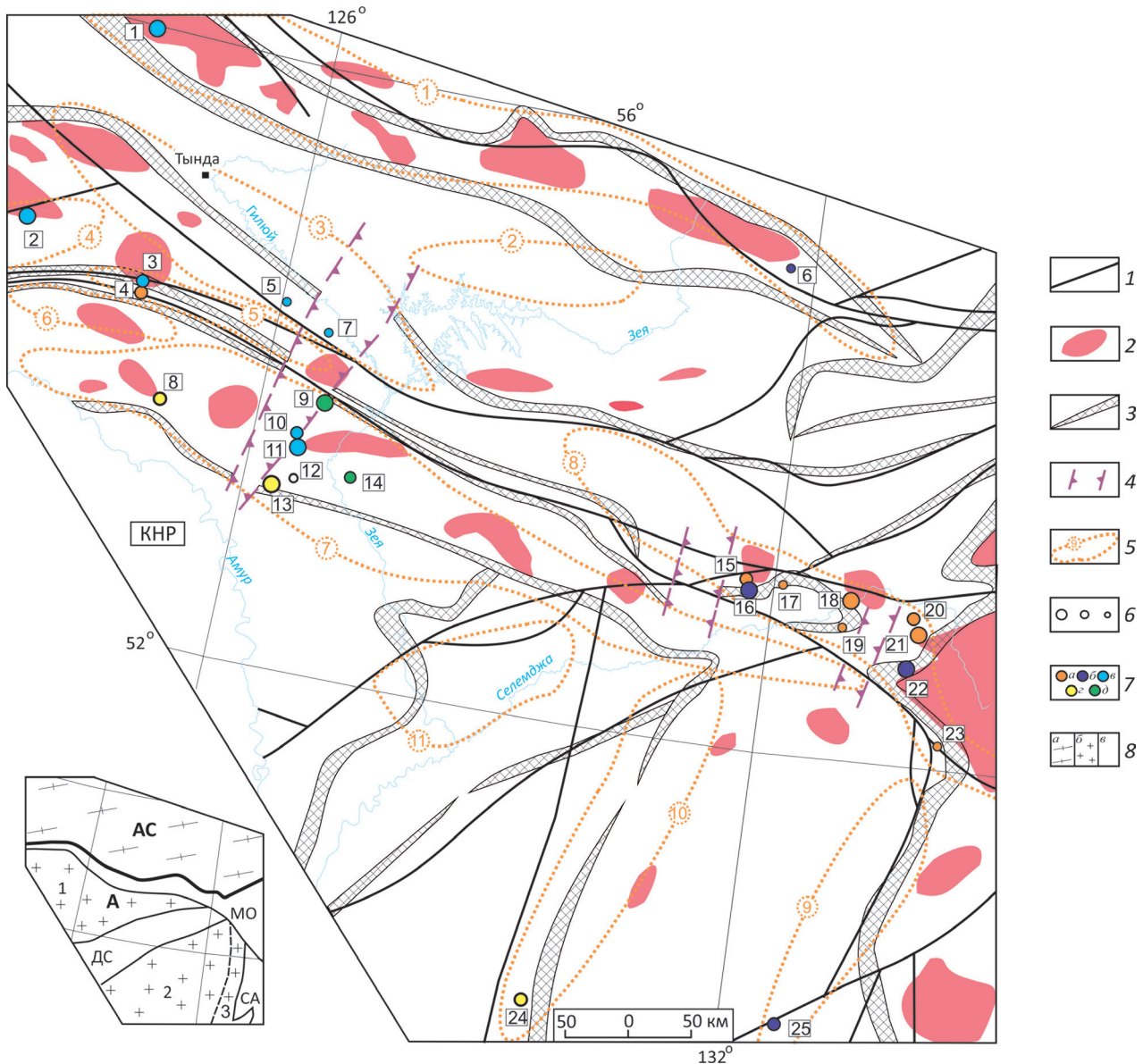


Рис. 1. Схема структурного районирования и положение золотоносных металлогенических зон Приамурья, по работе [5]; Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000: М-52 (Н.Н.Петрук, 2010); М-53 (А.Ф.Васькин, 2006); N-51 (Н.Н.Петрук, 2007); N-52 (А.Н.Сережников, 2005); N-53 (В.Ю.Забродин, 2006), с дополнениями автора:

1 – зоны главных трансрегиональных и региональных долгоживущих разломов подлитосферного и литосферного заложения, в том числе картируемых на земной поверхности; 2 – локальные минимумы поля силы тяжести, связанные с центрами мезозойского магматизма; 3 – региональные гравитационные ступени максимальной амплитуды, разделяющие блоки земной коры с различной плотностью; 4 – наиболее заметные поперечные структуры поля силы тяжести, секущие гравитационные ступени (отчетливые нарушения корреляции поля, резкие изгибы и расширения градиентов); 5 – золотоносные металлогенические зоны: 1 – Северо-Становая, 2 – Сугджарская, 3 – Джелтулакская, 4 – Пришилkinsкая, 5 – Янкано-Джагдинская, 6 – Ольдойская, 7 – Северо-Буреинская, 8 – Джагды-Селемджинская, 9 – Восточно-Буреинская, 10 – Туранская, 11 – Чагойан-Майская; 6 – золоторудные месторождения: а – средние и крупные (>30 т): 1 – Бамское, 2 – Березитовое, 9 – Икан, 11 – Пионер, 13 – Покровское, 16 – Маломыр, 18 – Токур, 21 – Албын, 22 – Эльгинское, б – мелкие (5–15 т): 3 – Кировское, 4 – Соловьевское, 8 – Буринда, 10 – Александра, 14 – Двойное, 15 – Кварцитовое, 20 – Унгличкан, 24 – Прогнозное, 25 – Нони, в – очень мелкие (<5 т): 5 – Успенское, 7 – Золотая Гора, 12 – Желтунак, 17 – Ворошиловское, 19 – Сагур, 23 – Лысогорское, б – Колчеданный Утес; 7 – типы золоторудных месторождений: а – золотокварцевые малосульфидные, б – золотосульфидные, в – золотосульфидно-кварцевые, г – золотокварцевые убогосульфидные, д – золото-молибден-меднопорфировые; 8 – на вставке: а – Алдано-Становой (АС) и б, в – Амурский геоблоки (А), в том числе: б – композитные массивы (1 – Керулено-Аргуно-Мамынский, 2 – Сюннен-Туранский, 3 – Буреинско-Дзямусы-Ханкайский), в – складчатые и складчато-надвиговые системы (МО – Монголо-Охотская, ДС – Дасинаньлинь-Селемджинская, СА – Сихотэ-Алиньская)

и Амурского, разделенных Монголо-Охотской складчатой системой (рис. 1). Западная и центральная части Амурского геоблока принадлежат Центрально-Азиатскому подвижному поясу, а восточная – Тихоокеанскому [5]. Формирование подавляющей массы золотого оруденения Приамурья происходило в один возрастной этап, определяемый позднемезозойской тектономагматической активизацией, вызванной коллизией жестких блоков окраины Сибирской платформы и Амурского композитного массива [13, 15].

Золотое оруденение отчетливо контролируется зонами трансрегиональных и региональных разломов субширотной и субмеридиональной ориентировки (см. рис. 1), а также протяженными зонами повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести (гравитационными ступенями), разделяющими крупные блоки земной коры с различной плотностью [3]. Золоторудные объекты разного ранга расположены в виде протяженных поясов или металлогенических зон [2, 9, 12, 13]. В участках пересечения этих зон поперечными глубинными линейными локализуются золоторудные узлы и поля различного масштаба.

Большинство малосульфидных золотокварцевых месторождений Приамурья сосредоточено в пределах *Джагды-Селемджинской металлогенической зоны* (см. рис. 1), совпадающей с восточным флангом Монголо-Охотской складчатой системы – её Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоной. Наиболее крупные месторождения – Албын, Токур и Кварцитовое. Кроме них известен ряд мелких золотокварцевых объектов: Сагур, Афанасьевское, Харгинское, Верхне-Мынское, Ингаглинское и др. Все они отработаны в прошлом веке. По генезису месторождения являются гидротермальными метаморфогенно-плутоногенными. В той или иной мере в их образовании принимали участие как метаморфогенные, так и (в большей степени) плутоногенные процессы [1–3, 12].

Селемджино-Кербинская структурно-формационная зона (СФЗ) сложена метаморфизованными в целолит-филлитовой до зеленосланцевой фациях вулканогенно-осадочными отложениями ранне-(?) и позднепалеозойского возраста, прорванными позднепалеозойскими интрузиями основного и умеренно кислого составов. В этап позднемезозойской тектономагматической активизации, связанной с коллизонным взаимодействием Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента, вышеперечисленные породы были инъецированы многочисленными интрузиями и дайками среднего и кислого составов. Крупные, скрытые, либо выходящие на земную поверхность

гранитоидные позднемезозойские интрузии отчетливо выражены минимумами гравитационного поля [2, 4, 20], в отличие от позднепалеозойских, которые не фиксируются изменениями поля силы тяжести. Проявление позднемезозойского магматизма – обязательное условие перспективности той или иной площади на промышленное золотое оруденение.

Исследованиями **Албынского рудного поля** в разные годы занимались И.К.Билан, Ю.П.Цыпуков, В.Н.Чеботарева, И.Ю.Громаковский, В.Б.Саганюк, А.А.Малышев, А.Е.Казанцев, Н.Г.Власов, А.Б.Лазарев, Т.С.Серебрянская, Е.Г.Ожогина, Н.И.Орлова и другие геологи.

Албынское рудное поле [6, 8, 11, 14] входит в состав Харгинского рудного узла Джагды-Селемджинской металлогенической зоны. В региональном геохимическом поле рудный узел выражен аномалиями Au, Ag, As, Cu, Mo, Pb, Zn. Узлу отвечает крупная грабен-синклинальная структура северо-восточного простирания, ядерная часть которой сложена углеродсодержащими позднепалеозойскими терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Структура осложнена тремя куполами метаморфического происхождения.

Албынское рудное поле находится между двумя разломами глубокого заложения: Унгличканским (севернее рудного поля) и Сугода-Наэргенским (южнее). В региональном гравитационном поле рудное поле находится в северо-западной части крупного Ям-Алинского гравитационного минимума, который ассоциируется с мощным гранитоидным очагом позднемезозойского возраста (см. рис. 1). Непосредственно район минимума характеризуется редкометальной металлогенией (Sn-W-Mo-Bi). Кроме того, рудное поле располагается немного западнее гравитационной ступени субмеридионального направления, ассоциируемой с Тастахским разломом глубокого заложения, а также несколько восточнее субмеридиональной зоны нарушения корреляции поля силы тяжести, пересекающей субширотные гравитационные ступени. Вблизи рудного поля субмеридиональная гравитационная ступень делает резкий изгиб от субширотного до север-северо-западного простирания. Региональное магнитное поле спокойное, слабоотрицательное (–200–0 нТл).

Албынское рудное поле (рис. 2), включающее крупное месторождение золота Албын и мелкое жильное – Харгинское, приурочено к северному обрамлению Эльгоканского метаморфического купола, центральная часть которого сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации слюдисто-альбит-порфиروбласти-

“
Малосульфидные золотокварцевые
месторождения с неупорными
золотомышьяковыми рудами –
важный источник добычи золота в
Приамурье

ческими сланцами афанасьевской свиты. Обрамление купола сложено метаморфизованными в филлитовой фации вулканогенно-терригенными углеродистыми образованиями златоустовской свиты позднего палеозоя. Метаморфические породы прорваны метабазами и гранитоидами позднепалеозойского златоустовского комплекса. Более поздние магматические образования – раннемеловые дайки унериканского комплекса кислого и среднего составов, а также позднемеловые дайки и небольшие штоки селитканского комплекса тех же составов.

Вмещающими породами для рудных тел месторождения Албын служат породы афанасьевской свиты и субогласные тела метабазитов златоустовского комплекса (см. рис. 2). В пределах рудного поля и в непосредственной близости от него породы насыщены рассеянной сульфидной вкрапленностью (арсенопирит, пирит).

Структура рудного поля определяется следующими главными элементами:

Эльгоканским куполом;
рудоподводящими (возможно) радиальными относительно купола разрывными нарушениями север–северо-западного, субмеридионального и север–северо-восточного простираний;

горизонтами метабазитов, экранирующими и локализирующими золотое оруденение;

концентрическими относительно купола субогласными со сланцеватостью пород рудолокализирующими разломами северо-восточного, субширотного до северо-западного простираний;

концентрическими, секущими сланцеватость небольшими разломами север–северо-восточного и субширотного простираний, вмещающими более позднее золотое оруденение, а также золотоносные кварцевые жилы месторождения Харгинское. Секущие нарушения, как и секущие рудные тела, локализуются только на западном фланге Албынского рудного поля.

По сланцам и метабазитам развиты ранние редкометалльные альбититы, на которые часто наложено золо-

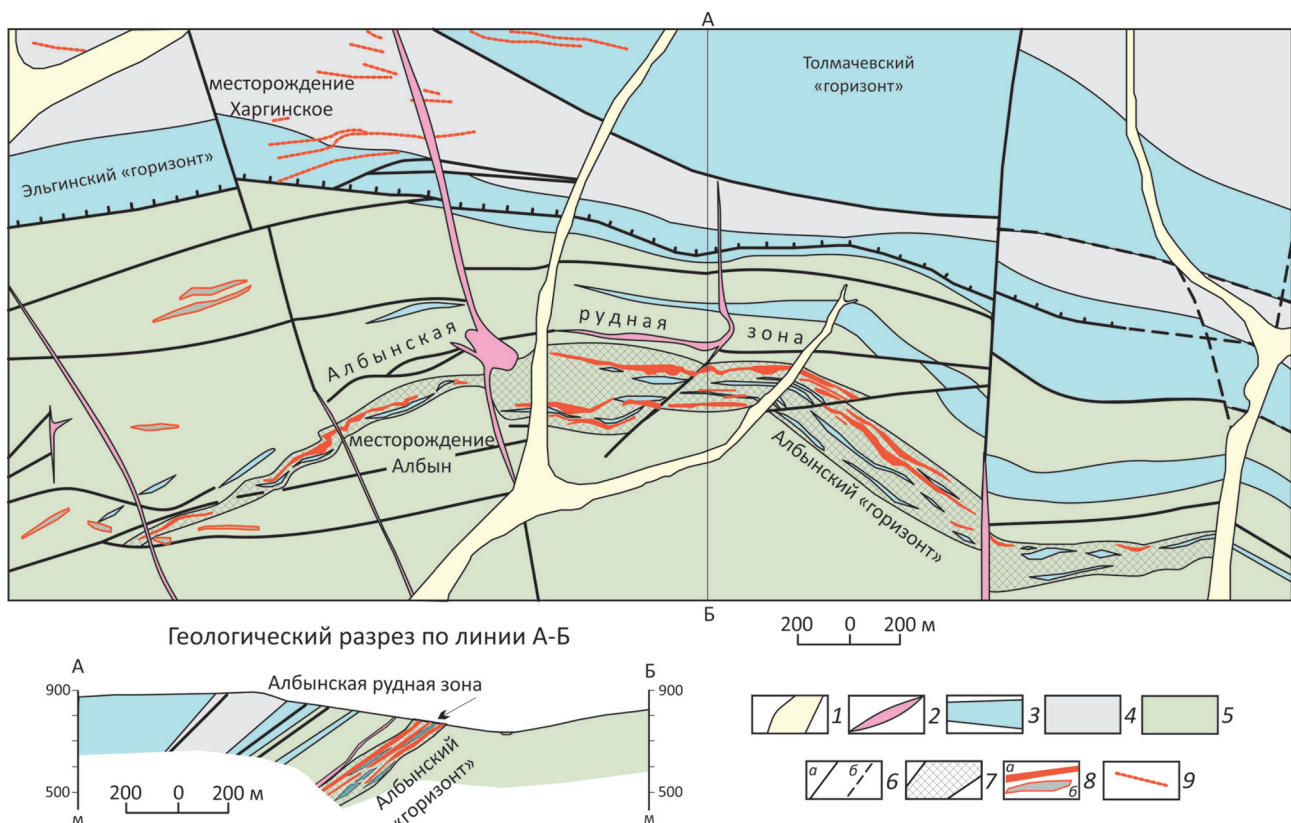


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Албынского рудного поля, по А.А.Малышеву, 2013, с изменениями:

1 – аллювий; 2 – дайки селитканского (K_2) и унериканского (K_1) комплексов; 3 – метагаббро златоустовского комплекса (PZ_3); 4 – углеродистые кварц-полевошпат-серицитовые сланцы, златоустовская свита (PZ_3); 5 – порфиробластические сланцы, афанасьевская свита (PZ); 6 – разломы: а – установленные и б – предполагаемые; 7 – контур Албынской рудной зоны, включающий дорудные альбититы; 8 – золоторудные тела месторождения Албын: а – послойные, б – секущие; 9 – рудные жилы Харгинского месторождения

тое оруденение. Непосредственно ему предшествуют процессы кварц-серицитового метасоматоза. Золотоносная зона месторождения Албын в виде субширотной дугообразно изогнутой полосы прослеживается на 5–6 км. Зона отчетливо приурочена к «горизонту» зеленокаменно изменённых позднепалеозойских метабазитов основного состава, субсогласно залегающих среди порфировластических сланцев афанасьевской свиты (см. рис. 2). К этому же горизонту тяготеют и субсогласные рудные тела. Они локализируются в слюдиристо-кварц-альбитовых метасоматитах (альбититах), выполняющих зоны смятия и дробления и ориентированных по сланцеватости пород. Оруденение представлено пологонаклонными пластообразными, лентообразными, линзообразными этажно-расположенными залежами (рудными телами). Протяженность отдельных рудных тел по простиранию составляет от нескольких десятков до нескольких сотен метров и более.

Основные запасы золота сосредоточены в альбититах центральной части Албынской золотоносной зоны, где оконтурено восемь пологопадающих в северных румбах и выходящих на земную поверхность рудных тел (В.Б.Саганюк, 2009; А.А.Малышев, 2013). Наиболее продуктивным является рудное тело 1, залегающее в кровельной части верхней пачки альбититов. По падению оно прослежено до глубины 390 м. За счёт пологой волнистой складчатости рудовмещающих метасоматитов на небольших участках отмечается падение отдельных интервалов рудных тел под углами 50–60° (при общем падении 15–40°). Выклинивания оруденения с глубиной не установлено.

В разрезе рудные тела Албынской золотоносной зоны имеют уплощенные пластообразные или линзовидные сечения, иногда с пологими плавными седловидными, корытообразными и флексурными перегибами. Рудные тела сложены слюдиристо-кварц-альбитовыми метасоматитами с сетью кварцевых и сульфидсодержащих кварцевых прожилков и жилков разной мощности (от нитевидных до 5–10 см).

Секущие рудные тела менее значимы по запасам золота. Они локализируются в минерализованных зонах дробления, расположенных в западной части рудного поля (см. рис. 2). Простирание их аналогично простиранию послойных рудных тел Албынской зоны, но падение противоположное – в южных румбах под углами 25–50°. Минерализованные зоны дробления содержат обломки золотоносного жильного кварца, а также тонкосетчатое кварц-сульфидное прожилкование. Оруденение сопровождается кварц-серицитовым метасо-

матозом. Золотоносные зоны дробления секут рудные тела первого типа, иногда смещая их, то есть являются более поздними. Параметры оруденения сходны с рудными телами Албынской зоны, при значительно меньшей протяженности как на глубину, так и по латерали.

Мощность рудных тел месторождения Албын составляет 0,5–32 м, при средней около 7 м. Содержания золота в рудных телах преимущественно низкие (1,5–3,1 г/т), распределение содержаний относительно равномерное.

Кроме указанных типов оруденения, южнее Албынской рудной зоны установлена бедная и убогая золотая минерализация, связанная с дайками раннемеловых дацитов унериканского комплекса (А.А.Малышев, 2013). Минерализованные зоны дробления и кварц-сульфид-

ного прожилкования развиты преимущественно по контактам даек, а сами дайки подвержены интенсивному кварц-серицитовому метасоматозу.

Руды месторождения Албын на 95–98% состоят из кварца, полевых шпатов и слюдистых минералов. Среди рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит. Прочие сульфиды

встречаются в единичных зернах. Суммарная доля сульфидов составляет в среднем 1–2,5%. К дорудным минералам относятся магнетит, гематит, ранние генерации пирротина, пирита. Обычно они локализируются за пределами секущих кварцевых прожилков в виде мелкой вкрапленности зёрен различной формы. Непосредственно с золотом ассоциируют арсенопирит, пирит, редко – пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит, локализованные в жилах и прожилках.

Золото в рудах месторождения Албын преимущественно связано с кварцем, реже с породообразующими минералами, железистыми карбонатами, также оно образует сростки с сульфидами или выполняет трещинки и пустотки в них. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в сульфидах изменяется от 10,2 до 125 г/т [14]. Форма золотин комковатая, неправильная, пластинчатая, жилковидно-пластинчатая, проволочковидная и лепешковидная, реже – кристаллическая. Характерно значительное количество золота крупностью +0,074 мм (27–47%), часто встречается крупнее 1 мм. Доля тонкого золота (3–25 мкм) изменяется от 8 до 40%. Результаты рационального анализа форм нахождения золота приведены в табл. 1. Как видно, основная масса его легко извлекается из руд. Доля упорного золота в разных типах руд составляет 0,7–13,4%. Это, по-видимому, раннее тонкодисперсное золото (<0,001 мм), тесно ассоциированное с сульфидами. Проба золота меняется от 760 до 912‰. Наиболее

“
Малосульфидные золотокварцевые
месторождения Приамурья
сформированы под влиянием
позднемезозойских процессов
тектонимагматической активизации

1. Формы нахождения золота в рудах месторождения Албын по результатам рационального анализа (ОАО «Иргиредмет», 2011; А.А.Малышев, 2013)

Форма нахождения золота	Окисленные		Смешанные			Первичные
	Пробы					
	1	2	3	4	5	6
Свободное (амальгамируемое), %	89,6	91,1	14,4	82,4	84,4	79,3
В сростках (цианируемое), %	9,7	8,6	72,2	15,4	11,7	18,4
Всего цианируемое, %	99,3	99,7	86,6	97,8	96,1	97,7
Трудноизвлекаемое, не цианируемое	0,7	0,3	13,4	2,2	3,9	2,3

часто отмечается золото с пробой 880–895%.

Основные элементы руд – Au, As и W. Кроме этого, слабо повышены содержания Ag (0,1–2 г/т) и часто повышены содержания Nb (до 0,07%) и Y (элементы ранних альбититов). Все перечисленные элементы обычно имеют высокие и повышенные кларки концентраций в метасоматитах и рудах. Они же достигают наиболее высоких концентраций и в первичных ореолах. Основная рудная ассоциация месторождения Албын – Au-As-W-Ag. Она наложена на более раннюю редкометалльную (Mo-Nb-Y-La), предшествующую золоторудному процессу и связанную с альбитизацией.

Зона окисления на месторождении Албын проявлена весьма слабо как по степени гипергенных изменений, так и по глубине распространения. Мощность ее обычно не превышает 10 м.

Технологические свойства первичных, смешанных и окисленных руд примерно одинаковы. Все они легкообогатимы прямым цианированием при высоком извлечении (>90%).

Токурское рудное поле (рис. 3) включает среднее по масштабу золотокварцевое малосульфидное месторождение Токур, руды минерализованной зоны Главного разлома и ряд мелких золотокварцевых месторождений (Иннокентьевское, Тарнах). Золотокварцевые жилы месторождения Токур, Иннокентьевское и Тарнах эксплуатировались подземным способом, начиная с 1941 г. К настоящему времени они практически отработаны, добыто около 35 т Au. Золотоносные метасоматиты зоны Главного разлома в отработку не вовлекались. Прогнозные ресурсы золота этого типа оруденения составляют порядка 60 т.

Месторождение Токур изучалось В.Ф.Розенвальдом, Ю.О.Фефеловым, С.Д.Шером, В.А.Ваненко, Л.В.Эйришем, А.К.Егоровым, И.И.Фатьяновым, В.Г.Моисеенко, Н.С.Остапенко и другими геологами [10, 16–20].

Токурское рудное поле расположено в пределах Токурской подзоны Селемджино-Кербинской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. Для Токурской подзоны характерна слабая степень метаморфизма осадочных пород (до цеолитовой, реже филлитовой фаций), иногда практически его отсутствие.

Токурское рудное поле входит в состав Токурско-

Сагурского рудного узла, выраженного в региональном геохимическом поле аномалиями Au, Ag, As, W, Pb, Zn. Оно находится между Тугурским (севернее рудного поля) и Унгличиканским (южнее) разломами глубокого заложения. Рудное поле расположено в юго-западной части минимума поля силы тяжести (см. рис. 1), ассоциируемого со скрытой гранитоидной интрузией позднемезозойского возраста. Южнее месторождения проходит большеамплитудная гравитационная ступень. Вблизи Токурского рудного поля ступень резко изгибается в южном направлении. Региональное магнитное поле спокойное, слабоотрицательное (–200–0 нТл).

Рудное поле сложено терригенными песчано-глинистыми образованиями токурской и экимчанской свит позднепермского возраста. В этих породах повсеместно отмечается рассеянная вкрапленность ранних, не золотоносных арсенопирита и пирита. В составе токурской свиты выделяется нижняя аргиллитовая и верхняя песчаниковая толщи. Экимчанская свита представлена нижней флишевой и верхней песчаниковой толщами, в основании свиты закартированы линзы метакремней.

Магматические породы представлены дайками диоритов и диорит-порфиров (редко встречаются дайки кислого состава) селитканского комплекса раннемелового возраста и разновозрастными субизометричными, трубообразными штоками диорит-порфиров карауракского комплекса. Дайки и штоки (их сотни) образуют полосы и цепочки север-северо-восточного и близмеридионального простирания, пересекающие под прямым углом складчатые структуры позднепермской осадочной толщи. Все магматические породы – пострудные, они пересекают рудные тела.

Токурское рудное поле приурочено к южному крылу Челогорской антиклинали (см. рис. 3) северо-западного простирания осевой плоскости. Залегание пород крыла моноклинальное с пологими (25–35°) в западной части и крутыми (50–70°) в восточной части рудного поля углами падения в юго-западном направлении. Выделяются и поперечные изгибы слоистой толщи, оси которых простираются в северо-восточном направлении. Наиболее крупный из них, Токурская флексура, занимает центральную часть месторождения. В пределах флексуры, ширина которой составляет порядка 800 м, установлен плавный подворот пластов на угол

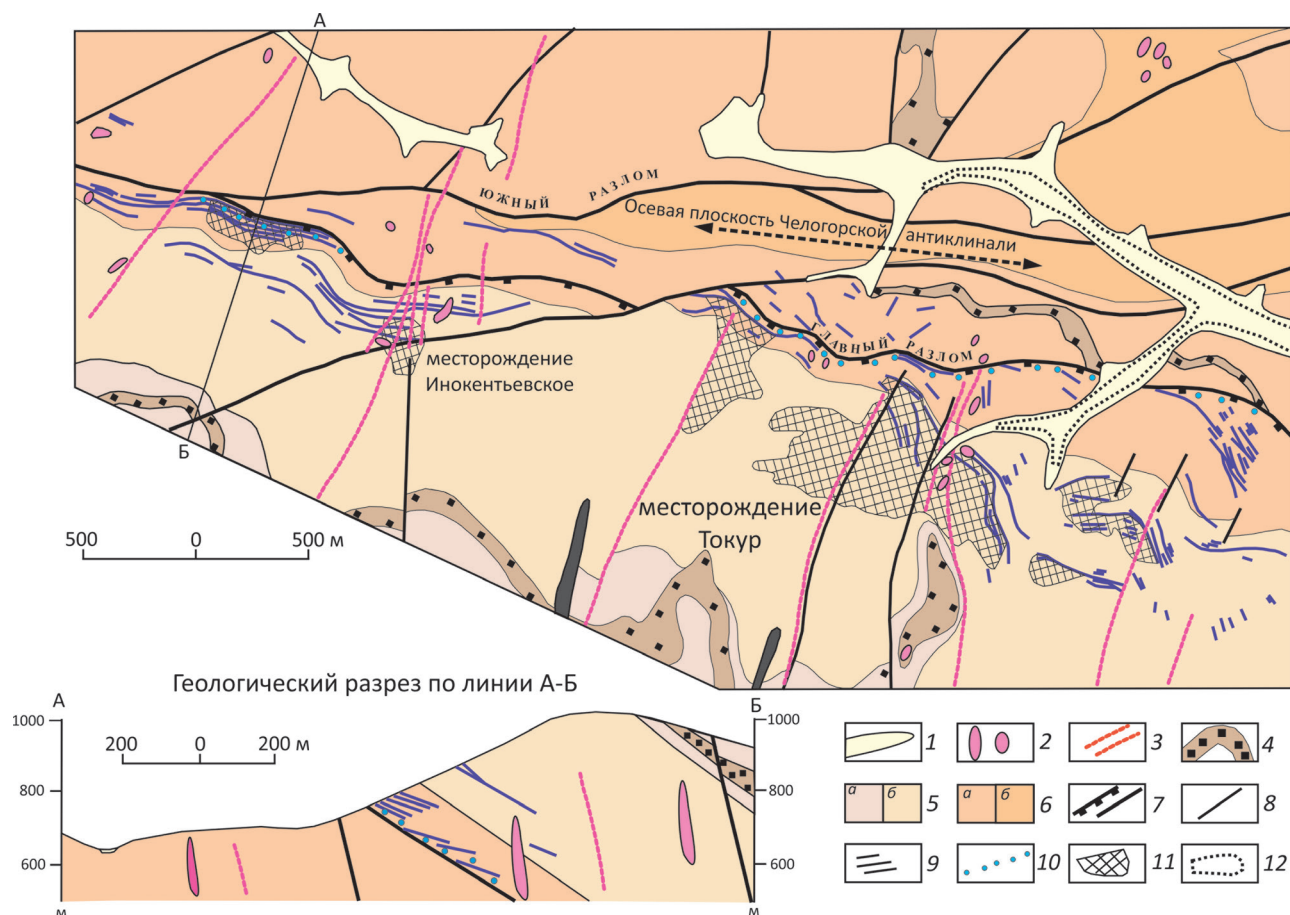


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Токурского рудного поля, по Ю.О.Фефелову, 1963; Л.В.Эйришу, 1967; А.К.Егорову, 1968, с изменениями:

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – мелкие штоки и трубчатые тела кварцевых диоритов караурацкого комплекса, K_1 ; 3 – дайки диорит-порфиров унериканского и караурацкого комплексов, K_1 ; 4 – наиболее крупные горизонты кремней, микрокварцитов; 5 – экимчанская свита, P_2 : а – верхняя песчаниковая толща – полимиктовые метапесчаники, микрокварциты, кремни, пласты филлитизированных аргиллитов, б – нижняя флишевая толща – переслаивание филлитизированных аргиллитов и полимиктовых песчаников с пластами известковистых алевролитов; 6 – токурская свита, P_2 : а – верхняя песчаниковая толща – полимиктовые метапесчаники, редкие пласты филлитизированных аргиллитов, микрокварцитов, кремней, б – нижняя аргиллитовая толща – филлитизированные аргиллиты, редкие пласты полимиктовых метапесчаников, кремней; 7 – главные разрывные нарушения, с направлением падения плоскости сместителя и крутопадающие; 8 – второстепенные разломы; 9 – кварцевые жилы и брекчии; 10 – зоны золотоносных метасоматических кварцитов; 11 – проекция промышленных рудных тел на горизонтальную плоскость; 12 – контур отработанной россыпи золота

30° с генерального северо-западного простирания на север-северо-западное. Примечательно, что золото-кварцевые жилы полностью копируют флексурный изгиб пластов.

На площади Токурского рудного поля широко развиты разрывные нарушения субширотного (продольные) и субмеридионального (поперечные) простирания (см. рис. 3). Продольные разломы следуют вдоль крыльев и шарнира Челогорской антиклинали. Наиболее крупные из них: Южный и Главный. Южный разлом представлен милонитами и тектоническими брекчиями мощностью до 5 м, сопровождаемыми зонами (до 200 м) брек-

чированных пород. Сместитель разлома круто (60–80°) наклонен на юг. Главный разлом представлен охристыми зонами дробления мощностью 5–10 м. Сместитель разлома полого (30–40°) падает в южном направлении и ограничивает в плане с севера блок с промышленными рудными телами. На всем протяжении разлом сопровождается широкой (до 200 м) зоной брекчированных и окварцованных пород. На отдельных участках Главный разлом пространственно сближается с золото-кварцевыми жилами, располагаясь в их лежачем боку. Местами он совмещается с рудными телами. Ориентировка штрихов скольжения и складок волочения сви-

детельствуют о надвиговой природе Главного разлома. Поперечные к складчатой структуре разломы представлены крутопадающими (70–85°) сбросами север–северо-восточного простирания с падением сместителей в западных румбах. Разломы проявляются зонами милонитов мощностью 0,5–4,0 м и часто залечены дайками диоритовых порфиров.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены кварц-серицитовым метасоматозом и метасоматическим окварцеванием. Кроме этого, иногда отмечаются околожилные оторочки калишпатизации вокруг кварцевых жил (до 1,5 м шириной).

Рудные тела месторождения Токур представлены кварцевыми жилами и золотоносными метасоматическими кварцитами (см. рис. 3). Золото-кварцевые жилы образуют жильные зоны, разобщенные безрудными блоками. В районе месторождения известно около 1200 промышленных и слабо золотоносных жил. Разведывалось более 600 жил, эксплуатировалось 75. Мощность жильных зон изменяется от 20 до 90 м. В строении их участвуют одна или несколько жил, от которых под острым углом отходят многочисленные апофизы. Обычно жилы состоят из серии кулис длиной 100–200 м. Протяженность промышленных участков жил по простиранию достигает 800 м, по падению – 430 м. Средние мощности жил составляют 0,2–0,7 м. Распределение золота крайне неравномерное. Наиболее богатые участки жил со средним содержанием золота 50–200 г/т приурочены к их верхним и приповерхностным частям. На месторождении выделяются две группы жил: пологопадающие и крутопадающие. Для первых характерны углы падения 25–35° и субсогласный напластованию характер залегания. Крутопадающие жилы сосредоточены вблизи штоков кварцевых диоритов и падают на юг под углом 70–80°.

Содержание рудных минералов в жилах составляет 1–3%. Они представлены пиритом и арсенопиритом, менее распространены шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, марказит, блёклые руды.

Золото преимущественно самородное. Размер его зерен изменяется в широких пределах – от нескольких микрон до нескольких сантиметров. Форма комковатая, угловатая и кристаллическая. В полосчатых рудах золото мельче (в среднем 0,05–0,15 мм), в брекчиевых и друзовидных – крупнее (в среднем 0,1–0,4 мм). Золото образует сростки с кварцем, пиритом, арсенопиритом, реже с галенитом. Мелкие вкрапления и тонкие прожилки золота установлены в арсенопирите и пирите.

Проба его изменяется от 600 до 800‰, средняя 710‰. Наиболее часто встречаются интервалы пробы 600–650 и 700–750‰. Низкопробное золото связано с ранним кварцем и сульфидами. Золото содержит примеси Ag, Sb, As, Se, Hg.

Метасоматические кварциты приурочены к зоне Главного разлома (см. рис. 3). Окварцеванию, как правило, подвержены участки интенсивно дислоцированных пород со стороны висячего бока разлома. Метасоматиты сложены тонкозернистым кварцем первой генерации в ассоциации с карбонатами, пиритом и арсенопиритом. Они содержат прожилки кварца, карбонатов и сульфидов поздних генераций. Мощность зоны кварцевых метасоматитов составляет десятки метров. Она прослежена вдоль разлома по простиранию

на 5 км и по падению на 800 м. Кварцитовый тип руд отличается от жильного большей насыщенностью сульфидами (3–5% против 1–3%) и постоянным присутствием примеси вольфрама (10–150 г/т). Золото в метасоматитах преимущественно свободное, мелкое и тонкое. Золотоносность сульфидов на уровне 20 г/т. Среднее содержание золота в минерализованных и окварцованных породах

зоны Главного разлома составляет 1,5–2,4 г/т.

Кроме золота в рудах Токурского месторождения повышены содержания (в %): As 0,02–3; W 0,003–0,01; Pb 0,0015–0,2; Zn 0,01–0,3; Cu 0,005–0,01 и Ag 0,7–88 г/т. Ранжированный ряд элементов в рудах следующий (Д.Л.Вьюнов, 2003): Au-As-Ag-Sb-Pb-W-Zn-Mo-Cu. Главные элементы руд Au-As-W-Ag. Эти же элементы образуют наиболее интенсивные первичные ореолы.

Технологическая схема извлечения золота из кварцевых жил и метасоматических кварцитов единая – гравитационно-флотационная. Сквозное извлечение золота в концентрат из жил 93–94%, из кварцитов 87–90%.

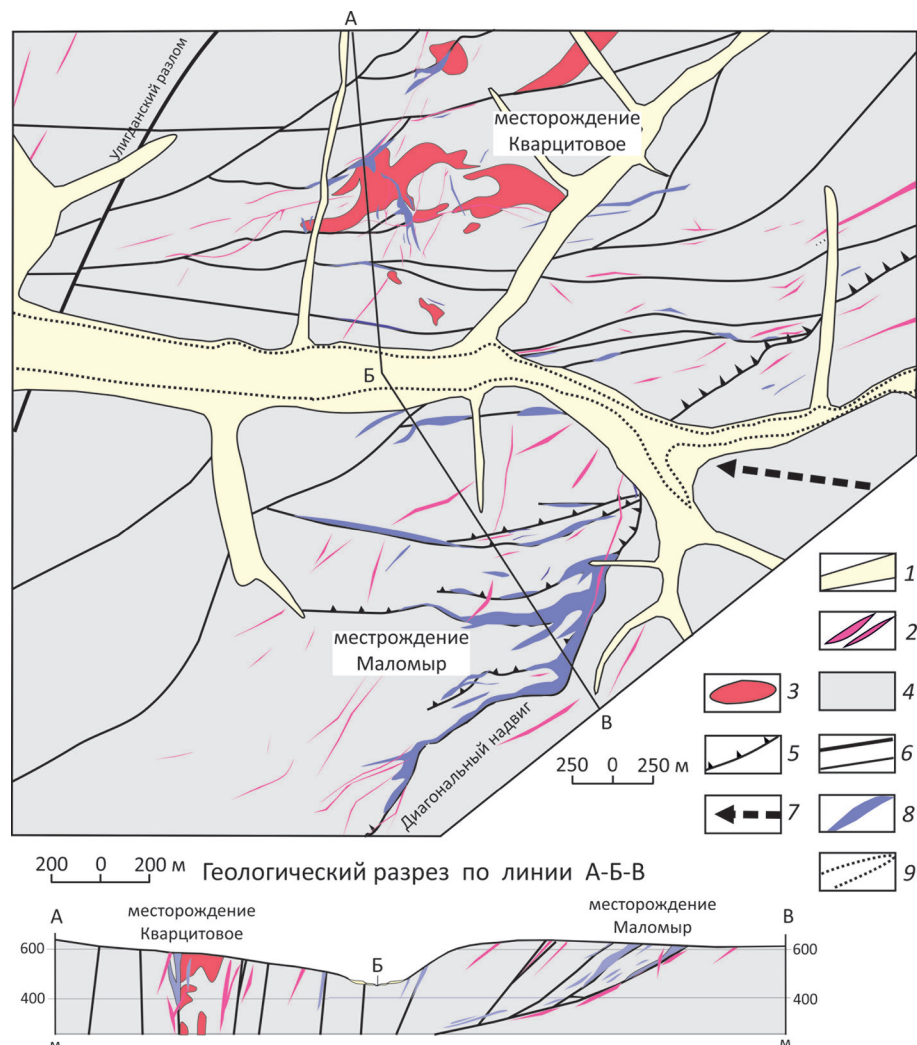
Золото-кварцевое малосульфидное месторождение Кварцитовое (рис. 4) входит в Маломирское рудное поле [4, 7, 12] в составе Нижнестойбинского рудного узла Джагды-Селемджинской минерагенической зоны. В региональном геохимическом поле рудный узел выражен аномалиями Au, Ag, As, W, Mo, Pb, Sb. Месторождение изучали В.Н.Лебедев, А.Е.Пересторонин, В.Н.Лапшин, А.Е.Казанцев, Н.Г.Власов, А.П.Захаров и другие исследователи.

Маломирское рудное поле локализовано в узле пересечения региональных разломов запад–северо-западного (Южно-Тукурингский разлом) и север-северо-восточного простираний (Улигданский разлом), но находится

“Основные перспективы выявления новых малосульфидных золото-кварцевых месторождений в Приамурье связаны с восточным флангом Монголо-Охотской складчатой системы

Рис. 4. Схематическая геологическая карта Мало-мырского рудного поля, по А.Е.Пересторонину, 1993, 2007; В.Н.Лапшину, 2012, с изменениями:

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – дайки диоритовых порфиров, андезитов, дацитов карауракского и унериканского комплексов, K_1 ; 3 – метаплагиограниты златоустовского комплекса, PZ_3 ; 4 – серицит-альбит-кварцевые, углеродсодержащие сланцы, известняки, златоустовская свита, PZ_3 ; 5 – подошва Диагонального надвига; 6 – разрывные нарушения главные и более мелких порядков; 7 – положение осевой плоскости Маломырской антиклинали; 8 – золоторудные тела; 9 – границы отработанной россыпи



на некотором удалении от них. Рудное поле расположено в непосредственной близости от вулканогенных образований Огоджинской континентальной вулканической зоны мелового возраста. Кроме того, оно приурочено к западному замыканию крупной Маломырской антиклинали субширотного простирания осевой плоскости (см. рис. 4).

В гравитационном поле Маломырское рудное поле расположено в юго-западной части крупного минимума поля силы тяжести (см. рис. 1), севернее протяженной гравитационной ступени северо-запад-западного простирания, ассоциируемой с Южно-Тукурингским региональным разломом глубокого заложения. Вблизи рудного поля данная ступень делает резкий изгиб в север-северо-западном направлении. Непосредственно для района упоминаемого гравитационного минимума характерна редкометалльная металлогения (Mo-W-Bi). Региональное магнитное поле спокойное, слабоотрицательное ($-200-0$ нТл).

Площадь рудного поля сложена полевошпат-кварц-углеродисто-слюдяными сланцами златоустовской свиты позднего палеозоя, прорванными позднепалеозой-

скими малыми интрузиями порфировидных плагиогранитов, гранодиоритов златоустовского комплекса (см. рис. 4), которые в процессе метаморфизма превращены в катаклазиты до бластомилонитов и очковых и гнейсовидных кварц-мусковит-полевошпатовых сланцев. К наиболее поздним магматическим образованиям относятся раннемеловые дайки и мелкие субвулканические тела андезитов, диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров (карауракский и унериканский комплексы). Все породы, слагающие Маломырское рудное поле, содержат рассеянную вкрапленность арсенопирита и пирита.

Углеродистые вулканогенно-терригенные толщи слабо метаморфизованы в филлитовой, редко до зеленосланцевой фации, при этом отмечается незначительное и постепенное возрастание степени метаморфических преобразований с востока на запад и с юга на север.

В пределах рудного поля известно крупное по запасам золотосульфидное месторождение Маломыр [4, 12], локализованное в зоне Диагонального надвига в сланцах златоустовской свиты, и мелкое золотокварце-

вое малосульфидное месторождение Кварцитовое.

Месторождение Кварцитовое расположено в 1,5–2 км севернее месторождения Маломыр (см. рис. 4). Рудные тела находятся в сланцах и в бластомилонитизированных позднепалеозойских гранитоидах. Золотое оруденение приурочено к крутопадающим субширотным и субмеридиональным зонам дробления и рассланцевания. На месторождении широко развиты ранние, дорудные кварц-полевошпатовые метасоматиты. На эти метасоматиты обычно наложены альбитизация, окварцевание и карбонат-кварц-серицитовый метасоматоз. В пределах блока, насыщенного кварц-полевошпатовыми метасоматитами, получили развитие поперечные субмеридиональные тектонические зоны протяженностью до 400–500 м. Эти зоны ассоциируются с трещинами отрыва, являющимися результатом растягивающих напряжений, произошедших на заключительных этапах тектоногенеза. Наиболее крупная подобная структура расположена в восточной части месторождения Кварцитовое. Субмеридиональные разломы вмещают наиболее богатые и легкообогащаемые золотые руды. Рудные тела с упорными рудами, аналогичные рудам месторождения Маломыр, локализуются в широтных разломах.

Основное рудное тело месторождения Кварцитовое, содержащее порядка 90% всех запасов (А.П.Захаров, В.Н.Лапшин, 2009), локализовано в крутопадающей тектонической зоне субмеридионального простирания, сложенной брекчиями кварцевых и альбитовых метасоматитов на кварцевом цементе. Протяженность тела по простиранию 340 м, по падению прослежено на 350 м и не оконтурено. Рудное тело представлено крутопадающими «стволовыми» кварцевыми брекчиями, сменяющимися зонами интенсивного прожилкового окварцевания. Золотое оруденение рядовое до богатого. В северном и южном направлениях интенсивность оруденения резко снижается. Кроме основного рудного тела, присутствовали сопутствующие тела и апофизы, залегающие субпараллельно основному телу. Содержа-

ния золота в золотокварцевых рудах составляли от 1,2 до 15,5 г/т, при мощности сечений от первых метров до 32 м. При этом отмечались обогащенные интервалы рудных тел со средними содержаниями золота до 35 г/т. В настоящее время легкообогащаемые руды месторождения Кварцитовое полностью отработаны, из них добыто порядка 10 т золота.

Зона окисления на Кварцитовом месторождении практически отсутствует (не более 2–4 м от поверхности).

В рудах в большей степени распространен кварц (65–75%), в меньшей – серицит, полевые шпаты, карбонат, адуляр, сульфиды. Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит, очень редко отмечаются халькопирит, сфалерит, галенит и пирротин.

В легкообогащаемых первичных рудах месторождения Кварцитовое золото присутствует в самородном виде. Наиболее характерные формы его частиц – неправильные компактные, ажурные, реже пластинчатые, лепешковидные, комковатые. Отмечаются сростки с кварцем, арсенопиритом, сфалеритом, карбонатами. Более половины всей массы свободного золота сконцентрировано в интервале крупности $-0,5...+0,1$ мм. Доля мелкого и тонкого золота (класс крупности $-0,07$ мм) составляет 40%. По морфогенетической характеристике золото относится к трещинно-прожилковому, цементационному, интерстициальному типу. Видимое золото встречалось в керне скважин в прожилках серого кварца, иногда рассеченных тонкими прожилками более позднего кварца с тонкораспыленными сульфидами. Проба золота колеблется в пределах 700–870‰ (средняя 778‰). Элементы-примеси в золоте – Cu, Hg, As, иногда Zn, Ti, Pb.

По данным рационального анализа (табл. 2) преобладает цианируемое, легкоизвлекаемое золото, в том числе велика доля свободного. Часть золота ассоциирована с сульфидами, оно легкоизвлекаемо, так как находится в микротрещинках, пустотках сульфидов, а не диспергировано в них, как на месторождении Маломыр.

2. Формы нахождения золота в первичных рудах месторождения Кварцитовое по результатам рационального анализа (А.Е.Пересторонин, 1993; ОАО «Иргиредмет», 2011; В.Н.Лапшин, 2012)

Форма нахождения золота	От	До	Среднее
Содержание золота в исходной руде, г/т	1,18	11,8	5,3
Свободное (амальгируемое), %	19,8	76,2	53,3
В сростках (цианируемое), %	9,5	49,7	20,2
Всего цианируемое, %	44,1	93,2	73,5
Извлекаемое цианированием после обработки соляной кислотой (ассоциированное с гидроксидами железа, карбонатами и др.)	1,5	16,1	5,8
Извлекаемое цианированием после обработки азотной кислотой (ассоциированное с сульфидами)	3,3	37,3	18,7
Тонковкрапленное в породообразующих минералах (кварц, углеродистое вещество и др.)	1,0	3,6	2,1

3. Главные критерии оценки перспектив золотокварцевого малосульфидного оруденения Приамурья

Уровни локализации	Критерии
Региональный (рудный узел)	Близость крупных разломов и протяженных гравитационных ступеней регионального характера север–северо-западного и субмеридионального простираний, отождествляемых с глубинными разломами корово-мантийного заложения
	Близость скрытых поперечных линейных элементов гравитационного поля (нарушений корреляции) субмеридионального простирания, осложняющих гравитационные ступени
	В некоторых случаях близость резких изгибов гравитационных ступеней
	Наличие магматического очага, фиксируемого минимумом поля силы тяжести
	Региональное магнитное поле не дифференцированное, слабо отрицательное
	Литоформационная принадлежность вмещающих пород – терригенно-вулканогенные и хемогенные углеродистые отложения
	Возможна первичная обогащенность осадочно-метаморфических пород золотом
	Метаморфизм низких ступеней (до зеленосланцевой фации), возможно его отсутствие
	Россыпи золота и шлиховые ореолы слабоокатанного золота, арсенопирита, шеелита
	Выраженность рудных узлов в региональном аномальном геохимическом поле (аномалии Au, Ag, As, W, Pb, Zn, Cu, Sb, Mo)
Локальный (рудное поле, месторождение)	Проявленность раннемелового малообъемного магматизма умеренно кислого до среднего составов
	Наличие постскладчатых разломов взбросового и взбросо-сдвигового характера, часто представленных надвигами, а также поперечных им крутопадающих разломов типа «трещин отрыва»
	Узлы сочленения разломов
	Антиклинальных структур – метаморфических куполов, крупных антиклиналей с проявленным в пределах них позднемезозойским магматизмом, выраженным в появлении даек, малых тел среднего до умеренно кислого составов мелового возраста
	Флексурообразные перегибы осевых плоскостей и шарниров складок
	Магнитное поле относительно пониженное отрицательное
	Аномалии пониженного электрического сопротивления на фоне повышенного
	Ареалы развития метасоматитов – кварц-серицитовых, альбититов, метасоматических кварцитов, кварц-полевошпатовых, кварц-адуляровых
	Наличие ареалов рассеянной сульфидной вкрапленности
	Наличие ареалов прожилков кварца и кварцевых жил
	Наличие геохимических ореолов Au, As, Ag, W, Sb
	Наличие множественных проявлений золотой минерализации

Основным элементом-спутником золота в рудах месторождения Кварцитовое является As, в меньшей степени – W, Ag, Sb. Геохимический тип руд месторождения – Au-As, соответственно наиболее постоянный спутник золота – As. Содержания его меняются от десятых долей процента до первых процентов. Содержания Au и As имеют прямо пропорциональную зависимость.

Руды месторождения Кварцитовое перерабатывались на основе прямого сорбционного цианирования. Степень извлечения высокая (>90%).

Критерии оценки перспектив золотокварцевых малосульфидных месторождений Приамурья. Общие черты малосульфидных золотокварцевых месторождений Приамурья сводятся к следующему:

основной объем оруденения сформирован в период

позднемезозойской тектономагматической активизации, но начало формирования оруденения положено процессами метаморфизма [1, 3, 12];

по степени проявления метаморфизма пород наиболее метаморфизованы вмещающие породы Албынского рудного поля, менее – Маломырского и очень слабо – Токурского, соответственно участие метаморфогенных процессов [1] при рудообразовании характерно в основном для Албынского рудного поля;

наиболее значительные рудные поля и месторождения, ассоциируемые с рудно-магматическими системами, локализуются в краевых частях, или в непосредственной близости к минимумам поля силы тяжести, связанными со скрытыми гранитоидными очагами [3, 4, 12, 20];

рудные поля расположены на некотором удалении

(2–12 км) от трансрегиональных и региональных разломов, выраженных гравитационными ступенями север–северо-западного и субмеридионального простираний (см. рис. 1);

крупные месторождения локализуются в узлах пересечения гравитационных ступеней (см. рис. 1) скрытыми поперечными линейными элементами гравитационного поля (нарушения корреляции) субмеридионального простирания [4];

рудные поля приурочены к антиклинальным складчатым структурам, куполам метаморфического генезиса, пересекаемым разрывными нарушениями, в том числе надвигового характера, в которых обычно и локализуется основной объем золотого оруденения;

рудные поля – это интервалы зон дислокаций, характеризующиеся совмещением метаморфических, тектонических, магматических, гидротермально-метасоматических процессов, оруденение контролируется сложнопостроенными зонами тектонитов, литологический контроль является важным для улучшения параметров оруденения (за счет экранирования);

рудные тела брекчиево-жилные (месторождение Токур, частично Кварцитовое), прожилково-вкрапленные и штокверково-вкрапленные (месторождения Албын, частично Кварцитовое);

главным и общим типом гидротермально-метасоматических изменений являются кварц-карбонат-серицитовые, кварц-серицитовые, при наличии более ранних зон натрового и (реже) калиевого метасоматоза;

рудные поля характеризуются ареалом не золотоносной (или слабозолотоносной) сульфидной вкрапленности во вмещающих породах;

на месторождениях проявлено раннее золотосульфидное оруденение (упорные руды), но доля его не велика, оно не определяет промышленную значимость;

имеется тесная геохимическая связь Au в рудах с As, а также с W, Ag, Sb;

золото легкоизвлекаемое (цианируемое), основная масса его не связана с сульфидами, соответственно руды не упорные;

среди сульфидов рудных тел преобладают арсенопирит и пирит в разных соотношениях, сульфиды в процессе формирования месторождений образуются многократно;

зона окисления обычно маломощная, не превышает первых метров по вертикали.

В табл. 3 приведены основные критерии оценки перспектив золотокварцевого малосульфидного оруденения в Приамурье. Критерии разделены на региональные, которые можно использовать при исследованиях масштаба 1:200 000–500 000 и мельче, и локальные, применимые для крупномасштабных исследований (масштаб 1:50 000–1:10 000).

Основные перспективы выявления золотокварцевого малосульфидного оруденения в Приамурье связаны

с Селемджино-Кербинской СФЗ восточного фланга Монголо-Охотской складчатой системы. Кроме этого, перспективен отрезок этой же системы (в западной ее части) в районе Кировского золотосульфидно-кварцевого месторождения, где в настоящее время уже разведано мелкое золоторудное месторождение Соловьевское. Рудные тела его прожилково-вкрапленные, локализованы в юрских углеродистых осадочных отложениях. По содержанию сульфидов месторождение малосульфидное (<5%), основная масса сульфидов представлена арсенопиритом и пиритом. Золото в рудах цианируемое, легко извлекаемое. Перспективна также восточная часть Ольдойского наложенного прогиба (западная часть Приамурья), прилегающего с юга к Монголо-Охотской складчатой системе (юго-западнее Кировского месторождения). Здесь в девонских и силурийских отложениях известно малосульфидное золотокварцевое рудопоявление Ангагинское. В пределах Алдано-Станового мегаблока малосульфидные золотокварцевые проявления не так известны. Из наиболее характерных – Ледяное и Скалистое в северо-восточной части Амурской области.

В заключение следует отметить следующее. Рассмотрены главные (типовые) промышленно значимые малосульфидные золотокварцевые золоторудные объекты Джагды-Селемджинской металлогенической зоны, характеризующиеся преимущественно свободным и легкоизвлекаемым золотом. К ним отнесены месторождения Албын, Токур и Кварцитовое.

Несмотря на различия, у всех месторождений есть общие черты, выражающиеся в приуроченности к позднемезозойским гранитоидным очагам, антиклинальным складчатым структурам, пологим разрывным нарушениям надвигового типа. Главные типы гидротермально-метасоматических изменений – это кварц-серицитовые изменения и щелочные метасоматиты. Золото в рудах всех месторождений находится, главным образом, в извлекаемых, цианируемых формах. Кроме золота, существенно повышены содержания мышьяка, иногда немного повышены – вольфрама. Основные рудные минералы – арсенопирит и пирит.

Месторождения образовывались в период позднемезозойской тектономагматической активизации, вызванной коллизией Алдано-Станового и Амурского геоблоков. В процессе формирования Албынского и Маломырского рудных полей принимали участие как метаморфогенно-гидротермальные, так и плутоногенно-гидротермальные процессы. Токурское рудное поле сформировалось преимущественно под воздействием плутоногенно-гидротермальных процессов.

Показаны основные критерии оценки перспектив золотокварцевого малосульфидного оруденения в Приамурье. Учет этих критериев позволит более рационально выделять площади для постановки поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998.
3. Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Маломыр – первое крупное золоторудное месторождение сухоложского типа в Приамурье (геология рудного поля и месторождения, проблемы освоения). – Благовещенск–Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, Комитет природных ресурсов Амурской области МПР РФ, ООО «НП-Центр», 2000.
4. Вьюнов Д.Л., Носырев М.Ю., Степанов В.А. Прогнозирование рудных месторождений по геохимическим и геофизическим данным (на примере Верхнего Приамурья) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2007. № 3. С. 2–9.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий // Под ред. Л.И.Красного, А.С.Вольского и др. Масштаб 1:2500 000. Объяснительная записка. – С-Пб–Благовещенск–Харбин: ВСЕГЕИ, Амурский КПП, Министерство геологии и минеральных ресурсов КНР, Управление геологии и полезных ископаемых пров. Хэйлунцзян, 1999.
6. Казанцев А.Е., Малышев А.И., Орлова Н.И. Гидротермалиты Албынского месторождения // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 29–34.
7. Константинов М.М. Золоторудные месторождения России. – М.: Акварель, 2010.
8. Малышев А.И., Лазарев А.Б. Роль тектонических дислокаций в формировании Албынского рудного поля // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 41–45.
9. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 2. Центральная часть провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2014.
10. Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота: на примере месторождений Приамурья / Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Благовещенск, 2007.
11. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Золоторудное месторождение Албын Приамурской провинции // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 22–30.
12. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Перспективные типы золотосульфидных месторождений в Приамурье // Руды и металлы. 2007. № 2. С. 19–29.
13. Приамурская золоторудная провинция / В.А.Степанов, А.В.Мельников, А.С.Вах и др. – Благовещенск: Амурский государственный университет, 2008.
14. Серебрянская Т.С., Ожогина Е.Г., Ковалевский Э.И. Особенности гидротермально-метасоматических образований и химического состава золота Харгинского рудного поля // Разведка и охрана недр, 2010. № 8. С. 9–14.
15. Степанов В.А. Этапы формирования и генезис золоторудных месторождений Приамурской провинции // Доклады АН, 2005. Т. 403. № 1. С. 83–87.
16. Фатьянов И.И. Распределение золота в магматических комплексах и генетические черты золотого оруденения Селемджинского района (Приамурье) / Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Владивосток, 1972.
17. Фатьянов И.И., Лэйер П. О времени формирования золоторудного месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. – Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 217–219.
18. Эйриш Л.В., Остапенко Н. С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская область, Россия). – Хабаровск: АмурКНИИ АНЦ ДВО РАН, 1998.
19. Эйриш Л.В. Геология Токурского золоторудного поля (Амурская область) // Геология и полезные ископаемые Приамурья. – Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 198–206.
20. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2002.

УДК 552.54+561.232:551.72(571.56)
© П.Н.Колосов, И.Н.Троегубова, 2016

Онколитоподобные образования в каланчёвской свите неопротерозоя северо-восточной окраины Патомского нагорья: ультраструктуры и органические остатки

П.Н.КОЛОСОВ, И.Н.ТРОЕГУБОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов сиби́рского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39).

При помощи сканирующего электронного микроскопа впервые в регионе обнаружены и детально охарактеризованы онколитоподобные образования, находившиеся в водной среде, по-видимому, во взвешенном положении. Выяснено, что в разных их частях в зависимости от степени перекристаллизации ультраструктура различна: кристалломорфно-глобулярная, субкристалломорфная и субколломорфная. Последняя характерна для органогенного происхождения образований. Обнаружены хорошо сохранившиеся остатки микроорганизмов. Длинные трубчатые нити могут быть интерпретированы как сифоновые зеленые водоросли, а разветвленные больше похожи на рецетных грибоподобных организмов.

Ключевые слова: карбонатные породы, ультраструктуры, онколиты, онколитоподобные образования, цианобактерии, водоросли, каланчевская свита, неопротерозой, Патомское нагорье.

Колосов Петр Николаевич
Троегубова Инга Николаевна



p_kolosov@diamond.ysn.ru
igritro01@mail.ru

Oncolite-like formations of the Kalanchev formation of the Neoproterozoic North-eastern margin of the Patom Highland: ultrastructures and organic remains

P.N.KOLOSOV, I.N.TROEGUBOVA

Oncolite-like formations, that were probably present in aquatic environment in weighted condition, were found for the first time and described in detail using scanning electron microscope. It was identified that ultrastructure varies in their different parts depending on recrystallization degree: crystallomorphic-globular, subcrystallomorphic and subcollomorphic. The latter is typical of organogenic origin of formations. Well-preserved microorganism remains were found. Long tabular threads can be interpreted as siphonal green algae, and branched ones are more similar to recent fungus-like organisms.

Keywords: carbonate rocks, ultrastructures, oncolites, oncolite-like formations, cyanobacteria, algae, Kalanchevskaya formation, neoproterozoic, Patom Upland.

Актуальна палеонтология докембрия для палеобиологического обоснования стратиграфических подразделений протерозоя [4]. Вклад в решение этой проблемы могут внести исследования микроорганизмов неопротерозоя Патомского нагорья. На северо-восточной окраине этого нагорья каланчёвская свита распространена в Уринской структурно-фациальной зоне, хорошо обнажена на р. Лена. Она состоит из двух подсвит (нижняя 220–250 м, верхняя 270 м). Описание разреза свиты, а также распространение в нем онколитов приведены в работах [2, 3]. Онколиты ранее исследовались с помощью светового поляризационного микроскопа, разрешающая способность которого не позволяла находить в них остатки микроорганизмов, имеющих, как правило, микронные размеры. Недостаточно чёткие

микрофоссилии в онколитах ранее приводились в публикациях одного из авторов [1, 2] из ничатской свиты неопротерозоя бассейна р. Чара (левый приток р. Олёкма). Настоящая статья посвящена характеристике впервые обнаруженных в регионе онколитоподобных образований.

Методика. Использовался сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) Jeol JSM-6480LV в режиме высокого вакуума, ускоряющее напряжение 10 кВ, размер диафрагмы 2, сигнал SEI, рабочее расстояние 10 мм. Из пяти образцов онколитовых известняков вырезали пять пластинок, из которых изготовили аншлифы. Некоторые из них протравливали парами концентрированной (30%) соляной кислоты в 4 см над поверхностью кислоты, в течение 35 секунд (аншлиф 1 из обр. К-1-Ур),

20 секунд (аншлиф 3 из обр. К-16-Ур) и 45 секунд (аншлиф 4 из обр. К-1в-Ур). Потом аншлифы промывали дистиллированной водой, сушили, стараясь сохранить стерильность. Напыляли золотом в вакуумном напылителе до образования тонкой плёнки проводящего слоя. Затем аншлифы наклеивались на объектодержатель и просматривались в СЭМ при разных увеличениях (от 50 до 3000–5000). Производилось фотографирование ускоренное и замедленное. Наиболее интересные находки сделаны в обр. К-1-Ур, аншлифе 1, протравленном в течение 35 секунд. Примененная методика и полученные с ее помощью результаты отличают исследования от предыдущих работ [1–3], а также выводят поиск и изучение обнаруживаемых обызвествленных микроорганизмов неопротерозоя востока Сибирской платформы на новый уровень.

Материал, его обсуждение и результаты. Исследованы образцы 515-68 и 516-68 (сборы 1968 г.), а также К-1-Ур, К-1а—Ур, К-16-Ур, К-1в-Ур, К-1г-Ур (сборы 1973 г.), взятые из обнажения каланчёвской свиты неопротерозоя (р. Лена, среднее течение, район дер. Тинная). Весь материал (образцы и аншлифы) хранятся в лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГАБМ СО РАН (г. Якутск).

В прозрачных шлифах 132 образцов, собранных из каланчёвской свиты в 1968 г. и частично охарактеризованных ранее [3], хорошо наблюдается строение онколитов – чередование тёмных скрытокристаллических и светлых тонкозернистых слоёв. Число пар слоёв варьирует от 10 до 40, реже до 50. Тёмные, органогенного происхождения слои, обычно тоньше (3–6 мкм), чем светлые (10–15 мкм), абиогенного генезиса. Присутствуют онколиты, имеющие в пределах одного желвака слои с гладкой и бугристой поверхностью. Последние обычно занимают периферическую часть образования. В зависимости от условий среды они иногда образуют небольшие (высотой доли мм) массивные столбики с широким основанием. Встречались онколиты, состоящие из тонких (несколько мкм) волнистых концентрических слоёв, а также желвачки из нескольких телец, объединенных общей оболочкой.

Онколиты, состоящие из слоёв с резкими границами, являются донными образованиями. Причём, если они росли в гидродинамически активной среде, постоянно перекачивались, то можно увидеть концентрические слои одинаковой, сохраняющейся на всём протяжении толщины. В отличие от них, перекачивавшиеся с некоторыми перерывами онколиты, состоят из слоёв, толщина которых различна в разных его сторонах. Верхняя поверхность желвачка, пока он находится в покое, обрастает цианобактериями, так как освещена, обеспечивает фотосинтез, в отличие от нижней, не имеющей такой возможности. Абсолютное большинство онколитов каланчёвской свиты донное, перекристаллизованное (рис. 1). В качестве примера приведены онколиты, присутствующие в образцах, отобранных из обнажения

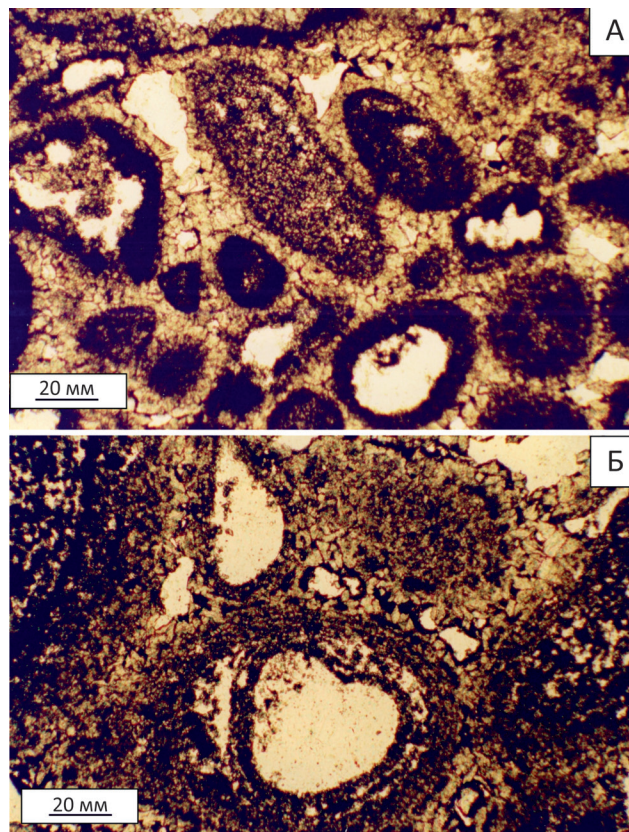


Рис. 1. Онколиты из концентрических слоев:

А – прилегающих плотно друг к другу (обр. 515-68); Б – не прилегающих друг к другу плотно (обр. 516-68).

на правом берегу р. Лена напротив дер. Тинная. Здесь из верхней части разреза верхнекаланчёвской подсвиты в интервале от 32 до 23 м от её кровли отобраны образцы 515-68 и 516-68. Содержащая их 11-метровая пачка представлена светло-серыми онколитовыми, мелкозернистыми, толсто-плитчатыми доломитами. В обр. 515-68 онколиты состоят из центральной части, представленной окатанным обломком кварцевого зерна, и наружной зоны из концентрических, органогенного происхождения микрозернистых тёмных слоёв, плотно прилегающих друг к другу (см. рис. 1, А). Светлых, абиогенного происхождения слоёв, между ними почти не наблюдается. Это можно считать свидетельством того, что онколит постоянно перекачивался по дну водного бассейна, обрастание минерального обломка микроорганизмами происходило без перерыва. В обр. 516-68 разного происхождения слои чередуются, не прилегают друг к другу плотно (см. рис. 1, Б), обрастание обломка микроорганизмами происходило с некоторыми перерывами.

В каланчёвской свите впервые выделяются онколитоподобные образования, находившиеся в водной среде, по-видимому, во взвешенном положении

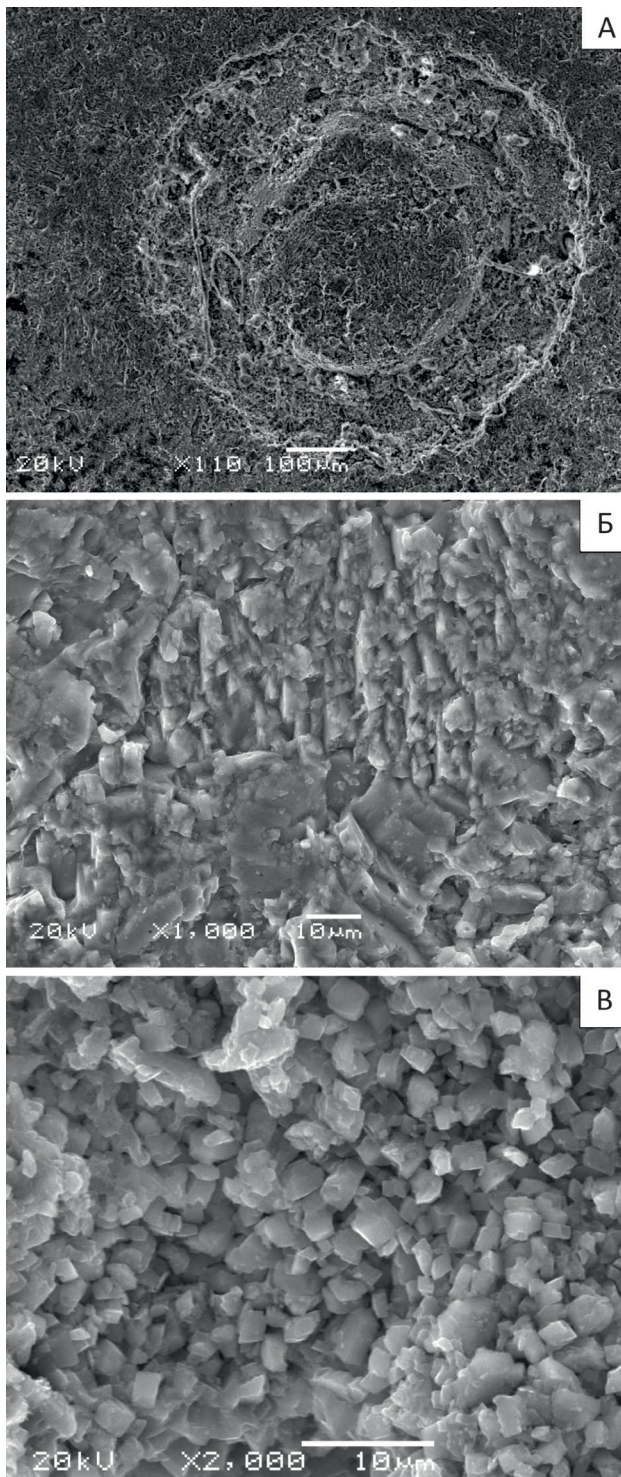


Рис. 2. Онколитоподобное образование, находившееся, по-видимому, во взвешенном положении, и его ультраструктуры (обр. К-1-Ур, аншлиф 1):

А – общий вид; Б – блоково-ступенчатый тип поверхности скола, который отражает кристалломорфную ультраструктуру слагающего перекристаллизованного известняка; В – ориентированно-блоковый тип поверхности скола, присущий породам «онколитового» типа

(обр. К-1-Ур, аншлиф 1, см. рис. 2, А). От донных онколитов они отличаются тем, что в них центром служат мельчайшие, предположительно плававшие пылинки (минеральные или органического происхождения). В результате обрастания микроорганизмами таких пылинок возникают упомянутые образования с расплывчатыми с вмещающей породой границами. У них concentрические слои выражены слабо, расплывчаты, имеют постоянную толщину. Далее приведены результаты детальных исследований их ультраструктур, а также найденных в этих образованиях хорошо сохранившихся обызвествленных остатков микроорганизмов.

Ультраструктура онколитоподобных образований определялась по атласу ультраструктур карбонатных пород [5]. Онколитоподобные образования (см. рис. 2, А), как и донные онколиты, в значительной мере перекристаллизованы. Их края слегка волнистые. Имеют блоково-ступенчатый тип поверхности скола, который отражает кристалломорфную ультраструктуру слагающего перекристаллизованного известняка (см. рис. 2, Б), состоящего из разнообразных по величине блоков, ориентированных в разных направлениях. Грани блоков раскалываются ступенчато (высота ступеней от 2 до 5 мкм), местами покрыты микроскопическими бугорками. Границы блоков неровные, пористые (следы растворения). Ориентированно-блоковый тип поверхности скола присущий, по данным А.И. Ушаковой [5], породам «онколитового» типа, показан на рис. 2, В. Он состоит из правильной формы кристаллов с ровными гранями, но в некоторых местах имеющими неправильную форму. Кристаллы преимущественно размерами 1,2 мкм расположены хаотично. Ультраструктура породы кристалломорфная.

Поверхность скола известняка, из которого состоит онколитоподобное образование (см. рис. 2, А), имеет сглаженно-блоковый, с элементами пластинчатого, тип поверхности скола. Блоки ориентированы беспорядочно, их поверхность бороздчато-бугорковая. Участками видно растворение одних и смятие других блоков. Контакты между блоками извилистые. Порода приобрела субкристалломорфную и субколломорфную ультраструктуры (рис. 3, А). Местами она имеет и бугорковый тип поверхности скола (см. рис. 3, Б). Блоковым типом поверхности скола и кристалломорфной ультраструктурой характеризуется известняк, вмещающий онколитоподобное образование. Блоки с нечеткими гранями. Поверхность граней трещиноватая. По трещинам развиваются пустоты. На гранях наблюдаются следы борозд (см. рис. 3, В).

Проведенные исследования показали, что по плотности карбонатных пород, форме блоков, граней, бугорков ультраструктуры онколитоподобных образований каланчевской свиты отличаются от ультраструктур вмещающих их пород; поверхность последних более рыхлая, неровная, чем у первых, имеющих более плотную текстуру, кристаллы с ровными гранями.

Органические остатки. Онколитоподобные образования, находившиеся в водной среде, по-видимому, во взвешенном положении, имеют две стадии роста (см. рис. 2, А). На первой стадии сформировалась центральная часть образования. Она представлена однородным, плотно упакованным карбонатом. На второй стадии сформировалась внешняя, окаймляющая центральную часть, зона. Она неоднородная, комковатая, содержит хорошо сохранившиеся остатки нитчатых микроорганизмов (рис. 4). Кроме них наблюдаются пластинчатые пористые (?) известковые образования. Предположительно это фоссилизированные остатки микроорганизмов, участвовавших в формировании онколитоподобных образований. На нескольких снимках обр. К-1-Ур в СЭМ слабо видны светлые, мелкие (0,3–1,2 мкм) известковые выделения («икринки»), которые, возможно, являются остатками (клетками?) или продуктами жизнедеятельности цианобактерий. Кроме того, в одном из онколитоподобных образований (см. рис. 2, А) обнаружены единичные нитчатые органические остатки, расположенные без видимой закономерности, одни касательно (см. рис. 4, А–Б, Д), а другие радиально (см. рис. 4, В–Г). Приведём характеристику нитей. Нить длиной 240 мкм изогнута дугообразно, имеет слоистое строение (см. рис. 4, А–Б), сужается от 6,6 мкм до 2,3 мкм. Рядом с этой присутствует ещё более длинная (300 мкм) нить толщиной 5,3–10,4 мкм (см. рис. 4, А–Б). Эта нить предположительно трубчатая, без перегородок, слоистого строения. При жизни организма его поверхность, по-видимому, была слизистой. На это указывают прилипшие минеральные зёрнышки. На поверхности нити находится, по-видимому, тоже прилипшая, ленто-видная нить длиной 25 мкм, шириной 2,3–2,5 мкм (см. рис. 4, Д). Здесь же присутствуют разветвлённые короткие (7,3–15,6 мкм) нити толщиной 0,3–1,4 мкм (см. рис. 4, Е). Если длинные трубчатые нити могут быть интерпретированы как сифоновые зелёные водоросли, то эти разветвлённые нити больше похожи на рецентные грибоподобные организмы. В других местах внешней зоны этого онколитоподобного образования также присутствуют нитчатые микроорганизмы. Радиально расположенная нить длиной 98,5 мкм, толщиной/шириной 8,1 мкм (см. рис. 4, В–Г). Нити, находящиеся ближе к наружному краю онколита имеют длину 5,4–6,3 мкм, толщину/ширину 4,3–5,4 мкм.

В заключение отметим, что абсолютное большинство онколитов каланчёвской свиты донное, перекристаллизованное. В отличие от них в этой свите впервые обнаружены и детально исследованы онколитоподобные образования, формирующиеся в водной среде, по-видимому, во взвешенном положении, имеющие две стадии роста. На первой стадии образовалась центральная часть. Она представлена однородным, плотно упакованным карбонатом. На второй стадии сформировалась внешняя зона. Она неоднородная, комковатая, содержит хорошо сохранившиеся остатки микроорганизмов.

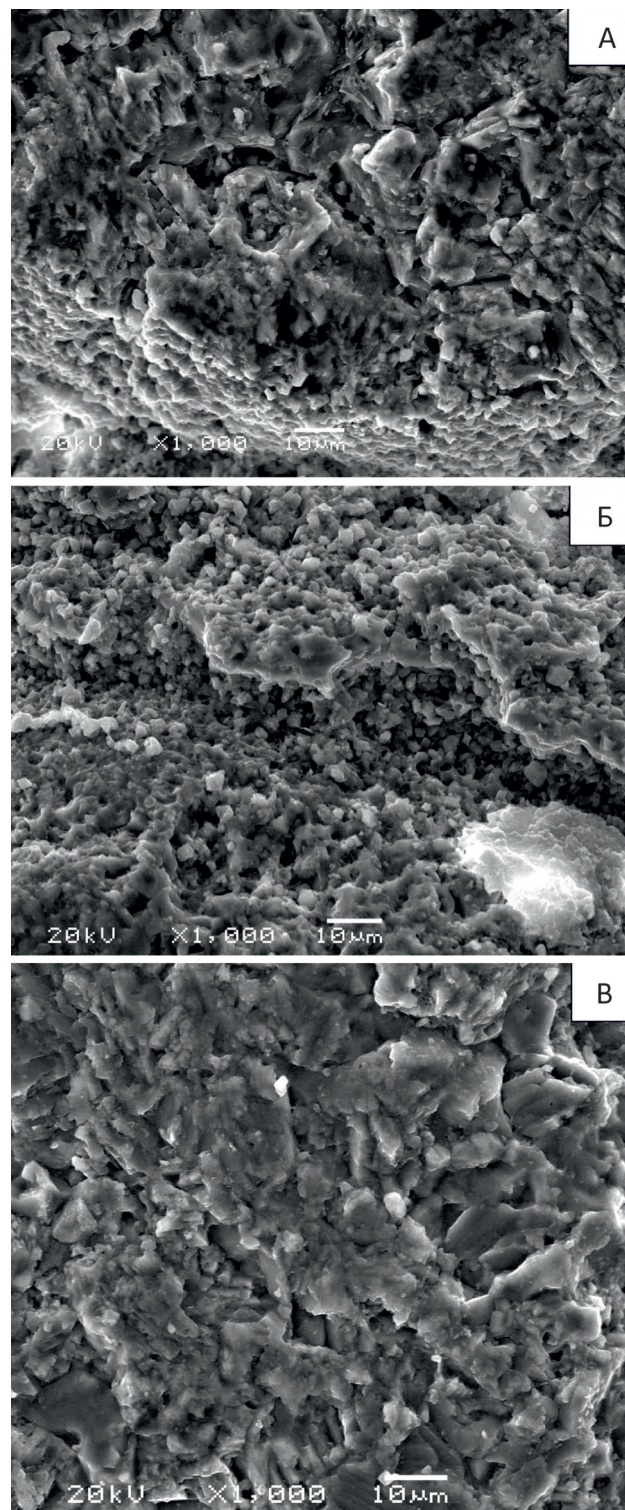


Рис. 3. Типы поверхности скола и ультраструктуры известняков, слагающих (А, Б) и вмещающих (В) онколитоподобное образование (обр. К-1-Ур, аншлиф 1):

А – сглаженно-блоковый, с элементами пластинчатого, тип, субкристалломорфная и субколломорфная ультраструктуры; Б – бугорковый тип скола; В – блоковый тип, сочетание блоков с нечеткими границами, ультраструктура кристалломорфная

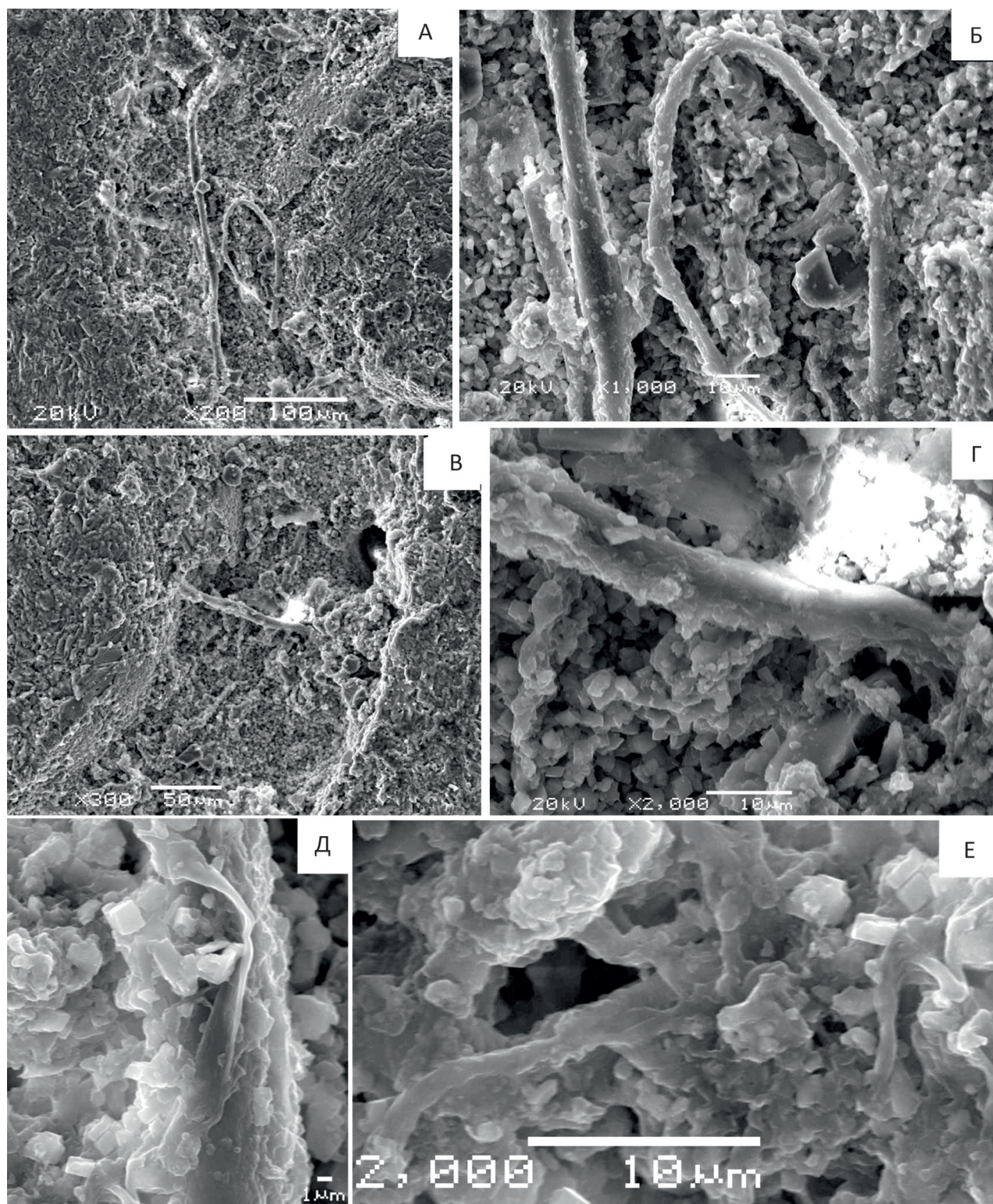


Рис. 4. Остатки нитчатых микроорганизмов во внешней зоне онколитоподобного образования (обр. К-1-Ур, аншлиф 1):

А – общий вид перехода от центральной части к внешней зоне, расположение в ней нитчатых микроорганизмов: прямой (предположительно трубчатой) и дугообразно изогнутой нитей и Б – то же, но при большем увеличении; В – нить, расположенная радиально к концентрическому строению онколитоподобного образования и Г – то же, но при большем увеличении; Д – лентовидная нить на поверхности трубчатой нити (А, Б); Е – разветвленные короткие нити

Онколитоподобные образования состоят из различных по размерам и форме кристаллов кальцита. В разных их частях в зависимости от степени перекристаллизации ультраструктура различна: кристалломорфная, кристалломорфно-глобулярная, субкристалломорфная. Несмотря на перекристаллизацию известняков, слагающих онколитоподобные образования, местами сохраняется их первичная (глобулярная и субколлоидальная) ультраструктура и бугорковый тип поверхности скола. Указанные ультраструктуры и тип поверхности скола характерны для органогенного происхождения образований. Они так же являются дополнительным обоснованием биогенного происхождения изученных органогенно-седиментационных образований каланчёвской свиты неопротерозоя.

Наиболее значимый результат исследований онколитов каланчёвской свиты неопротерозоя – выделение среди них онколитоподобных образований, обнаружение и описание в них обызвествленных остатков микроорганизмов хорошей сохранности. Одни из них предположительно могут быть идентифицированы как остатки сифоновых зелёных водорослей, а другие – как грибоподобные организмы.

Авторы признательны О.В.Королевой и Р.В.Куты-

гину за обсуждение отдельных моментов статьи и помощь в её подготовке к печати. Исследования выполнены за счёт финансирования госзадания: проект № 0381-2014-0003, и гранта РФФИ: № 16-35-00056.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колосов П.Н. Органические остатки верхнего докембрия юга Якутии // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. – Якутск: Якутское кн. изд-во, 1970. С. 57–70 и палеонтол. табл. I–V.
2. Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975.
3. Колосов П.Н. Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 49–56.
4. Розанов А.Ю., Лопатин А.В., Рожнов С.В. На пути к интегративной палеонтологии. К 80-летию Палеонтологического института им. А.А.Борисяка РАН // Вестник РАН. 2010. Т. 80. № 10. С. 928–936.
5. Ушакова А.И. Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. – Новосибирск: Наука, 1979.

Гранитоиды поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный (Верхояно-Колымская орогенная область)

Ю.С.ОРЛОВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39).

Рассматриваются типоморфные особенности гранитоидов поперечных интрузивных рядов центральной части Полоусненского синклинория, прослеженных с юго-востока на северо-запад от внешних границ Уяндино-Ясачненской островодужной системы через структуры Верхоянской континентальной окраины. Установлено, что в этом направлении диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация магматических пород с отклонениями ряда параметров составов пород от континентальных к островодужным постепенно сменяется гранодиорит-гранитной с типично коровыми континентальными метками, что обусловлено различиями в характере магмоформирующих субстратов. Содержания рудных элементов в гранитоидах всех изученных массивов сопоставимы, но значимые рудные проявления приурочены в основном к северным флангам поперечных рядов, где наряду с гранитоидными массивами широко развиты до- и постгранитоидные дайки, обладающие значительно более высокими содержаниями летучих и рудных элементов. Сделан вывод о том, что материнские для них расплавы явились дополнительными источниками тепла и летучих, обусловившими формирование месторождений.

Ключевые слова: гранитоиды, типоморфизм минералов, химический состав, субстраты магмогенерации, рудоносность.

Орлов Юрий Сергеевич
Трунилина Вера Аркадьевна
Роев Сергей Прокопьевич



v.a.trunilina@diamond.ysn.ru
s.p.roev@diamond.ysn.ru

Granitoids of transverse intrusive series in the central part of the Polousny Range (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

YU.S.ORLOV, V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper deals with typomorphic features of granitoids of transverse intrusive series in the central part of the Polousny synclinorium traceable from southeast to northwest, from the outer boundaries of the Uyandina-Yasachnaya island-arc system through the Verkhoyansk continental margin structures. It was established that in that direction the diorite-granodiorite-granite association of magmatic rocks, with some of their composition parameters deviating from continental to island-arc ones, gradually gives way to the granodiorite-granite association with typical continental crustal signatures of the derivatives, which is due to different nature of magma-generating substrata. The amount of ore elements is comparable in granitoids of all studied massifs, but minable ore occurrences tend to occur on the northern sides of the transverse series where, along with granitoid massifs, pre- and post-granitoid dikes with much higher contents of volatiles and ore elements are widely distributed. Conclusion can be made that their parental melts were an additional source of heat and volatiles, which caused the formation of deposits.

Key words: granitoids, typomorphism of minerals, chemical composition, magma-generating substrata, ore content.

Традиционно среди позднемезозойских гранитоидных массивов Верхояно-Колымской орогенной области различают крупные плутоны, образующие продольные пояса, вытянутые параллельно направлению главных складчатых структур (Главный и Северный), и серии небольших интрузий, трассирующих зоны поперечных к складчатости или расположенных под углом к ней разломов. Эти цепочки интрузивов получили название поперечных интрузивных поясов или рядов. В пределах хр. Полоусный они были выделены и изучены

И.Я.Некрасовым [8]. В дальнейшем специализированных исследований их не проводилось, за исключением совместных работ сотрудников Якутской комплексной тематической экспедиции и Института геологии ЯНЦ СО РАН в центральной части хр. Полоусный (Ю.С.Орлов и др., 1988). В пределах этой территории известны месторождения олова касситерит-силикатно-сульфидной формации: крупное Укачилканское в экзоконтакте одноименного массива, среднее по масштабу Курбанское в экзоконтакте одного из штоков

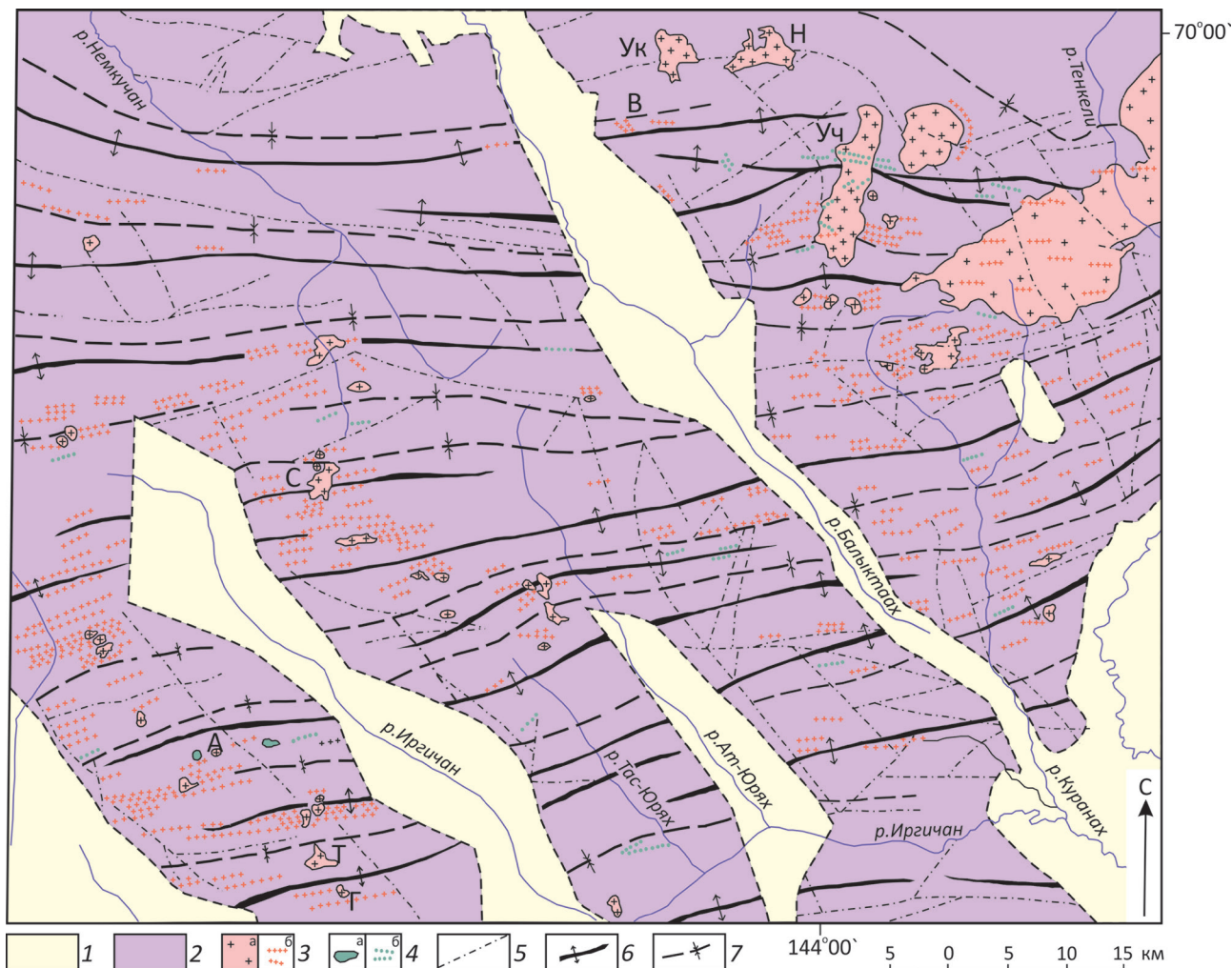


Рис. 1. Схема тектонического строения центральной части хр. Полоусный по работам [2, 3]:

1 – кайнозойские наложенные впадины; 2 – терригенный верхоянский мезозойский комплекс, зона линейных складок; 3 – позднеюрско-раннемеловые гранитоидные массивы (а) и дайки (б): Т – Тельбукский, Г – Гирибдичанский, С – Светлый, А – Антигский, Уч – Учуганский, Н – Нономбинский, Ук – Укачилканский массивы и В – массив Вест; 4 – мел-палеогеновые штоки (а) и дайки (б) дьяхтардаахского комплекса; 5 – тектонические нарушения; оси: 6 – антиклиналей, 7 – синклиналей

гранодиоритов одноименного поперечного ряда; рудопроявления Эманн в экзоконтакте Учуганского гранитного массива и др. Все они комплексные и кроме олова несут значительную примесь Pb, Zn, Sb, Cd, Ag, In, а иногда и Au. Поэтому установление специфики составов рудоносных магматических образований поперечных интрузивных рядов хр. Полоусный представляется актуальной задачей научных исследований и может способствовать целенаправленному проведению поисковых работ в регионе.

Рассматриваемая территория входит в состав Полоусненского синклинория Верхоянской континентальной окраины. На юго-востоке она граничит со структурами Уяндино-Ясачненской палеоостровной дуги, зона субдукции которой наклонена под континентальную

окраину [13]. Здесь развиты средне-верхнеюрские, а на юге и юго-востоке – верхнетриасовые и нижнеюрские алеврито-глинистые толщи, образующие протяженные линейные складки северо-восточного простирания (рис. 1) [2]. Широко развиты тектонические нарушения согласного северо-восточного и секущего северо-западного направлений. По данным геологической съемки, первые относятся к складчатым, а вторые возникли в уже консолидированной области в результате дифференциальных подвижек фундамента [2, 8].

Интрузивы гранитоидов, локализованные вдоль северо-западных нарушений, образуют цепочки или ряды протяженностью 50–120 км. В пределах каждого из них насчитывается от 5 до 20 гранитоидных выходов, наиболее крупные из которых приурочены к узлам

пересечения разнонаправленных разломов, и многочисленные дайки, представляющие главным образом апофизы вскрытых и нескрытых массивов и выполняющие преимущественно субсогласные со складчатыми структурами трещины, образовавшиеся в условиях растяжения, вызванного, скорее всего, сводовым поднятием отдельных блоков фундамента [2]. Позднее была сформирована система рифтогенных впадин северо-западного простирания [14].

Гранитоидные массивы имеют штоко- и плитообразную форму площадью выходов от сотен квадратных метров до 12–15 км². От них отходят дайки-апофизы мощностью до 70 м и протяженностью до 1,5 км, наиболее характерные для небольших гранитоидных выходов южной и центральной части территории. Заметные следы механического воздействия магмы на вмещающие породы отсутствуют, часто наблюдается «сваривание» гранитоидами интенсивно раздробленной рамы, что свидетельствует о пассивном подъеме расплавов по раздвиговым зонам. Относительно возраста гранитоидных массивов нет единого мнения: их считают более молодыми по отношению к массивам продольных поясов [7], одновременными с ними [9], или относят их к позднеюрско-раннемеловым островодужным образованиям [4]. К-Аг методом в лаборатории ИГАБМ СО РАН возраст гранодиоритов Гирибдичанского массива определен в 133 млн. лет, гранит- и риолит-порфиров Антигского массива – в 115 млн. лет. Rb-Sr изохронный возраст гранодиоритов массива Светлый 149±2 млн. лет, гранитов Учуганского массива – 140±7 млн. лет, что близко к изотопным датировкам гранитоидных массивов Северного пояса [18]. Догранитоидный магматизм представлен дайками диабазов и андезибазальтов, постгранитоидный – дайками риолитов, риодацитов и их субщелочных аналогов; дайками трахибазальтов, трахиандезитов и субщелочных лампрофиров [2–3, 5, 17].

Наиболее крупными массивами в южной части поперечных поясов являются Тельбукский и Гирибдичанский, в средней – массив Светлый и на севере – Учуганский, Укачилканский, Нономбинский, Вест. В составе южных массивов преобладают кварцевые диориты и гранодиориты. Заметное развитие гранитов установлено только в наиболее эродированных горизонтах восточной половины массива Светлый. Во всех массивах контакты между петрографическими разностями пород резкие, но без зон закалки, то есть это последовательные, но близкие по времени внедрения производные одного магматического очага. Жильная фация представлена редкими маломощными дайками лейкогранитов и аплитов. В составе северных массивов преобладают гранодиориты и граниты. Кварцевые диориты и тоналиты слагают узкую (1–3 м) прерывистую зону в северном эндоконтакте Учуганского массива и ряд даек-апофиз массива Вест. Более широко, чем в южных массивах, развита жильная фация – лейкограниты и аплиты. Учуганский массив рассечен многочисленными дайками

риолит- и риодацит-порфиров, трахиандезитов и трахиандезибазальтов, Нономбинский массив – дайками гранит-порфиров, диоритовых и андезитовых порфиров, лампрофиров. Дайки диорит-лампрофиров, андезитов и риодацит-порфиров развиты в пределах Укачилканского рудного поля над нескрытой кровлей западного продолжения одноименного массива.

Диориты и гранодиориты южных массивов пироксен-амфибол-биотитовые. Пироксен – магнезиоавгит и энстатит с расчетными параметрами образования: T до 1215°C, P до 1,02 ГПа; амфибол – магнезиальная роговая обманка и магнезиогасингсит с железистостью $f=31–52\%$; биотит магнезиальный ранней и железистый – поздней генерации ($f=40–62\%$), кристаллизуется при температуре до 920°C при повышенной фугитивности кислорода ($-\log fO_2=12,5–12,7$) и воды ($\log fH_2O=2,6–3$) [12].

В породах северных массивов пироксен встречен только в протоочках, где представлен преимущественно субкальциевым магнезиоавгитом с $f=14–26\%$ ($Wo_{14-27}En_{18-28}Fs_{42-57}Jad_{1-6}Tsch_{0-6}$). На основании anomalно высокой для гранитоидных пород расчетной температуры кристаллизации до 1220°C при давлении до 1,6 ГПа, он отнесен авторами к реститовым или ксеногенным. Амфибол – характерный минерал этих пород. Здесь также преобладает магнезиальная роговая обманка с $f=40–60\%$ и расчетными параметрами образования: T 830°C и P 0,9 ГПа. Реже отмечаются магнезиогасингсит и ферроэденит. Биотит преимущественно железистый, до лепидомелана в поздней генерации (табл. 1). Ранние его генерации менее магнезиальны, чем таковые гранитоидов южных массивов, и кристаллизуются при более низкой температуре (рис. 2). По соотношениям $F/ON-Mg/Fe$ они соответствуют биотитам гранитоидов, материнские расплавы которых формировались в сильно загрязненных коровым материалом субстратах, тогда как биотиты гранитоидов южных массивов – в субстратах с участием первично-океанических осадков, слабо загрязненных коровым материалом (рис. 3).

В составе акцессорных минералов гранитоидов всех изученных массивов установлены магнетит, ильменит, сфен, циркон, ортит, Cl- и F-апатит, пироп-альмандин, пирротин и пирит. Гранаты гранитоидов южных массивов содержат до 36% *py*, северных – до 23%. Наряду с пироп-альмандином в последних присутствует постмагматический спессартин-альмандин (34–35% *alm* и 63–64% *spess*). В гранитоидах северных массивов, кроме того, присутствуют стистаит, халькопирит, арсенопирит, а в гранодиоритах рудоносного Укачилканского массива установлены также самородные олово и свинец. По данным микрозондового и лазерного анализов, сульфиды северных массивов обогащены W, Sn, Ag, Bi, Sb. Арсенопирит содержит (в %): Ag до 2,5; Sb и Bi до 0,8; Sn и W до 0,1; пирит (в %): Ag и Sb до 0,14; Bi до 0,3; W 0,08; пирротин Учуганского массива – Sn и W 0,04–0,06%; пирит – Sb до 0,24 и Ag до 0,08%; пир-

1. Представительные анализы биотитов гранитоидов массивов поперечных рядов центральной части хр. Полоусный

Массив	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Сумма	f ^o %	al ^o %	T°C	Минерал
Тель- букский	Диорит	37,98	5,03	14,40	0,08	0,88	16,57	0,09	14,25	Не обн.	0,16	9,98	Не опр.	Не опр.	0,35	99,77	40,6	18,7	920	Mg-биотит
		36,88	4,46	14,35	0,04	1,25	17,06	0,10	13,87	Не обн.	Не обн.	9,80	Не опр.	Не опр.	1,62	99,43	42,4	18,9	900	Mg-биотит
		38,29	4,58	14,48	0,02	1,05	17,02	0,07	13,72	Не обн.	0,13	10,04	Не опр.	Не опр.	0,40	99,80	42,4	18,8	900	Mg-биотит
Светлый	Диорит	38,04	4,22	13,09	0,16	1,78	18,19	0,26	11,72	Не обн.	0,06	9,88	0,28	Не опр.	1,97	99,65	48,7	17,6	800	Fe-биотит
		37,71	4,79	13,68	Не обн.	1,70	20,05	0,14	9,52	Не обн.	0,18	9,84	0,50	0,11	1,11	99,33	56,0	18,7	750	Fe-биотит
		34,27	3,71	15,00	0,03	1,83	21,72	0,52	8,28	0,02	0,09	10,33	0,61	0,55	3,53	100,49	61,3	21,1	750	Fe-биотит
Учуганский	Грано- диорит	34,06	4,14	12,90	Не обн.	2,36	21,13	0,29	8,56	0,02	0,08	10,30	0,63	0,39	3,62	98,48	60,4	18,7	730	Fe-биотит
	Гранит	36,13	3,60	13,40	0,10	2,60	20,56	0,25	9,10	Не обн.	0,13	9,72	0,64	0,16	2,91	99,30	58,5	18,7	730	Fe-биотит
	Диорит	34,90	5,26	14,45	0,01	1,21	21,96	0,37	7,39	Не обн.	0,02	10,03	0,44	0,28	2,81	99,13	63,6	20,7	790	Fe-биотит
	Грано- диорит	34,76	4,18	14,83	0,02	1,45	17,37	0,17	12,95	0,01	0,19	10,13	0,68	0,25	2,57	99,56	44,7	20,1	880	Mg-биотит
	Грано- диорит	35,47	4,23	14,53	Не обн.	1,56	17,59	0,12	12,53	0,01	0,19	10,02	0,82	0,43	2,74	100,24	46,0	19,6	830	Mg-биотит
	Грано- диорит	35,28	4,28	13,42	0,02	2,34	22,27	0,24	8,27	Не обн.	0,10	10,07	0,62	0,20	2,31	99,42	62,3	18,9	720	Fe-биотит
	Гранит	34,47	4,58	13,58	0,02	2,24	21,33	0,17	9,08	Не обн.	0,05	9,63	0,71	0,34	2,90	99,10	59,1	19,2	730	Fe-биотит
Укацкан- ский	Гранит	33,99	1,93	13,75	Не обн.	4,71	25,30	0,28	6,42	0,01	0,10	8,70	0,94	0,36	3,62	100,11	72,1	19,2	620	Лепидомелан
	Грано- диорит	35,65	4,32	13,51	0,07	1,93	19,24	0,40	10,39	0,01	0,08	9,72	0,41	0,06	3,42	99,21	53,1	18,8	780	Fe-биотит
	Грано- диорит	36,12	4,52	13,67	0,02	1,75	19,51	0,31	10,12	0,04	0,09	9,83	0,73	0,54	2,72	99,97	53,9	19	780	Fe-биотит
Нономбин- ский	Грано- диорит	35,96	4,22	14,70	0,05	1,93	17,85	0,12	12,49	Не обн.	0,31	9,48	0,31	0,21	1,91	99,54	46,8	19,6	810	Mg-биотит
	Грано- диорит	35,67	4,37	13,98	0,11	2,20	18,12	0,25	9,53	Не обн.	0,24	8,76	0,21	0,21	4,03	97,68	54,2	19,8	760	Fe-биотит
	Гранит	38,14	4,06	14,62	0,05	2,08	19,20	0,08	9,86	Не обн.	0,20	8,93	0,62	0,38	1,76	99,98	54,5	19,6	780	Fe-биотит
		36,26	4,79	13,80	0,11	2,07	20,17	0,08	10,21	0,03	0,13	9,28	0,56	0,52	1,79	99,80	54,8	18,9	770	Fe-биотит

Примечание. Определение температуры и log fO₂ по работе [16]; анализы выполнены С.П.Росвым на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в ИГАБМ СО РАН.

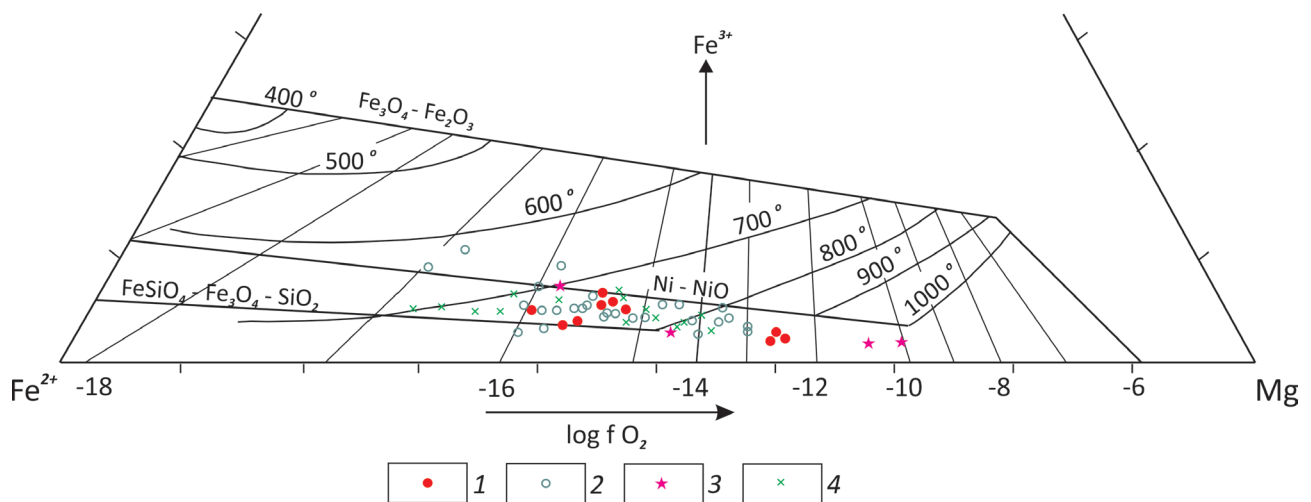


Рис. 2. Окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов гранитоидов центральной части хр. Полоусный:

гранитоиды массивов: 1 – южной части поперечных рядов, 2 – северной части; дайки: 3 – южной части поперечных рядов, 4 – северной части; основные обозначения [16]: $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{O}_3$, Ni--NiO , $\text{FeSiO}_4\text{--Fe}_3\text{O}_4\text{--SiO}_2$ – линии буферных равновесий, 1000–500°C – температуры кристаллизации биотитов, $\log f\text{O}_2$ – активность кислорода

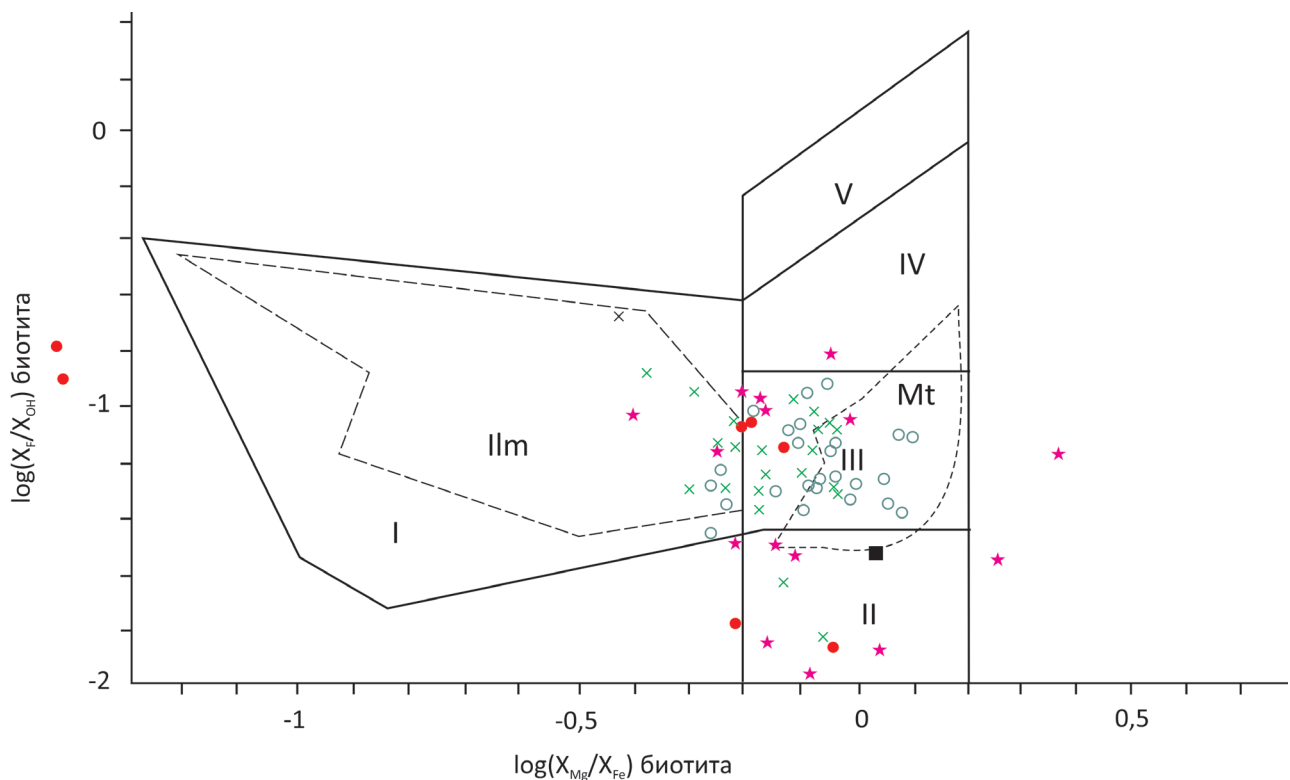


Рис. 3. Соотношения F/OH и Mg/Fe в биотитах гранитоидов поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный:

поля составов биотитов [20]: биотиты производных расплавов: I – образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков, II – первичных океанических, III – корово-мантийных, IV – мантийно-коровых, V – коровых анатектических; см. услов. обозн. к рис. 2

ротин Нономбинского массива – Bi до 0,47 и Sn и W до 0,08%, арсенопирит того же массива – Sb до 0,2%. Таким образом, для гранитоидов северных массивов отчетливо выражена металлогеническая специализация на комплексное касситерит-сульфидное оруденение. В южных массивах повышенные содержания Ag до 0,1 и Bi до 0,5% определены в пирротинах диоритов Тельбукского массива; W до 0,06% – в пирите гранитов массива Светлый.

Химический и редкоэлементный состав гранитоидов всех рассмотренных массивов соответствует известково-щелочным магматическим образованиям континентальных дуг, с отклонениями для диоритов южных массивов к островодужным (табл. 2, рисунки 4 и 5). Северные массивы богаче фтором и щелочами. В их нормативном составе *ort* преобладает над *ab* при близких значениях этих параметров в гранитоидах южных массивов. И те, и другие слабо пересыщены глиноземом и дают отклонения к метаглиноземистым породам. В целом, по петрографическому и химическому составу гранитоиды южных массивов соответствуют гранитоидам I-типа диорит-гранодиорит-гранитной формации, северных – гранитоидам IS-типа гранодиорит-гранитной формации [11]. Давления на уровне магмогенерации, рассчитанные по работам [1, 6], составляют 1,4–1,2 ГПа для южных и 1,2–1 ГПа для

северных массивов, а расчетные температуры материнских расплавов [22] для южных выше (1100–1200°C), чем для северных (950–900°C). С учетом близких глубин зарождения расплавов это можно объяснить только разницей в составах магмогенерирующих субстратов, которые для гранитоидов южных массивов отвечают амфиболитам, а для северных – тоналит-дацитовым или метаграувакковым субстратам (рис. 6).

По характеру распределения элементов-примесей (табл. 3) все изученные гранитоиды принадлежат к геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда [15]. Породы их главных фаций обладают околочларковыми [11] содержаниями Sn, Li, Mo, Pb, Ag; незначительно превышающими кларки – Au, B, W и резко обогащены Sb, As, Bi. Повышенные содержания олова определены только в единичных пробах диоритов наиболее дифференцированного массива Светлый. Но в процессе эволюции расплава от диоритового до гранитного оно снижается здесь до кларкового параллельно со снижением концентрации H_2O , Li и B, что обусловлено преимущественным вхождением его в решетки темноцветных минералов (68–85 г/т в амфиболе и 9–19 г/т – в биотите гранодиоритов и кварцевых диоритов). Лейкократовые дайки и шилы в породах главной фации этого массива также бедны H_2O (0,23%) и F (0,08%). Таким образом,

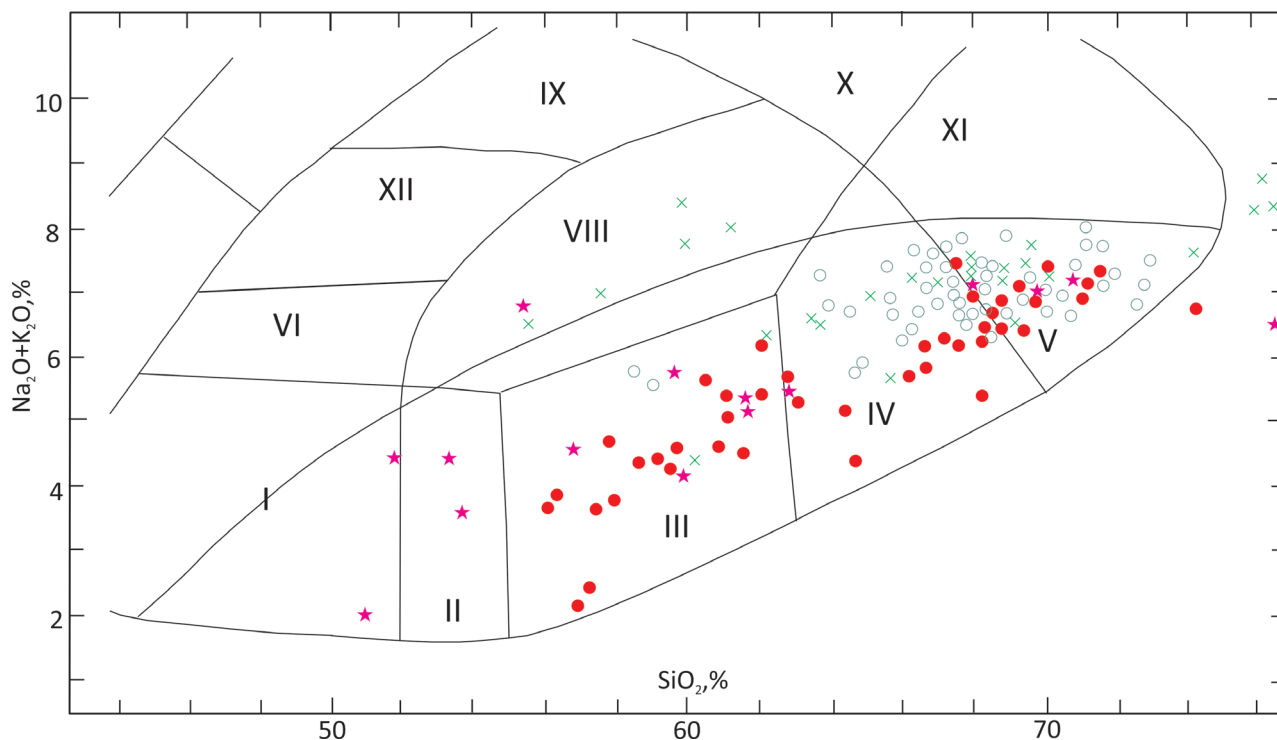


Рис. 4. Классификационная диаграмма $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ для магматических пород поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный:

поля диаграммы [24]: I – габбро, II – габбро-диориты, III – диориты, IV – гранодиориты, V – граниты, VI – субщелочное габбро, VII–VIII – монзониты, IX–X – сиениты, XI – щелочные граниты; см. услов. обозн. к рис. 2

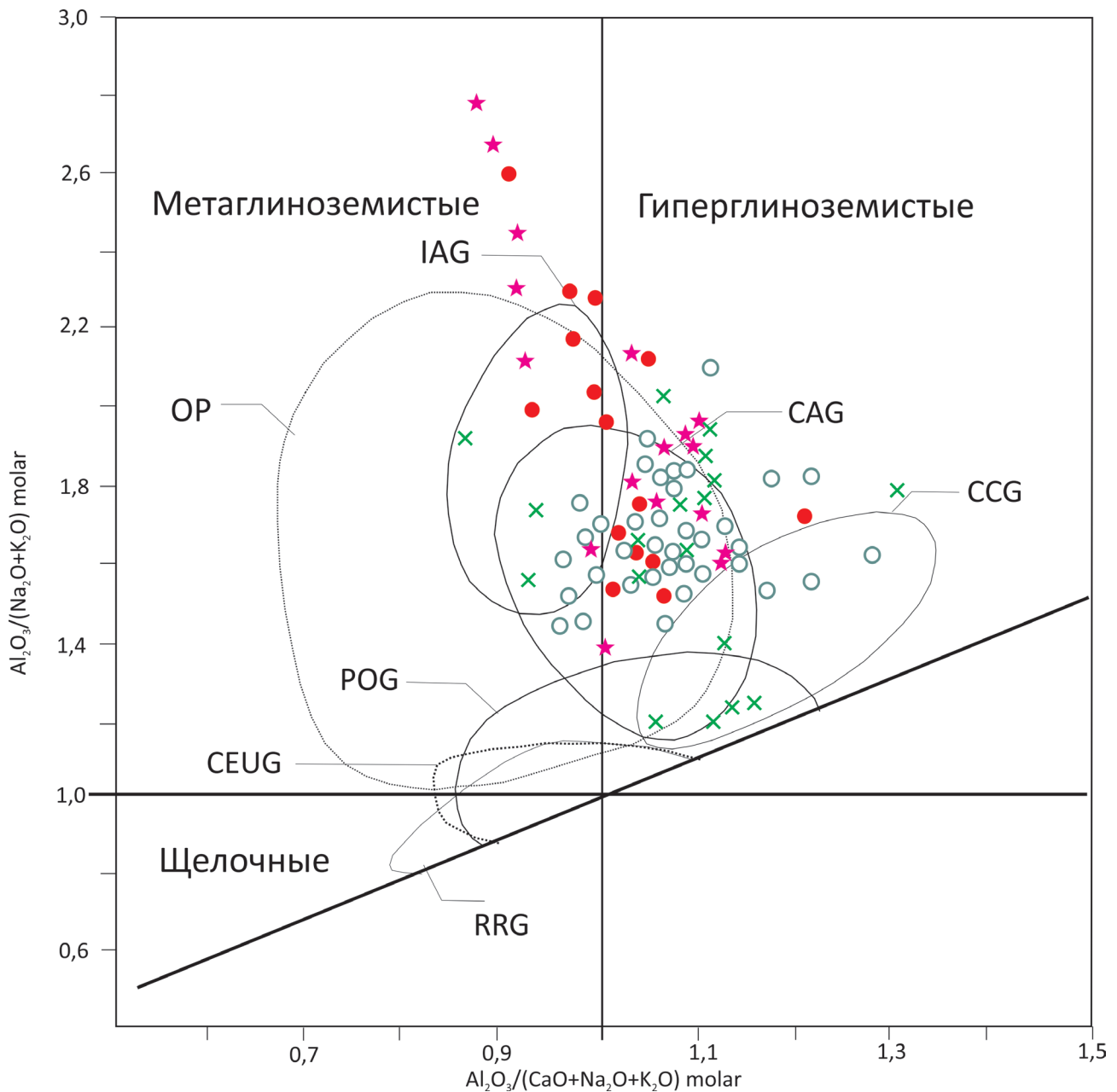


Рис. 5. Глиноземистость гранитоидов поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный:

поля диаграммы [23]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гранитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпйрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды; см. услов. обозн. к рис. 2

в процессе эволюции не происходит остаточного концентрирования флюидов, что неблагоприятно для прогнозирования оруденения литофильного профиля. В целом, во всех массивах южной группы в процессе кристаллизационной дифференциации и постмагматической хлоритизации заметного перераспределения рудных элементов не установлено. Исключение составляют Au, Sb, As, относительно которых можно говорить

о проявлении металлогенической специализации, что и реализовано в формировании небольших рудопроявлений золота в ассоциации с арсенопиритом и антимонитом в экзоконтактах этих массивов.

Гранитоиды массивов северной группы характеризуются несколько более высокими концентрациями V и более низкими – Au. Но поведение микроэлементов в процессе становления массивов иное. Так, в верти-

2. Средние химические составы гранитоидов поперечных рядов центральной части хр. Полоусный

Массив	Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	Li ₂ O	Rb ₂ O	S	Сумма
Тэль-букский	Диорит	5	56,37	0,77	17,26	0,9	6,89	0,14	5,61	8,34	1,18	1,33	0,07	0,4	Не опр.	1,11	0,08	0,0075	0,0068	0,10	100,56
	Гранодиорит	10	66,07	0,54	16,49	0,81	3,96	0,07	1,72	3,09	3,02	2,91	0,13	0,09	0,21	1,22	0,05	0,0071	0,0096	0,06	100,25
	Гранит	1	68,78	0,35	15,66	2,2	1,29	0,03	0,98	2,9	3,14	3,47	0,09	Не обн.	Не опр.	1,88	0,11	0,0600	0,0075	Не опр.	100,95
Гирьбидчанский	Диорит	6	60,53	0,66	16,22	1,08	5,29	0,09	3,49	5,49	2,63	2,57	0,12	0,23	0,13	1,73	0,04	0,0072	0,0148	0,03	100,22
	Гранодиорит	1	66,1	0,61	16,05	0,74	2,34	0,02	1,66	4,34	3,56	1,49	0,16	0,99	0,08	1,77	0,1	0,0120	0,0130	Не опр.	99,88
	Плагιοгранит	3	70,96	0,38	15,4	0,4	1,45	0,04	0,96	4,88	3,82	0,64	0,12	0,35	0,26	0,98	0,08	0,0030	0,0033	0,02	100,49
Светлый	Диорит	12	58,1	0,73	16,23	1,06	5,89	0,18	4,69	6,72	2,26	1,95	0,1	0,82	0,2	1,53	0,04	0,0071	0,0095	0,08	100,41
	Гранодиорит	11	66,36	0,6	15,59	0,61	3,44	0,1	1,61	3,89	3,25	2,67	0,14	0,13	0,16	0,95	0,07	0,0058	0,0113	0,04	99,43
	Гранит	20	70,28	0,37	14,91	0,44	2,57	0,07	0,84	2,78	3,17	3,64	0,13	0,15	0,16	0,62	0,06	0,0065	0,0107	0,07	100,12
Укачилан	Диорит	1	60,93	0,6	15,74	0,89	4,45	0,23	2,3	4,44	3,85	2,35	0,19	0,55	0,28	2,44	0,14	0,004	0,0140	Не опр.	99,12
	Гранодиорит	20	65,92	0,61	16,04	0,59	3,46	0,06	1,61	3,16	3,48	3,39	0,17	0,11	0,05	1,05	0,11	0,0100	0,0162	0,03	99,84
	Гранит	4	69,68	0,45	15	0,58	2,92	0,12	1,03	1,99	2,72	4,33	0,11	Не обн.	Не опр.	0,63	0,08	0,0100	0,0110	0,01	99,67
Нокомбинский	Гранодиорит	5	66,89	0,49	15,73	0,32	3,6	0,04	1,59	3,1	3,47	3,72	0,12	0,14	0,27	0,95	0,08	0,0083	0,0180		100,27
	Гранит	10	70,21	0,38	15,24	0,7	1,93	0,03	0,85	2,83	3,35	3,23	0,08	Не обн.	0,18	1,14	0,09	0,0032	0,0140	0,01	100,27
	Диорит	3	59,77	0,63	15,96	0,63	5,75	0,12	3,18	5,16	3,15	3,21	0,09	0,1	0,08	0,62	0,11	0,0073	0,0157	0,07	98,57
Учуганский	Гранодиорит-порфир	18	66,41	0,47	15,29	0,7	3,37	0,07	1,49	2,89	3,54	3,31	0,09	0,19	0,14	1,64	0,08	0,0071	0,0140	0,12	99,68
	Гранит	11	68,9	0,35	14,94	0,83	2,51	0,05	1,06	2,68	3,51	3,29	0,08	0,31	0,12	0,98	0,09	0,0057	0,0137	0,26	99,86
	Гранодиорит	3	66,02	0,73	16,06	0,32	3,98	0,05	1,77	3,28	3,13	3,43	0,18	0,13	Не опр.	0,97	0,14	0,0080	0,0150	0,03	100,24
Вест	Диорит и порфирит	2	62,23	0,84	16,62	0,6	4,96	0,06	2,71	3,04	2,98	3,54	0,24	Не опр.	0,34	1,74	0,11	0,0120	0,0135	0,04	99,74

Примечание. n – число проб; анализы выполнены в химической лаборатории ИГАЕМ СО РАН; H₂O⁻ в сумму не входит.

3. Средние концентрации элементов-примесей в гранитоидах поперечных рядов центральной части хр. Полоусный (в г/т, Au – в мг/т)

Массив	Порода	n	F	B	Li	Rb	Sr	Ba	Mo	Sn	W	Bi	Pb	Sb	As	Ag	Au
Тельбукский	Диориты	12	0,08	26	36	117	240	900	1,1	2,4	3	0,5	14	5	16	0,13	
	Гранодиориты	14	0,05	21	35	135	400	685	1	2	1,5	0,5	14	10	12	0,12	5,5
Гирибичанский	Диориты, гранодиориты	15	0,06	34	24	99	230	940	1,1	3,3	3,1	0,9	13	5,3	23	0,12	3,1
	То же, хлоритизированные	5	0,07	38	30	145	510	370	1,0	8,2	2,5	0,5	14	20,1	25,8	0,11	8,8
	Плагиограниты	2	0,08	11	30	30	525	160		5,8			13				
Светлый	Диориты	2	0,04	27	51	74	480	590		8,3			18				
	Граниты, гранодиориты	41	0,07	22	31	103	337	1013	1,3	1,7	5	0,63	14	5	15	0,1	4,5
	То же, хлоритизированные	3	0,06	28	43	100	480	590	1,0	4,5	3	0,5	18	16,9	40	0,13	6,5
	Лейкограниты	6	0,06	15	25	170	450	195	0,9	1,8	5	2,2	15	6	23	0,11	4,4
Укачилканский	Гранодиориты	15	0,11	25	48	177	410	770	1,0	2	7	1	21	7	14	0,1	1,6
	То же, хлоритизированные	21	0,08	23	40	168			1,4	24	33	1,6	16	8	31	0,16	1,8
Нономбинский	Граниты, гранодиориты	40	0,08	17	24	157	360	892	0,9	4,3	5,1	1,7	16	7,3	18	0,3	2,6
	Лейкограниты	3	0,14	10	15	119	360	780	1,5	3,4	3	0,5	7	5,0	15	0,05	
Учуганский	Диориты эндоконтакта	6	0,11	22	40	150	240	660	1,6	2,7	3	0,75	13	5,0	27	0,09	0,7
	Граниты, гранодиориты	36	0,08	25	30	154	256	602	1,6	3,7	3,8	1,2	17	12,2	14	0,1	2,5
	Лейкограниты	12	0,04	25	23	205	220	690	1,7	1,8	3	0,6	24	5,0	50	0,12	1,3
	Грейзены по гранитам	3	0,23	25	32	162			2,3	28	2,6	4,5	27	38	150	1,2	275
Вест	Гранодиориты,	9	0,14	13	36	137	525	825	2,4	1,2	6,6	2,7	17	16,7	34	0,15	12
	Дайки-апофизы	12	0,11	40	49	179	525	825	0,8	6	6,4	0,7	15,5	11,8	22,8	0,11	2,8
Дайки	Риолиты, риодациты	5	0,17	70	43	123	306	815	1,1	2,3	12,5	1,6	12	11	100	0,1	10
	Гранит-порфиры	13	0,13	15	40	162	160	900	0,8	3,2	4,7	0,6	33	12,6	53,6	0,2	1,3
	Гранодиорит-порфиры	11	0,08	16	47	141	307	1200	1,6	70	4	2,5	51	6	49	0,31	10
	Диоритовые порфиры	6	0,14	32	53	194	400	1500	1,1	23	3	1,6	54	6	26	0,38	10
	Лампрофиры	3	0,18	15	61	225			2,3	2,3	5,7	0,5	15	5	15	0,07	
	Граниты, гранодиориты	3	0,07	58	34	243	190	1240	1,5	1,9	4,8	0,5	19	10,9	15,8	0,12	1,1
Ксенолиты фундамента	Биотитовые сланцы	2	0,21	1,2	62	153	520	1500	1,4	1,7	3,3	0,5	1,3	7,9	15,8	0,12	0,7
	Кларки: андезиты, диориты		0,05	12	27,5	80	410	410	1	1,2	1,1	0,009	11	0,21	2,2	0,09	2,8
	гранодиориты		0,055	12,5	26	120	440	550	1	1,9	1,6	0,01	15	0,2	1,8	0,056	2,8
	граниты		0,082	12,5	37	180	150	750	1,5	3	2,2	0,01	19	0,2	1,6	0,038	2,7

Примечание. Таблица составлена по материалам Ю.С. Орлова (1988), с добавлениями авторов; n – число анализов; анализы выполнены химическим (F, Li, Rb), атомно-абсорбционным (Au, Ag) – спектральным количественным методами в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского Геологического правления.

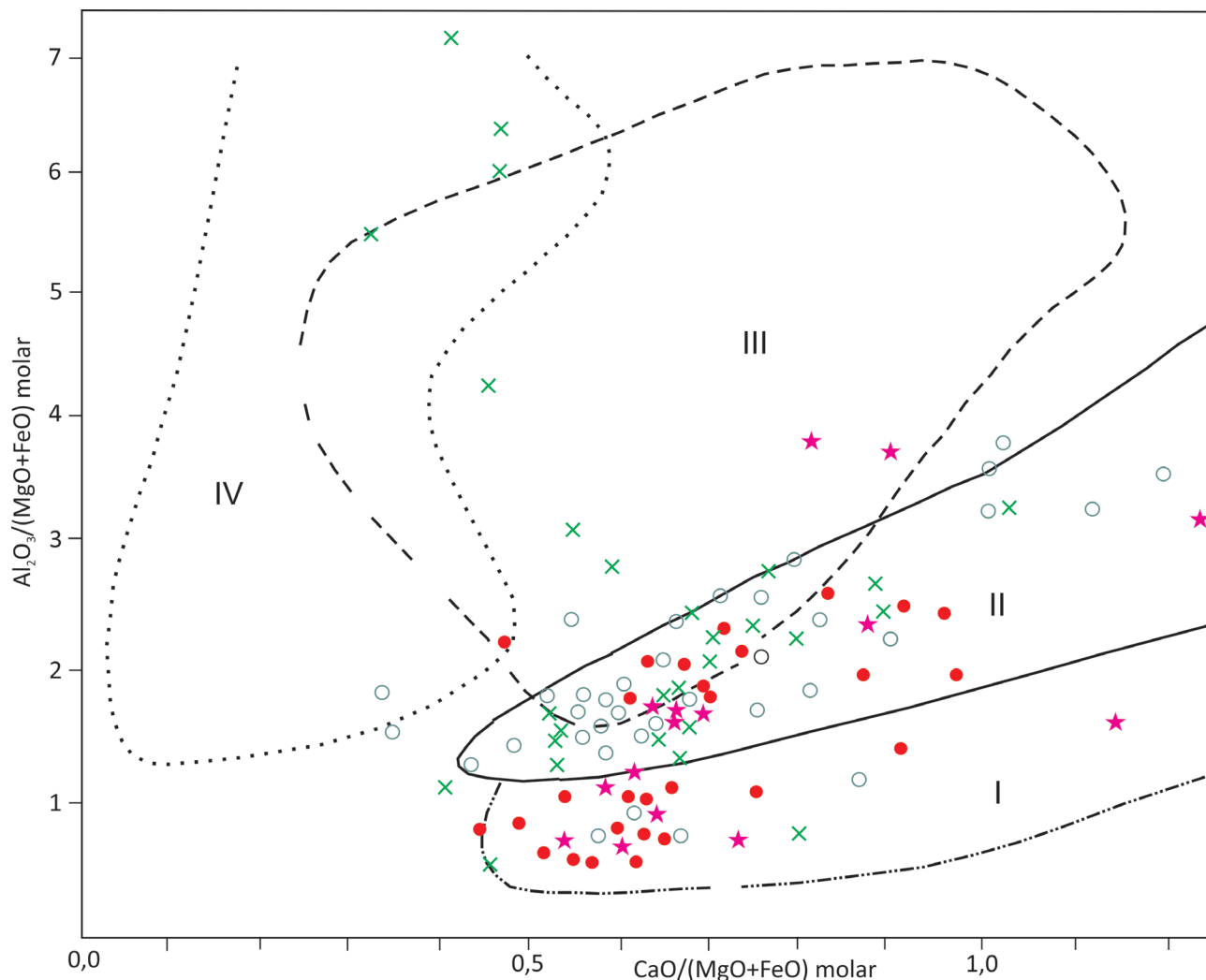


Рис. 6. Соотношения $Al/(Fe+Mg)-Ca/(Fe+Mg)$ в гранитоидах поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный:

поля диаграммы – частичное плавление [21]: I – амфиболитов, II – дацитов-тоналитов, III – метаграввакк, IV – метапелитов; см. услов. обозн. к рис. 2

кальном разрезе Укачилканского массива, с которым ассоциирует крупное месторождение олова, и в апи-кальных, и в самых эродированных горизонтах заметно возрастает содержание воды (от 0,5–0,6 до 1,8–4%). Аналогичная ситуация установлена и для Нономбинского массива. Здесь также вниз по разрезу одновременно с ростом содержаний SiO_2 от 67 до 70% увеличивается и содержание H_2O до 2,6 и F 0,23%. То есть в обоих случаях можно предположить возможность формирования обогащенного летучими компонентами очага остаточных расплавов в более глубоких горизонтах магматических камер, что благоприятно для формирования олово-редкометалльных проявлений. По результатам кластер-анализа (Ю.С.Орлов, 1988) олово в этих гранитоидах обнаруживает прямую корреляцию с F, с одной стороны, и с Zn, Sb, Bi, W, с другой, что

вместе с обогащенностью сульфидов этими элементами определяет металлогеническую специализацию на комплексное олово-сульфидное оруденение.

Учуганский массив наиболее дифференцирован (в %): диоритов 12, гранодиоритов 42, гранитов 48. В нем широко развиты и жильные тела лейкогранитов. Однако последние бедны и F (0,04%), и H_2O (0,2%). Но вдоль зон тектонических нарушений, к которым зачастую приурочены постгранитоидные дайки, наблюдается наложенная грейзенизация гранитоидов с ростом содержаний F в среднем до 0,23% (а спорадически до 1%) и с увеличением на порядок содержаний Sn, Bi, Pb, Sb, As, Au.

В бассейне р. Ыганьни, в непосредственной близости от Укачилканского рудного поля, экструзией риодацитов вынесены к поверхности крупные (до 5 м в поперечнике)

ксенолиты пород фундамента, представленные крупнозернистыми лейкогранитами и биотитовыми кристаллическими сланцами. По единичным анализам, они характеризуются низкими содержаниями Sn и повышенными W, Bi, Sb, As (см. табл. 3). Граниты ксенолитов также несколько обогащены В (58 г/т), а кристаллические сланцы – F (0,21%). Можно полагать, что породы фундамента могли быть источником перечисленных рудных элементов. В то же время следует обратить внимание на гораздо более высокие содержания этих элементов, а также Sn, Au в дайках диоритовых порфиров, риолитов, риодацитов, опробованных как в пределах известных рудных полей, так и вне их. Породы этих даек обладают также повышенными концентрациями H_2O (2,4%) и F (0,16%), а также S (до 1%) в дайках диоритового состава Укачилканского рудного поля (см. табл. 3).

Таким образом, различия в составе гранитоидов южных и северных массивов поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный, а именно диорит-гранодиорит-гранитные составы с отклонением ряда петрохимических параметров к островодужным, и гранодиорит-гранитные во втором, могут быть объяснены различием в составах субстратов магмогенерации и близости локализации южных массивов к границе палеоостровной дуги. Соответственно, более основной характер субстратов обусловил более высокие температуры плавления и, как следствие, более высокотемпературную ассоциацию раннемагматических минералов в южных массивах. Однако различия в рудоносности это не объясняет, поскольку содержания рудных элементов в гранитоидах главных фаций всех массивов сопоставимы. Основное отличие заключается в обилии до- и постгранитоидных даек разнообразного состава вблизи и в пределах выходов северных массивов. Как было показано выше, эти дайки обладают заметно более высокими содержаниями и летучих, и рудных элементов и, следовательно, расплавы, производными которых они являлись, могли как инициировать активность остаточных расплавов и растворов гранитоидных очагов, так и служить дополнительными источниками летучих и рудных элементов.

Работа выполнена по Плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
- Вишневский А.Н. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Яно-Индиго-Рейская. Лист R-54-XIX-XX. Объяснительная записка. – М., 1978.
- Дорофеев А.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Листы R-54-XXVII, XXVIII. Аэрогеология. – М.: Недра, 1984.
- Геологическая карта СССР. Лист Q-54-55 (Хону). М-б 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. – Л., 1988.
- Геологическая карта СССР. Лист R-53-55 (Депутатский). М-б 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. – С-Пб, 1992.
- Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск, 2001.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых Т. 1. – М.: Наука, 1958. С. 169–240.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Наука, 1962.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1985.
- Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
- Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / В.М.Ненашев, В.В.Иванников, Л.В.Кузнецов, Ю.Н.Стрик. – М.: Роскомнедра, 1992.
- Состав и рудоносность магматических образований Гиррибичанского интрузивного ряда (Верхояно-Колымская орогенная область) / Ю.С.Орлов, В.А.Трунилина, С.П.Роев, А.И.Иванов // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 41–51.
- Спектор В.Б., Гриненко В.С. Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижнеянский блок. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1995.
- Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32–35.
- Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. – М.: Наука, 1984. С. 221–228.
- Трошин Ю.П., Гребенищикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: изд-во Якутского научного центра СО РАН, 1996.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды батолитовых поясов северо-востока Верхояно-Колымских мезозой. – Якутск: Медиа Холдинг «Якутия», 2013.
- Aque J.A., Brimhall G. H. Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination // Geology. 1987. Vol. 15. Pp. 63–66.
- Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. Pp. 235–321.
- Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J.Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. Pp. 577–587.
- Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constraints from CaO/Na_2O , Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry // European Journal of Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635–643.
- Wilson M. Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman, London. 1989.

Литохимические особенности и условия формирования нижнепалеозойских песчаников севера Урала

Н.Ю.НИКУЛОВА, И.В.КОЗЫРЕВА (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН; 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54).

Обобщены результаты изучения геохимии нижнепалеозойских песчаников из разрезов зоны межформационного контакта уралид/доуралид на Северном, Приполярном и Полярном Урале. Интерпретация результатов химических анализов с помощью классификационных диаграмм позволила установить принадлежность песчаников к континентальным и морским осадочным и вулканогенно-осадочным разновидностям, определить источники питания и обстановки осадконакопления.

Ключевые слова: песчаник, химический состав, обломочный материал, межформационный контакт, условия осадконакопления.

Никулова Наталия Юрьевна
Козырева Ирина Владимировна



nikulova@geo.komisc.ru
kozyreva@geo.komisc.ru

Lithochemical characteristics and formation conditions of lower Paleozoic Sandstone of the Northern Urals

N.YU.NIKULOVA, I.V.KOZYREVA

The results of geochemical study of Lower Paleozoic sandstones from uralide/preuralide interformational contact in Northern, Subpolar and Polar Urals are summarized. The interpretation of chemical analyses with the help of classification diagrams allowed to specify relation of the sandstones to continental and marine sedimentation and igneous-sedimentation varieties, determine the sources and sedimentation environment.

Key words: sandstones, chemical composition, detrital material, interformational contact, sedimentation environment.

Выяснение палеогеографических условий формирования нижнепалеозойских терригенных толщ, установления источников и способов поступления обломочного материала, областей питания, фациальной и генетической принадлежности, имеет большое значение для установления стратиграфической последовательности нижнепалеозойских толщ, корреляции разрозненных разрезов и в целом для понимания геологического строения территории, выявления в них золото- и редкоземельной минерализации.

Авторами в течение продолжительного времени проводились литолого-геохимические исследования терригенных толщ в зоне контакта фундамент–чехол в различных районах Северного, Приполярного и Полярного Урала [2, 5–11]. Обстановки осадконакопления терригенных толщ определялись по комплексу параметров: положению в разрезе и взаимоотношению с подстилающими и перекрывающими отложениями, структурно-текстурным, петрографическим и минералого-геохимическим особенностям.

Цель данной публикации – установление особенностей химического состава песчаников из различных по генетической принадлежности, взаимоотношению

с выше- и нижележащими толщами, пространственно разобщенных нижнепалеозойских терригенных толщ, их сравнение и выявление возможности использования геохимических данных для получения информации об обстановках и способах осадконакопления, необходимой при корреляции, палеогеографических реконструкциях и металлогеническом прогнозировании.

Объекты и методы исследования. Объектом изучения были метаморфизованные в зеленосланцевую фацию песчаники из терригенных толщ в зоне межформационного контакта уралид/доуралид в различных районах Северного, Приполярного и Полярного Урала (рис. 1). В большинстве разрезов базальные слои палеозоя представлены грубообломочными разновидностями горных пород, в толще которых песчаники слагают отдельные маломощные прослои. Изученная выборка (54 обр.) песчаников сформирована из нескольких разрезов, описанных и опробованных в ходе полевых исследований 2002–2013 гг., а также любезно предоставленных В.С.Озеровым и А.А.Соболевой. В нее вошли образцы, генетическую принадлежность которых можно установить общегеологическими методами, и песчаники, не имеющие ярких диагностических

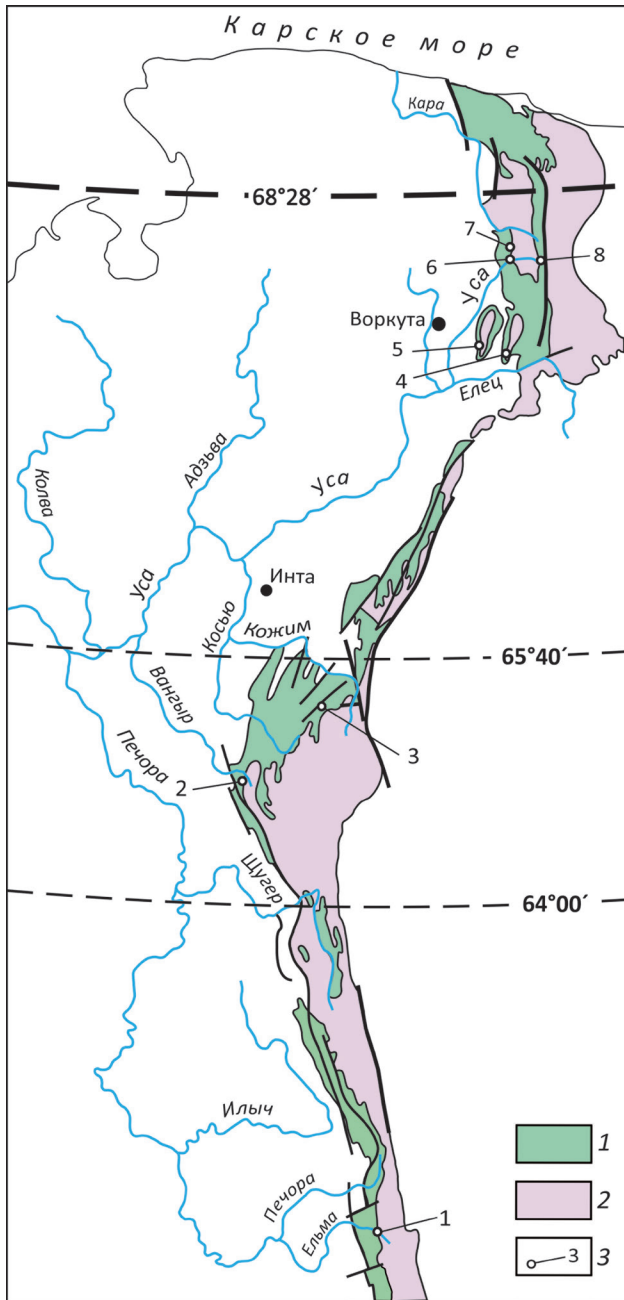


Рис. 1. Схема расположения нижнеордовикских и допалеозойских отложений на севере Урала, по работе [1]:

отложения: 1 – нижнепалеозойские и 2 – доордовикские; 3 – участки проведения исследований: 1 – р. Ельма, 2 – хр. Сабля, 3 – хр. Малдынырд, 4 – кряж Манитанырд, 5 – кряж Енганепэ, 6 – р. Малая Уса, 7 – руч. Сауришор, 8 – руч. Ветвистый

признаков, происхождение которых до сих пор остается дискуссионным. Большинство изученных образцов песчаников отобрано из разрезов в верховье р. Малая Уса, где проблема литохимической диагностики генезиса отложений проявлена наиболее ярко. Причина

этого – объединение в одну (хойдышорскую E_3-O_1hd) свиту отложений, различных по условиям образования – прибрежно-морских, вулканогенно-осадочных и аллювиальных. К последним, сохранившимся в тальвеговых частях палеоврезов фундамента, приурочены обнаруженные в зоне межформационного контакта фундамент–чехол проявления золоторудной минерализации [7, 10, 12].

Петрографический состав песчаников изучался в прозрачных шлифах. Содержания породообразующих оксидов в породах определялись традиционным весовым химическим методом, редкоземельных элементов (РЗЭ) – методом ИСП-МС в лаборатории Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Для интерпретации результатов химических анализов использовались несколько наиболее часто применяемых классификаций и методических приемов палеорекопструкций [13, 14, 17–23], позволяющих выявить генетическую принадлежность, установить источники обломочного материала и степень гипергенных изменений обломочного материала и сделать предположения о палеогеодинамических условиях образования отложений.

Геологическая позиция и особенности строения нижнепалеозойских терригенных толщ. Нижнепалеозойские терригенные толщи полосой протягиваются вдоль всего западного склона севера Урала*. На северном Урале, в 30 км выше устья р. Ельма (рис. 1, участок 1), терригенные отложения тельпосской свиты (O_1tl), залегающие на кислых вулканитах саблегорской свиты (RF_3-Vsb), представлены толщей переслаивания алевролитов, песчаников и алевросланцев. На основании текстурно-структурных особенностей, петрографического состава и условий залегания эти отложения были выделены в самостоятельную чумовую ($O_1\check{c}m$) толщу. Песчаники чумовой толщи характеризуются бластопсаммитовой структурой с гранолепидобластовой структурой цемента, сланцеватой текстурой и состоят из кластических зерен кварца (70–80%) и полевых шпатов (20–30%) и базального цемента. Особенностью этих песчаников является полное отсутствие обломков пород [6].

В северной части хр. Сабля (см. рис. 1, участок 2) в основании палеозойского разреза залегает псаммитовый горизонт, мощностью около 2,5 м, перекрытый гравелитовой с прослоями песчаников толщей обейзской (O_1ob) свиты. Исследования авторов позволили выделить две различные по условиям образования обломочные толщи: вулканогенно-осадочную (псаммитовую) и мелководно-морскую (псефитовую). Туфопесчаники имеют бластопсаммитовую структуру и сланцеватую текстуру. В них преобладают зерна угловатой, иногда серповидной формы, окатанные обломки редки. Базальный хлоритовый цемент иногда сливается с хло-

*В настоящее время для Северного Урала используется название тельпосская (O_1tl), Приполярного – обейзская (O_1ob) свита, Полярного – манитанырдская серия (E_3-O_1mn).

ритизированными обломками вулканического стекла и содержит значительную примесь тонкодисперсного рудного пигмента. Отмечаются единичные обломки кварц-серицитового сланца, силицита, микродолерита. Залегающая на туфопесчаниках с угловым несогласием гравелитовая толща в нижней части содержит значительное количество линз и прослоев песчаников. Песчаники характеризуются бластопсаммитовой структурой, массивной текстурой с лепидогранобластовой текстурой порового кварц-серицитового цемента. Обломочный материал различной степени окатанности более чем на 90% представлен кварцем. Встречаются единичные обломки кислых и основных вулканитов, раскристаллизованного основного стекла, глинистого и кварц-гематитового сланцев, кварцитов, лито- и кристаллокластического туфов [8].

На хр. Малдындыр (см. рис. 1, участок 3) отложения обейской свиты (O_{ob}) представлены почти трехсотметровой толщей конгломератов, в основании которой, выполняя понижения дотельпосского рельефа, залегает аллювиально-пролювиальная золотоносная алькесвожская толща (E_3-O_{al}). В подошве конгломератов фрагментарным распространением пользуется горизонт мелко-, среднезернистых кварцитовидных серо-вишневых песчаников (O_{ob}). Песчаники встречаются лишь там, где развиты отложения алькесвожской толщи, и залегают на ее различных горизонтах с угловым несогласием. Песчаники характеризуются неравномернозернистой лепидогранобластовой структурой, проявляющейся в субпараллельной ориентировке чешуек слюдистых минералов. До 95% от общего количества обломков представлено кварцем. Редко отмечаются обломки кислых вулканитов, силицита и полевых шпатов [9]. Рудные минералы, представленные равными количествами гематита и лейкоксена, неравномерно распределены в цементе и составляют от 5 до 20 об.%.

В разрезе, изученном на одном из притоков р. Няня на кряже Манитаньрд (см. рис. 1, участок 4), залегающие с несогласием на вулканогенно-осадочных образованиях энганпейской свиты (V_2-E_{en}) отложения манитаньрдской серии (E_3-O_{mn}) представлены чередованием песчано-алевролитов-сланцевых элементарных седиментационных ритмов. Для песчаников, состоящих из кварца (80–95%), калиевого полевого шпата (5–10%) и кислого плагиоклаза (5–10%), характерна бластопсаммитовая структура и сланцеватая текстура, обусловленная ориентировкой чешуек слюдистых минералов. Преобладают слабо и среднеокатанные обломки. Цемент регенерационный и поровый, сложенный микрзернистым серицит-кварцевым агрегатом или стильпноmelаном. Особенность песчаников – присутствие микроагрегатных зерен муассанита, сложенных идиоморфными гексагональными кристаллами, сцементированными самородным кремнием, содержащими микровключения силицита железа [22].

В юго-западной части кряжа Энганэ-Пэ, в правом

борту руч. Изъя-Вож, (см. рис. 1, участок 5) контакт энганпейской свиты (V_2-E_{en}) и манитаньрдской серии (E_3-O_{mn}) выражен стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласиями, а в песчаниках основания манитаньрдской серии согласно залегает тело базальтоидов. Песчаники характеризуются бластопсаммитовой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием светлых и темных, обогащенных рудными минералами слоев. Цемент порового типа, серицит-кварцевый состава, на отдельных участках – железистый, порового и пленочного типов. Обломочная часть представлена кварцем (~75%), калиевым полевым шпатом (~20%) и средним плагиоклазом (~5%). Встречены единичные обломки базальта и вулканического стекла. Окатанность обломочного материала различная – кварцевые зерна, как правило, неокатанные или слабо окатанные, зерна полевых шпатов преимущественно хорошо- или среднеокатанные [11].

В верховье р. Малая Кара (см. рис. 1, участки 6–8) отложения хойдышорской свиты залегают на терригенно-вулканогенных образованиях позднего рифея – эффузивно-песчано-туфо-сланцевой толще отчетливской свиты (RF_3oc) и лядгейской свиты (RF_3ld), представленной переслаиванием основных и кислых эффузивов и их туфов, прорванных субинтрузивными телами риолитов пайпудынского комплекса $\lambda\pi$ (E_3-O_{pp}). На контакте фундамента и чехла фрагментарно присутствуют образования кембрийской метаморфизованной коры выветривания [2, 7, 12]. Хойдышорская свита, согласно принятой стратиграфической схеме [16], представляет собой преимущественно гравелитовую толщу, заключающую тела эффузивов контрастной базальт-риолитовой формации, геохимическая спецификация которых соответствует рифтогенным вулканитам на континентальной коре [3]. В.С.Озеровым и соавторами для этого района предложено выделение в разрезе нижнего палеозоя континентальных аллювиально-пролювиальных отложений алькесвожской (E_3-O_{al}) свиты [12]. К аллювиальным отложениям, сохранившимся в тальвеговых частях палеоврезов фундамента, приурочены обнаруженные в междуречье Малой Кары и Малой Усы проявления золоторудной минерализации [7, 10]. Песчаники хойдышорской свиты разделяются на три типа: континентальные аллювиальные, морские осадочные и морские вулканогенно-осадочные.

Морскими достаточно хорошо сортированными песчаниками сложен скальный выход в зоне межформационного контакта на правом берегу р. Малая Уса (см. рис. 1, участок 5) и верхняя часть разреза в долине руч. Сауришор (см. рис. 1, участок 6). Песчаники характеризуются бластопсаммитовой структурой с лепидогранобластовой структурой порового, базально-порового, реже – базального цемента. Объемная доля обломков, представленных кварцем и полевыми шпатами в различных соотношениях составляет от 60 до 95% (обычно около 80%). Объемная доля обломков пород,

сложенных силицитом, глинистым сланцем и тонкозернистой кварц-полевошпатовой породой с титанитом не более 5%.

Аллювиальные песчаники и гравелиты залегают в основании разреза в долине руч. Сауришор (см. рис. 1, участок 6). В этих песчаниках обломочные зерна представлены преимущественно кварцем, при значительном (до 10%) содержании полевых шпатов, редко отмечаются обломки кислых и основных вулканитов. Поровый и базальный цемент сложен микрозернистым кварц-серицитовым агрегатом, часто зерна плагиоклазов нацело серицитизированы. Контур обломочных зерен корродированы, нередко наблюдаются шиповидные вроски слюды в края кварцевых зерен.

Вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники образуют слои в толще основных вулканитов в устье руч. Ветвистый (см. рис. 1, участок 7). Из-за сильно расчлененного рельефа, задернованных и перекрытых делювиальными развалами интервалов, единый разрез здесь проследить невозможно. Песчаники бластопсаммитовой структуры, массивной текстуры с лепидобластовой структурой порового серицит-хлоритового цемента. В них не встречено обломков пород, а кварц и разнообразные полевые шпаты присутствуют в примерно равных количествах. Кварцевые обломки преимущественно неокатанные с полигональными остроугольными очертаниями, хорошо окатанные зерна редки, полевые шпаты обычно встречаются в виде таблитчатых зерен. Объемная доля эпидота составляет 1–2%. Он представлен обломочными зернами и имеющими таблитчатую форму скоплениями мелких плохо-окристаллизованных зерен, замещающими кальциевые минералы.

Геохимические особенности песчаников. По химическому составу изученная совокупность песчаников весьма неоднородна (см. таблицу). Соотношение плагиоклазов, отражающее состав источников обломочного материала – гранитного для аркозов и основного для граувакк [13]: 18 образцов соответствуют грауваккам, 34 – аркозам и одна фигуративная точка расположена на линии разграничения (рис. 2).

В поле граувакк на диаграмме K_2O-Na_2O [13] попали большинство образцов ручьев Сауришор и Ветвистый и р. Ельма, а песчаники кряжа Енганэпэ, обнажения на р. Малая Уса и кряжа Манитанырд и хребтов Малдынырд и Сабля оказались в поле аркозов (см. рис. 2, а).

На диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3)-\log(Na_2O/K_2O)$ [19], более дробно разделяющей песчаники по соотношению кварца, полевых шпатов и глинистых минералов (см. рис. 2, б), фигуративные точки попали во все поля и характеризуются широким диапазоном значений $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ и $\log(Na_2O/K_2O)$. Несколько точек с низкими значениями $\log(Na_2O/K_2O)$ не попали ни в одно поле. Принято считать, что отрицательные значения $\log(Na_2O/K_2O)$ при $\log(SiO_2/Al_2O_3) > 1,7$ указывают на высокую степень зрелости песчаников [19]. Этому

критерию соответствует большинство образцов песчаников хр. Малдынырд и один образец из разреза на хр. Сабля. В целом локализация точек аркозов и граувакк на этой диаграмме по сравнению с диаграммой K_2O-Na_2O не изменилась.

На диаграмме А–F [14], разделяющей песчаники по глиноземистости (А) и фемичности (F), большая часть фигуративных точек расположена в полях глинистых и высокоглинистых кварцево-полевошпатовых песчаников (см. рис. 2, в). Четыре образца слюдистых песчаников попали в поле глин и четыре в поле туфитов. Это вулканомиктовые песчаники, пирокластический материал в которые мог попасть как из размываемых подстилающих пород фундамента, так и в результате синхронного накопления осадочного и вулканического материала. Почти все фигуративные точки песчаников хр. Малдынырд расположены в поле глинистых кварцевых песчаников. Высокоглинистые и глинистые песчаники из разреза на р. Ельма имеют большую долю слюдистого матрикса, часть плагиоклазов в них серицитизирована, они содержат переотложенный материал коры выветривания. В поле глинистых граувакк попали два образца с руч. Ветвистый, что подтверждает существование локальных различий в условиях и источниках обломочного материала при формировании вулканогенно-терригенной толщи хойдышорской свиты.

Неоднородность химического состава песчаников позволяет дифференцировать их по предположительным источникам поступления обломочного материала, используя для этого диаграмму F3–F4**, на которой точки располагаются в полях осадочных, кислых, средних и основных магматических пород (см. рис. 2, г). На этой диаграмме фигуративные точки песчаников, содержащих по данным минералогического анализа, значительные количества или эпидота (р. Ельма, хр. Сабля), или титанита (р. Малая Уса), или ильменита (хр. Малдынырд), попали в поле изверженных пород основного состава. На формирование псаммитовых толщ на руч. Ветвистый оказывали влияние основные и кислые изверженные породы. Состав песчаников из нижней, аллювиальной, части разреза на руч. Сауришор сформировался преимущественно за счет изверженных пород среднего состава, а выше по разрезу, в составе морских песчаников, ведущее значение приобретают метаосадочные породы фундамента.

Для выяснения особенностей химического состава песчаников и выявления геохимических параметров, позволяющих установить условия их образования были использованы модульные диаграммы, отражающие зависимость модулей ГМ, НКМ, ФМ, ТМ (рис. 3, а–е), введенных в использование Я.Э.Юдовичем и М.П.Кетрис [18].

**F3=30,638×TiO₂/Al₂O₃–12,54×Fe₂O₃_{306m}/Al₂O₃+7,329×MgO/Al₂O₃+12,031×NaO/Al₂O₃+35,402×K₂O/Al₂O₃–6,382; F4=56,5×TiO₂/Al₂O₃–10,897×Fe₂O₃_{306m}/Al₂O₃–30,875×MgO/Al₂O₃–5,404×Na₂O/Al₂O₃+11,112×K₂O/Al₂O₃–3,89

Химический состав песчаников (в массовых долях %)

Участок	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
р. Ельма	1	70,54	0,88	12,26	4,73	1,64	0,079	1,75	1,14	2,03	2,06	0,100	2,44	99,65
	2	70,50	0,94	11,66	3,41	2,56	0,110	2,21	1,54	2,47	1,38	0,110	2,65	99,54
	3	69,18	0,95	12,36	2,61	4,07	0,140	2,60	1,35	1,94	1,40	0,110	3,19	99,90
	4	74,56	0,87	9,67	2,24	2,94	0,090	1,97	1,72	2,34	0,82	0,120	2,24	99,58
хр. Сабля	5	61,57	1,33	14,78	8,98	1,30	0,078	2,80	0,06	0,53	3,92	0,200	4,46	100,01
	6	93,74	0,12	1,94	1,15	0,50	0,005	0,37	0,30	0,06	0,52	0,017	1,20	99,92
	7	76,78	0,99	9,44	5,38	0,56	0,018	0,96	0,10	0,24	2,47	0,077	2,54	99,56
	8	72,58	1,07	10,04	6,16	1,32	0,036	2,01	0,04	0,20	2,76	0,190	2,61	99,02
хр. Малдындыр	9	68,44	1,24	10,55	5,86	2,96	0,071	2,92	0,62	0,20	2,40	0,380	3,39	99,03
	10	87,78	1,16	4,80	2,58	0,37	0,040	0,64	0,46	0,09	1,00	0,040	1,72	100,68
	11	95,12	0,54	2,16	0,75	0,19	—	0,16	0,57	0,03	0,17	0,020	1,02	99,73
	12	92,80	0,63	3,01	1,14	0,2	0,010	0,57	0,45	0,03	0,17	0,040	0,82	99,87
	13	95,16	0,51	2,54	0,89	0,18	—	0,08	0,23	0,03	0,12	0,020	0,96	100,72
	14	71,72	1,82	15,29	4,75	0,37	0,030	0,64	0,23	0,15	1,54	0,060	3,88	100,48
	15	92,86	0,22	3,1	1,13	0,39	—	0,33	0,34	0,06	0,33	0,030	1,56	99,35
	16	89,88	0,81	4,43	2,57	0,35	0,020	0,07	0,11	0,08	0,76	0,030	1,38	100,49
	17	95,18	0,46	1,62	0,73	0,46	0,003	—	0,13	0,04	0,35	—	1,14	100,14
	18	86,41	0,88	6,16	3,46	0,25	0,011	0,12	0,02	0,10	0,96	0,067	1,93	100,37
	19	96,58	0,27	1,21	0,52	0,23	0,008	0,08	0,07	0,03	0,17	0,149	0,77	100,09
	20	88,10	1,34	4,77	3,48	0,47	0,024	0,12	0,01	0,05	0,48	0,069	1,49	100,40
кряж Енганапэ	21	81,54	0,65	7,98	1,60	0,85	0,037	1,03	0,56	1,05	2,62	0,074	1,98	99,97
	22	64,50	1,03	14,00	4,55	1,51	0,100	2,44	1,46	0,29	5,49	0,140	4,53	100,04
	23	70,26	0,88	12,04	4,29	1,13	0,076	1,65	1,01	0,42	5,14	0,120	3,10	100,12
	24	73,94	2,18	10,77	3,19	0,82	0,014	0,88	0,56	0,17	5,19	0,140	2,13	99,98
	25	84,80	1,55	5,89	2,16	0,47	0,005	0,40	0,45	0,10	2,77	0,037	1,39	100,02
р. Малая Уса	26	74,50	0,37	11,75	2,17	2,28	0,019	1,43	0,63	0,34	3,96	0,031	1,49	98,97
	27	71,04	0,40	13,98	2,51	1,66	0,011	1,21	0,63	1,00	4,77	0,056	2,27	99,54
	28	83,16	0,23	8,24	1,20	0,76	0,014	1,03	0,30	2,86	0,99	0,046	0,88	99,71
	29	63,68	1,53	16,14	8,42	0,31	0,034	1,73	0,53	0,39	1,89	0,130	4,93	99,71
	30	77,94	0,30	10,54	2,37	0,73	0,011	0,90	0,53	0,83	3,58	0,100	2,11	99,94
кряж Манитаньыр	31	92,94	0,16	1,83	0,21	0,76	0,020	0,47	1,00	0,14	0,45	0,140	1,49	99,61
	32	78,06	0,29	4,78	2,49	1,47	0,090	0,75	4,67	0,54	1,85	0,960	4,07	100,02
	33	80,80	0,51	5,46	0,72	1,41	0,120	0,89	2,67	0,93	1,41	0,080	4,29	99,29
	34	65,28	0,99	15,27	1,84	3,45	0,063	2,31	0,47	2,15	5,07	0,180	2,77	99,84
	35	80,70	0,50	8,22	0,82	1,02	0,010	0,75	0,40	1,41	2,89	0,066	2,31	99,10
руч. Сауришор	36	71,46	0,95	13,71	4,55	0,74	0,046	1,01	0,40	2,51	2,30	0,035	1,88	99,59
	37	76,56	0,69	10,85	3,44	0,82	0,040	1,02	0,52	2,35	1,63	0,098	1,50	99,52
	38	76,94	0,63	10,73	3,29	0,92	0,048	1,01	0,40	3,15	1,13	0,066	1,21	99,52
	39	86,36	0,37	6,44	1,63	0,35	0,020	0,73	0,40	1,25	0,92	0,025	1,04	99,54
	40	86,30	0,44	5,71	2,01	0,84	0,023	0,76	0,40	1,80	0,28	0,031	0,97	99,57
	41	87,60	0,26	5,54	1,13	1,13	0,019	0,66	0,30	1,72	0,47	0,015	0,66	99,50
	42	64,66	1,47	14,65	0,34	6,36	0,11	3,24	0,5	2,09	2,84	0,065	3,50	99,83
	43	79,49	0,4	9,76	2,10	0,4	0,019	1,18	0,5	0,36	4,39	0,035	0,96	99,59
	44	72,60	0,92	14,23	3,83	0,63	0,03	0,67	0,54	2,40	1,76	0,08	2,24	99,92
	45	80,04	1,52	6,97	2,63	2,36	0,060	1,89	0,50	1,08	0,80	0,025	2,26	100,14
	46	75,72	0,84	11,51	3,99	0,37	0,015	1,49	0,75	0,99	2,23	0,080	2,46	100,45
руч. Ветвистый	47	85,40	0,36	6,86	1,72	0,25	0,010	0,60	0,53	2,06	0,57	0,077	1,01	99,45
	48	81,40	0,87	6,61	2,75	1,96	0,080	1,93	0,53	1,06	0,57	0,024	2,03	99,81
	49	76,36	0,35	10,66	2,91	0,31	0,034	0,50	0,63	3,88	3,36	0,029	0,45	99,47
	50	63,30	1,49	16,64	5,19	0,58	0,052	1,19	2,12	3,47	2,97	0,100	2,27	99,37
	51	71,30	1,29	13,06	2,53	1,33	0,046	0,88	1,16	1,72	4,12	0,027	1,91	99,37
	52	85,40	0,36	7,22	0,90	0,75	0,010	0,50	0,53	2,95	0,66	0,024	0,36	99,66
	53	70,26	0,8	14,48	3,07	0,70	0,030	0,89	1,16	4,98	2,22	0,078	1,23	99,90

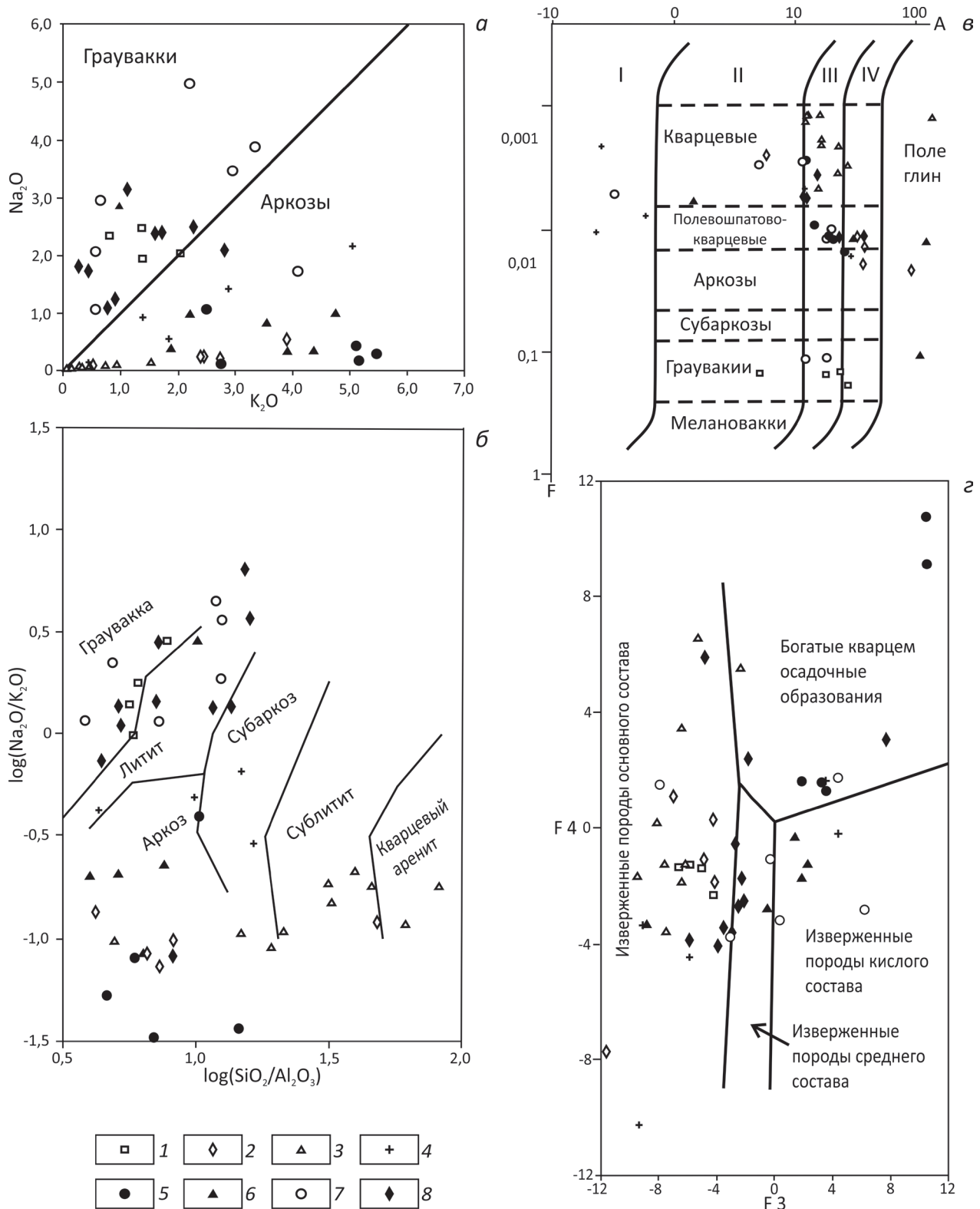


Рис. 2. Диаграммы для разделения граувакк и аркозов (а–в) и установления источников обломочного материала (г):

а – K_2O – Na_2O , по работе [13]; б – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, по работе [19]; в – A – F , по работе [14], где: $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Ca}_2\text{O})$; $F = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (молекулярные веса); I–IV – породы: I – переходные к туффитам и туффиты, II – малоглинистые, III – глинистые, IV – высокоглинистые; г – F_3 – F_4 , по работе [23]; 1 – р. Ельма; 2 – хр. Сабля; 3 – хр. Малдынырд; 4 – край Манитанырд; 5 – край Енганепэ; 6 – р. Малая Уса; 7 – руч. Сауришор; 8 – руч. Ветвистый

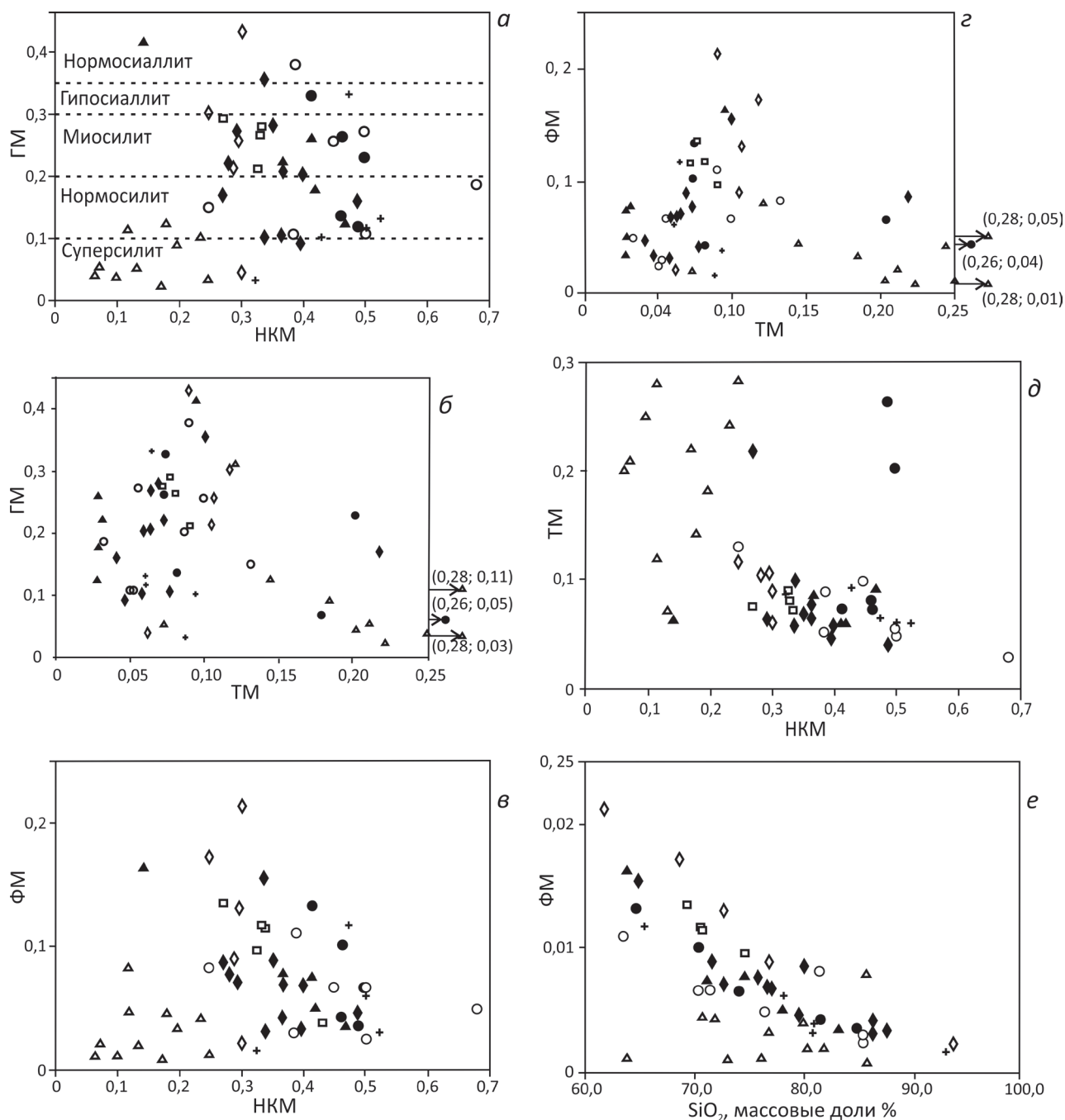


Рис. 3. Модульные диаграммы:

а – НКМ–ГМ; б – ТМ–ГМ; в – НКМ–ФМ; г – ТМ–ФМ; д – НКМ–ТМ; е – SiO₂–ФМ, по работе [18]; см. услов. обозн. к рис. 2

На модульных диаграммах уверенно обособляются точки, соответствующие песчаникам с граувакковыми, аркозовыми и преимущественно кварцевыми составами.

Гидролизатный модуль ($GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$) предназначен для количественной оценки процессов выщелачивания и гидролиза, позволяет разделять породы, содержащие продукты гидро-

лиза от пород, в которых преобладает кремнезем. По значениям модуля ГМ высоким уровнем зрелости характеризуются только песчаники хр. Малдынырд. Песчаники из остальных разрезов характеризуются низкой степенью зрелости и относятся преимущественно к нормо- и миосилитам, различающимся по содержанию кварца, полевых шпатов и глинистого цемента. Из шести фигуративных точек песчаников, наиболее близких

по составу к базальтам и попавших в поле сиаллитов, один образец с руч. Сауришор (см. таблицу, обр. 42) относится к псевдосиаллитам с массовым содержанием MgO 3,24%. По данным Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис, породы с массовым содержанием $MgO > 3\%$ являются базитовыми туффоидами [18].

Модуль нормированной щелочности ($HKM = N_2O + K_2O / Al_2O_3$), он же – коэффициент Миддлтона [20], по данным Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис позволяет распознавать примесь в осадочных породах полевошпатовой пирокластике, величина $HKM > 0,31$ свидетельствует о наличии в породе калиевого полевого шпата [18]. На значение HKM также оказывает влияние присутствие бесщелочных алюмосиликатов, поэтому модуль HKM был использован в паре с фемическим модулем (ФМ), наиболее высокие значения ($> 0,1$) которого свойственны вулканокластическим грауваккам [18]. Таким образом, подтверждается вулканомиктовая природа песчаников из разрезов на хр. Сабля и руч. Сауришор (см. рис. 3, в).

Диаграммы зависимости гидролизатного и фемического модулей с титановым модулем ($TM = TiO_2 / Al_2O_3$) [4], позволяют судить о составе источников обломочного материала, динамических условиях среды осадконакопления и характере эпигенетических процессов [18]. По значению титанового модуля большинство песчаников, согласно классификации Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис, относятся к нормальнотитанистому, образцы, диагностируемые как туффоиды, – к супертитанистому, а три образца песчаников хр. Еганэпэ, один с руч. Ветвистый и практически все песчаники хр. Малдынырд – к гипертитанистому хемотипам (см. рис. 3, г–д). Значение титанового модуля в большинстве изученных образцов песчаников превышает средние (0,048) значения TM для песчаных пород палеозоя [18], а в шести случаях оно значительно меньше. Значения титанового модуля коррелируются с показателями гидролизатного (ГМ) и фемического (ФМ) модулей, что подтверждает туфогенную природу супертитанистых песчаников. Аномально высокая титанистость песчаников из разреза на хр. Еганэпэ обусловлена влиянием согласно залегающего пластового тела базальтоидов, в том числе присутствием в песчаниках обломков основной пирокластике. Высокая титанистость песчаников хр. Малдынырд обусловлена как субстрактным фактором – результатом постдиагенетических изменений размываемых пород в кембрийской коре выветривания, так и естественным шлихованием. Положительная корреляция между ГМ– TM , ФМ– TM и отрицательная между ФМ– HKM , TM – HKM и ФМ– SiO_2 характерны для пород, не подвергшихся значительному химическому выветриванию и унаследовавших состав размываемых магматических пород.

Связь между химическим составом пород и геодинамическими обстановками областей и седиментации устанавливается при использовании диаграмм, позволяющих разделить песчаники из бассейнов различных

тектонических обстановок (см. рис. 3, а–б). На диаграмме $F1$ – $F2^{***}$ в область пассивных континентальных окраин полностью попали выборки песчаников из обнажений на хр. Сабля, хр. Малдынырд и кряже Еганэпэ, в поле активной континентальной окраины – три образца песчаников из разреза на р. Малая Уса и по одному из разрезов на ручьях Ветвистый и Сауришор и кряже Манитанырд (рис. 4, а).

Фигуративные точки песчаников из разреза на руч. Сауришор по тому же принципу, что и на диаграмме $F3$ – $F4$, разделяются на континентальные и морские и располагаются в полях как активных (прибрежно-морские), так и пассивных (аллювиальные) континентальных окраин. Точки, попавшие в поле активной континентальной окраины, на диаграмме $F1$ – $F2$ находятся в поле песчаников, сформировавшихся за счет разрушения изверженных пород кислого состава. В область океанических островных дуг попал один песчаник из разреза на кряже Манитанырд, отличающийся высокими содержаниями (массовых долей %): CaO 4,76 и P_2O_5 1,87. Песчаник содержит значительное количество стильпноелана, в нем также были обнаружены не типичные для палеозойских отложений Урала муассанит, самородный кремний и силицит железа [22].

На диаграмме SiO_2 – K_2O/Na_2O большинство фигуративных точек песчаников из разрезов на руч. Сауришор и Ветвистый и р. Ельма попадают в поле активной континентальной окраины (см. рис. 4, б). На этой диаграмме точки со значениями параметра $F1 > -2$ (см. рис. 4, а) попали в поле активных континентальных окраин, а точки из поля активной континентальной окраины на диаграмме $F1$ – $F2$ оказались в поле пассивной окраины. Песчаники, соответствующие этим точкам, содержат слабо измененные калиевые полевые шпаты, источником которых могли быть тела риолитов верхнекембрийско-нижнеордовикского пайпудынского ($\lambda p\epsilon_3$ – O_1pp) комплекса. Кислые вулканыты, среди которых встречаются породы как с калиевым, так и с натриевым типом щелочности, располагались в непосредственной близости от бассейна седиментации и не были затронуты процессами химического выветривания. По данным А.А.Соболевой [15], гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканические серии маркируют геодинамическую обстановку активной континентальной окраины и (или) зоны коллизии. Авторы полагают, что для получения наиболее полной информации о геодинамических условиях образования песчаников полезны обе диаграммы, дополняющие друг друга.

Для анализа поведения лантаноидов их концентрации были пронормированы на состав верхней континентальной коры (UCC). В целом характер рас-

*** $F1 = 0,303 - 0,447 \times SiO_2 - 0,972 \times TiO_2 + 0,008 \times Al_2O_3 - 2,67 \times Fe_2O_3 + 0,208 \times FeO - 3,082 \times MnO + 0,14 \times MgO + 0,195 \times CaO + 0,719 \times Na_2O - 0,032 \times K_2O + 7,51 \times P_2O_5$; $F2 = 43,57 - 0,421 \times SiO_2 + 1,988 \times TiO_2 - 0,526 \times Al_2O_3 - 0,551 \times Fe_2O_3 - 1,61 \times FeO + 2,72 \times MnO - 0,907 \times CaO - 0,177 \times Na_2O - 1,84 \times K_2O + 7,244 \times P_2O_5$

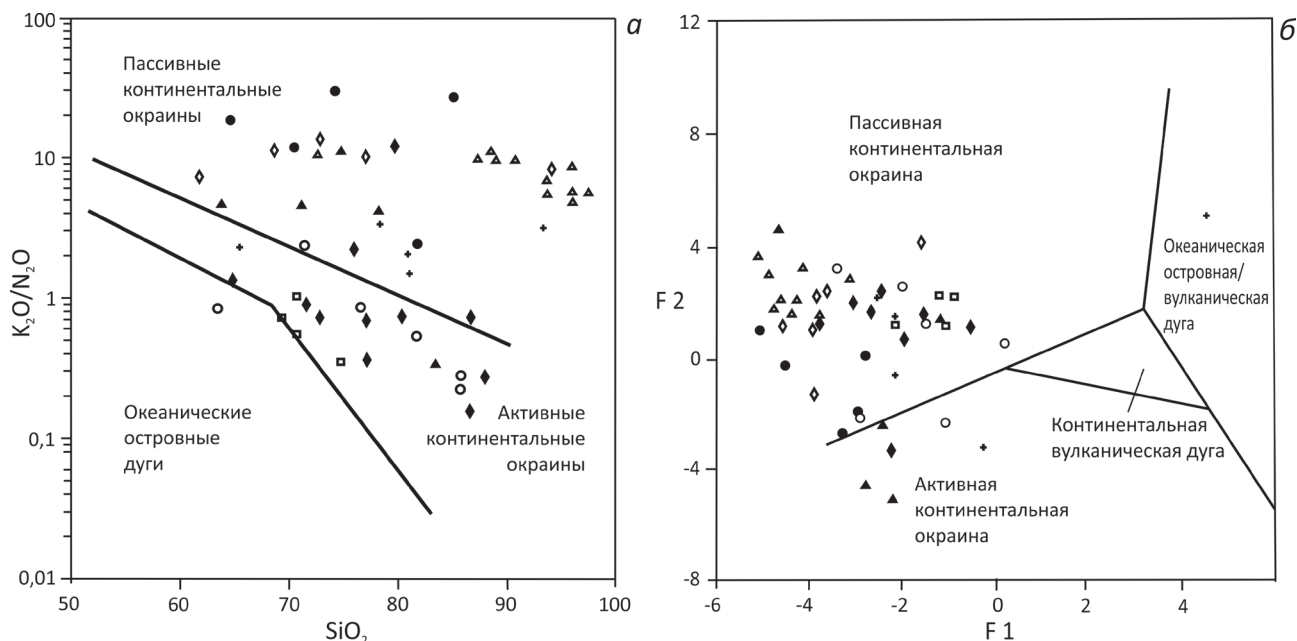


Рис. 4. Диаграммы: *а* – F1–F2, по работе [19]; *б* – SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, по работе [22]:

см. услов. обозн. к рис. 2

пределения РЗЭ в песчаниках отражает характер распределения их в подстилающих и сингенетичных вулканитах. Сумма содержаний РЗЭ находится в пределах от 28 до 295 г/т и составляет в среднем 114 г/т. Максимальные содержания РЗЭ отмечаются в вулканомиктовых песчаниках хр. Сабля и Еганэпэ, генетически связанных с основными вулканитами, и на диаграмме SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 4, *б*) расположенных в поле активных континентальных окраин, минимальные – в хорошо сортированных прибрежно-морских песчаниках из верхних частей разрезов. Общими особенностями всех проанализированных песчаников являются: наличие четко выраженной положительной европиевой аномалии. Максимальные $\text{Eu}/\text{Eu}^{\text{UCC}}$ значения (до 2,7) отмечаются в полевошпат-кварцевых песчаниках, залегающих в основании прибрежно-морских толщ там, где они перекрывают континентальные отложения алькесовской толщи.

Отмечается практическое отсутствие цериевой аномалии (в среднем $\text{Ce}/\text{Ce}^{\text{UCC}}$ составляет 0,94) и комплексный состав РЗЭ (индикаторное отношение La/Yb варьирует от 3,4 до 20,5). В основном наблюдается незначительный дефицит легких лантаноидов ($\text{LREE}/\text{HREE} \approx 0,83$), хотя в 11 образцах прибрежно-морских песчаников наблюдается обратное соотношение (до 1,56).

В заключение следует отметить, что изучение песчаников основания палеозойского разреза из различных районов севера Урала с привлечением различных геохимических диаграмм показало достаточно высокую сходимость результатов и позволило разделить пес-

чаники по составу и степени гипергенных изменений обломочного материала. Установлено, что песчаники, располагающиеся на одном стратиграфическом уровне, сформировались в различных геодинамических обстановках. Геохимические особенности позволили подтвердить принадлежность изученных нижнепалеозойских песчаников к континентальным и морским осадочным и вулканогенно-осадочным разновидностям.

В разрезах в долине руч. Сауришор в основании палеозойской толщи уверенно выделяется группа аллювиальных песчаников, содержащих переотложенный материал коры выветривания, сформировавшийся за счет различных источников обломочного материала. Вулканомиктовая природа части песчаников из разрезов в верховьях р. Малая Уса и хр. Сабля иллюстрируется с помощью модульных диаграмм, на которых прослеживается положительная корреляция между ГМ–ТМ, ФМ–ТМ и отрицательная между ФМ–НКМ, ТМ–НКМ и ФМ– SiO_2 , характерная для вулканомиктовых пород, в том числе туфов основного состава. Морские песчаники образованы в условиях пассивной и активной континентальных окраин и обладают характерными особенностями, отражающими состав размываемых пород. Геохимические параметры песчаников, образовавшихся в условиях активной континентальной окраины, указывают на низкую степень химической зрелости пород. Основным фактором, формирующим состав таких песчаников, является механическое разрушение слабо выветрелых магматических пород основного и кислого составов. На хр. Сабля, руч. Ветвистый

и р. Малая Уса накопление псаммитовых толщ сопровождалось поступлениями рыхлого вулканокластического материала, переносившегося воздушным путем непосредственно в бассейн седиментации и смывавшегося со склонов временными потоками. Количество такого материала в некоторые интервалы времени были настолько значительны, что химический состав песчаников близок к составу распространенных в районах вулканитов (кряж Енганэпэ). На всех диаграммах в отдельную группу выделяются обладающие пониженной гидролизатностью, щелочностью и фемичностью и аномально высокой титанистостью песчаники базального горизонта хр. Малдынырд. Преобладание в составе этих песчаников устойчивых к выветриванию обломков кварца и кварцитов свидетельствует о том, что основным источником питания служили метаосадочные породы фундамента. Уровень содержаний РЗЭ и характер их распределения в песчаниках контролируются источниками сноса и палеогеодинамическими условиями образования отложений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 15-18-5-47 и 15-18-5-46.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. – М.: Наука, 1985.
2. Козырева И.В., Никулова Н.Ю. Минералогия и геохимия пород в зоне межформационного контакта на хр. Саурипэ // Вестник ИГ. 2012. № 4. (208). С. 2–6.
3. Куликова К.В., Кузнецов Н.Б., Дорохов Н.С. Формационная типизация и палеогеодинамическая позиция позднедокембрийских и ранне-среднепалеозойских комплексов севера Урала // Петрология магматических и метаморфических комплексов / Мат-лы научной конф. Вып. 2. – Томск: ЦНТИ, 2001. С. 151–159.
4. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
5. Никулова Н.Ю. Литологический состав отложений базального горизонта уралид на г. Маяк (Приполярный Урал) // Литосфера. 2008. № 5. С. 113–116.
6. Никулова Н.Ю. Базальные горизонты уралид севера Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013.
7. Никулова Н.Ю. Особенности строения базальных горизонтов уралид в междуречье Малой Кары и Малой Усы // Литосфера. 2014. № 2. С. 125–130.
8. Никулова Н.Ю. Обломочные породы хр. Сабля (Приполярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 49–56.
9. Никулова Н.Ю., Панинская С.В., Швецова И.В. Вишневый маркер в основании тельпосской (обеизской) О₁тр на хр. Малдынырд (Приполярный Урал) // Уральский геологический журнал. 2002. № 5 (29). С. 29–42.
10. Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В. Возможные источники рудных минералов в нижнепалеозойских псефитах в верховье реки Малая Кара (Полярный Урал) / Региональная геология и металлогения. № 57. 2014. С. 80–86.
11. Никулова Н.Ю., Юдович Я.Э., Швецова И.В. Межформационный контакт уралид-доуралид на хр. Енганэ-Пэ (Полярный Урал) // ДАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 519–523.
12. Озеров В.С., Озерова Э.Н., Игнатович О.О. Новые данные по геологии раннепалеозойских метаморфизованных россыпей золота на Севере Урала // Уральский геологический журнал. 2011. № 6. С. 21–28.
13. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976.
14. Преодовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. – Л.: Наука, 1980.
15. Соболева А.А. Вулканиты и ассоциирующие граниты Приполярного Урала. – Екатеринбург Изд-во УрО РАН, 2004.
16. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993.
17. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – С-Пб: Наука, 2000.
18. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology, 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611–627.
19. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. Pp. 1435–1467.
20. Chemical composition of sandstones // Geological Society of America Bulletin. 1960. Vol. 71. Pp. 1011–1026.
21. Moor B.R., Dennen W.H. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments // Journ. Sediment. Petrol. 1970. Vol. 40. № 4. Pp. 1147–1152.
22. Nikulova N.Yu., Kozyreva I.V. Moissanite, Native Si and Iron Silicide from the Lower Paleozoic sandstones of the Polar Urals // European science review. Vienna. 2015. № 5–6 (May–June). Pp. 17–18.
23. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. Vol. 94. № 5. Pp. 635–650.

Геолого-структурная позиция, структура и условия локализации золотого оруденения в Дяппе-Мартемьяновском рудном узле, Нижнее Приамурье

Ю.П.ЮШМАНОВ (ФАНО Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН; 679106 г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4).

Определено положение Дяппе-Мартемьяновского рудного узла в региональных и локальных структурах Нижнего Приамурья. Приведены данные о его геологическом строении, морфологии рудных зон, минеральном составе руд и метасоматитов. Рассмотрены перспективы его золотоносности.

Ключевые слова: зона вязкого сдвига, режим транстенсии и транспрессии, метасоматиты, золото, Нижнее Приамурье.

Юшманов Юрий Петрович



yushman@mail.ru

Geological and structural position, structure and conditions of localization of gold ores in Dyappe-Martemyanovskom ore knot, the Lower Priamurye

Yu.P.YUSHMANOV

The provision of Dyappe-Martemyanovsky ore knot in regional and local structures of Lower Priamurie is defined, data on its geological structure, morphology of ore zones, mineral composition of ores and metasomatit are provided. Prospects of its gold-bearing are considered.

Key words: zone of viscous shift, mode of a transtensiya and transpressiya, metasomatita, gold, Lower Priamurye.

Дяппе-Мартемьяновский рудный узел расположен в Ульчинском районе Хабаровского края на водоразделе рек Лимури и Дяппе (левые притоки Амура), в 65 км к северу села Киселевка. Золотодобыча началась в 1911 г. на прииске Спорном после открытия старателями богатых россыпей золота в бассейне рек Лимури и Малая Жорма. На следующий 1912 г. золотопромышленником И.С. Мартемьяновым между устьями рек Малая Жорма и Амуркан (левые притоки р. Лимури) было открыто рудное месторождение золота, впоследствии названное его именем. При разведке в 1914 г. была вскрыта кварцевая жила с золотом мощностью до 3 м, протяженностью 853 м [1]. В дальнейшем разведка с попутной добычей проводилась периодически с перерывами до 1952 г. Всего было добыто 33 кг золота. Непостоянство жил кварца по мощности и залеганию, малый процент кварца во вмещающей породе и низкое содержание золота в мощных частях кварцевых жил не привели к ожидаемым экономическим результатам. Месторождение было законсервировано.

В 1935 г. инженером Пильда-Лимурийского управления треста «Приморзолото» С.А.Орешкиным, осуществлявшим поиски россыпного золота в верховьях р. Дяппе, впадающей слева в р. Дали, было открыто золотосурьмяное месторождение Дяппе. Месторождение разведывалось в 1935–1948 гг. и частично эксплуатиро-

валось в 1935–1938 гг. на золото и в 1941–1942 гг. на сурьму. Добыто 177,6 кг золота и 15 т сурьмы при 30% её содержании [7]. Руды плохо обогащались из-за присутствия теллура и сурьмы. Извлечение золота из руд составляло не более 35%. Месторождение было признано непромышленным, что привело к его консервации. Во второй половине XX в. возникла необходимость ревизии известных и поиск новых рудных объектов. В 1984–1990 гг. с целью выявления крупнотоннажного объекта штокерного типа на площади месторождения Дяппе были проведены поисково-оценочные работы Нижнеамурской экспедицией Дальневосточного ПГУ. По данным Э.Н.Бруско (1988), в результате было выявлено 39 жильных и три рудных тела штокерного типа. В 2000–2007 гг. на месторождении проводила геологоразведочные работы Артель старателей «Приморье», а с 2008 г. ООО «Дяппе». На 2003 г. подсчитанные запасы месторождения и прогнозные ресурсы составляли 26,8 т золота [15].

В настоящее время в Хабаровском крае остро стоит вопрос о расширении минерально-сырьевой базы золота [3]. Потенциал роста добычи коренного золота связан как с поиском новых объектов, так и с «реанимацией» законсервированных рудников [8, 11]. В связи с этим автором статьи проведена ревизия фондовых материалов по Дяппе-Мартемьяновскому рудному узлу

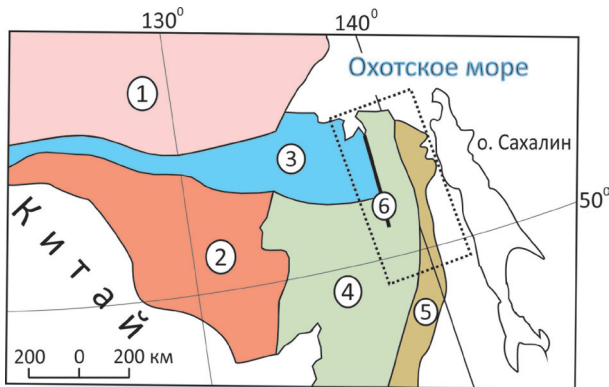


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема Нижнего Приамурья:

цифры в кружках: 1–2 – древние платформенные структуры: 1 – Сибирский кратон, 2 – Буреинский композитный массив; 3–4 – обрамляющие покровно-складчатые системы: 3 – Монголо-Охотская, 4 – Сихотэ-Алиньская; 5 – Сихотэ-Алиньский вулканоген; 6 – Лимурчанский разлом; выделенный контур – местоположение рис. 2

(В.А.Мелиоранский, Е.А.Ставровская, 1936; М.С.Суматов, 1942; Г.П.Воларович, 1966; Ю.И.Никитин, 1987; Э.Н.Бруско, 1988, М.К.Дьячков, 1989 и др.), которая позволила уточнить его геологическую структуру и условия размещения золотой минерализации.

Исследуемая территория расположена в северном секторе Сихотэ-Алиньского мезозойского орогенного пояса в зоне сочленения разновозрастных тектонических комплексов. На северо-западе Сихотэ-Алиньский орогенный пояс сочленяется с Монголо-Охотской покровно-складчатой системой, на западе примыкает к Буреинскому композитному массиву. Его восточный фланг на всем протяжении перекрывается вулканитами Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса (рис. 1).

По современным представлениям Дяппе-Мартемьяновский рудный узел расположен в Нижне-Амурском сегменте Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, где используя двойную терминологию, аналогами структурно-формационных зон (СФЗ) являются Ульбанский (Ульбанская СФЗ), Журавлевско-Амурский (Горинская СФЗ), Киселевско-Маноминский (Нижнеамурская СФЗ) террейны [4, 5, 15]. Ульбанский террейн юрский турбидитовый интенсивно дислоцирован и слагает восточную часть Монголо-Охотского орогенного пояса (рис. 2, северо-западная часть). Журавлевско-Амурский террейн (фрагмент окраинного синдвигового раннемелового турбидитового бассейна) вытянут в северо-восточном направлении. На западе по Лимурчанскому глубинному разлому он граничит с Ульбанским террейном, а на востоке по Приозерному разлому с Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканоплутоническим поясом (ВСАВПП). Журавлевско-Амурский террейн сложен главным образом аркозовыми песчаниками

и алевролитами общей мощностью около 15 тыс. м. Киселевско-Маноминский апт-сеноманский террейн размещен в зоне влияния Киселевского разлома на южном берегу оз. Удиль. Террейн рассматривается как фрагмент аккреционной призмы, состоящей из пакета хаотически перетасованных тектонических пластин сложенных или кремнями с базальтами и известняками, или кремнями и кремнисто-глинистыми породами или терригенными породами [4]. Пакет смят в складки северо-восточного простирания. Особенностью ВСАВПП является его двухъярусное строение и пониженная мощность земной коры [9]. Верхний ярус образуют базальты, андезибазальты, андезидациты и риодациты позднего мела-палеоцена [6]. Нижний ярус (фундамент) сложен интенсивно дислоцированными мезозойскими отложениями Журавлевско-Амурского турбидитового и Киселевско-Амурского аккреционного террейнов [4]. Тектоническому строению соответствуют металлогенические зоны. В Нижне-Амурской вулканической металлогенической зоне развиты эпитеральные золотосеребряные кварц-алунитовые месторождения, Пильда-Лмурийской перивулканической – золотокварцевые слабо сереброносной формации [6]. Пильда-Лмурийская зона расположена в пределах Журавлевско-Амурского террейна, где размещается в S-образной флекуре, ограниченной разломами (Лимурчанским, Приозерным и Киселевским). Меридиональные разломы образуют Лимурчано-Приозерный магмо-рудомещающий сдвиговый дуплекс (ширина 50–70 км), протяженностью 350 км от мыса Рейнике на севере до р. Амур на юге. Амплитуда сдвига определяется на геологических картах [15] по флексурному S-образному изгибу складчатых мезозойских толщ Ульбанского и Нижне-Амурского террейнов (см. рис. 2). Судя по его размерам, горизонтальная амплитуда левостороннего сдвига составляет 200 км с учетом разворота складчатых структур к меридиональному простиранию параллельно сдвиговому дуплексу, вертикальная амплитуда по геофизическим данным – 8 км [10, 14]. При сдвиге в режиме трансенсии флексура испытала растяжение в центральной части, где геологическим картированием фиксируется основная масса гранитов, внедрившихся в локальные раздвиги. Потенциально рудоносными считаются интрузивные породы (диориты, гранодиориты) позднемелового нижнеамурского комплекса [2, 6, 7]. Отмечена генетическая связь золотокварцевой формации с этими образованиями. По гравиметрическим данным [10], рудная минерализация Нижнего Приамурья контролируется Z-ой зоной синдвигового растяжения, развитой на границе континентальной и океанической (островодужной) коры. Подошвой сдвига является метаморфический фундамент континентального типа (гранитно-метаморфический слой), кровля которого залегает на глубине 20–22 км.

Структурная позиция Дяппе-Мартемьяновского рудного узла определяется его приуроченностью к

Лимури-Дяппинской складчатой зоне магмо-рудовмещающих разломов оперяющих Лимурчанский и Приозерный сдвиги (см. рис. 2). Рудный узел включает два месторождения – Мартемьяновское, Дяппе и ряд рудопроявлений. В геологическом строении рудного поля принимают участие нижне-верхнемеловые терригенно-осадочные отложения, среди которых выделены три толщи: песчаниковая (K_1p), алевролитовая ($K_{1-2}a$) и туфопесчаниковая (K_2tp) толщи, имеющие сходство с ларгасинской свитой (рис. 3). Осадочные породы собраны в складки северо-восточного простирания, которые осложнены складками более высокого порядка. Песчаниковая толща (K_1p) сложена мелко и крупнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, алевролитов и углей. Вверх по разрезу она сменяется алевролитовой толщей ($K_{1-2}a$) представленной алевролитами, алевропесчаниками, мелкозернистыми песчаниками, слагающими около 70% территории рудного узла. Они прослеживаются от р. Лимури через водораздел рек Амуркан и Дали на северо-восток в верховья руч. Дяппе. Алевролитовая толща подразделяется на две подтолщи – нижнюю ($K_{1-2}a_1$) флишеидную и верхнюю ($K_{1-2}a_2$) сланцевую. Нижняя подтолща представлена флишеидным переслаиванием алевролитов и песчаников, песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями мелко и среднезернистых песчаников. В составе сланцевой подтолщи преобладают темно-серые до черных глинистые сланцы и алевролиты с редкими прослоями алевропесчаников, мелкозернистых песчаников и кремнистых пород. Вся алевролитовая толща является вмещающей для золоторудных тел. Венчает разрез туфопесчаниковая толща (K_2tp). Она сложена серыми мелко и среднезернистыми песчаниками с прослоями серых алевролитов, линзами гравелитов и туфопесчаников.

На водоразделе рек Дали, Дяппе и Горикан осадочные породы прорывают две поздне меловые интрузии, вытянутые в северо-западном и близмеридиональном направлении, занимая положение трещин отрыва в широкой зоне левого сдвига. Интрузии сложены кварцевыми диоритами и гранодиоритами. По данным наземной магниторазведки и колонкового бурения, на глубине порядка 20–50 м контуры интрузий увеличиваются. Это подтверждают и результаты аэромагнитной съемки. Интрузии сопровождаются многочисленными дайками кислого (гранит-аплиты), среднего (кварцевые диоритовые порфириды, гранодиориты, диориты, диоритовые порфириды, андезиты) и основного (габбро-диориты, андезибазальты) составов. Мощность даек от нескольких метров до десятков метров, протяженность от 100–200, редко 1300 м. Рудный узел контролирует широкая (4–6 км) и протяженная (18 км) северо-восточная зона разломов, которая простирается по азимуту северо-восток 55° среди нижне-верхнемеловых песчано-сланцевых отложений ларгасинской свиты. Разломы фиксируются в геофизических полях и картируются как

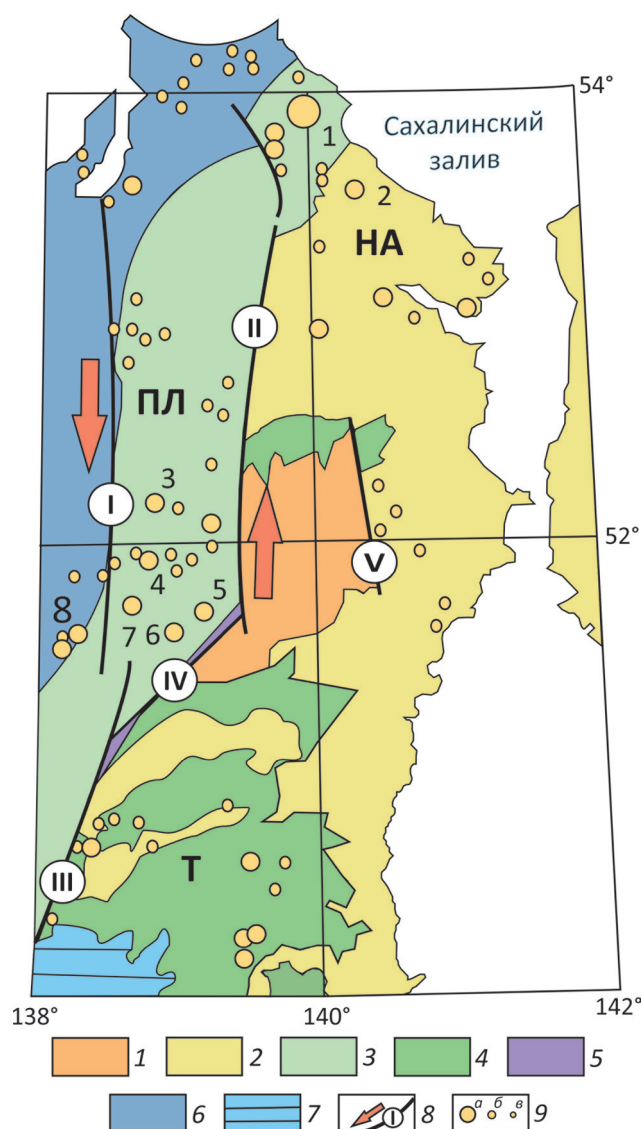


Рис. 2. Тектоническая схема контроля золоторудных месторождений Нижнего Амура, по работе [11]:

1 – четвертичные континентальные отложения Удиль-Кизинской впадины; 2 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс поздне меловой-неогеновый; террейны: 3 – Журавлевско-Амурский, 4 – Кемский, 5 – Киселевско-Маноминский, 6 – Ульбанский, 7 – Самаркинский; 8 – разломы и их номера (I – Лимурчанский, II – Приозерный, III – Утанский, IV – Центральный Сихотэ-Алиньский, V – Киселевский, стрелки указывают направление сдвига); 9 – месторождения золота: а – крупные, б – средние, в – рудопроявления и их номера (1 – Многовершинное, 2 – Белая гора, 3 – Покровско-Троицкое, 4 – Агние-Афанасьевское, 5 – Дяппе, 6 – Мартемьяновское, 7 – Учаминское, 8 – Делькен); рудные районы: ПЛ – Пильда-Лимурийский, НА – Нижнеамурский, Т – Тумнинский

по смене интенсивности полей поляризуемости и кажущегося сопротивления, так и линейным аномалиям поляризуемости или магнитными аномалиями. Зона разломов относится к категории левостороннего

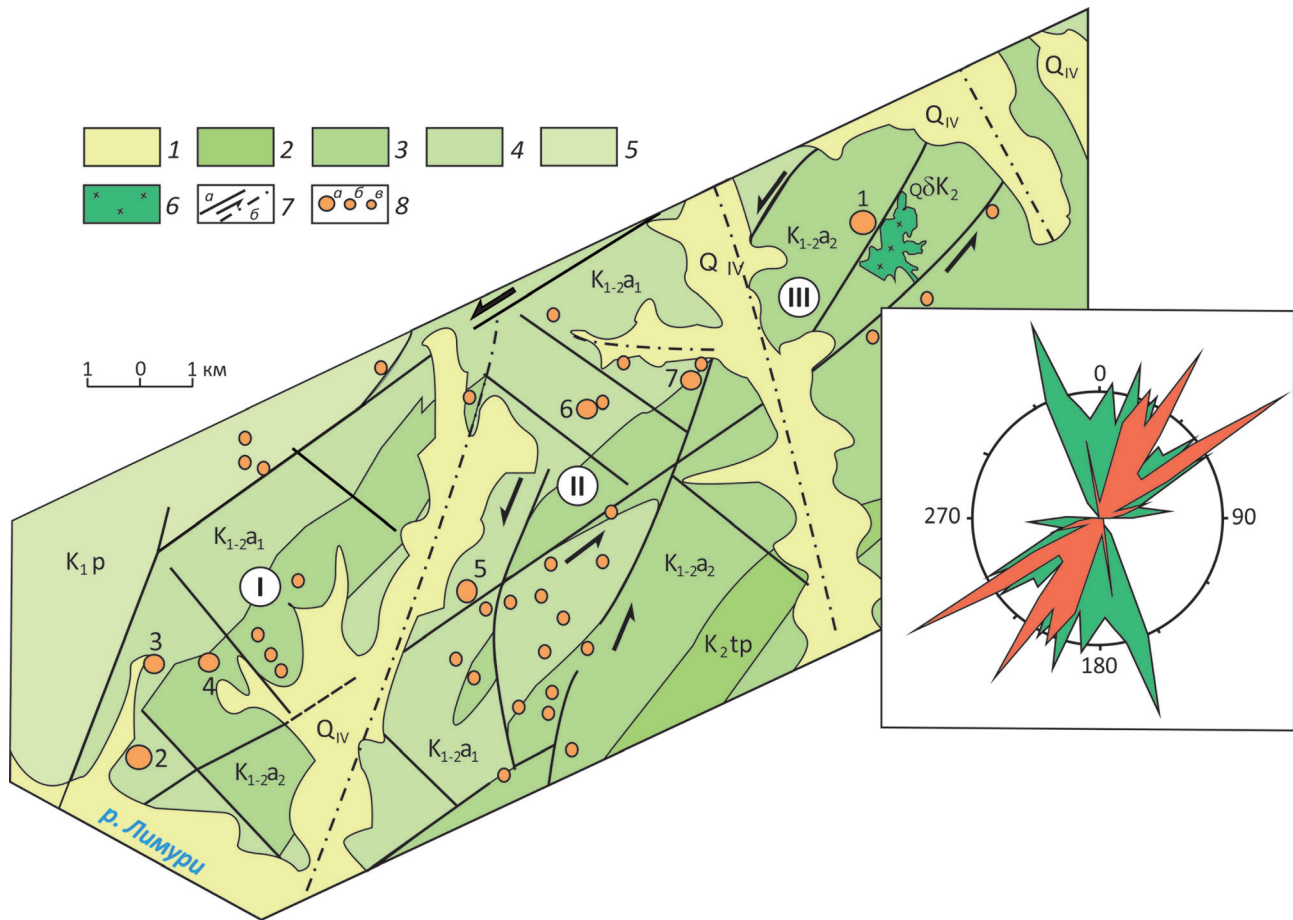


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Дяппе-Мартемьяновского рудного узла, по Н.Н.Степанову (1988), с дополнениями:

1 – четвертичные отложения, Q_{IV}; 2 – верхнемеловые песчаники с прослоями алевролитов, линзами гравелитов, туфопесчаников, туфов андезитов, K₂tp; 3–4 – нижне-верхнемеловые: 3 – алевролиты с тонкими прослоями песчаников, линзами кремнистых пород, туфов, андезито-базальтов, андезитов, K₁₋₂a₂; 4 – флишеидное переслаивание алевролитов и песчаников, K₁₋₂a₁; 5 – нижнемеловые песчаники с прослоями алевролитов, линзами конгломератов, гравелитов, алевролитов и каменных углей K₁p; 6 – поздне-меловые кварцевые диориты, QδK₂; 7 – разрывные нарушения: установленные с направлением вектора смещения (а) и скрытые под аллювием (б); 8 – месторождения (а), рудопроявления (б) и рудные точки (в): 1 – Дяппе, 2 – Мартемьяновское, 3 – Жорминское, 4 – Дорожное, 5 – Амурканское, 6 – Березовое, 7 – Далинское; римские цифры – тектонические блоки: I – Юго-Западный, II – Центральный, III – Северо-Восточный; на врезке – роза-диаграмма простираций магмо- и рудовмещающих разрывов на месторождении Дяппе (зеленое – дайки, красное – минерализованные зоны)

вязкого сдвига. Амплитуда сдвига рассчитывается по суммарной мощности интрузивов и даек внедрившихся в раздвиги (pull-apart), которая примерно равна 1 км без учета смещений блоков за счет складчатости.

Зону Лямури-Дяппинского сдвига с флангов блокируют поперечные разрывы северо-восточного (северо-восток 20–30°) и северо-западного простираения (северо-запад 300°, 340°), контролирующие долины ручьев, рудную минерализацию. Смещение маркирующего горизонта (K₁₋₂a₂) по близмеридиональным и северо-восточным разломам по типу левого сдвига составляет 2 км. Блокирующие разломы расчленяют широкую зону вязкого сдвига на три блока: Юго-Западный, Центральный и Северо-Восточный. В Юго-Запад-

ном блоке, расположенном в междуречье рек Амуркан и Малая Жорма, находится Мартемьяновское месторождение, рудопроявления Жорминское, Дорожное и ряд пунктов минерализации. Продуктивные золото-кварцевые жилы залегают в синклинальной складке и её крыльях, сложенной алевролитовой тощей (K₁₋₂a), которую первооткрыватели называли мартемьяновскими сланцами – сильно пиритизированные филлитовидные глинистые сланцы темно-серого до черного цвета с ярко выраженной сланцеватостью [1]. Большинство кварцевых жил простираются согласно сланцеватости в северо-восточном направлении. Они прослежены по простираению от 40 до 850 м. Мощность рудных тел колеблется от 0,2 до 3,0 м, средняя 0,9–1,5 м. Содержание

золота по простиранию и падению рудных тел неравномерное от «пусто» до 0,5–2,0 г/т, редко до 32,3 г/т. Обычно с глубиной содержание золота резко уменьшается. Жилы разведаны с поверхности до глубины 30 м. Всего на месторождении известно около 20 кварцевых жил. Сульфидная минерализация проявлена слабо. Во вмещающих осветленных породах золото практически отсутствует. Подсчитанные прогнозные ресурсы Мартемьяновского месторождения составляют 20,2 т золота [15]. Центральный блок характеризуется высокой насыщенностью проявлениями золота (Далинское, Березовое, Амурканское) и пунктов минерализации в довольно широкой полосе на водоразделе рек Дали и Амуркан. Практически все выявленные проявления характеризуются скромными параметрами рудных тел и невысокими содержаниями золота, обычно первые г/т. Северо-Восточный блок вмещает золотосурьмяное месторождение Дяппе, расположенное на водоразделе р. Дяппе и руч. Северный. Его особенностью является приуроченность месторождения к дуплексной зоне левосдвигового растяжения, компенсированной позднемеловыми кварцевыми диоритами, а также позднемеловыми и палеоценовыми гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, аплитами, пегматитами, микродиоритами и андезитами, залегающими в форме даек и штоков [13, 14]. Горными выработками наиболее изучен западный фланг месторождения. Практически все продуктивные на золото рудные тела залегают как в пластичных осадочных, так и в хрупких интрузивных породах в экзо- и эндоконтактах небольшой интрузии кварцевых диоритов (площадь 0,8 км²) горы Дяппе. Рудное поле месторождения сложено верхнемеловыми песчано-сланцевыми отложениями с преобладанием алевролитов ($K_{1-2}a_2$), слагающих ядро синклинали. По данным геологосъемочных работ (М.К.Дьячков, 1989), характерной особенностью алевролитов является повышенное содержание органического углерода – 0,17–1,0% (среднее содержание $C_{\text{орган}} = 0,6\%$). Углеродистость алевролитов, присутствие рассеянных сульфидов является благоприятным литолого-стратиграфическим признаком для рудоотложения золота [2]. Вблизи интрузии вмещающие терригенные породы превращены в роговики (40–50 м) кварц-биотитового, кварц-полевошпатового и кварц-кордиеритового составов и лишены слоистости [7]. С флангов рудное поле блокируют зоны складчатых межпластовых северо-восточных разломов, образующих зону вязкого левого сдвига. Сдвиг характеризуется большой шириной (1,0–1,5 км) и протяженностью (более 5,0 км), отсутствием единой плоскости разлома, вместо которого наблюдаются параллельные сколы межпластового скольжения на границе пород разной компетентности. В результате площадь месторождения «нарезана» на многочисленные узкие блоки, ограниченные послойными срывами и зонами дробления мощностью до 30 м. По простиранию амплитуда сдвига рассеяна в многочисленных дуплексах

транстенсии или транспрессии. Дуплексы транстенсии характеризуются присутствием кулисно расположенных даек и рудных тел. Амплитуда левого сдвига (судя по мощности интрузивных тел) около 0,6 км. Сдвиги сопровождают аксоноклинали – складки волочения с круто наклонными шарнирами [13]. Размах крыльев этих складок изменяется от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. Они развиты на крыльях первичных цилиндрических северо-восточных складок. Основную массу продуктивных минерализованных зон вмещают крутонаклонные соскладчатые (северо-восток 55°) взбросы, взбрососдвиги, сдвиги и косо секущие складчатость (северо-восток 20–30°) сдвиги сколового типа (см. рис. 3, врезка). Они широко проявлены как в пластичных алевролитах, так и хрупких интрузивных породах, где разрывы формировались в условиях деформации хрупкого сдвига. Дайки вмещают как северо-восточные и близмеридиональные, так и северо-западные разрывы (там же). Основной максимум дайковмещающих разломов растяжения ориентирован по азимуту северо-запад 340° и совпадает с региональным горизонтальным сжатием. Частичное совпадение простираний даек и минерализованных зон свидетельствует о неоднократном приоткрывании разрывов, по которым осуществлялась длительная связь с магматическим веществом и источником рудных флюидов.

Кулисное расположение рудных тел в зонах скалывания обусловило трудности их поисков и увязки. Часто выходящие на поверхность золоторудные зоны в буровых скважинах не обнаруживаются. В то же время, выявляются «слепые» зоны гидротермально измененных пород, часто золотоносных. По данным Э.Н.Бруско, «слепой» штокверк перебурен скважиной № 15 на глубине 100 м в центре интрузии кварцевых диоритов, где среднее содержание золота на мощность 80 м составляет 4 г/т. М.С.Суматов отметил содержание золота в первичных рудах 5–6 г/т, а в зоне окисленных руд (глубина 5–20 м) оно составляло 200–300 г/т и даже до 3–4 кг/т [7]. По данным бурения зона окисления на месторождении Дяппе составляет 30 м. Таким образом, поиски зон окисленных руд над скрытыми рудными залежами представляют практический интерес.

По структурно-морфологическим особенностям на месторождении Дяппе выделяются три типа рудных тел: кварцевые жилы, штокверки и минерализованные зоны дробления без видимых границ (за исключением кварцевых жил), представленных рассеянной золотосульфидной и золотокварцевой минерализацией, приуроченной к зонам наибольшей гидротермальной переработки пород. На удалении от интрузии количество метасоматически измененных вмещающих пород резко уменьшается. Доминируют крутопадающие минерализованные зоны двух направлений: соскладчатые простираются по азимуту северо-восток 55° и косо секущие складчатость – северо-восток 20–30°. Протяженность минерализованных зон 180–780 м, мощность

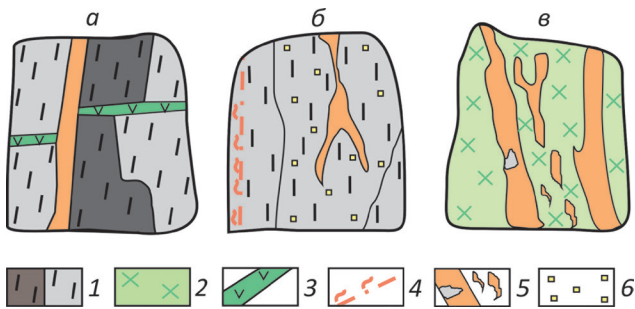


Рис. 4. Детали строения и распределения минерализации в рудных телах месторождения Дяппе, по материалам разведки 1940 г.:

1 – алевролиты рассланцованные серые и черные; 2 – кварцевые диориты; 3 – порфириты; 4 – тектоническая глина трения; 5 – золотокварцевая жила (оранжевый) с антимонитом (серый); 6 – вкрапленность пирита

до 200 м. Буровыми скважинами на глубине 270 м установлены рудные тела с признаками золотоносности. Содержание золота в зонах минерализации как правило бедное 0,1–0,9 г/т. Повышенные концентрации золота от 2,1 до 15,7 г/т наблюдаются в участках развития одиночных или серии кварцевых жил и штокверков в составе этих зон. Минерализованные зоны сложены жильным кварцем, серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, прожилково и метасоматически окварцованными породами. Золото присутствует во всех типах гидротермально измененных пород, слагающих минерализованные зоны. Контуры рудных тел устанавливаются только по данным опробования.

В породах интрузивной рамы кварцевые жилы тяготеют к горизонтам черных пиритизированных и рассланцованных алевролитов, где они смещают дорудные дайки порфиритов (рис. 4, а). Жилы имеют изменчивую мощность из-за пережимов, а при выклинивании они расщепляются (см. рис. 4, б). В межжильном пространстве образуются штокверковые и прожилково-вкрапленные руды. Мощность кварцевых жил от 0,1 до 1,2 м, жильно-штокверковых рудных тел до 27,5 м. Содержание золота в кварцевых жилах неравномерное колеблется от 2 до 30 г/т. Зоны серицит-кварцево-сульфидных и кварц-серицит-сульфидных метасоматитов развиты обычно в интрузивных породах, реже в роговиках вблизи экзоконтакта интрузии. Мощность их достигает 20 м, по простиранию они прослежены на 150–200 м. Зоны слабо золотоносные (1–3 г/т), но при наличии золотокварцевых жил и прожилков содержание золота увеличивается до 15 г/т.

В рудах наиболее распространены брекчиевая, сетчато-прожилковая, полосчатая и вкрапленная текстуры. Рудные брекчии состоят из обломков черных пиритизированных алевролитов или изверженных пород, сце-

ментированных белым и серым кварцем. Полосчатые текстуры руд обусловлены тонкими параллельными включениями темного глинистого вещества согласно контактам кварцевых жил с вмещающими алевролитами. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, антимонит, магнетит, лимонит, золото [6]. Главный нерудный минерал – кварц нескольких генераций, заметное участие принимает кальцит. Пирит развит по трещинам, редко образует самостоятельные прожилки. В кварце он представлен рассредоточенными мелкими зернами. Во вмещающих сланцах он мелкий, в диоритах более крупный и ограненный. Содержание золота в пирите 40–50 г/т, до 1,5 кг/т. Антимонит в жилах присутствует в виде желваков, прожилков, скоплений мелких кристаллов со стороны лежащего бока жил (см. рис. 4, в). По данным Г.П.Воларовича, в рудах установлены следующие элементы: Ag, Fe, Cu, Pb, Te, As, Bi, Se, Sb. Серебро в рудах присутствует от 0,1 до 16,9 г/т. Соотношение золота и серебра в рудных телах колеблется от 1:2 до 15:1, среднее соотношение этих металлов примерно составляет 10:1. Большинство рудных тел серебро не содержит. Золото мелкое (0,01–0,1 мм, иногда до 1,2 мм), низкопробное (600–650‰), часто кристаллическое и видимое невооруженным глазом. В руде присутствует Te (до 50 г/т) и Sb (до 30%), что стимулирует дальнейшие исследования в области их глубокой переработки.

Таким образом, детальный анализ геолого-структурной обстановки Дяппе-Мартемьяновского рудного узла показал следующее.

1. Геолого-структурная позиция рудного узла определяется его приуроченностью к северо-восточной магмо-рудовмещающей зоне Лимури-Дяппинского вязкого левого сдвига, в которой наиболее продуктивный тектонический режим для рудоотложения отвечал условиям локального растяжения в режиме трансенсии на фоне общего латерального сжатия (транспрессии).

2. Зона вязкого сдвига обладает рядом структурных, литологических и магматических признаков, благоприятных для поисков и разведки золота как в меловых песчано-сланцевых углеродистых отложениях, так и в поздне меловых кварцевых диоритах горы Дяппе. Прогнозные ресурсы по рудному узлу составляют 53,4 т золота [15].

3. Широкое развитие сдвиговых парагенезов (аксоноклинальные складки, эшелонированные разрывные структуры, дуплексы растяжения, сжатия и прочие структурные элементы) на территории рудного узла требуют новые подходы к поискам и разведке искоемых месторождений.

Статья подготовлена при поддержке Гранта ДВО РАН 15-И-2-004 по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» на 2015–2017 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анерт Э.Э.* Богатство недр Дальнего Востока. – Хабаровск–Владивосток: Книжное дело, 1928.
2. *Буряк В.А.* Основы минерагении золота. – Владивосток: Дальнаука, 2003.
3. *Запорожцев В.М., Роганов Г.В., Змиевский Ю.П.* Перспективы выявления месторождений рудного золота на территории Хабаровского края. dvforum.ru/2006/doklads/dokl.
4. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.* Кн. 1 / Под ред. *А.И.Ханчука*. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
5. *Геология СССР.* Т. XIX. – М.: Недра, 1966.
6. *Металлогения Дальнего Востока России* / В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лошак и др. – Хабаровск, 2000.
7. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996.
8. *Невструев В.Г., Беспалов В.Я.* Перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений золота на территории Хабаровского края // Горный информационно-аналитический бюлл. (научно-техн. журн.) 2010. Т. 4. № 12. С. 507–517.
9. *Петрищевский А.М.* Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7–17.
10. *Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Связь рудных месторождений Нижнего Приамурья с глубинными структурами земной коры // Докл. АН РФ. 2014. Т. 457. № 5. С. 1–7.
11. *Секисов Г.В., Нугай В.В., Соболев А.А.* Перспективность освоения малых и весьма малых золоторудных месторождений в Восточно-Российском регионе // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2007. Т. 9. № 12. cyberleninka.ru.
12. *Юшманов Ю.П.* Закономерности размещения золотого оруденения на Нижнем Амуре // Вестник Приамур. гос. ун-та им. Шолом-Алейхема. 2012. № 2 (11). С. 98–99.
13. *Юшманов Ю.П.* Сдвиговые структуры и закономерности размещения золотой минерализации в Пильда-Лимурийском районе (Нижний Амур). Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит // Мат-лы Второй Всерос. конф. с междунар. участием. – Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 140–142.
14. *Юшманов Ю.П.* Структурно-тектонические закономерности размещения золота в Пильда-Лимурийском районе Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 99–109.
15. www.vsegei.ru / Гис-Атлас «Недра России».

Песчано-глинистые отложения пещеры Горомэ: состав, микроструктура и свойства

Т.Г.РЯЩЕНКО, Н.Н.УХОВА, С.И.ШТЕЛЬМАХ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128).

Рассматриваются химический состав, микроструктура, состав глинистых минералов и некоторые свойства песчано-глинистых отложений пещеры Горомэ, расположенной в Восточном Саяне в пределах Окинского плато. Исследованы аргиллиты, глины и пески (всего шесть образцов), установлены их особенности, в том числе степень химической зрелости, показатель загрязнения, агрегированность, преобладание смектита, железистых карбонатов и подвижных форм оксида алюминия, различия по величинам плотности, седиментационного объема и емкости катионного обмена; проанализированы возможные причины этих особенностей. *Ключевые слова:* пещера, песчано-глинистые отложения, оксиды, геохимические коэффициенты, показатель загрязнения, агрегаты, глинистые минералы, свойства.

Рященко Тамара Гурьевна
Ухова Наталия Николаевна
Штельмах Светлана Ивановна



ryashenk@crust.irk.ru

Gorome cave sandy-clayey sediments: composition, microstructure and properties

T.G.RYASHCHENKO, N.N.UKOVA, S.I.SHTEL'MAKH

The article considers the chemical composition, the microstructure, the structure of clay minerals and some properties of sandy-clayey sediments from the Gorome cave located in the East Sayan within the Oka plateau. Argillites, clays and sands have been explored (the total number of samples is six), their features including the degree of chemical maturity, the pollution index, the aggregation, the dominance of smectite, ferruginous carbonates and moving forms of aluminium oxide, the differences in values of density, sedimentation volume and cation exchange capacity have been established; possible reasons of these features have been analyzed.

Key words: cave, sandy-clayey sediments, oxides, geochemical coefficients, pollution index, aggregates, clay minerals, properties.

Особые природные условия Иркутского амфитеатра, центральная часть которого представлена Иркутско-Черемховской равниной, обрамляемой с юго-запада, юга и востока горными цепями Восточного Саяна, Приморского и Байкальского хребтов, предопределили образование на его территории более 300 карстовых пещер: здесь широко распространены карбонатные, сульфатные и соленосные породы. Резко континентальный климат способствует развитию трещин физического выветривания. Абсолютные отметки изменяются от 1000 м в горах до 250 м на равнине, что способствует движению подземных вод, обладающих высокой растворяющей способностью [19]. Впервые карстовые пещеры региона были описаны в 1789 г. Э.Лаксманом [2]; детальному изучению карста Иркутского амфитеатра посвящена монография Г.П.Вологодского [1].

Пещера Горомэ открыта местными охотниками в 2006 г. Она расположена в Восточном Саяне в пределах Окинского плато на одном из притоков р.Ока

(Республика Бурятия), образована в известняках в зоне тектонических разломов, имеет множество боковых ответвлений. Почти на всем протяжении пещеры наблюдаются горизонтальные фасетки – следы первичного водного потока; по стенкам хорошо развиты кальцитовые натечные образования. В январе и марте 2008 г. здесь проведены съемочные работы, изучен видовой состав найденных остатков фауны млекопитающих и отобраны образцы отложений, покрывающих дно (сухие пещерные глины, пески) и образующих по стенкам литифицированные глинистые разновидности (полосчатые аргиллиты) [3].

В Центр коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» и грунтоведческую группу лаборатории инженерной геологии и геоэкологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) переданы шесть образцов этих отложений, для которых определялись содержание породообразующих оксидов и микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn, F, Ba, Zr, Sr, La,

Ce, Nb, Nd, Rb, Ga, Y), глинистые минералы, микро-структурные параметры по методу «Микроструктура», карбонаты, водорастворимые соли, подвижные формы Al_2O_3 и некоторые свойства (емкость катионного обмена, плотность и седиментационный объем).

Следует заметить, что песчано-глинистые отложения карбонатных и других пещер изучаются достаточно редко (в пределах Иркутского амфитеатра они вообще специально не исследовались). В качестве примера можно привести работу [18], в которой рассматриваются брекчии с глинистым цементом и элювиальные глинистые образования нескольких пещер Западного Урала и выдвигается альтернативная гипотеза формирования некоторых типов полостей (пещер) в карбонатных породах благодаря термической ассоциации карбоната кальция при внедрении высокотемпературной магмы.

Объекты и методика. Образцы из пещеры Горомэ были детально рассмотрены в камеральных условиях. Приводим описание этих объектов: 1, 2 (arg) – аргиллиты сильно ожелезненные, окрашенные в серые тона, с отлично выраженной тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью за счет чередования темно-серых и сильно ожелезненных охристых полос толщиной 0,2–0,3 мм; в воде образец быстро размокает; 3, 4 (gln) – глины серые и светло-серые; в пакете много кусочков размерами 2–3 см, которые легко растираются пальцами до пылеватой массы; на изломе этих кусочков в лупу заметна очень тонкая слоистость и точечные многочисленные макропоры; 5 (ps) – песок желтовато-серый, тонкозернистый, пылеватый; видны включения темноцветных минералов; 6 – пещерный аллювий, представлен коричневатого-серым, хорошо окатанным разнозернистым песчаным материалом (ps*).

Геохимические исследования. Определение химического состава указанных шести образцов проводилось методом силикатного анализа. Подробно методика его выполнения в Аналитическом центре ИЗК СО РАН представлена в монографии [16] и других публикациях [14]. По данным силикатного анализа рассчитываются геохимические коэффициенты (модули) [4, 9] (табл. 1). Коэффициенты кремнекислый (K_i), основной (BA), щелочной (K_h) и зрелости (K_z) можно рассматривать как суммарные показатели химической зрелости отложений, так как они отражают интенсивность геохимических процессов выноса подвижных продуктов выветривания. CIA , CIW и ICV дают возможность в определенной степени реконструировать климатическую обстановку формирования отложений и, следовательно, также оценить степень их химической зрелости. Высокие значения CIA и CIW свидетельствуют о гумидных теплых условиях, когда из полевых шпатов выносятся кальций, натрий и калий, в результате чего знаменатель в формулах уменьшается и, соответственно, значение коэффициентов возрастает; снижение этих коэффициентов – свидетельство аридной холодной обстановки (процесс выноса подвижных компонентов

замедляется). ICV отражает степень химической зрелости тонкой алюмосиликокластики: незрелые отложения с высоким содержанием неглинистых минералов имеют индекс >1 , для более зрелых разновидностей с большим количеством глинистых минералов характерен индекс <1 .

1. Формулы геохимических коэффициентов

Коэффициенты	Формулы
Кремнекислый	$K_i = SiO_2 / Al_2O_3$
Зрелости	$K_z = Al_2O_3 / Na_2O$
Основной	$BA = (CaO + K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$
Щелочной	$K_h = K_2O / Na_2O$
Карбонатный	$K_k = CaO / MgO$
Окисления	$K_o = Fe_2O_3 / FeO$
CIA	$[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$
CIW	$[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \cdot 100$
ICV	$[Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2] / Al_2O_3$

Концентрации микроэлементов определялись с помощью рентгеновского спектрометра S8 TIGER (Германия, фирма Брукер) [14]. По содержанию токсичных компонентов рассчитан показатель (Zc), который характеризует слабую (7–18), среднюю (19–40) и сильную (>40) степень загрязнения различных отложений: $Zc = \sum [Kd - (n-1)]$, где Kd – коэффициент концентрации i -элемента в образце, равный для Co, Ni, Cu, Zn отношению концентрации токсичного элемента к фоновому содержанию, для Pb, As – отношению их содержаний к предельно допустимым концентрациям (ПДК); n – число учитываемых элементов ($n=6$) [13].

Микроструктура. Микроструктурные параметры традиционно определялись по разработанному методу «Микроструктура» [6, 12, 15]. Для пяти образцов (аргиллиты, глины, тонкозернистый песок) при гранулометрическом анализе получены три строки результатов о содержании шести фракций при агрегатном, полудисперсном (стандартном) и дисперсном способе подготовки [7], далее рассчитаны коэффициенты микроагрегатности и содержание 28 параметров микроструктуры отложений.

Карбонаты, водорастворимые соли, подвижные формы оксида алюминия определялись по данным химического анализа солянокислых, водных и щелочных вытяжек [5], **глинистые минералы** – методом фазового рентгеноструктурного анализа (РСА) на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3,0 (излучение – Cu $K\alpha$, Ni – фильтр, $V=25$ кВ, $I=20$ мА, угловой диапазон: $3-55^\circ-2\theta$ со скоростью измерения $1^\circ/\text{мин}$, аналитик Т.С.Филева), **плотность и седиментационный объем** – по стандартным методикам [8], **емкость катионного обмена** – с помощью красителя метиленового голубого [10].

Результаты и их обсуждение. Химический состав. Представлены результаты для аргиллитов (arg), глин

2. Содержание породообразующих оксидов (в %) в пещерных отложениях

Оксиды	Образцы					
	1 – arg	2 – arg	3 – gln	4 – gln	5 – ps	6 – ps*
SiO ₂	53,61	52,71	60,48	64,30	67,19	59,13
TiO ₂	1,35	1,22	1,72	1,63	1,92	1,28
Al ₂ O ₃	17,65	18,44	16,05	14,42	15,15	15,66
Fe ₂ O ₃	7,67	7,44	5,15	4,73	2,50	6,70
FeO	0,83	0,76	0,92	0,95	1,24	0,81
MnO	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03
MgO	1,62	1,63	1,11	1,08	0,60	1,49
CaO	1,13	1,20	1,08	1,24	2,77	1,41
Na ₂ O	0,54	0,41	1,41	1,61	3,30	0,61
K ₂ O	1,61	1,70	1,64	1,67	1,72	1,61
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,13	0,15	0,18	0,16
H ₂ O ⁻	5,45	5,62	2,04	2,64	0,93	2,86
ППП	7,97	8,25	8,11	5,31	2,47	7,77

(gln), тонкозернистого песка (ps) и пещерного аллювия – разнотонкозернистого песчаного материала (ps*) (табл. 2).

Тонкозернистый песок (ps) характеризуется высоким содержанием оксидов кремния и натрия, но отличается пониженными концентрациями магния, трехвалентного железа, гигроскопической воды и низкой потерей при прокаливании (ппп), что соответствует песчаной разновидности. В то же время повышенные содержания оксидов алюминия (15,15%) и кальция (2,77%) отражают заметное присутствие тонкодисперсной составляющей (по данным ситового гранулометрического анализа содержание частиц <0,1 мм достигает 97%) и карбонатных солей и свидетельствуют о некоторой агрегированности и связности песка. Данное предположение подтвердится при изучении микроструктуры этого образца.

Два глинистых образца (3, 4 – gln) отличаются по количеству оксидов кремния, алюминия, титана, трехвалентного железа и гигроскопической воды, при этом первый из них оказывается более «глинистым» (больше Al₂O₃), второй – «песчаненным» (больше SiO₂).

Аргиллиты (arg) можно выделить в группу «зрелых глин». Пещерный аллювий (ps*) отличается от тонкозернистого песка и приближается к глинистым отложениям (3 – gln) по содержанию SiO₂ и Al₂O₃, что является некоторой загадкой по причине отсутствия в этом

образце заметного количества тонкодисперсного материала (по результатам ситового гранулометрического анализа содержание фракции <0,1 мм составляет всего 20,2%).

По данным химического состава были рассчитаны геохимические коэффициенты (табл. 3). При сравнении этих показателей установлена высокая химическая зрелость аргиллитов (по значениям CIA, CIW, Kz, BA, Kh), близость к ним песчаного пещерного аллювия (по значениям CIA, CIW, Kh, Ko), обособленность тонкозернистого песка и промежуточное положение глин. ICV для всех образцов <1, что доказывает их общую высокую химическую зрелость и присутствие глинистых минералов. О климатических условиях формирования пещерных отложений что-либо сказать трудно, однако, по всей вероятности, температуры были положительными и влажность достаточной для интенсивного протекания физико-химических процессов выветривания.

С помощью кластерного анализа Q-типа, методика которого подробно описана в прежних работах [15, 16], подтверждается группирование образцов по содержанию оксидов и значениям коэффициентов (рис. 1). В первую группу попали аргиллиты и песчаный пещерный аллювий, во вторую – глины и тонкозернистый песок, который занимает самостоятельное положение (евклидово расстояние $r=0,4$); связи между группами

3. Геохимические коэффициенты пещерных отложений

Образцы	Ki	Kz	BA	Kh	Kk	Ko	CIA	CIW	ICV
1 – arg	3,03	32,70	0,19	2,98	0,70	9,20	84,33	91,36	0,79
2 – arg	2,85	44,9	0,18	4,15	0,74	9,79	84,78	91,97	0,74
3 – gln	3,77	11,38	0,26	1,16	0,97	5,60	79,53	86,57	0,75
4 – gln	4,46	8,96	0,31	1,04	1,15	4,98	76,10	83,45	0,83
5 – ps	4,43	4,59	0,51	0,52	4,62	2,02	66,04	71,39	0,85
6 – ps*	3,78	25,67	0,23	2,64	0,95	8,27	81,18	88,57	0,84

слабые ($r > 0,7$).

Микроэлементы. Особый интерес представляют токсичные микроэлементы (табл. 4). Отмечены ничтожное присутствие олова и близкие концентрации свинца, остальные компоненты существенно различаются: в аргиллитах – максимальные содержания V, Cr, Ni, Zn; песчаный пещерный аллювий обогащен Co, V, Cr, Zn, As; в тонкозернистых песках (5 – ps) заметно сокращается содержание основных токсичных элементов. Кроме того, во всех исследованных образцах установлена аномальная концентрация фтора (607–1097 ppm).

Выполнен расчет показателя Zc: для аргиллитов его значение составило 44–50, песчаного пещерного аллювия – 44, глин – 25–32; минимальное значение (15) отмечено в тонкозернистом песке (5 – ps). Наибольшее загрязнение, следовательно, имеют аргиллиты и пещерный песчаный аллювий. В качестве сравнительного «наземного» объекта можно назвать техногенные отложения строительной площадки в Иркутске, показатель загрязнения которых 19–21 [17], и глинистый аллювий, вскрытый инженерно-геологической скважиной 1ШС в районе г.Шелехов, с показателем 14–32. Таким образом, пещерные образцы (кроме тонкозернистого песка) следует отнести к сильно- и среднезагрязненным разновидностям, но поскольку явный источник загрязнения авторам неизвестен, следует говорить о некоторой аномалии этого явления.

Микроструктура. Рассчитано содержание микроструктурных параметров и построены графики распределения агрегатов и их разновидностей, а также первичных (свободных) частиц. Максимальная агрегированность (A 72,3–73,7%) отмечается в аргиллитах, далее следуют глины (A 37,1–39,9%); в песке (5 – ps), как и предполагалось, они также имеются (A 18,6%), но только тонко-мелкопесчаные, которых меньше всего в глинах; ведущее место в аргиллитах и глинах занимают крупнопылеватые разновидности (A3); в аргиллитах установлено заметное присутствие мелкопылеватых агрегатов (A4 9,1–11,1%), в других образцах их нет (рис. 2).

Четко фиксируются различия в содержании первичных частиц: в аргиллитах – это мелкопылеватые разновидности (M4), в глинах – крупнопылеватые (M3) и

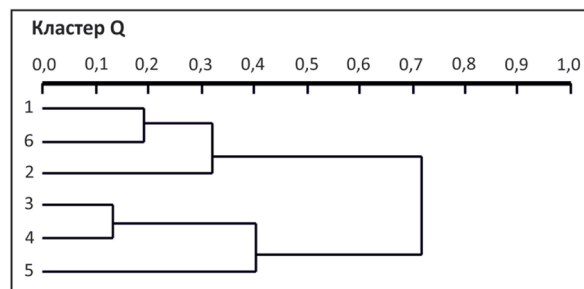


Рис. 1. Группирование образцов пещерных отложений по химическому составу и геохимическим коэффициентам:

1, 2 – arg; 3, 4 – gln; 5 – ps; 6 – ps*

мелкопылеватые (M4), агрегированном песке (5 – ps) – крупнопылеватые (M3) и тонко-мелкопесчаные (M2) (рис. 3).

За счет агрегированности максимальная реальная глинистость зафиксирована в аргиллитах (76,4–77,2%) при явном преобладании фракции $<0,001$ мм, в глинах она несколько снижается (32,8–41,3%), в песке (5 – ps) составляет 9,3%, что доказывает его принадлежность к связным разновидностям [6]. Главным строительным материалом при формировании агрегатов всех разновидностей были тонкоглинистые ($<0,001$ мм) частицы, поскольку их коэффициент свободы составляет всего 1–7% (остальные мобилизованы в агрегаты).

Итак, к особенностям микроструктуры песчано-глинистых отложений пещеры Горомэ можно отнести следующие признаки: агрегированность (максимум в аргиллитах, минимум в связном песке); наличие только в аргиллитах мелкопылеватых агрегатов (наряду с другими разновидностями); обогащение аргиллитов мелкопылевым первичным материалом (остальных частиц практически нет); в глинах и песке преобладают крупнопылеватые первичные (свободные) частицы. Тонкозернистый песок, который по химическому составу отличается от нормальных песчаных отложений, действительно, представляет собой особый тип – это агрегированные связные разновидности с реальной глинистостью 9,3%. По-видимому, агрегаты являются

4. Токсичные микроэлементы в пещерных отложениях

Отложения	Номер образца	Содержание микроэлементов, ppm									
		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Sn	F
Аргиллит	1	367	214	60	144	94	212	18	8	5	929
Аргиллит	2	377	209	58	127	91	199	20	8	<4	1074
Глина	3	260	178	36	89	62	135	17	10	4	939
Глина	4	233	148	38	76	53	114	17	6	<4	864
Песок	5	120	85	21	53	25	67	12	5	<4	607
Песок (пещерный аллювий)	6	289	167	167	96	76	160	19	25	<4	1097

Примечание. ppm=0,0001%.

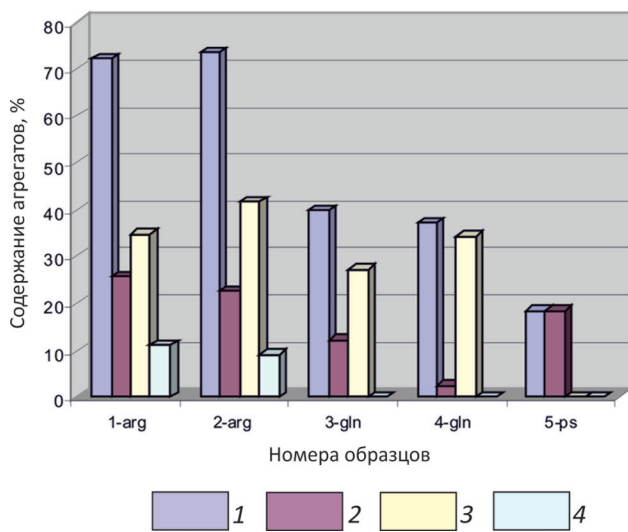


Рис. 2. Распределение агрегатов и их разновидностей в отложениях пещеры Горомэ:

1 – А – общее содержание агрегатов (в %); содержание (в %) разновидностей агрегатов: 2 – А2 – тонко-мелкопесчаные (0,25–0,05), 3 – А3 – крупнопылевые (0,05–0,01), 4 – А4 – мелкопылевые (0,01–0,002 мм)

вторичными образованиями в условиях увлажнения – высыхания осадка при положительных температурах.

Глинистые минералы. В аргиллитах и глинах в составе фракции <0,001 мм преобладает смектит (магнийевый или кальциевый, несовершенной структуры), далее следует гидрослюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит и смешанослойные минералы (гидрослюда–смектит, каолинит–смектит). В глинах, кроме того, установлена примесь хлорита, среди смешанослойных разновидностей – хлорит–смектит.

Известно, что смектиты образуются в широком диапазоне физико-химических обстановок, содержатся в почвах, корах выветривания, в толщах осадочных пород; их иногда называют «эмбриональной» кристаллической фазой, которая может трансформироваться в более устойчивые и стабильные слоистые силикаты: первоначально смешанослойные, затем слюды или хлориты [11]. Возможно, в пещерных «зрелых» аргиллитах и глинах и произошли некоторые трансформации первичного смектита, источник которого находится, вероятнее всего, в «наземных» условиях.

Карбонаты, водорастворимые соли и подвижные оксиды алюминия, которые относятся к группе структуроформирующих компонентов, определялись только в глинах (образцы 3, 4). Среди карбонатов, общее содержание которых 8,38–9,11%, преобладает FeCO_3 и отсутствует MgCO_3 , кальцит составляет 3%; соли не превышают 0,4% (0,29–0,33%), но отмечаются повышенные концентрации подвижных форм оксида алюминия

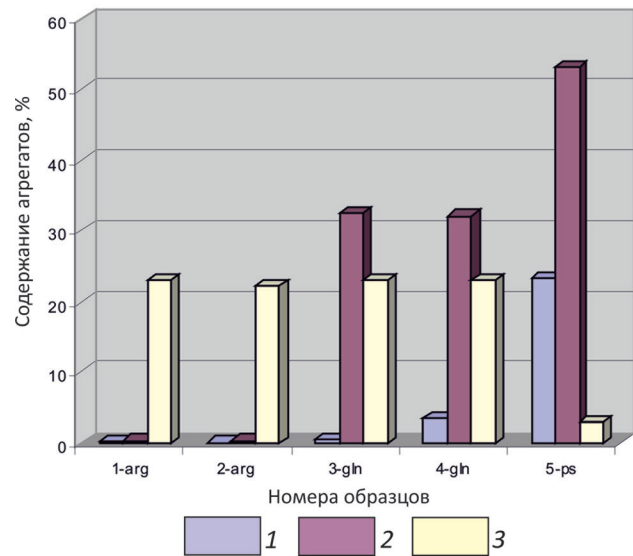


Рис. 3. Распределение первичных частиц (в %) в отложениях пещеры Горомэ:

1 – М2 – тонко-мелкопесчаные (0,25–0,05), 2 – М3 – крупнопылевые (0,05–0,01), 3 – М4 – мелкопылевые (0,01–0,002 мм)

(3,03–4,28%). Таким образом, ведущими компонентами при образования структурных внутри- и межагрегатных связей в глинистых пещерных отложениях являются железистые карбонаты и оксид алюминия.

Свойства. Плотность минеральной части отложений (ρ_s , г/см³) распределяется следующим образом: аргиллиты – 2,50–2,60; глины – 2,62; песок тонкозернистый – 2,65. Можно предположить, что повышенные значения плотности в песке определяются присутствием тяжелых терригенных минералов, которых в аргиллитах, видимо, меньше. Для аргиллитов установлена низкая природная плотность (ρ , г/см³) – 1,23–1,24 и быстрая размокаемость (три минуты).

Седиментационный объем (V , см³) в аргиллитах и глинах >3,3 см³ (4,4–5,5), что свидетельствует о присутствии структурной связности (напомним, что агрегатов там достаточно – 37,1–73,7%), степень этой связности снижается в тонкозернистом песке ($V=3$ см³), там и агрегатов значительно меньше (18,6%).

Емкость катионного обмена глин (она характеризует их физико-химическую активность) различна: обр. 3 – 5,2 мг-экв на 100 г вещества; обр. 4 – 15,7. В целом величина незначительная, определяется, вероятнее всего, агрегированностью – реальная глинистость высокая (32,8–41,3%), но фракция <0,001 мм несвободна (она в агрегатах), что затрудняет ее физико-химическую активность, несмотря на смектитовый состав.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы.

1. Химический состав пещерных отложений и его интерпретация по геохимическим коэффициентам показали, что аргиллиты, глины, пещерный аллювий и тонкозернистый связный песок обладают особыми признаками, при этом обнаружено «загадочное» сходство литифицированных глин (аргиллитов) и разнородного песка пещерного аллювия, а также своеобразное положение образца связной песчаной разновидности.

2. По концентрации токсичных микроэлементов, расчетам специального показателя Z_c и при сопоставлении этих данных с «наземными» объектами установлена аномальная степень загрязнения песчано-глинистых отложений пещеры Горомэ.

3. Микроструктурные параметры, полученные по методу «Микроструктура», явились доказательством высокой степени агрегированности аргиллитов и глин, а также подтвердили присутствие агрегатов в тонкозернистом (связном) песке; по содержанию разновидностей первичных (свободных) частиц отмечаются четкие различия между исследованными образцами.

4. К числу общих особенностей аргиллитов и глин относится преобладание смектита, гидрослюды с разбухающими смектитовыми пакетами и смешанослойных минералов в составе их тонкоглинистой (<0,001 мм) фракции; среди компонентов, определяющих структурные связи в глинистых отложениях, основную роль играют железистые карбонаты и подвижные формы оксида алюминия.

5. Аргиллиты имеют низкую природную плотность и быстро размокают; плотность минеральной части изменяется от 2,50 до 2,65 г/см³, что определяется, по-видимому, содержанием тяжелых терригенных минералов; физико-химическая активность глин занижена по причине их агрегированности; величина седиментационного объема ($V > 3,3$ см³) является показателем структурной связности, степень которой снижается в образце тонкозернистого песка ($V < 3,3$ см³).

6. Представленные методика и впервые полученные результаты изучения состава, микроструктуры и некоторых свойств песчано-глинистых отложений пещеры Горомэ отражают начальный этап исследований, которые, надеемся, будут продолжены для других пещер Иркутской области с целью выяснения условий формирования этих образований.

Аналитические данные по геохимическим исследованиям получены в Центре коллективного пользования Института земной коры СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вологодский Г.П. Карст Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1975.
2. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. – М.: Мысль, 1972.
3. Иметхенов А.Б., Кобылкин Д.В., Морозов О.Н. Карстовый рельеф Окинского плоскогорья // Теория морфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях. Мат-лы Иркутского геоморфологического семинара. Чтения памяти Н.А.Флоренсова (Иркутск, 20–24 сентября 2010 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 165–166.
4. Интерпретация геохимических данных / Е.В.Скляров, Д.П.Гладкочуб, Т.В.Донская и др. – М.: Интермет Инженеринг, 2001.
5. Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред. В.Т.Трофимова, В.А.Королева. – М.: Высшая школа, 2008.
6. Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона / Т.Г.Рященко, В.В.Акулова, Н.Н.Ухова и др. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014.
7. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. – Л.: Недра, 1970.
8. Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. – Л.: Недра, 1990.
9. Лукашев К.И., Лукашев В.К. Литогеохимические характеристики инженерно-геологических свойств осадочных отложений // Доклады АН БССР. 1977. № 1 (21). С. 76–79.
10. Методические рекомендации по определению физико-химических свойств почв и грунтов при инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных изысканиях / Под ред. Л.И.Кульчицкого. – М.: Союзводпроект, 1977.
11. Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. – М.: ГЕОС, 2013.
12. Особенности микростроения и фрактальной структуры лессовых отложений Среднего Приднепровья и юга Восточной Сибири / Т.Г.Рященко, В.М.Шестопалов, В.В.Акулова и др. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2014. № 5. С. 37–42.
13. Порядин А.Ф., Хованский А.Д. Оценка и регулирование качества окружающей природной среды. – М.: Издательский дом «Прибой», 1996.
14. Ревенко А.Г. Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5 (1). С. 101–114.
15. Рященко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010.
16. Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008.
17. Рященко Т.Г., Штельмах С.И. Микроэлементный состав техногенных отложений прибрежных участков строительства в Иркутске // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер, водохранилищ. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 259–262.
18. Смирнов В.А. Глинистые образования в карбонатных пещерах Урала // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 150–163.
19. Трофимова Е.В. Пещеры Иркутского амфитеатра: проблемы использования и сохранения // Геоэкология. 2009. № 6. С. 507–514.

Формирование и особенности развития ореолов аммония (NH_4^+) месторождений золотосеребряного формационного типа в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах

С.А.МИЛЯЕВ, В.Б.ЧЕКВАИДЗЕ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1).

В околорудных породах и рудах золотосеребряных месторождений, не претерпевших гипергенных изменений, существуют слабо связанные водно-растворимые формы аммония. Концентрация их достаточно высока, что обеспечивает формирование вторичных ореолов NH_4^+ на поверхности. Эти слабо связанные формы аммония обязаны своим происхождением, постоянно действующим восходящим к поверхности газовым и газовой-жидким потокам мигрирующих компонентов.

Ключевые слова: ореолы аммония, золотосеребряные месторождения, газовые и газовой-жидкие потоки.

Миляев Сергей Анатольевич
Чекваидзе Виктор Борисович



sermil52@yandex.ru
chekvaidze@rambler.ru

The formation and features of development of halos ammonium (NH_4^+) fields of gold-silver formation type volcanogenic and volcanogenic-sedimentary rocks

S.A.MILYAEV, V.B.CHEKVAIDZE

In wall rocks and ores of gold-silver deposits, not undergone supergene changes, there are weakly bound water-soluble forms of ammonium. Their concentration is high enough, which provides for the formation of secondary halos NH_4^+ on the surface. These weakly bound forms ammonium owe their origin to permanent rising to the surface gas and gas-liquid flows components.

Key words: ammonium halos, gold-silver deposits, gas and gas-liquid flows.

В конце прошлого столетия большой интерес зарубежных и отечественных геохимиков вызвала проблема о природе эндогенных ореолов аммония золоторудных месторождений. Появилось значительное количество работ, посвященных ореолам NH_4^+ , сопровождающим золоторудные объекты [1, 5, 10–12]. Исследованиями были охвачены разнотипные золотые месторождения, залегающие в вулканитах, углеродисто-терригенных и известковистых породах. Первичные ореолы аммония тяготеют к верхним частям рудоносных зон с предпочтительной локализацией висячих боках рудных тел. Нередко устанавливаются минеральные формы накопления аммония в виде аммониевого полевого шпата (баддингтонита), аммониевой слюды, аммонийсодержащих иллита, алунита, ярозита.

По поводу источников аммония доминирует представление о заимствовании его гидротермальными растворами из подстилающих осадочных пород, содержащих органическое вещество. Определенное значение придается также породам, содержащим калиевые минералы, в которых калий в той или иной степени может быть изоморфно замещен аммонием. Разложение этих минералов под воздействием гидротерм приводит к высвобождению аммония и вовлечению его

в процессы рудообразования [1, 12].

Исследователи единодушно отмечают благоприятные предпосылки использования первичных ореолов аммония при поисках золоторудных месторождений. В то же время высказывались опасения, что в зоне выветривания возможно существенное понижение концентраций указанного компонента в связи с гипергенными процессами и, вследствие этого, уменьшение его индикаторных свойств [11].

Для подтверждения эффективности поисков золоторудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния аммония и другим компонентам нами были проведены исследования на ряде золоторудных объектов России (Карамкен, Кубака, Воронцовском, Наталкинском, Ветренском и др.), Украины (Береговском), Казахстана (Васильковском, Бакырчикском), Узбекистана (Джасаульском). Работы проводились по специально разработанной методике пробоотбора и анализа водных вытяжек из тонкой фракции почвенных и породных проб [9] с помощью ионо-селективных электродов [7] на ионы легкоподвижных компонентов (NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- и др.).

Проведенные исследования [2, 3, 8, 9] показали, что в зоне гипергенеза формируются вторичные ореолы рассеяния аммония, характеризующиеся определен-

ной спецификой на разнотипных объектах, но в целом достаточно выдержанные по своим морфологическим особенностям и распределению содержаний.

Наиболее контрастные и протяженные ореолы рассеяния аммония отмечены на месторождениях эпitherмального типа. На золотосеребряных месторождениях, залегающих в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах, выявлены вторичные ореолы рассеяния, превышающие по ширине в 5–10 раз мощность рудных зон, а уровень концентрации аммония в ореолах превышает фоновые значения в 50–100 раз [8].

Статья посвящена проблеме формирования ореолов аммония золотосеребряных месторождений, в результате постоянно действующих восходящих газовых и газовой-жидких потоков, связанных с постмагматическими процессами, протекающими в недрах Земли.

В зоне гипергенеза поведение водно-растворимых солей NH_4^+ в поле рассеяния подчиняется сложным процессам обменных химических и физико-химических реакций, явлениям диффузии и капиллярного подъема растворов из глубины по направлению к дневной поверхности, сочетается с испарительной и биогенной аккумуляцией и выносом солей атмосферными осадками. Причем последнее условие, возникающее в зоне просачивания при выпадении дождей и таяния зимних запасов снега, может приводить к ослаблению ореолов NH_4^+ вплоть до их исчезновения. Последнее наглядно иллюстрируется режимными наблюдениями на месторождении Карамкен.

Месторождение Карамкен расположено на Северо-Востоке России в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рудовмещающие толщи сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого и среднего составов верхнемелового возраста. Породы претерпели площадную пропилитизацию и более локально проявленные вблизи рудных тел процессы аргиллизации, гидрослюдизации и адуляризации. Золотоносные кварцевые жилы Восточного участка характеризуются весьма слабой эрозией.

Результаты первичных и повторно-контрольных съемок по профилю через жилу Главная Восточного участка отражены на рис. 1. Анализ проб полевого сезона 1987 г. выявил ореол рассеяния аммония шириной 350 м. Максимальная концентрация NH_4^+ над жилой Главная составила 19,8 мг/л, при фоновых значениях $0,33 \times 1,3^{\pm 1}$ мг/л. Повторные съемки, проведенные на следующий год в конце июля 1988 г., после периода затяжных дождей, выявили значительно ослабленный вторичный ореол рассеяния аммония с концентрацией на порядок ниже, чем в предыдущий год ($C_{\text{max}} \text{NH}_4^+ - 2$ мг/л). Спустя месяц анализ вновь отобранных проб показал возвращение аномалии аммония к состоянию, свойственному распределению его концентраций в 1987 г. Максимальные содержания $\text{NH}_4^+ - 10,2$ мг/л. Ширина ореола 350 м.

Мониторинг химического состава водно-растворимых компонентов рыхлых образований позволил оце-

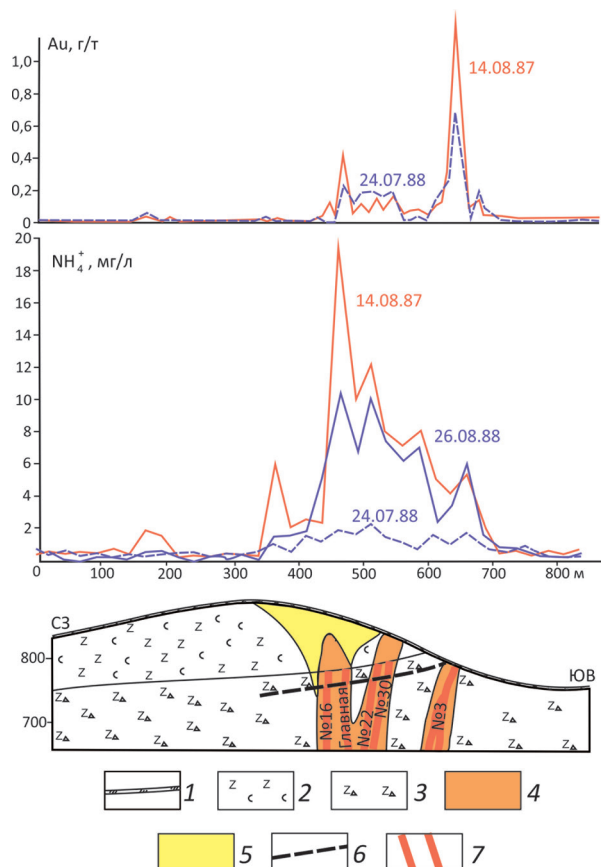


Рис.1. Результаты первичных и повторно-контрольных съемок над жилой Главная месторождения Карамкен:

1 – элювио-делювий; 2 – туфы андезидацитов, K_2 ; 3 – автомагматические брекчии андезидацитов, K_2 ; 4 – адуляр-слюдисто-кварцевые метасоматиты; 5 – опалолиты и сольфатарные кварциты с каолинитом; 6 – разломы; 7 – рудные тела

нить влияние погодного фактора на формирование и развитие вторичных ореолов аммония. Во время дождя или сразу после его окончания мощность зоны аэрации заметно увеличивается на глубину. За счет этого высокое содержание кислорода приводит к частичному окислению аммония с образованием нитрат-иона (NO_3^-) [2]. Наиболее существенным фактором, приводящим к ослаблению ореолов аммония, в период высокой влажности почв, является повышенная растворимость его солей. Интенсивность водной миграции аммония, выраженная через коэффициент водной миграции (K_x), ориентировочно составляет 9. Для сравнения: K_x для Cl – 640; Na – 4,2; K – 0,43; Fe – 0,02 [7].

Определение ионов, при которых они извлекаются из пробы путем растворения в дистиллированной воде, указывает на слабо связанные формы их нахождения в породах и минералах зоны гипергенеза. В качестве таких форм могут служить сорбционные (возможно окклюзированные) формы на тех или иных минеральных сорбентах, растворы в пленочных водах, пары, газы в

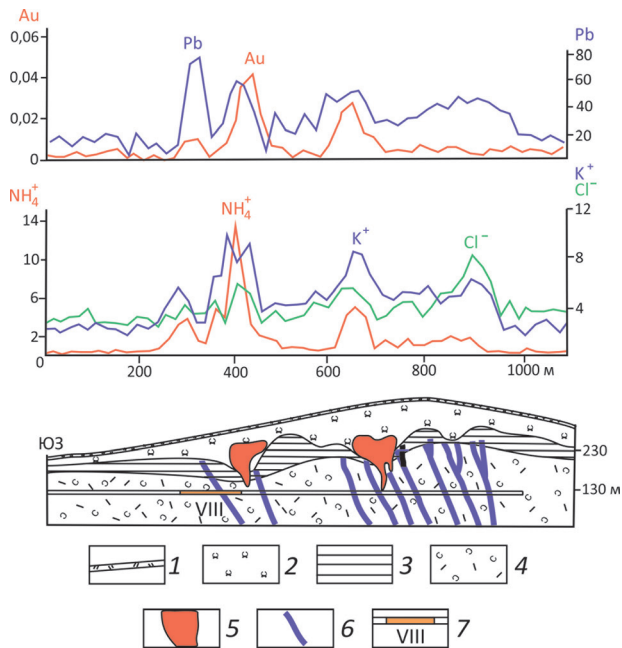


Рис. 2. Графики распределения ионов NH_4^+ , K^+ , Cl^- (в мг/л) и Au , Pb (в г/т) в элювио-делювии Береговского месторождения:

1 – элювио-делювий; 2 – туффы; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – риолиты и их туфы; 5 – штокверковые рудные тела; 6 – рудные жилы; 7 – интервал опробования жилы VIII на штольневом горизонте +130 м

порах и трещинах и др. По поводу компонентов, формирующих ореолы NH_4^+ , K^+ , Cl^- и др., авторы ранее высказывали мнение о заимствовании их от разлагающихся рудовмещающих пород под воздействием эндогенных и экзогенных факторов [3]. В то же время, в околорудных породах и рудах эндогенной зоны, не претерпевших гипергенных изменений, существуют слабо связанные водно-растворимые формы перечисленных компонентов. Концентрации их достаточно высоки и вполне могут обеспечить образование вторичных ореолов в почвах. Эти слабо связанные формы рудосопровождающих компонентов обязаны своим происхождением, постоянно действующим восходящим к поверхности газовым и газовой-жидким потокам мигрирующих компонентов. О существовании подобных форм свидетельствуют результаты анализа проб из рудовмещающих пород и руд на уровнях заведомо ниже зоны гипергенеза Береговского месторождения.

Береговское месторождение расположено на территории Западной Украины в пределах вулканического пояса Восточных Карпат. В рудовмещающем разрезе верхнеэогеновых пород чередуются толщи кислых вулканитов и терригенных осадков с примесью туфогенного материала. Практически все породы претерпели гидротермальные изменения, причем до глубины 100–150 м от поверхности господствуют минеральные ассоциации аргиллизитов (кварц, алунит, каолинит,

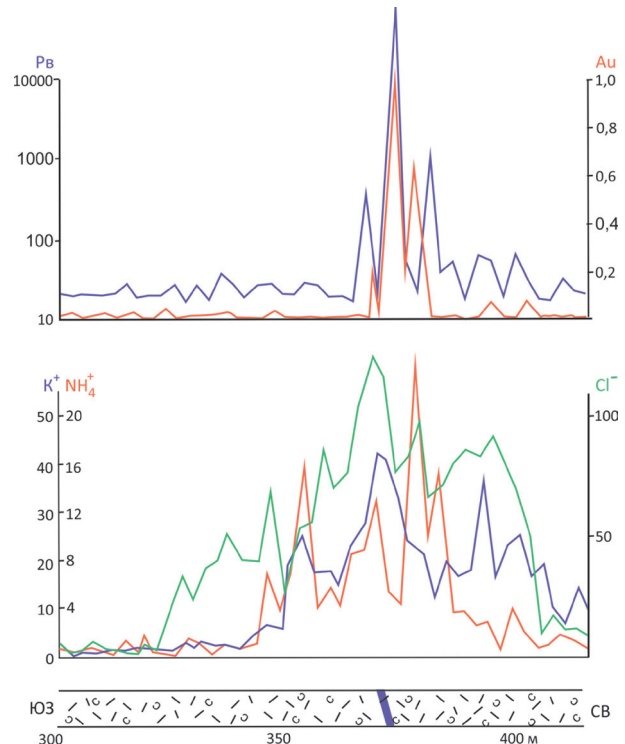


Рис. 3. Эндогенные ореолы Au , Pb (г/т) и NH_4^+ , K^+ , Cl^- (мг/л) жильного тела VIII на горизонте +130 м: см. услов. обозн. к рис. 2

ярозит, гидроксиды железа), глубже – минеральные ассоциации, близкие пропилитам (адуляр, альбит, светлая слюда, сидерит, анкерит, эпидот). Рудные тела представлены жилами и штокверками. Первые нередко протягиваются на глубину до нескольких сотен метров. Вторые развиты лишь на верхних горизонтах месторождения, имеют воронкообразную форму и быстро выклиниваются на глубину. По составу жильные тела золотополиметаллические, а штокверковые – существенно золотые [9].

Изучение водных вытяжек и литохимических ореолов Береговского месторождения проводилось с поверхности и по штольневому горизонту +130 м (рисунки 2 и 3). В элювио-делювии самые контрастные ореолы рассеяния NH_4^+ , K^+ выявлены над штокверковыми рудными телами. Жильное тело VIII также фиксируется с поверхности аномалиями аммония и калия (см. рис. 2). Превышение максимальных концентраций над фоном NH_4^+ в 14 раз, K^+ в 2,5 раза. Хлор-ион вследствие своей высокой миграционной способности образует весьма слабые вторичные ореолы или не образует их вообще.

По штольневому горизонту +130 м проводился отбор проб в пределах золотополиметаллической жилы VIII. Опробованию подвергались сыпучие массы аргиллизитов, развитые по вулканитам кислого состава. В результате анализа выявлены устойчивые ореолы NH_4^+ , K^+ , Cl^- (см. рис. 3). Уровень максимальных концентраций

Параметры гипергенных и эндогенных ореолов; жила VIII Береговского месторождения

Уровни	Параметры	NH_4^+	K^+	Cl^-	Au	Pb
Поверхность (элювио-делювий)	C_ϕ	0,28	2,2	4,0	0,002	17
	ε	1,4	1,6	1,7	—	1,5
	$C_{\max}$	3,9	5,6	—	0,012	80
	γ	7,8	2,0	—	—	3,8
	m	>100	>100	—	70	75
Горизонт +130 м	C_ϕ	0,48	2,8	5,3	0,002	20
	ε	1,5	1,7	1,9	—	2,3
	$C_{\max}$	23,8	42,1	125	1,1	1200
	γ	9,7	5,1	4,9	—	4,9
	m	48	65	95	13	22

Примечание. C_ϕ , $C_{\max}$ в мг/л (NH_4^+ , K^+ , Cl^-) и г/т (Au, Pb); ε – стандартный множитель; γ – контрастность аномалии ($\gamma=1/\lg \varepsilon \cdot \lg(C_{\max}/C_\phi)$); m – эффективная ширина ореолов, в м.

NH_4^+ над фоном превышает в 50 раз, K^+ в 15 раз, Cl^- в 25 раз. Выявление отчетливых солевых ореолов ионов NH_4^+ , K^+ , Cl^- указывает на присутствие водно-растворимых соединений в эндогенной обстановке.

Количественный анализ параметров гипергенных и эндогенных ореолов Береговского месторождения (см. таблицу) позволяет отметить непрерывный рост максимальных содержаний и контрастности аномалий с глубиной, при уменьшении их эффективной ширины в том же направлении. Подобное распределение отражает диффузионно-фильтрационный механизм миграции легкоподвижных компонентов, свойственный для гипогенных источников [7].

Формирование вторичных ореолов рассеяния аммония нельзя объяснить только процессами разложения первичных аммонийсодержащих минералов в зоне гипергенеза и перераспределением эндогенных форм его накопления (растворы в пленочных водах, пары и газы в порах и трещинах, вскрытие газово-жидких включений при процессах выветривания и др.). Быстрое восстановление аномалий аммония возможно, на взгляд авторов, только за счет струйного переноса этого компонента постоянно действующим потоком подземных газов и глубинных растворов. Современные термальные проявления в районах молодой вулканической деятельности близко соответствуют палеогидротермальным системам [6]. Химический состав таких гидротерм формируется в процессе их миграции за счет вмещающих пород, вод различных литологических комплексов, флюидов глубинного происхождения, а также химических реакций, протекающих в земных недрах. Состав гидротерм, формирующий рудные месторождения, представлен следующим обязательным набором компонентов [4]: NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_2 , N_2 , H_2 , H_2S , CH_4 . Образование золотосеребряных месторождений происходило из щелочно-кальциевых бикарбонатно-хлоридных растворов, в которых NH_4^+ и K^+ транспортируются в форме хлоридов и бикарбонатов.

Окончательное решение вопроса о природе ореолов аммония золотосеребряных месторождений может быть вынесено только после получения новых дополнительных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В.Л., Банникова Л.А., Галузинская А.Х. К вопросу о природе ореолов аммония на золоторудных месторождениях и их поисковое значение // Тез. докл. к 4 всесоюз. геохим. совещанию. Т. 2. – М., 1988. С. 9–10.
2. Милев С.А., Чеквадзе В.Б., Демешко А.А. Поиски золоторудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния аммония // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 8–10.
3. Милев С.А., Чеквадзе В.Б. Ионно-потенциметрические индикаторы золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 41–48.
4. Памтура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. – Новосибирск: Наука, 1985.
5. Росляков Н.А., Белеванцев В.И., Калинин Ю.А. К вопросу об ореолах NH_4^+ как критериях поиска золоторудных месторождений // Прикладная геохимия. Вып. 3. Прогноз и поиски (Сб. статей). – М.: ИМГРЭ, 2002. С. 429–448.
6. Сережников А.И. Сравнительная геохимическая характеристика современных и древних гидротермальных систем вулканических областей // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 2. С. 457–461.
7. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П.Соловова. – М.: Недра, 1990.
8. Чеквадзе В.Б., Милев С.А. Вторичные ореолы рассеяния аммония на золоторудных месторождениях // Руды и металлы. 1993. № 1–2. С. 60–68.
9. Чеквадзе В.Б., Милев С.А., Исакович И.З. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004.
10. Bloomstein E.I., Kydd R.A., Levinson A.A. Development of ammonium geochemistry as a new technique in precious and base metals exploration // J. Geochem. Explor. 1987. Vol. 29. Pp. 386.
11. Kydd R.A., Levinson A.A. Ammonium halos in lithogeochemical exploration for gold at the Horse Canyon carbonate // Appl. Geochem. 1986. № 1. Pp. 407–417.
12. Ridgway S., Appleton S.D., Levinson A.A. Ammonium geochemistry in mineral exploration – a comparison of results from American cordilleras and southwest Pacific // Appl. Geochem. 1990. № 5. Pp. 475–489.

Серебро и импактные минералы в породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища

А.М.ЛЮХИН (ООО Институт дистанционного прогноза руд (ООО ДПР); 115093, г. Москва, ул. Большая Серпуховская, д. 44, оф. 19);
В.А.ЦЕЛЬМОВИЧ (Геофизическая обсерватория «Борок», филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН (ГО «Борок» ИФЗ РАН); 152742, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок, д. 142);
А.Ю.ГУБАРЬ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН; 123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., д. 10, стр. 1);
А.В.ЦВЕТНОВ (ООО Аталан; 125124, г. Москва, 3-я ул. Ямского поля, 2. корп. 26, оф. 316);
М.В.БАБУШКИН, Д.О.САДОКОВ (Дарвинский ГПБЗ; 162723, Вологодская область, Череповецкий р-н, д. Борок).

На северо-западе Рыбинского водохранилища в рыхлых породах обнаружены микро-наноразмерные частицы самородного серебра с промышленным содержанием в некоторых пробах. Первоисточник и механизм появления серебра в породах пока неясны. Помимо серебра, в некоторых пробах были обнаружены минералы-индикаторы импактного процесса, представленные магнитными металлическими сферулами, зернами самородных металлов (железа, меди, цинка), а также минералами с признаками плавления и структурами распада твердого раствора, предположительно являющимися остаточными проявлениями древнего импактного процесса, основные следы которого были смыты поздне-четвертичными флювиальными потоками.

Ключевые слова: самородное серебро, импактные минералы, ударный процесс, металлические сферулы, кольцевые структуры, троилит, Рыбинское водохранилище.

Люхин Алексей Михайлович
Цельмович Владимир Анатольевич
Губарь Александр Юрьевич
Цветнов Александр Владимирович
Бабушкин Мирослав Вячеславович
Садовков Дмитрий Олегович



lyuhin@yandex.ru
tselma@mail.ru
parkag@yandex.ru
atsvetnov@atalan.net
babushkin02@mail.ru
baybaytuy@gmail.com

Native silver and impact minerals in the sedimentary rocks of the north-west surroundings of the Rybinsk storage reservoir

A.M.LYUKHIN, V.A.TSELMOVITCH, A.U.GUBAR, A.V.TSVETNOV, M.V.BABUSHKIN, D.O.SADOKOV

The micro-nano-size particles of native silver were discovered in the sedimentary rocks in the north-west area of the Rybinsk storage reservoir during 2015 by research of ring structures of presumably impact origin. Silver contents in some samples reached economic concentrations. The primary source and the mechanism of silver occurrence in these sedimentary rocks are still unclear. Besides silver, the impact processes mineral-indicators namely magnetic metallic spherules, grains of native metals (iron, copper, zinc), as well as minerals with melting features and exsolution textures were found. Presumably, they are relic signs of an ancient impact, whose main traces were washed away by late-Quaternary fluvial streams.

Key words: native silver, impact minerals, ancient impact, metallic spherules, ring structures, troilite, Rybinsk storage reservoir.

Северо-западная часть Рыбинского водохранилища – интересный природный объект, где наряду с самой котловиной обнаружено около двух десятков кольцевых структур диаметром от 0,5 до 5 км, выраженных в современном рельефе в виде круглых и эллипсовидных озер, дуговых заливов и кольцевых раздувов затопленных речных долин (рис. 1). Часто эти структуры сконцентрированы в группы по несколько штук, иногда рас-

положены в виде линейных цепочек с преобладающим направлением с юго-востока на северо-запад. Некоторые из крупных структур имеют концентрически-зональное строение. Три из них ранее предположительно были отнесены к импактным [2].

Начало истории. Авторы высказали предположение, что эти кольцевые структуры образовались в результате наклонного столкновения с Землей крупного



Рис. 1. Кольцевые структуры на северо-западе Рыбинского водохранилища:

выделенный контур – участок работ «Противье», цифры – места отбора проб и их номера

астероида, распавшегося в атмосфере на отдельные фрагменты вследствие аэродинамического разрушения. Для проверки этой гипотезы в мае 2015 г. было проведено полевое изучение и отбор нескольких шлиховых проб на одной из этих кольцевых структур, представляющей собой кольцевой раздув затопленной долины р. Молога к северу от пос. Противье (см. рис. 1), с целью выявления минералогических признаков ударного взаимодействия во вмещающих породах. Микрозондовые исследования микрочастиц, прежде всего магнитных, были проведены в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН, где ранее в рамках проектов РФФИ 10-05-00117а и 13-05-348а подробно изучались состав и морфология магнитных частиц и самородных метал-

лов как индикаторов импактных событий. Результаты лабораторных работ показали, что минералы тяжелой фракции шлиховых проб представлены главным образом ильменитом, титаномагнетитом, магнетитом и другими оксидами и гидроксидами железа, цирконом и реже монацитом (рис. 2, а–б). В целом, ассоциация минералов однообразна и типична для всех изученных проб и соответствует прибрежно-морскому происхождению исходной породы, представленной мелкозернистым песком и супесью, за одним исключением.

Во всех пробах было обнаружено достаточно большое количество микро- и наночастиц самородного серебра (см. рис. 2), представленного в основном неокатанными чешуйками разнообразной формы с острыми

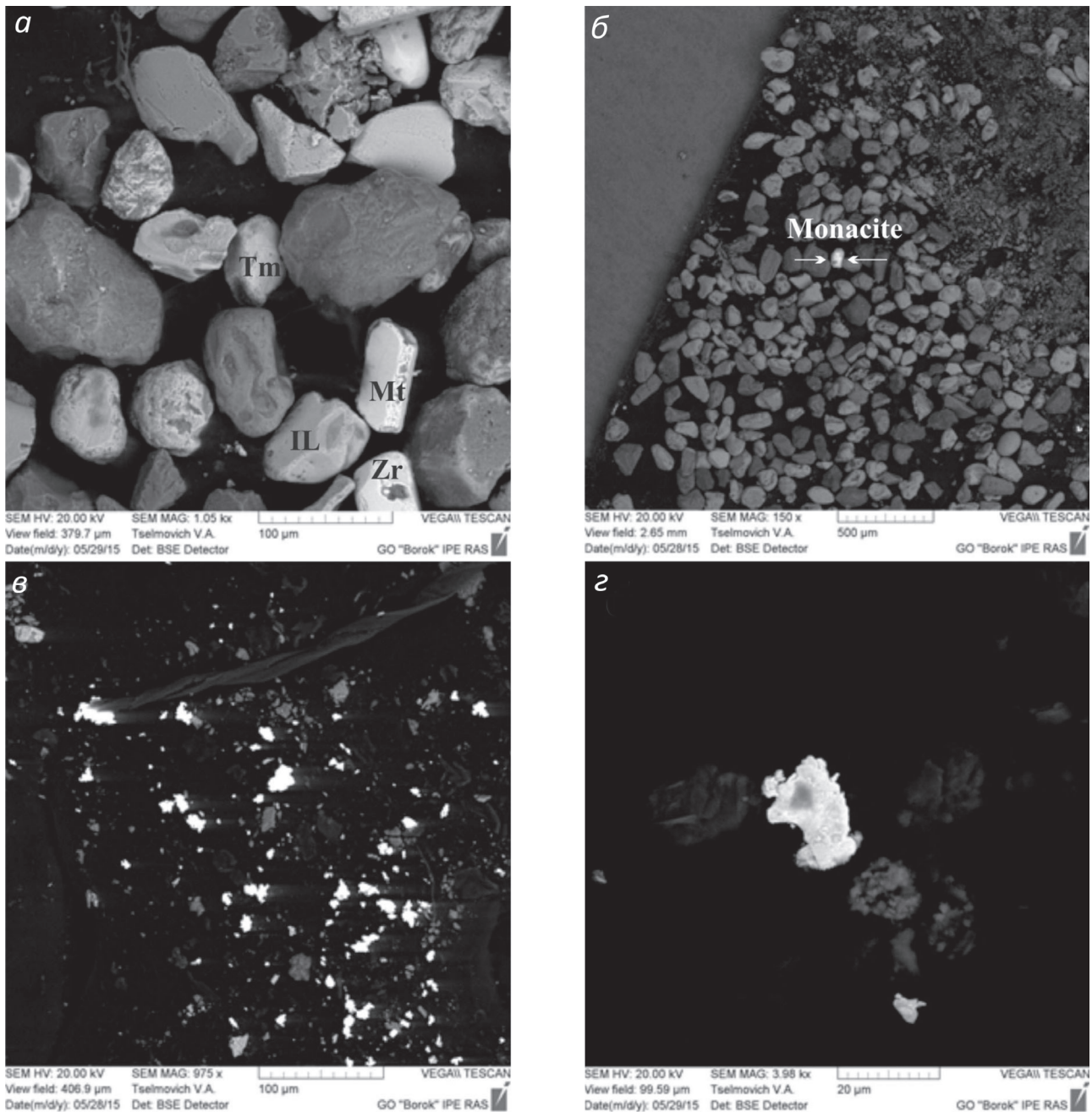


Рис. 2. Фотографии основных минералов тяжелой фракции проб (а, б) и серебра (белое) в пробе (в) и детали строения отдельных зерен серебра (г)

краями, часто уплощенными. Это свидетельствует об их незначительном переносе, так как серебро – ковкий минерал. Но встречаются и оплавленные изометричные зерна, очень мелкие – от 0,2 до 25 мкм, с преобладающим размером около 10 мкм. По морфологическим характеристикам (размеры, форма, окатанность) самородное серебро явно диссонирует с другими рудными минералами. Следует обратить внимание на тот факт, что зерна серебра данного размера вообще остались в

шлихе, а не были смыты в процессе промывки. Это означает, что в исходной породе серебра должно присутствовать значительно больше.

Общий анализ полученных результатов и имеющихся геологических данных позволил предположить 5 возможных версий появления серебра в этих породах:

Сингенетическая. Серебро было отложено в породах в процессе формирования песчаной толщи морских осадков в пермо-триасовое время.

Аллювиальная. Серебро было принесено вместе с аллювием при размыве какого-то коренного источника, расположенного в бассейне р. Молога.

Флювиальная. Серебро было занесено с Балтийского щита четвертичными водно-ледниковыми потоками.

Импактная. Серебро было инъецировано в песчаники и рассеяно на территории вместе с отложениями ударных выбросов в результате столкновения с Землей астероида, в составе которого оно присутствовало в значимом количестве.

Антропогенная. Заражение пород серебром произошло в результате антропогенного воздействия человека, так как до затопления на прилегающей территории долгое время велась активная человеческая деятельность (церковная и хозяйственная серебряная утварь, деньги и др.) или в результате каких-то специфических выбросов Череповецкого металлургического комбината.

Прояснить ситуацию и отдать предпочтение какой-либо из версий можно было только путем расширения площади опробования и литологическим разнообразием опробуемых пород. Поэтому для выявления возможных причин и (или) источника появления аномальных концентраций самородного серебра, а также генезиса кольцевых структур в июле и сентябре 2015 г. было проведено дополнительное опробование рыхлых отложений на обширной территории по периметру Рыбинского водохранилища и на двух локальных участках – «Васюково» и «Бор-Тимонино» (рис. 3).

Методика работ. Всего было отобрано 45 проб из разных типов (современный аллювий, морена, условно-коренные рыхлые породы) рыхлых четвертичных отложений. Материал отобранных проб был представлен, главным образом, мелкозернистыми песками, супесями, реже глиной, а в моренных образованиях в значительном количестве присутствовала «чужеродная» гравийно-галечная составляющая. Почти все пробы, за исключением современного аллювия рек, отбирались в рыхлых отложениях с помощью садового бура диаметром 250 мм, с глубины 0,5–1,0 м от поверхности. Обогащение проб проводилось шлиховым способом, в тазике с двумя неодимовыми магнитами, до серого шлиха. Минералогический и микрозондовый анализ всех 45 проб был проведен в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Микрозондовый анализ проводился с помощью сканирующего электронного микроскопа «Тескан Вега II» с приставкой «Drycool» для энергодисперсионного анализа при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 200 пА локальностью 1–2 мкм. Исследовались преимущественно магнитные минералы тяжелой фракции шлиховых проб и, частично, немагнитные. Для 35 проб был проведен полуколичественный спектральный анализ в Аналитическом центре Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (БГГЭ) ФГУП «ИМГРЭ». Кроме этого, на двух локальных участках дополнительно были отобра-

ны и проанализированы две пробы воды из подземных источников.

Результаты работ. Минералогический анализ проб показал, что их гранулометрический состав достаточно однороден и соответствует преимущественно классу крупности –0,2 мм, что свидетельствует о хорошей сортированности опробуемых отложений (вероятно озерных или озерно-ледниковых). Отдельные пробы характеризуются пестрым гранулометрическим составом. В них в значительном количестве присутствует более крупный материал (классов крупности: +1 мм., –1...+0,5 мм и –0,5...+0,2 мм), что обычно для моренных суглинков. Преобладают зерна 2–3 класса окатанности: угловато окатанные и полуокатанные, а также единичные хорошо окатанные зерна. В отдельных пробах отмечаются практически неокатанные зерна магнетита.

В составе проб было выделено 3 группы минералов: терригенные, аутигенные и предположительно импактного происхождения.

Группа терригенных минералов составляет основную часть всех проб. Пробы характеризуются однотипным набором терригенных минералов, но соотношение их в отдельных пробах варьирует. Они представлены ильменитом, магнетитом, гидроксидами железа, роговой обманкой и эпидотом, в количестве первых процентов отмечаются гранат-альмандин, турмалин и циркон. В виде следов и знаков во всех пробах присутствуют также рутил, монацит, апатит. Кианит, ставролит, сфен, анатаз, корунд, коллофан, гранат-уваровит, клинопироксен, хромшпинелид встречаются в отдельных пробах в единичных знаковых количествах.

Основную же часть серого шлиха во всех пробах составляет кварц, представленный угловато окатанными, прозрачными и полупрозрачными зернами размером 0,15–0,1 мм. Также в незначительных количествах присутствуют угловато-окатанные зерна измененных полевых шпатов.

Аутигенные минералы представлены лимонитом, вивианитом и пиритом, которые отмечаются в небольшом количестве лишь в единичных пробах.

В отдельных шлиховых пробах в единичных количествах присутствуют специфические образования, предположительно **импактного происхождения** (или фоновая космическая пыль), представленные магнитными сферами размером <0,1 мм, металлическими пластинками серебристо-серого цвета с неровными, слабо загнутыми краями – следами слабого окатывания, размером 0,1–0,2 мм, магнитной металлической стружкой размером 0,1–0,15 мм и стекловатыми частицами каплевидной формы, полупрозрачными, бесцветными или пятнисто окрашенными в серовато-белесый цвет, обладающие магнитными свойствами, а также шлаковидными частицами размером 0,15–0,25 мм.

В целом, подобный гранулометрический и минеральный состав проб, невысокая степень окатанности

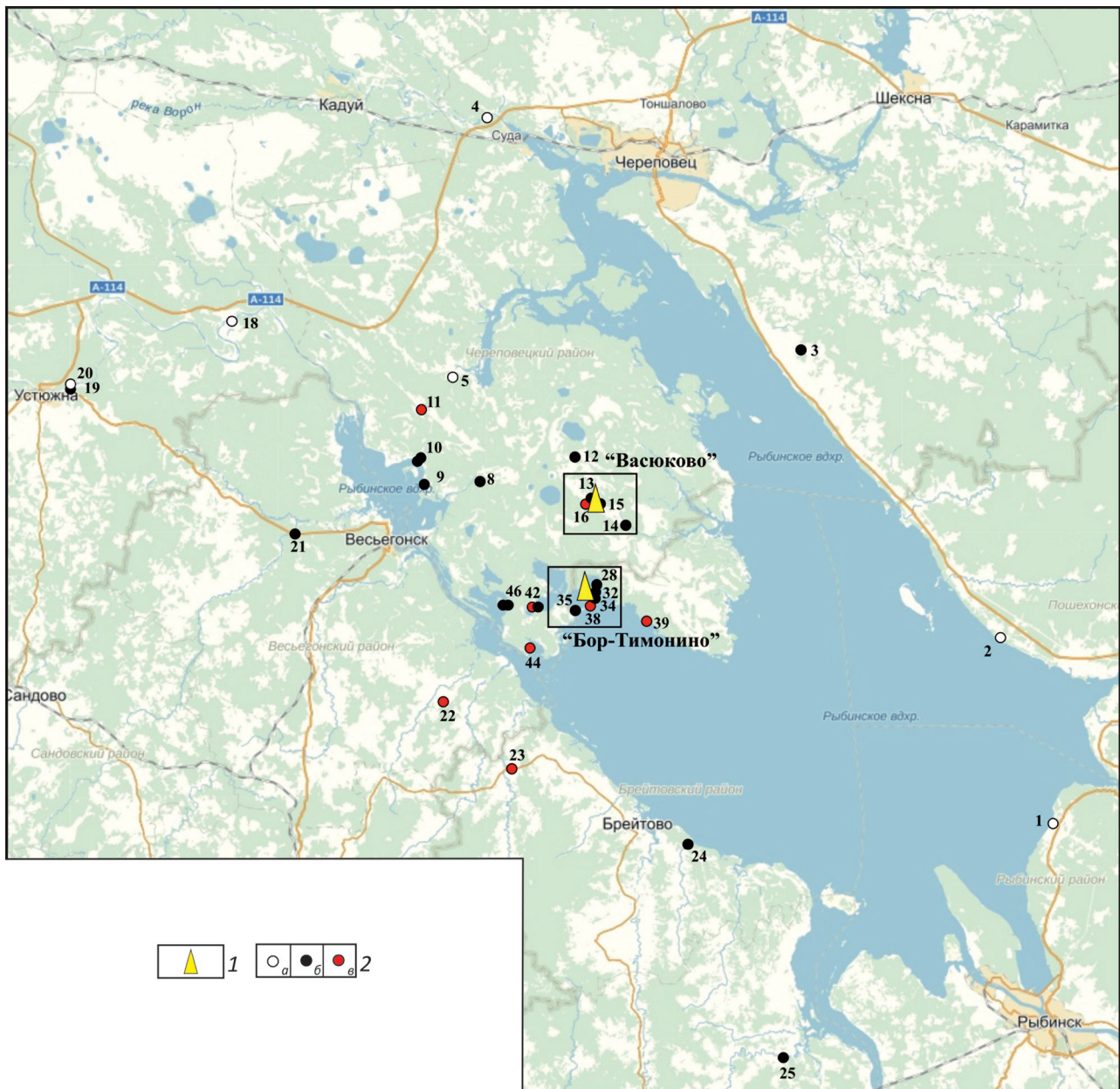


Рис. 3. Схема опробования территории Рыбинского водохранилища с результатами спектрального анализа по серебру:

1 – места отбора проб воды из подземных источников; 2 – результаты полуколичественного спектрального анализа на Ag: а – пробы не анализировались, содержание Ag (в массовых долях %): б – от 1×10^{-5} до 1×10^{-4} , в – от 1×10^{-4} до 1×10^{-3} ; цифры – номера проб; выделенные контуры – участки работ

зерен минералов свидетельствует о генетической принадлежности опробуемых отложений к озерно-ледниковому типу. По-видимому, отложения сформировались при размыве морен, обогащенных экзотическим материалом пород, распространенных на территории Балтийского щита. Так, роговая обманка, слюда могли поступать за счет разрушения гнейсов, альмандин, ставролит, кианит – кристаллических сланцев, а сфен, монацит, апатит – щелочных пород.

Микрозондовый анализ показал, что набор главных минералов тяжелой фракции для всех вновь отобранных проб не претерпел изменений и представлен, как и в пробах на участке «Противье», ильменитом, титаномагнетитом, магнетитом, другими оксидами и гидроксидами железа, а также цирконом и монацитом. Это подтверждает тезис об однообразии исходных пород территории и (или) геологического процесса, их сформировавшего.

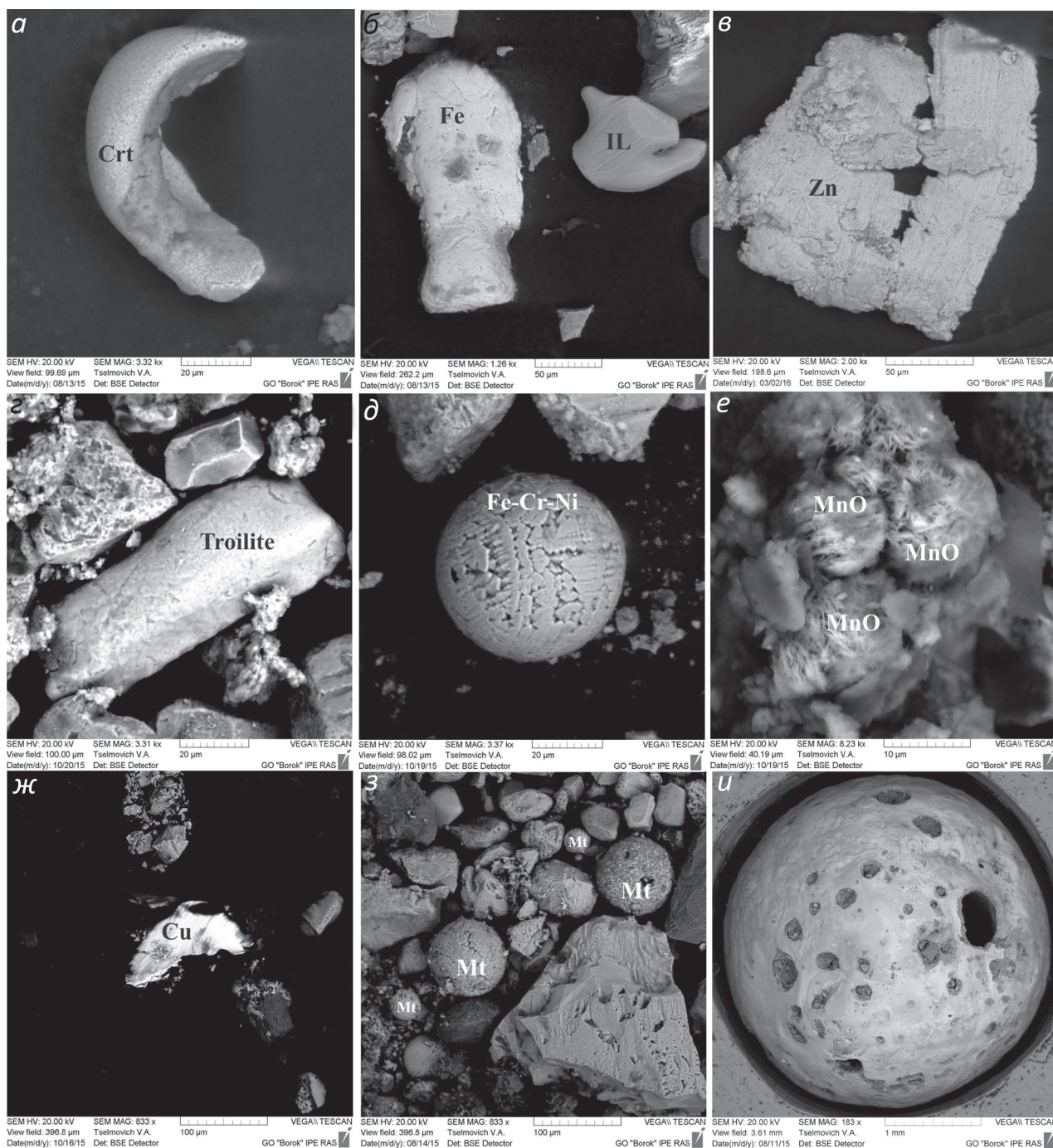


Рис. 4. Структуры плавления зерна хромита (а), самородное железо и оплавленный ильменит (б) в пробе 16; самородный цинк в пробе 29 (в); троилит в пробе 34 (д); сферула Fe-Cr-Ni состава в пробе 32 (е); предположительно выветрелые агрегаты псидомелана (е); чешуйка самородной меди в пробе 28 (ж); аномальное количество магнетитовых шариков в пробе 22 (з); полая магнетитовая мегасфера диаметром 3 мм из пробы 20 (и)

Серебро визуально было обнаружено только в 3-х пробах из 45, около 10 зерен присутствует в пробе 4, отобранной в современном аллювии р. Суда. Здесь его наличие можно увязать с выносом из бассейна р. Петух, где расположена большая группа округлых озер, возможно того же генезиса. Единичные зерна серебра

также обнаружены в пробах 9 и 10, отобранных в коренных породах обрамления кольцевого залива, относящегося, по мнению авторов, к выделяемым на этой территории кольцевым структурам. Зерна серебра здесь такой же формы и размера, как и обнаруженные ранее в структуре «Противье», что свидетельствует об

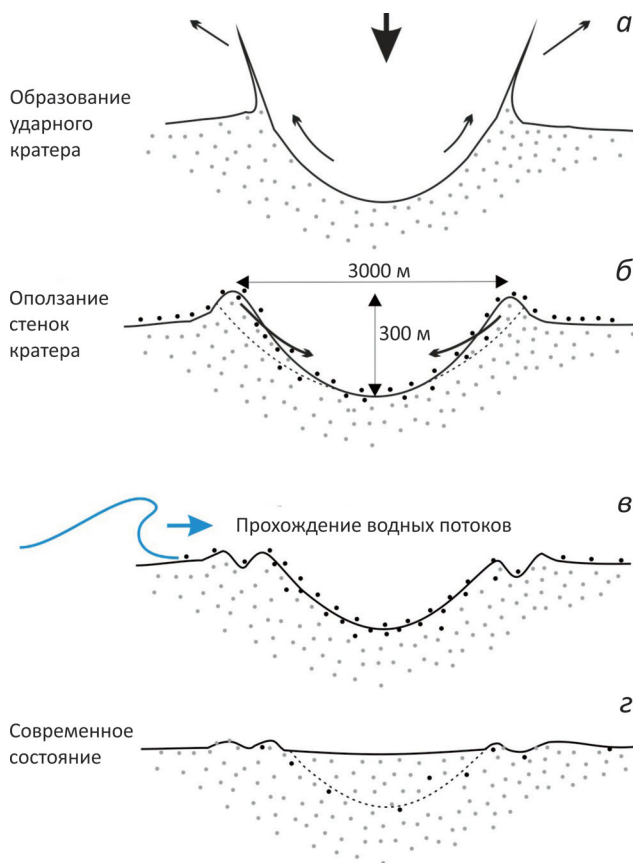


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая основные физические процессы, повлиявшие на становление рельефа территории:

черными точками условно показаны минералы-индикаторы ударного процесса

их едином источнике и процессе образования.

Результаты полук количественного спектрального анализа показали наличие серебра во всех проанализированных пробах в отличие от результатов минералогического и микрозондового анализов. Это, по-видимому, связано с небольшим объемом пробы, используемой для подготовки препарата к микрозондовым исследованиям. Массовое содержание Ag колеблется от 1×10^{-5} до $1 \times 10^{-3}\%$, достигая в некоторых пробах промышленных значений. При этом прослеживается определенная приуроченность мест повышенных концентраций к кольцевым структурам, которые могли служить своеобразными гидродинамическими ловушками для частиц серебра. Содержание других микроэлементов однообразно для проб из различных типов рыхлых отложений, будь то аллювий, морена или мощная толща мелкозернистых песчанников. Это – косвенное свидетельство образования данных отложений в результате одного глобального процесса. И тем удивительнее скачки (с амплитудой в 2 порядка) содержаний серебра в пробах.

Помимо поисков серебра, на локальных участках были продолжены работы по обнаружению признаков ударного образования овальных внутренних озер на участке «Васюково» и радиально-кольцевых депрессий на участке «Бор-Тимонино».

В связи с сильной заболоченностью территории (мощность торфа $>2,5$ м) авторам удалось отобрать ближайшую пробу 16 только на расстоянии 1,1 км от оз. Васюковское, на границе перехода приподнятой гряды в заболоченную равнину. Именно в ней были обнаружены наиболее явные признаки импакта – зерна хромита со структурами плавления (рис. 4, а), оплавленного ильменита и самородного железа (см. рис. 4, б). В других близлежащих пробах 6 и 7 зафиксированы единичные магнетитовые шарики, Fe-Al сплав, зерна хромита и когенита. В пробах 13 и 15, расположенных на гряде, ничего особенного не обнаружено. Более того, в пробе 16 по данным спектрального анализа зафиксировано максимальное содержание серебра из всех отобранных проб на данной территории – $1 \times 10^{-3}\%$ (килограмм на тонну!).

На участке «Бор-Тимонино», включающем две радиально-кольцевые структуры, ранее описанные как возможные астроблемы [1], было отобрано 10 проб: 7 из них на структуре «Осиновик» и 3 пробы на структуре «Тимонино» (см. рисунки 1 и 3). Здесь также в некоторых пробах были обнаружены минералы-индикаторы импактного процесса. Помимо самородных Fe и Cu, выявлены признаки плавления титаномagnetита и хромита, тонкие структуры распада ильменита (по-видимому, эти структуры вулканического происхождения), обнаружена сферула Fe-Cr-Ni состава в пробе 32 (см. рис. 4, д), самородные медь в пробе 28 (см. рис. 4, ж) и цинк в пробах 29 (см. рис. 4, в), 30 и 38, а в пробе 34 – минерал метеоритов(!) – троилит (см. рис. 4, з). Но все же общее количество таких минералов явно недостаточно для однозначной идентификации этих структур как ударных кратеров. Однако небольшому количеству импактных минералов-индикаторов в пробах, а также морфологическим особенностям строения этих структур, можно дать объяснение в рамках возможной геологической истории их формирования (рис. 5).

Главным фактором, повлиявшим на концентрическое строение этих структур, по-видимому, является характер вмещающих структур пород – несвязанные (или слабосвязанные) рыхлые мелкозернистые осадочные породы. Падение любого высокоскоростного космического тела приводит к образованию ударного кратера в породах мишени в пропорции (глубина/диаметр) в среднем 1:10 [4]. В данном случае при максимальном диаметре структур около 3 км глубина кратеров должна была составлять, соответственно, около 300 м. В монолитных горных породах кратер подобной формы возможно и сохранился бы довольно долго, но в рыхлых породах такое невозможно. И вскоре, под действием силы тяжести, произошло оползание стенок кратера

вместе с валом вниз по склону, в сторону центра структуры (см. рис. 5, б). В дальнейшем, определяющую роль в формировании современной геолого-геоморфологической ситуации, сыграли водные потоки, прокатившиеся по этой территории в конце четвертичного периода по направлению с северо-запад на юго-восток (см. рис. 5, в). Они смыли с поверхности значительный слой рыхлых пород, в том числе и отложения ударных выбросов (одни из основных признаков ударных структур) вместе с ударными минералами и заполнили кратеры «чужеродными» рыхлыми отложениями (см. рис. 5, г).

Интересные результаты показала проба 42, отобранная в 100 м от оз. Хотавец (см. рис. 3). Помимо большого содержания Ag (30×10^{-5} массовых долей %), в ней было обнаружено несколько достаточно крупных осколков стекловидных образований, причем химический состав, замеренный в разных точках одного осколка, заметно различается (рис. 6). Это непостоянство соотношения химических элементов даже в одном образце, возможно, также является признаком импактного процесса.

В отличие от проб, отобранных в непосредственной близости от кольцевых структур, в пробах по периметру Рыбинского водохранилища было обнаружено мало характерных для импакта минеральных ассоциаций. В основном это фоновая космическая пыль в виде магнетитовых шариков и изредка самородного железа [2]. Исключение составляет только проба 22, в которой присутствует большое количество магнетитовых сферул (см. рис. 4, з), и проба 4, отобранная из аллювия крупной р. Суда на севере изучаемой территории (см. рис. 3). В ней, помимо серебра, были обнаружены магнитные и стеклянные сферулы в количестве 35 и 3-х знаков, в классе крупности $-0,5 \dots +0,2$ мм, которые, возможно, относятся к образованиям импактного происхождения. Помимо этого в пробе присутствует повышенное количество практически неокатанных кристаллов магнетита октаэдрического габитуса, а также их сростков и обломков. По-видимому, он оказался в аллювии в результате разрушения магматических пород (выветрелых гранитоидов, гранито-гнейсов и др.), угловатые обломки которых встречаются в шлихе в классе крупности +1 мм. Так как с этими пробами связаны и повышенные концентрации серебра, дополнительные аргументы приобретает флювиальная версия привноса его сюда водными потоками.

Нельзя обойти вниманием и интересную находку полой магнетитовой «мегасферы» диаметром около 3 мм (см. рис. 4, и), обнаруженной в пробе 20, которая была отобрана в современном русле р. Молога из-под огромного валуна недалеко от г. Устюжна. (Термин «мегасфера» использован здесь условно для того, чтобы подчеркнуть её отличие от фоновых микросфер диаметром 1–50 мкм). Именно такие шарики были впервые обнаружены во время экспедиции на судне «Челленджер»

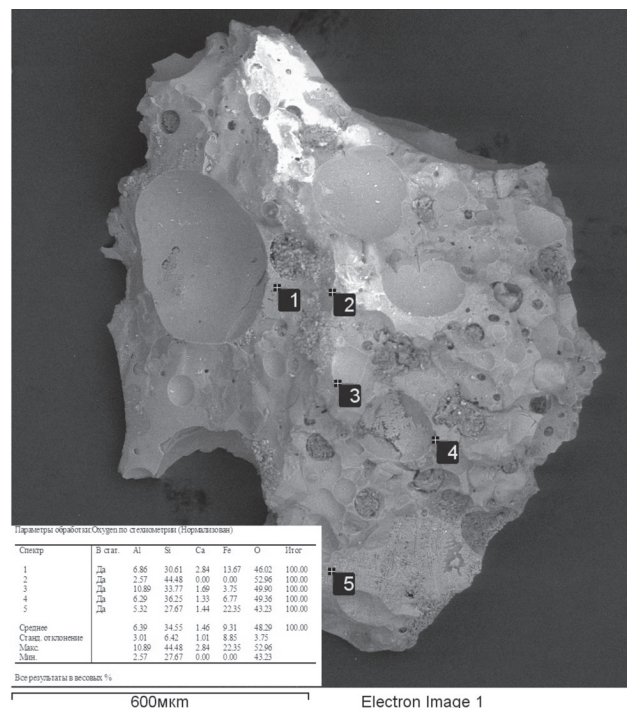


Рис. 6. Результаты микрозондового анализа химического состава стекла в пробе 42

(1872–1876) в глубоководных красных глинах Атлантики, отнесены Дж.Мюрреем к космической пыли и названы «космическими шариками» [5].

Интересные данные получены по результатам анализа 2 проб из подземных грунтовых вод на территории Дарвинского заповедника. Одна проба была отобрана из колодца глубиной около 6 м в д. Васюково, расположенной на борту приподнятой гряды. Вторая – из скважины глубиной 11 м на кордоне Бор-Тимонино, на валу, разделяющем две крупные концентрические кольцевые депрессии – «Тимонино» и «Осиновик», предположительно идентифицируемые авторами как древние ударные кратеры (астроблемы) (см. рис. 3). Вмещающие породы в обоих случаях представлены мелкозернистыми песками, а расстояние между местами отбора проб по прямой составляет около 13 км. Результаты исследований приведены в таблице.

Как видно из таблицы, в пробе из скважины «Тимонино», по сравнению с пробой «Васюково», содержание Fe, Ni и Zn на порядок выше, содержание Mn даже превышает ПДК в 2 раза, а содержание Ag выше в 4 раза. При этом на порядок меньше V и, в целом, жесткость воды меньше в 2 раза. Такие резкие изменения химического состава микроэлементов можно объяснить другой генетической природой процесса образования кольцевых структур. Одним из вариантов мог быть импактный процесс, при котором во вмещающие породы инжектируется большое количество чужерод-

Результаты исследований элементного анализа воды

Элемент	ПО (предел обнаружения), мг/л	Содержание элементов в образце 9380 «Васюково», мг/л	Содержание элементов в образце 9518 «Тимонино», мг/л	Нормы ПДК, мг/л	Погрешность определения, ±Д, мг/л
Li	0,00001	0,0022	0,0037	0,3	0,0007
B	0,0001	0,027	0,0099	0,5	0,0017
Na	0,0003	8,0	4,2	200	Не уст
Mg	0,00005	15	6,7	50	Не уст
Al	0,00005	0,0065	0,0039	0,5	0,0007
Si	0,02	6,2	4,7	10	Не уст.
P _{общ}	0,01	0,19	0,20	3,5	0,03
K	0,002	0,76	0,58		Не уст.
Ca	0,01	47	27	25–130	Не уст.
V	0,00001	0,0023	0,00024	0,1	
Cr _{общ}	0,00005	0,0014	<ПО	0,5	
Mn	0,00001	0,0055	0,21	0,1	0,02
Fe _{общ}	0,00001	0,018	0,17	0,3	Не уст.
Co	0,000005	0,00016	0,00018	0,1	0,00006
Ni	0,00001	0,00050	0,012	0,1	0,002
Cu	0,000005	0,00092	0,00028	1	
Zn	0,00005	0,019	0,18	5	0,02
As	0,00002	0,0019	0,0011	0,05	
Se	0,0002	<ПО	<ПО	0,01	
Rb	0,000002	0,00057	0,00059	0,1	0,00013
Sr	0,000001	0,064	0,037	7	0,005
Mo	0,000005	0,00052	0,00035	0,25	0,00009
Ag	0,000002	0,000002	0,000008	0,05	
Cd	0,000005	0,000025	<ПО	0,001	
Sb	0,000002	0,000079	0,00008	0,05	
Ba	0,000001	0,026	0,019	0,1	0,003
Tl	0,000001	0,000020	0,000003	0,0001	
Pb	0,000003	0,00015	0,00044	0,03	0,00011
Общая жесткость мг-экв/л*		3,6	1,9		
PH		7,3	7,41	6–9	0,05

ного вещества (см. рис. 6). Так, повышенные концентрации в подземных водах Mn и Zn можно объяснить находками в пробах из структуры «Осиновик» выветрелого псилломелана и самородного цинка, окисление и разрушение которых и приводит к такому результату (см. рис. 5). В пользу ударного процесса также свидетельствуют повышенные концентрации Fe и Ni, являющиеся характерными элементами метеоритов.

Предварительные выводы. Главный практический результат проведенных работ – обнаружение в рыхлых

породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища самородного серебра в виде микро- и наноразмерных частиц, причем в концентрациях, достигающих в некоторых пробах промышленных значений. Причина появления серебра в этих породах и его первоисточник пока неясны. Данные спектрального анализа о наличии серебра во всех типах опробованных пород, включая морену, пока отводят сингенетическую, аллювиальную и антропогенную гипотезы на второй план и склоняют авторов к флювиальной гипо-

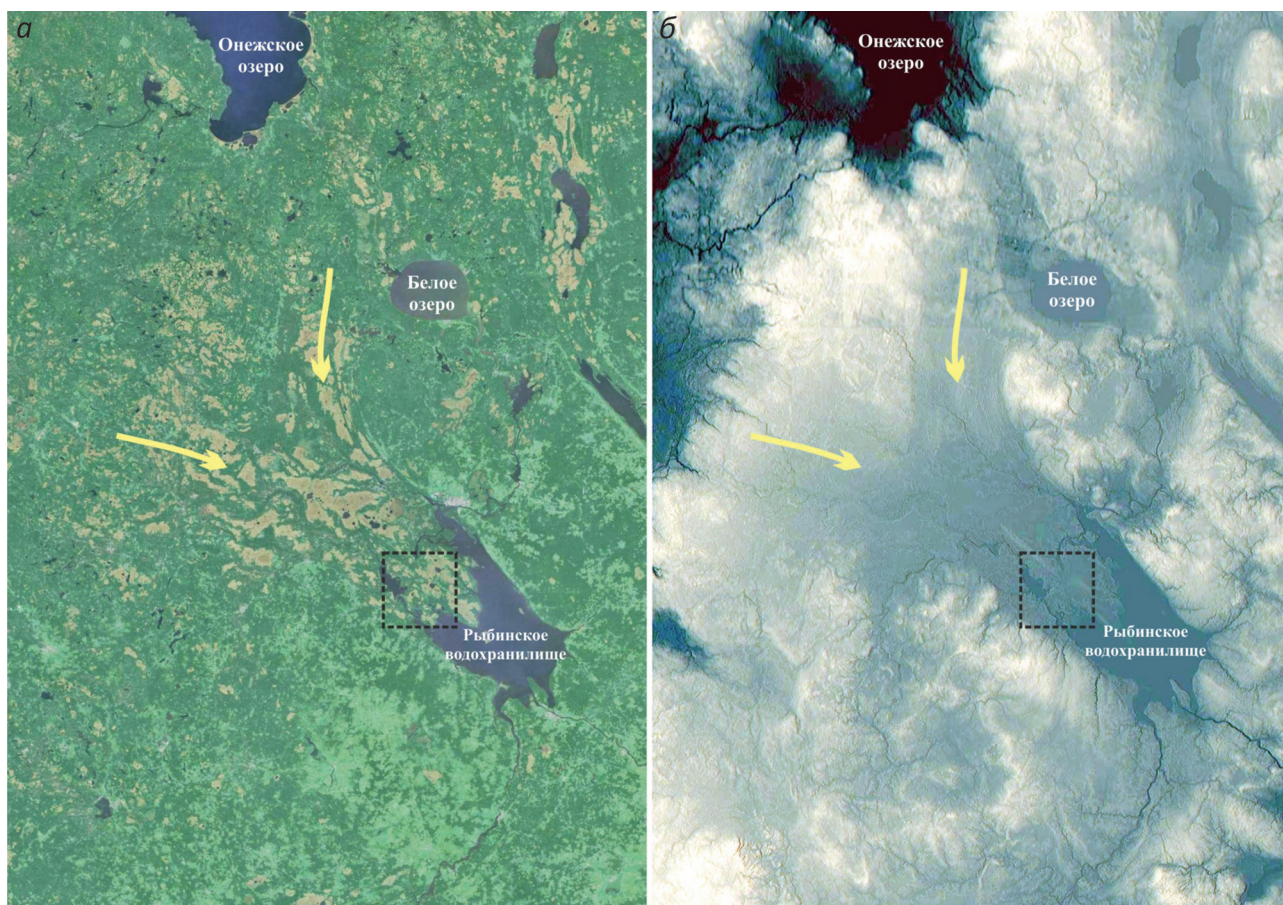


Рис. 7. Космическое изображение (а) и цифровая карта рельефа (<http://maps-for-free.com>) (б) территории вокруг Рыбинского водохранилища:

выделенный контур – изучаемая площадь; стрелками показаны основные направления потоков

тезе его появления здесь. Более того, анализ космического изображения окружающей территории (рис. 7, а) и характера рельефа (см. рис. 7, б) позволяет выделить два главных направления возможного привноса его на изучаемую площадь: одно с севера, со стороны Кольского полуострова, и второе с запада, со стороны южной Скандинавии и Балтики. Пока данные говорят в пользу того, что серебро было принесено водными потоками именно с севера, со стороны Онежского озера. Но, даже если удастся выяснить направление переноса, остается открытым вопрос о его первоисточнике.

Месторождения серебра есть в Скандинавии, на Кольском п-ове, в Белом море. Но там серебро представлено минеральными частицами разного размера, включая самородки. Если оно принесено оттуда, то почему здесь встречаются исключительно микрочастицы, и нет зерен более крупного размера. И каким был этот первоисточник, если серебром заражены породы на обширной территории. Ведь известно, что перенос вещества единовременными бурными водными потоками ведет не к концентрации вещества, а к его

разубоживанию.

Вопрос о природе кольцевых структур на изучаемой площади на данный момент также не имеет однозначного ответа. В ходе работ авторы впервые обнаружили прямые вещественные подтверждения импактной природы кольцевых структур «Осиновик» и «Тимонино» как возможных эродированных астроблем. Они представлены в виде разнообразных в минералогическом плане минералов-индикаторов и характерных изменений в них, а также повышенных на порядок концентрациях некоторых металлов в грунтовых водах непосредственно в самих структурах. Но проблема заключается в том, что по сложившейся традиции, для однозначного признания структуры импактной в ней должен быть в наличии полный набор признаков, присущих этим структурам: центральная горка, вал, геометрические параметры (диаметр, глубина), эруптивная брекчия, планарные структуры, импактные стекла, тагамиты, зювиты и др. В описываемом же случае, с учетом кардинального изменения рельефа водными потоками в позднечетвертичное время с массовым переносом и

переотложением огромного количества рыхлого материала, полного набора этих признаков ожидать не приходится. Поэтому, на основании полученных результатов и с учетом объяснений возможной истории развития этих структур, авторы все же склоняются к тому, что структуры «Осиновик» и «Тимонино» являются относительно древними (старше 100 000 лет) ударными кратерами, претерпевшими с момента своего появления череду преобразований под действием наложенных физических и геологических процессов. К таким процессам можно отнести модификацию структуры под действием силы тяжести, ее размыв и заполнение чужеродным материалом во время прохождения водных потоков, физическое и химическое разрушение оставшихся импактных минералов под воздействием грунтовых вод и др.

В отношении возможного импактного генезиса других многочисленных кольцевых структур, представленных круглыми и эллипсовидными озерами и раздувами рек, вопрос пока остается открытым и требует проведения дополнительных изысканий. Хотя, с другой стороны, какого-либо внятного объяснения появления почти идеально круглых депрессий на платформах с других позиций получить также сложно. На данный момент, присутствию импактных минералов в окружающих эти структуры породах можно дать 3 варианта объяснений: 1 – космическая пыль; 2 – остаточные реликты местного импакта, образовавшего эти кольцевые структуры, но основные следы которого были смыты водными потоками; 3 – ударные минералы могли быть принесены теми же потоками из района Белого или Онежского озер, которые сами могут иметь первоначально импактное происхождение [3]. Кстати, Белое озеро на такую роль очень даже подходит, учитывая его почти идеальную круглую форму и интенсивную отрицательную гравитационную аномалию.

В заключение отметим следующее. Присутствие себребра в значимом количестве в мелкозернистой рыхлой осадочной породе, почти в центре Восточно-Европейской платформы, где отсутствуют следы магматической

и вулканической деятельности, пока остается загадкой и является интересной и перспективной темой для изучения.

Заслуживает внимания и выявление возможной генетической связи присутствия импактных минералов во вмещающих породах с образованием многочисленных кольцевых депрессий на равнинных территориях, представленных озерами, особенно в тех регионах, где основные характерные признаки ударных событий смыты флювиальными потоками. Это может быть важно и в практическом плане, так как не исключено, что с подобными структурами могут быть связаны и разнообразные месторождения полезных ископаемых.

Коллектив авторов выражает благодарность заместителю директора ИФЗ РАН по науке А.В.Пономареву за помощь в организации проведения аналитических работ и ведущему научному сотруднику Лаборатории № 104 ИФЗ РАН С.Ю.Милановскому за ценные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Енгальцев С.Ю.* Метеоритные кратеры на севере Ярославской области. Геология XXI века.. – Саратов: СО ЕАГО, 2007. С. 95–96.
2. *Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав / А.Ф.Грачев А.Ф, О.А.Корчагин, В.А.Цельмович, Х.А.Коллманн // Физика Земли. 2008. № 7. С. 42–57.*
3. *Куликова В.В., Калинин Ю.К., Куликов В.С.* Тагамиты (?) в Заонежье как критерий обнаружения центральной части мишени астроблемы ОНЕГО // Проблемы и перспективы современной минералогии. Юшкинские чтения. – Сыктывкар, 2014. С. 154–156.
4. *Мелюш Г.* Образование ударных кратеров: геологический процесс. – М.: Мир, 1994.
5. *Murray J., Renard A.F.* Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. Vol. 3. Neil, Edinburg. 1891.

В журнале «Отечественная геология» № 3/2016 была опубликована статья «Литогенез в мезозойских рифтовых зонах Сибири, Забайкалья и Монголии» (авторы О.В.Япаскурт и Ю.Г.Цеховский). Данная работа выполнена по госбюджетной теме ФГУП ГИН РАН № 0135-2014-0067: «Динамика литогенетических процессов формирования и эволюции внутриконтинентальных рифтов и пострифтовых структур Евразии».

35^й МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС



27 АВГУСТА - 4 СЕНТЯБРЯ 2016 Г. | КЕЙПТАУН, ЮЖНАЯ АФРИКА

35-й Международный геологический конгресс состоится 27 августа-4 сентября 2016 года в Кейптауне (ЮАР). Это главное событие для геологов всего мира, в рамках которого будет происходить обсуждение проблем мировой геологии по трем основным направлениям: «Геология и Общество», «Геология и Экономика» и «Геология в науке». В работе Конгресса предполагается участие около 5 тысяч делегатов практически со всех стран мира, в том числе около 190 специалистов из Российской Федерации. В составе трех основных направлений Конгресса будет рассмотрено 48 различных тем, оформленных в специальные сессии и симпозиумы. В направлении «Геология и Общество» выделено 15 тем, среди которых можно отметить медицинскую геологию, роль геологии в развивающихся странах, подземные воды и проблемы гидрогеологии, почвоведение, геоинформационные системы и прочее. В направлении «Геология и Экономика» будут обсуждены 12 тем, посвященных вопросам оценки, поисков и разведки минеральных ресурсов и роли рудообразующих процессов в формировании месторождений полезных ископаемых. Большое внимание планируется уделить энергетическим полезным ископаемым – углю, нефти и газу, а также вопросам добычи и переработки полезных ископаемых, в том числе проблемам ресурсов будущего – перспективам критических металлов, и, конечно же, золоторудообразующим системам, поскольку страна-хозяйка является одним из крупнейших добытчиков этого желтого металла. Самое обширное направление – это «Геология в науке», включающая 21 тему, представленную в расписании Конгресса. Здесь большое внимание будет уделено Земле как планете от древности до современности, от земных глубин и до поверхности. Традиционно будут всесторонне рассмотрены проблемы магматической, метаморфической, осадочной и структурной геологии. Следует отметить присутствие изотопно-геохронологической тематики и тем, связанных с развитием жизни на Земле. Будет также уделено внимание вулканологии, океанологии, проблемам геологии Арктики и Антарктики, минералогии и планетологии. По каждой секции их руководителями выделено от одного до шести ключевых докладчиков, которые в своих выступлениях будут обсуждать наиболее интересные результаты, касающиеся тем секций. Помимо проведения самих сессий, в их рамках предполагается ряд симпозиумов, так, например, в сессии, посвященной золоторудообразующим системам предполагается проведение симпозиума по поведению золота в земной коре и др.

По материалам, предоставленным членом рабочей группы по подготовке Конгресса, членом-корреспондентом РАН, профессором Н.А.Горячевым.



www.35igc.org

