

Том 28, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь_Февраль 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

Екатерина Александровна Радкевич (к 100-летию со дня рождения)	3
<i>В.Г. Гоневчук, Т.Л. Крылова, А.А. Орехов, Г.А. Гоневчук, Д. К. Кокорина.</i> Особенности флюидного режима при формировании систем с медно-молибденово-золотой и медно-оловянной минерализацией (Искра-Соболиный узел Кавалеровского рудного района, Приморье)	5
<i>И.И. Фатьянов, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина.</i> Реконструкция рудообразующей системы Многовершинного золото-серебряного месторождения (Нижнее Приамурье) по данным о строении рудоносных зон и изотопным исследованиям	21
<i>П.Е. Михайлик, А.Н. Деркачев, О.В. Чудаев, Н.В. Зарубина.</i> Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море)	32
<i>И.А. Тарарин, В.М. Чубаров.</i> Гранитизация и магматическое замещение в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового массива Ганальского хребта Камчатки	44
<i>С.В. Высоцкий, В.В. Яковенко, А.В. Игнатьев, А.А. Карабцов.</i> Изотопные соотношения кислорода как индикатор генезиса “базальтовых” корундов	66
<i>В.И. Гвоздев.</i> Висмутовая минерализация в рудах шеелитового месторождения “Скрытое” и вопросы его генезиса (Приморье)	72
<i>С.В. Ефремов.</i> Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов	84
<i>В.Г. Невструев.</i> Изменение соотношений серебра и золота в гидротермальных рудных телах	96
<i>В.П. Молчанов, Г.Р. Саядян, Е.И. Медведев.</i> Самородное золото титаноносных россыпей Ариаднинского узла и его коренные источники (Приморье)	105
<i>Правила для авторов</i>	110

CONTENTS

Yekaterina A. Radkevich (100th bith anniversary)	3
<i>V.G. Gonevchuk, T.L. Krylova, A.A. Orekhov, G.A. Gonevchuk, D.K. Kokorina.</i> Fluid regime peculiarities of the formation of systems with copper-molybdenum-gold and copper-tin mineralization (Primorye)	5
<i>I.I. Fatyanov, V.G. Khomich, N.G. Boriskina.</i> Reconstruction of the ore-forming system of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit based on data on the structure of ore-bearing zones and isotopic studies (Lower Priamurye) ...	21
<i>P.E. Mikhailik, A.N. Derkachev, O.V. Chudaev, N.V. Zarubina.</i> Ferromanganese crusts from the Kashevarov Trough undersea rises (Sea of Okhotsk)	32
<i>I.A. Tararin, V.M. Chubarov.</i> Granitization and magmatic replacement in the contact aureole of the Yurchiksky gabbro-norite massif, Ganal Ridge of Kamchatka	44
<i>S.V. Vysotskiy, V.V. Yakovenko, A.V. Ignatyev, A.A. Karabtsov.</i> Oxygen isotope relations as an indicator of the “basalt” corundum genesis	66
<i>V.I. Gvozdev.</i> Bismuth mineralization in the ores of the Skrytoe scheelite deposit, and problems of its genesis (Primorye)	72
<i>S.V. Yefremov.</i> Geochemistry and genesis of ultrapotassic and potassic magmatites of the eastern shore of Chaun Bay (Chukotka), and their implication for metallogenetic specialization of tin-bearing granitoids	84
<i>V.G. Nevstruev.</i> A change in the silver/gold ratio in hydrothermal ore bodies	96
<i>V.P. Molchanov, G.R. Sayadyan, E.I. Medvedev.</i> Native gold from titanium-bearing placers of the Ariadnensky unit and its native sources (Primorye)	105
<i>Notes for Contributors</i>	110

ЕКАТЕРИНА АЛЕКСАНДРОВНА РАДКЕВИЧ

(к 100-летию со дня рождения)

12 декабря 2008 г. исполняется 100 лет со дня рождения Екатерины Александровны Радкевич – члена-корреспондента АН СССР, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки РСФСР, Героя Социалистического Труда.

Организатор, а затем, в течение 16 лет, директор Дальневосточного геологического института, Е.А. Радкевич всю свою жизнь посвятила исследованию рудных месторождений.

Первые работы Е.А. Радкевич, выполненные в Институте геохимии и минералогии, руководимом А.Е. Ферсманом и Д.И. Щербаковым, были посвящены сульфоантимонитам свинца и меди. Результаты исследования минералогии и генезиса Ляканского полиметаллического месторождения стали основой кандидатской диссертации (1938 г.) Екатерины Александровны и изложены в первой ее монографии.

В 1937 году Е.А. Радкевич начала исследовать оловянные и полиметаллические месторождения Восточной Сибири и Дальнего Востока. С этого времени месторождения и металлогения олова стали её “непреходящей любовью”. В коллективной монографии «Геология олова» (1947), являющейся уже более 60 лет настольной книгой геологов-оловянщиков, ею написаны разделы “Месторождения касситерито-сульфидной формации”, “Оловорудные месторождения СССР” и “Оловорудные месторождения зарубежных стран”. Очень важной в теоретическом и практическом отношениях была монография Е.А. Радкевич “Касситерито-сульфидные месторождения” (1953), написанная по материалам защищенной в 1948 году докторской диссертации. В ней дана классификация важнейшей для СССР (России) группы оловорудных месторождений, охарактеризованы основные закономерности их формирования и размещения, сформулированы прогнозно-поисковые критерии.

За эту работу Е.А. Радкевич была удостоена в 1954 году академической премии имени С.С. Смирнова.

В дальнейшем, развивая идеи С.С. Смирнова – своего учителя, Екатерина Александровна уточняет классификацию оловянных месторождений, формулирует критерии для оценки распространения оруденения на глубину и поисков слепых рудных тел.

С начала 50-х годов Е.А. Радкевич публикует работы по металлогении. Рассматривая региональные закономерности размещения различных металлов с топогеохимических позиций, намеченных А.Е. Ферсманом, с помощью металлогенического анализа, разработанного С.С. Смирновым, она приходит к выводу о геохимической неоднородности земной коры и верхней мантии и проводит типизацию рудоносных территорий по геохимическим особенностям, выделяя провинции “фемического” и “сиалического” профиля.

Развивая эти идеи в коллективных монографиях “Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья” (1960) и “Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья” (1962), а позднее – в монографических сводках по геологии, минералогии и геохимии типовых оловорудных районов – Комсомольского (1971) и Кавалеровского (1980), Е.А. Радкевич делает заключение о приуроченности рудных районов с различной минерализацией



к отдельным блокам в пределах структурно-формационных зон, характеризующихся разной историей развития и, соответственно этому, разным составом слагающих их пород и различной степенью погружения.

В это же время ею предлагаются методы составления металлогенических карт, на которых отражены разнообразные рудоконтролирующие и рудопоисковые признаки, поднимается вопрос о необходимости развития нового научного направления – металлогения рудных районов.

Особое значение в исследованиях Е.А. Радкевич имеют работы по металлогении Тихоокеанского пояса: в течение многих лет она возглавляла Тихоокеанский комитет по геологии и металлогении, а в списке её публикаций, включающем около 300 наименований, в том числе 26 монографий, этой проблеме посвящены более половины. В 1973 г. ею издана “Схема металлогении Тихоокеанского рудного пояса” масштаба 1: 45 000 000, на которой отражены основные закономерности распределения рудной минерализации, впервые для этой планетарной структуры выделены металлогенические пояса и зоны. Детальное описание их изложено в монографии “Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса” (1976). Дальнейшее развитие представления Е.А. Радкевич об особенностях формирования и размещения рудных месторождений в пределах Тихоокеанского пояса получили на “Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса” масштаба 1: 10 000 000 (1979) и в монографии “Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса” (1984). На карте показаны, а в монографии охарактеризованы основные рудные провинции пояса, проведена классификация рудных территорий, рассмотрены закономерности распределения главнейших металлов и разных типов эндогенных рудных формаций 230 рудных провинций и более 1500 месторождений!

За цикл работ по металлогении Азии Екатерина Александровна Радкевич была удостоена академической премии имени В.А. Обручева в 1987 году. Она любила её – эту Азию! Любила и, начиная с 1959 года, не расставалась с Дальним Востоком и Дальневосточным геологическим институтом. Только в 1993 году, за год до своей кончины, она перешла, а точнее – вернулась, на работу в Москву, в ИГЕМ.

В одном из последних интервью на вопрос “За что человек любит выбранную профессию?” – Екатерина Александровна ответила: “Любовь к своему делу – это то, что должно проходить через всю жизнь, придавать ей смысл, заставлять всего себя посвящать работе. Это – главное счастье Жизни!”.

Екатерина Александровна Радкевич прожила счастливую, долгую Жизнь. В этой жизни было много премий, званий, наград... Но главной наградой ей – востребованность результатов ее труда, память коллег и последователей.

Редколлегия журнала, коллектив ДВГИ ДВО РАН

**ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СИСТЕМ С
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВО-ЗОЛОТОЙ И МЕДНО-ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
(ИСКРА-СОБОЛИНЫЙ УЗЕЛ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)**

В.Г. Гоневчук¹, Т.Л. Крылова², А.А. Орехов¹, Г.А. Гоневчук¹, Д. К. Кокорина¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

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

Поступила в редакцию 24 июня 2008 г.

Рассмотрены особенности флюидного режима двух локализованных в юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье) рудно-магматических систем. Одна из них сопровождается минерализацией медно-порфирирового типа (месторождение Лазурное), другая – оловянной (медно-оловянной) гидротермального типа (месторождение Искра). Показано, что основным различием магматических этапов развития исследованных систем является хлорофильность системы медно-золотой и фторофильность – медно-оловянной. Подтверждено известное различие таких систем по параметру “окисленность – восстановленность” и показана разная эволюция этого параметра в исследованных системах. По результатам изучения флюидных включений в кварце постмагматических образований для рудообразования месторождения Лазурного характерны широкий температурный интервал и гетерогенность минералообразующей среды. Ранний его период отмечен сосуществованием водносолевых рассолов, в основном Na-Ca-Mg-хлоридного состава, и малоплотных газово-водных флюидов. При завершении рудообразования доминировали обычные гидротермальные растворы. Формирование месторождения Искра происходило в относительно узком температурном интервале из гомогенных флюидов существенно Na-хлоридного состава, имевших умеренную и низкую соленость.

Ключевые слова: режим флюидный, система рудно-магматическая, рудообразование, медь, олово, Кавалеровский рудный район, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство исследователей признают важнейшую роль летучих компонентов в формировании рудно-магматических систем. Теоретические и экспериментальные данные [2, 17, 24, 26 и др.] свидетельствуют, что именно участие флюидов может обусловить формирование крупных рудных скоплений, связанных с магматическими комплексами, в “исходных” расплавах которых содержания рудных компонентов близки кларкам. При этом состав флюидов и параметры их эволюции признаются разными для систем с разной металлогенической специализацией.

В оловоносных системах особое значение придается бору и фтору. В магматических расплавах эти галогены часто присутствуют совместно и, судя по геологическим и экспериментальным данным [11, 12, 17, 31, 38, 39], могут существенным образом влиять на их кристаллизацию, а также на особенности

фракционирования Sn, W и парагенных им компонентов. Для золотоносных систем большинство исследователей аналогичную роль отводят хлору. И в том и в другом случае признается высокая роль водонасыщенности (окислительно-восстановительного состояния) магматических расплавов.

Особенности флюидного режима магматического этапа эволюции рудообразующих систем, несомненно, должны предопределять особенности режима этапа постмагматического.

Уточнение существующих представлений и совершенствование моделей эволюции рудно-магматических систем с участием флюидов требует не только проведения новых экспериментов, но и новых сведений об условиях формирования разноранговых рудно-магматических систем. Особый интерес в последнем аспекте представляют результаты, полученные при исследовании металлогенических

объектов с контрастной минерализацией, сформировавшихся в сходных геологических обстановках. Результаты такого исследования представлены в статье.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объекта исследования нами выбран Искра-Соболиный (в некоторых публикациях – Соболиный) рудный узел Кавалеровского рудного района в Приморье.

Кавалеровский район, во многом благодаря личным исследованиям Е.А. Радкевич, а также исследованиям сотрудников Дальневосточного геологического института, который она возглавляла с 1959 по 1975 годы, известен как один из крупнейших оловорудных районов России [6, 29]. Значительно меньше сведений о его золотоносности [7, 18, 21, 32, 33]. В то же время, в юго-западной части этого района наблюдается генетически запрещенное, по мнению некоторых исследователей, пространственное совмещение оловянной и золотой минерализации (рис. 1). Здесь, вблизи оловянного месторождения Искра [8, 13], открытого в 1989 г. и обеспечивавшего основную часть добычи олова в районе в период с 1992 по 2000 годы, локализована группа рудопроявлений, эрозия которых обусловила формирование золотоносных россыпей [32, 33]. Основными источниками питания россыпей, которые обрабатываются с перерывами с шестидесятых годов прошлого столетия, рассматриваются минерализованные гранитоиды штоков Восточного и Западного, локализованные в истоках рек Соболиная и Изюбриная, соответственно, и породы их экзоконтактов. Из оловоносных магматических ассоциаций Кавалеровского района, с разной детальностью описанных в [6, 7, 25, 29], на этой площади наиболее полно представлены (рис. 1): 1) раннемеловая трахиандезит-монцонитовая ассоциация березовского или березовско-араратского комплекса, слагающая Араратский интрузив (металлогеническая специализация полиметалльно-колчеданная с оловом); 2) поздний мел-палеоценовая гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива, которая предполагается поздней фазой шумнинского гранитного комплекса (оловянно-редкометалльная специализация). По ряду признаков эти граниты могут быть аналогами лейкогранитов, обнаруженных в центральной части Кавалеровского района на глубине более 900 м в корневой части рудных тел месторождения Дубровского [19, 29].

Золотоносной является габбродиорит-плагиогранитная ассоциация [7], слагающая многочисленные мелкие тела в блоке, границы которого контро-

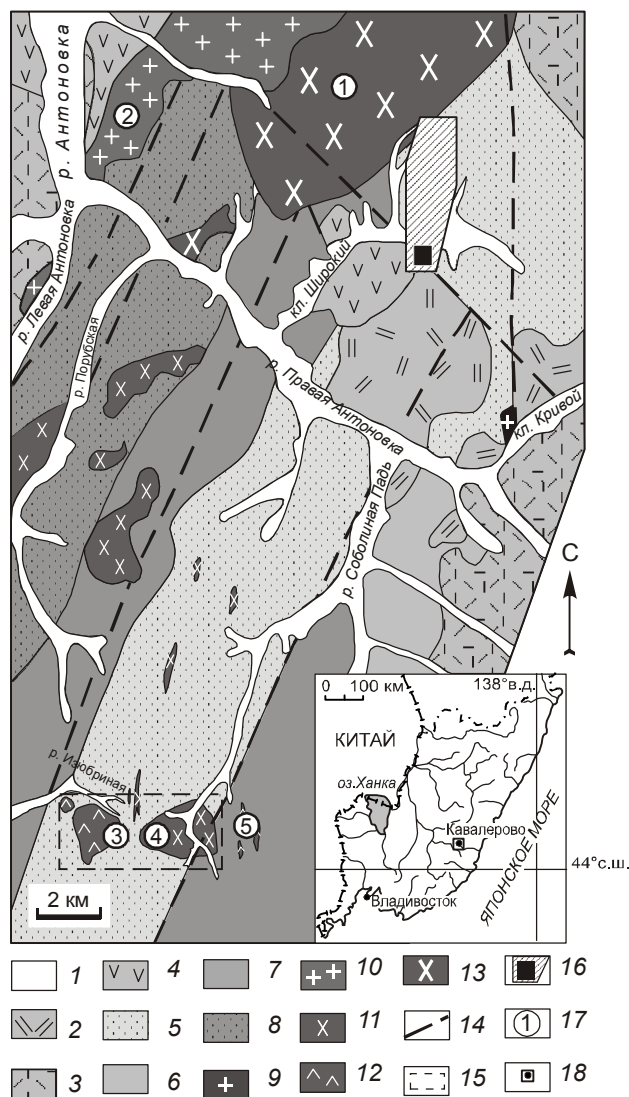


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западной части Кавалеровского рудного района (Искра-Соболиный рудный узел). По [20] с изменениями.

1 – аллювиальные отложения речных долин; 2–4 – вулканические породы: 2 – кислого состава, преимущественно лавы (богопольская свита K_2-P_1), 3 – кислого состава, преимущественно туфы (богопольская, сияновская свиты K_2-P_1), 4 – среднего состава (синанчинская свита); 5–8 – раннемеловые толщи терригенных пород: 5 – альб (дивнинская, светловоднинская, лужкинская свиты), 6 – апт (каталевская свита), 7 – готтерив-баррем (усть-колумбинская, приманкинская свиты), 8 – валанжин (ключевская свита); 9–13 – интрузивные породы: 9 – гранит-порфиры (богопольский комплекс, K_2-P_1), 10 – граниты и лейкограниты (шумнинский комплекс, K_2), 11, 12 – гранодиориты и диориты золотоносной ассоциации (K_{1-2}), соответственно, 13 – монцонитоиды березовско-араратского комплекса (K_1); 14 – зоны разломов; 15 – рудное поле месторождения Лазурное (границы рис. 3); 16 – рудное поле месторождения Искра (границы рис. 2); 17 – интрузивные тела: Араратское (1), Антоновское (2), Западное (3), Восточное (4), уч-ка Соболиный-IX (5); 18 – (на врезке) положение района исследований.

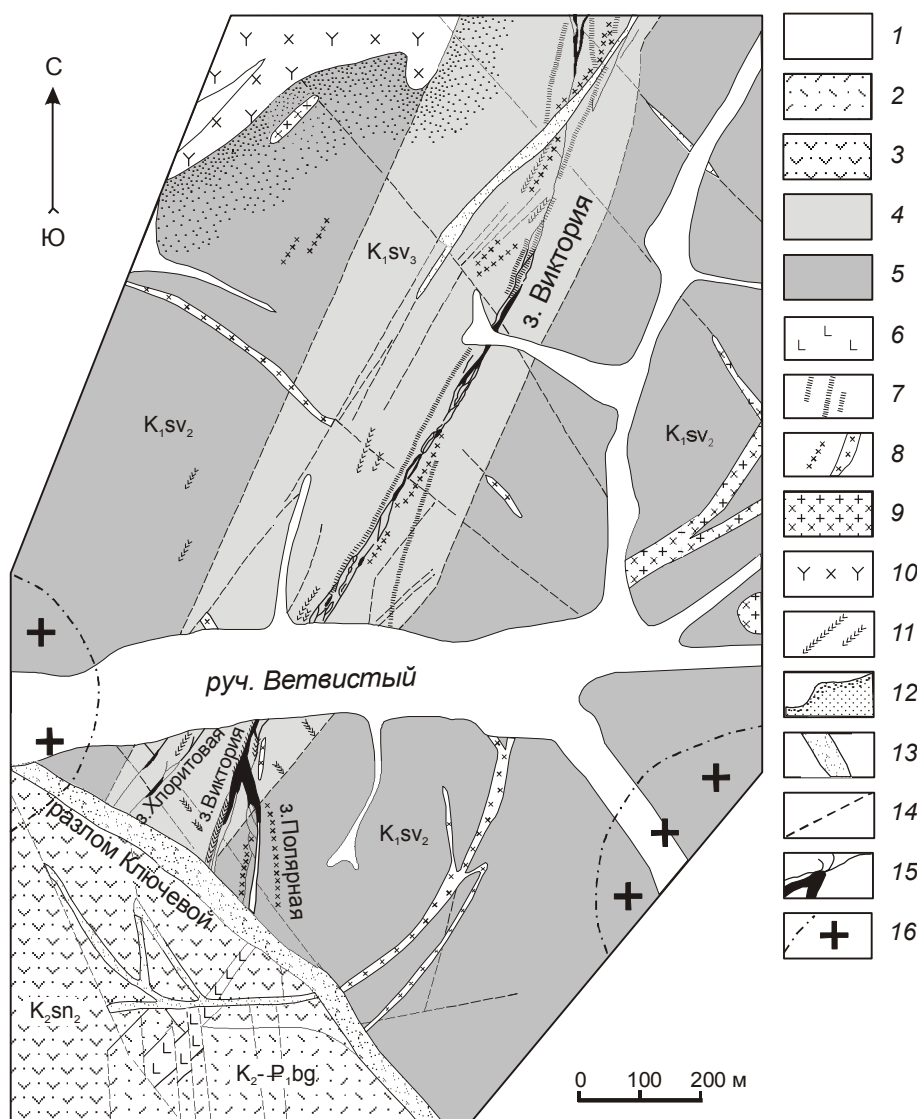


Рис. 2. Геологическая схема рудного поля месторождения Искра. По [13] с изменениями.

1 – отложения речных долин; 2 – риолиты богопольской свиты (K_2-P_1); 3 – андезиты и их туфы синанчинской свиты (K_2); 4 – разномерные полимиктовые песчаники и алевролиты верхней пачки светловоднинской свиты (K_1); 5 – алевролиты средней пачки светловоднинской свиты (K_1); 6 – дайки базальтов; 7 – дайки риолитов, риодацитов; 8 – дайки дацитов; 9 – дайки гранодиоритов; 10 – монцодиориты и монцогранодиориты Араратского интрузива; 11 – дайки андезитов; 12 – контактово-ороговикованные породы; 13 – тектоническая зона Ключевого разлома и его оперение; 14 – прочие разрывные нарушения; 15 – рудоносные зоны; 16 – скрытые гранитоидные купола, по геофизическим данным.

лируются долинами рек Соболиная, Левая и Правая Антоновка, трассирующими, вероятно, зоны разломов. По возрасту (около 100 млн лет), а в некоторой части и по составу, породы этой ассоциации сходны с породами Араратского массива.

Как типовые объекты в составе рудного узла нами исследовались оловорудное месторождение Искра и медно-молибденово-золотая минерализация гранитоидных штоков (участков) Восточного и Западного месторождения Лазурного.

Месторождение Искра (рис. 2) сформировалось в период 72.5–61.6 млн лет и представляет касситерит-хлоритовый тип позднемелового–раннепалеогенового этапа оловянного рудообразования в Кавалеровском рудном районе [8, 13]. Индикаторами рудогенерирующего очага предполагаются граниты Антоновского массива (около 65 млн лет), с которыми

связаны слабооловоносные кварц-сидерофиллитовые с флюоритом и топазом грейзены [19].

Из признаков, свидетельствующих о связи оловянного рудообразования с гранитами, отметим, что присутствие гранитов на глубине в рудном поле месторождения Искра фиксируется геофизическими методами (рис. 2), а их индикаторами на поверхности рассматриваются внутрирудные дайки риолитов и риодацитов. Относительная фтористость рудообразующей системы отмечается повышенными (до 0.3 мас. %) содержаниями фтора в гидротермально измененных породах и, редко, присутствием в них флюорита.

Важнейшая минералогическая особенность месторождения – присутствие оловянно-медных руд, халькопирит которых обогащен золотом (до 9 г/т) и содержит во включениях минеральную фазу селена –

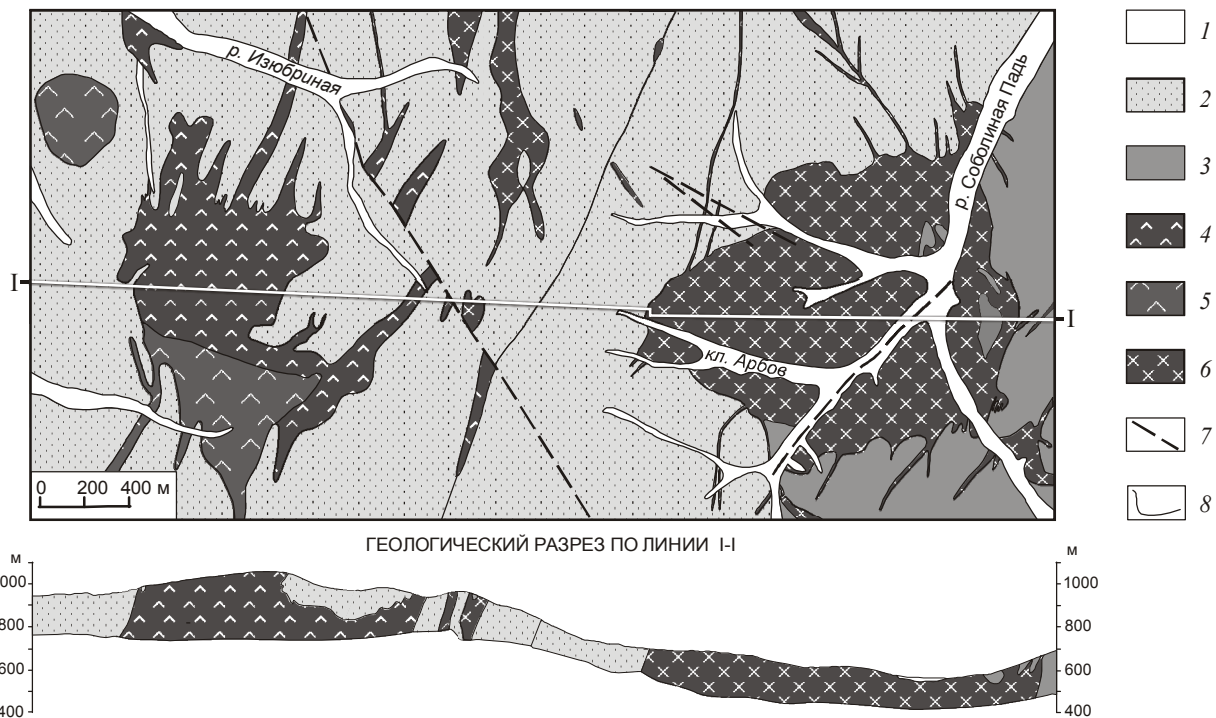


Рис. 3. Схематическая геологическая карта рудного поля месторождения Лазурное (составлена по материалам поисково-разведочных работ).

I – аллювиальные отложения речных долин; 2–3 – раннемеловые толщи терригенных пород: 2 – светловоднинская свита (K_1sv), 3 – приманкинская свита (K_1pm); 4–6 – интрузивные породы: 4 – габбродиориты и диориты, 5 – кварцевые диориты, 6 – гранодиориты и адамеллиты; 7 – предполагаемые тектонические нарушения; 8 – геологические границы.

лайтакариит, рассматривается как указание на возможное взаимодействие систем с оловянной и медно-золотой минерализацией [27].

Лазурное (рис. 3) является представителем группы мезозойско-кайнозойских медно-порфировых месторождений Западно-Тихоокеанского пояса [14]. Минерализация (К-Аг возраст по полевоому шпату: 90.1 млн лет – массив Восточный; 90.5 – массив Западный) пространственно и генетически связана со штоками Западным и Восточным, которые представляют разные фазы эволюции одной генетической ассоциации. Первый из них слагают, в основном, диориты (монцодиориты), кварцевые диориты, значительно реже отмечаются гранодиориты (адамеллиты), а второй – гранодиориты (адамеллиты) при подчиненной роли более основных разновидностей. И в том, и в другом штоках присутствуют дайки гранитовых аплитов, иногда граносиенитов. Из важнейших признаков геохимической (металлогенической) специализации гранитоидов “золотоносной” магматической ассоциации отметим, что наряду с отчетливой обогащенностью их медью фиксируется незначительное увеличение содержания олова в породах

последовательных фаз. Это, а также характер корреляционных связей рудных и петрогенных элементов, позволило нам сделать вывод о нарастании “потенциальной оловоносности” в эволюции этой ассоциации [21].

В Западном штоке, породы которого повсеместно слабо изменены (биотитизация, полевошпатизация, хлоритизация), минерализация преобладает в виде относительно равномерной вкрапленности халькопирита, иногда с молибденитом, пиритом. Реже отмечаются прожилки кварца, иногда с калиевым полевым шпатом, с этими же рудными минералами. Кварц здесь часто имеет слабую буровато-коричневую окраску, что может указывать на высокую температуру формирования прожилков. Отмечаются также зоны брекчирования в диоритах с последующей цементацией обломков “темным кварцем”, содержащим обильную вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита.

В штоке Восточном, породы которого изменены слабее, а среди вторичных минералов преобладает хлорит, минерализация, в основном, представлена сериями прожилков и жилами (первые десятки сан-

тиметров) кварца с вкрапленностью халькопирита, молибденита, пирита, реже – сфалерита, и очень редко – галенита. В зальбандах таких прожилков иногда присутствуют новообразования калиевого полевого шпата и кристаллы шеелита (шеелит отчетливо фиксируется в тяжелой фракции при отработке россыпи Соболиной). Кварц здесь, в отличие от описанного выше, белый, иногда полупрозрачный. Эта рудная ассоциация наиболее продуктивна в отношении золота.

С учетом данных А.И. Кривцова с соавторами [14], можно предполагать, что в штоке Западном преобладают рудные парагенезисы первой – “раннесульфидной” и второй – “продуктивной кварц-халькопиритовой”, а в Восточном – второй – “продуктивной” и третьей – “полиметаллической” стадий.

В аспекте исследуемой проблемы отметим, что в составе рудных парагенезисов штока Западного присутствуют самородное олово и оловянистая медь [33], а к востоку от штока Восточного (участок Соболиный IX; рис.1), где ведущими рудными элементами в зонах и жильных телах становятся Pb и Zn, содержание олова достигает 0.15 %.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методы и приборная база

Для корректной оценки особенностей флюидного режима формирования месторождений оловянной и золотой минерализации рудного узла мы сочли необходимым определить некоторые из параметров рудогенерирующего магматизма. В соответствии с отмеченным выше, важнейшими из них для решения поставленной задачи являются степень окисленности–восстановленности расплавов и их насыщенность фтором и хлором. Для определения первого параметра мы исследовали эволюцию соотношения разновалентного железа в породах последовательных интрузивных фаз (табл. 1, 2), дополняя полученные результаты сведениями об особенностях состава биотитов. Определения FeO и Fe₂O₃, так же как и других порообразующих оксидов, проведены с использованием атомного абсорбера “Hitachi”. Содержания фтора в породах определялись ионно-селективным (ионометр И-500, “Аквилон”), а хлора – рентгено-флуоресцентным (спектрометр S4 Pioneer, “Брюкер”) методами. Рентгено-флуоресцентным методом определены также содержания в породах Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y. Другие указанные в таблицах элементы определены (количественно) методом эмиссионной спектроскопии. Все перечисленные исследования выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Содержания фтора и хлора в биотитах и амфиболах определялись на рентгеновском микроанализаторе Camebax SX-50 в ИГЕМ РАН (Москва) и JEOL 8100

в ДВГИ ДВО РАН (Владивосток), а в апатитах – на сканирующем электронном микроскопе EVO-50XVP с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 в ДВГИ ДВО РАН.

В ИГЕМ РАН проведено также определение параметров флюидного режима при формировании медно-золотых руд месторождения Лазурного и медно-оловянных – месторождения Искра. С этой целью исследованы первичные флюидные включения (ФВ) в кварце указанных месторождений. Исследование проводилось методами микротермометрии на камере Linkam-THMS 600с длиннофокусным объективом 80× “Олимпус”, установленном на микроскопе с видеокамерой. Точность измерений составляет ±0.2°C в интервале температур от -60 до +60°C и ±1.5°C – за пределами этого интервала. Состав растворов, законсервированных во флюидных включениях, определяли по температурам плавления эвтектики (T_э). Было принято, что T_э от -21.2 до -33.6°C соответствуют растворам Na-хлоридного состава, а ниже -49.8°C – растворам, в которых преобладает CaCl₂ [36]. Растворы с T_э от -33.6 до -49.8°C интерпретировались как растворы Mg-хлоридного состава [37, 40]. Необходимо отметить, что температуры плавления эвтектик существенно ниже известных значений для двухфазных и трехфазных систем, что обусловлено присутствием в растворах дополнительных катионов. Поэтому при использовании результатов нашего исследования следует учитывать, что истинный катионный состав растворов включений сложнее, чем принято в результате их классификации по величинам T_э. Концентрация растворов, за исключением отдельных случаев приведенная в мас. % – экв. NaCl [23], определялась: для двухфазных включений – по температурам плавления льда [34], для включений с твердыми фазами – с помощью программы FLINCOR [35]. По этой же программе рассчитаны давление и плотность флюидов.

Результаты определения параметров флюидного режима

Ранее нами уже были охарактеризованы некоторые особенности флюидного режима формирования оловоносных и золотоносных магматических ассоциаций Кавалеровского рудного района [7, 18, 20]. В частности, было показано, что становление золотоносной ассоциации интрузивов, локализованных к югу от долины реки Правая Антоновка, сопровождалось ростом восстановленности расплавов (соответственно, и сосуществующих флюидов) от ранней интрузивной фазы габбродиоритов к поздней гранодиорит-плагиогранитной фазе. Этот вывод подтверждается данными табл. 1, 2 и

Таблица 1. Химический состав пород золотоносной ассоциации.

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ЛС-21	ГВ-138	А-135	А-189	ГВ-162	ГВ-122	ГВ-126	ГВ-308	ГВ-308/1	ГВ-161
SiO ₂	54.14	55.36	59.85	62.60	64.86	64.42	67.85	70.90	74.10	77.38
TiO ₂	0.97	0.67	0.50	0.67	0.92	0.62	0.44	0.16	0.16	0.30
Al ₂ O ₃	16.62	16.85	19.02	16.25	16.83	15.77	16.42	13.26	12.60	12.48
Fe ₂ O ₃	5.13	4.77	1.88	3.17	2.73	2.51	1.20	1.58	0.87	0.11
FeO	2.77	3.74	2.03	1.83	1.74	1.79	1.08	2.29	1.34	0.87
MnO	0.19	0.16	0.07	0.10	0.09	0.10	0.05	0.08	0.05	0.04
MgO	4.32	3.57	2.73	2.71	2.45	1.68	0.74	0.04	0.02	0.00
CaO	5.78	7.83	4.83	3.69	2.66	5.03	3.22	1.80	1.00	1.27
Na ₂ O	5.05	3.13	4.32	4.20	3.56	3.89	4.27	4.80	4.94	2.67
K ₂ O	2.50	2.71	2.55	3.24	2.88	2.48	3.17	4.21	3.90	4.10
H ₂ O	2.74	0.71	0.91	1.64	0.91	1.11	1.16	0.66	0.59	0.70
F	0.082	0.075	0.071	0.050	0.050	0.046	0.045	0.147	0.042	0.024
Cl	0.042	0.045	0.030	0.016	0.034	0.028	0.016	0.024	0.016	0.016
Сумма	100.33	99.62	98.79	100.17	99.71	99.47	99.66	99.95	99.63	99.96
Fe ³ /Σ Fe (ат.)	0.62	0.53	0.45	0.61	0.59	0.56	0.50	0.38	0.37	0.10
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O) (%)	0.33	0.46	0.37	0.44	0.45	0.39	0.43	0.47	0.44	0.61
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) (мол.)	0.77	0.75	1.02	0.95	1.22	0.86	1.01	0.84	0.89	1.12
Ni	30	29	30	37	40	13	9	<4	8	12
Co	15	13	19	10	10	6	3	-	-	4
Cr	50	27	55	89	79	19	14	-	11	15
V	230	300	160	160	150	100	100	5	7	50
Cu	290	220	90	85	32	30	66	7	8	23
Mo	5.0	2	? 1	1.1	2	-	13	2.3	1.6	6
Sn	3	3	3	3	4	3	3	7	8	3
Pb	9	7	6	5	13	6	4	30	32	34
Zn	69	160	46	43	71	67	40	150	160	62
B	11	26	19	10	7	3	3	5	7	23
Li		<20	<20	<20	18	<20	?20	?20	?20	<30
Rb		86	79	120	71	70	103	135	130	114
Sr		1046	768	588	641	694	699	28	33	146
Ba		511	513	705	550	539	507	165	216	591
Zr	130	89	113	16	133	42	93	268	976	109
Nb	-	7	13	14	14	6	10	26	11	18
Y	20	20	17	17	19	13.4	12.1	64	41	14

Примечание. 1 – диорит (субщелочной) пироксен-роговообманково-биотитовый измененный (альбитизация, хлоритизация), (массив Западный); 2 – монцодиорит пироксен-роговообманково-биотитовый (слабая актинолитизация и тонкие прожилки кварца), (массив Западный); 3 – кварцевый диорит (массив Восточный); 4 – монцодиорит (р. Порубская); 5 – гранодиорит роговообманковый с биотитом (к северо-западу от м-ва Западного); 6 – гранодиорит роговообманково-биотитовый (основная разновидность пород массива Восточного); 7 – гранит (центральная часть массива Восточного); 8 – гранит (массив Западный); 9 – лейкогранит (массив Западный); 10 – гранит, дайка (жила) в роговиках (на удалении к юго-востоку от м-ва Западного). Здесь и в таблице 2 петрогенные оксиды, фтор и хлор даны в мас. %, другие элементы – в г/т. Пропуск – отсутствие данных, прочерк – содержание ниже чувствительности метода. Содержания микроэлементов определены: от Ni до Li эмиссионным спектральным (количественным), от Cl до Y рентгено-флуоресцентными методами. Исследования выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ ДВО РАН.

положением на выявленном тренде оловоносных и золотоносных магматических ассоциаций фигуративных точек “типовых” пород Западного и Восточного штоков (рис. 4). Отметим, что содержание европия в породах золотоносной ассоциации, по нашим данным, направленно убывает от 1.32 г/т в габброидоритах до 0.53 г/т в гранитах, что также может свидетельствовать об увеличении степени восстановленности последовательных интрузивных фаз.

В своем исследовании “оловоносной” мы рассматриваем гранит-лейкогранитную ассоциацию массивов Антоновского и его северного продолжения – Шумнинского, описанную ранее как шумнинский комплекс [7, 9, 16]. Эволюция исследуемого параметра при ее формировании фиксируется переходом тренда из поля сильно восстановленных в поле окисленных расплавов.

Таблица 2. Химический состав гранитоидов оловоносной ассоциации (шумнинский комплекс).

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8
	ГВ-722	ГВ-725	ГВ-727	ГВ-252	А-195	А-185	ГВ-255	ГВ-259
SiO ₂	69.15	69.58	69.6	75.95	76.50	71.60	75.75	75.91
TiO ₂	0.35	0.02	0.25	0.04	0.08	0.15	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	15.46	15.51	15.94	13.19	11.6	11.93	12.59	11.15
Fe ₂ O ₃	1.43	0.10	1.30	1.16	0.68	2.84	1.70	2.17
FeO	1.73	0.07	1.09	0.37	0.38	1.91	0.01	3.08
MnO	0.12	0.06	0.09	0.05	0.02	0.07	0.04	0.09
MgO	0.63	0.00	0.35	0.01	0.6	0.60	0.01	0.40
CaO	1.50	0.18	1.62	0.17	0.84	1.00	0.01	0.40
Na ₂ O	4.30	2.63	4.67	4.03	3.91	4.23	4.03	0.27
K ₂ O	4.10	9.38	3.72	4.29	4.21	3.72	4.51	3.15
H ₂ O общ.	0.23	2.20	0.35	0.20	0.24	1.59	0.22	2.39
F	0.110	0.025	0.100	0.210	0.010	0.560	0.260	0.730
Cl	0.016	0.013		0.019	0.041	0.021	0.013	0.009
Сумма	99.13	99.76	99.08	99.68	99.24	100.25	99.18	99.81
Fe ³ /Σ Fe (ат.)	0.43	0.56	0.52	0.74	0.62	0.57	0.99	0.16
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O) (%)	0.49	0.78	0.44	0.52	0.52	0.47	0.53	0.90
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) (мол.)	1.09	1.05	1.09	1.14	0.93	0.93	1.09	2.43
Ni	6	2	-	4	-	3	3	3
Co	3	4	-	5	-	-	1	1
Cr	12	4	7	4	-	-	5	-
V	48	2	31	-	5	3	3	5
Cu	12	8	7	10	25	75	6	5000
Mo	-	-	-	2.5	-	6.2	2.5	7
Sn	30	9	43	24	3	14	35	1000
Pb	170	46	32	74	27	16	75	48
Zn	93	5	40	61	? 30	89	60	700
B	13	9	6	20	5	7	19	59
Li	50	20	30	155	22	178	600	140
Rb	344	458	334	736	206	467	788	721
Sr	96	59	110	5	28	21	12	12
Ba	154	125		17	68	75	35	31
Zr	278	17	154	100	66	217	85	83
Nb	34	5	27	71	25	174	28	51
Y	120	10	94	50	34	243	50	150

Примечание. 1–3 – Шумнинский массив: 1 – типичный среднезернистый биотитовый гранит, незначительно измененный (альбитизация, грейзенизация), 2 – шпировый пегматит в среднезернистом граните, 3 – мелкозернистый биотитовый гранит из дайки, рвущей среднезернистую разновидность; 4–8 – Антоновский массив: 4 – полнокристаллический относительно равномернозернистый гранит с биотитом (протолитионитом), 5 – мелкозернистый порфиоровидный гранит с биотитом, 6 – обогащенный биотитом мелкозернистый гранит вблизи контакта с вмещающими осадочными породами, 7 – крупнозернистый гранит с небольшим количеством биотита, замещенного (внешняя зона) протолитионитом. В микропрожилках – слюда типа мусковита-протолитионита, 8 – грейзен кварц-сидерофиллит-топазовый с флюоритом в порфиоровидных гранитах.

Активность кислорода для пород оловоносной и золотоносной ассоциаций фиксируется по составу биотитов в поле между буферными линиями кварц-фаялит-магнетит и магнетит-гематит. Значение $Lg f_{O_2}$ составляет, соответственно, -17 ($T \approx 650^\circ C$) и -12 ($T \approx 900^\circ C$) [7].

Тесно связанная с охарактеризованным параметром водонасыщенность магм, в сравнительном плане, может быть оценена по минералого-петрографическим и геологическим признакам. Для близких по кремнекислотности гранитоидных фаз золотонос-

ной и оловоносной ассоциаций (гранодиориты – плагиограниты и граниты-лейкограниты, соответственно) более водонасыщенными можно предполагать расплавы первой: в ее породах ранней кристаллизующейся фазой является роговая обманка, в то время как в “оловоносных” – плагиоклаз.

Формирование расплавов, пересыщенных водой ($H_2O > 4\%$ мас.), отмечает также обычное для эволюции магматизма медно-порфиоровых рудообразующих систем [14, 22] развитие автомагматических брекчий. Такие брекчии установлены по данным бу-

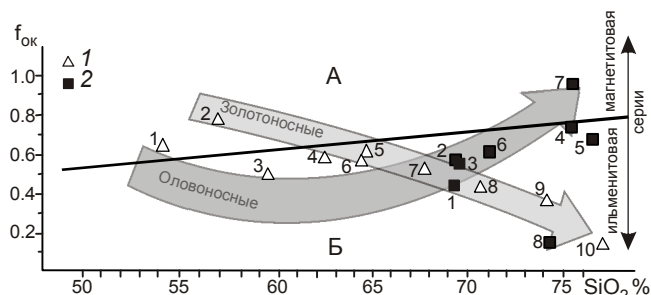


Рис. 4. Соотношение коэффициента окисленности магматических пород и их кремнекислотности.

1 – золотоносная ассоциация; 2 – оловоносная ассоциация. Поля на диаграмме: А – золотоносные; Б – оловоносные комплексы, по [20].

$f_{ок} = Fe^{+3}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ атомн. Номера точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах 1 и 2.

рения непосредственно в апикальной части массива Западного, где они сопровождаются инъекциями гранитов, иногда с турмалинизацией вмещающих роговиков. Очевидно, что эти образования являются поздними по отношению к диоритам (монодиоритам), доминирующим в составе массива, и роговикам, сформировавшимся при становлении этой – ранней фазы массива. Таким образом, можно предположить, что водонасыщенность расплава последовательных интрузивных фаз золотоносной системы возрастала.

Для оценки содержания и активности фтора и хлора в силикатном расплаве наиболее часто исследуется их распределение в последовательных интрузивных фазах, породообразующих темноцветных минералах и в апатите.

Данные таблиц 1 и 2 свидетельствуют, что породы золотоносной ассоциации имеют более высокие содержания хлора и низкие – фтора в сравнении с породами оловоносной ассоциации. При этом для первой прослеживается тенденция к понижению содержания указанных галогенов в последовательных фазах, а для второй – к повышению.

Эта специфика подтверждается при исследовании биотитов. Содержание фтора в них, по данным химического и микрозондового анализов, составляет 0.14–0.34 мас. % (среднее 0.24) для золотоносной ассоциации и более 1.0 мас. % – для оловоносной. При этом результаты микрозондового анализа отмечают значительную вариацию содержаний фтора в разных точках кристаллов биотита для пород золотоносной ассоциации и незначительную – в оловоносной. Однако в гранитах (лейкогранитах) последней отмечены кристаллы биотита с протолитиионитовой (сидерофиллитовой) каймой, где содержание фтора увеличивается до 2.5 – 3.0 %.

Содержания хлора в биотитах составляют 0.10–0.20 мас. % для золотоносной и 0.05–0.08 % для оловоносной ассоциаций.

Содержание фтора и хлора в роговых обманках (исследование проведено только для золотоносной ассоциации) обычно ниже, чем в биотитах. Например, в роговых обманках и биотитах гранодиоритов содержание фтора составляет, соответственно, 0.170 и 0.124 %, хлора – 0.110 и 0.047 мас. %, а адаметлитов – фтора – 0.200 и 0.144 %, хлора – 0.200 и 0.050 мас. %.

По результатам исследований апатита установлено, что в гранитах оловоносной ассоциации он представлен незональным или слабозональным фторапатитом с содержанием фтора 8.5–9.5 и хлора < 0.3 мас. %. В породах золотоносной магматической ассоциации апатит часто зональный, что при оптических исследованиях фиксируется наличием в нем окрашенных (темно-фиолетовых, черных) ядер. Содержание галогенов в этих апатитах фиксируется в ядерной зоне на уровне 6–9 мас. % для фтора и 0.3–0.5 мас. % – для хлора, а во внешней, соответственно, 5.5 и 0.3–0.5 мас. %.

Для характеристики флюидного режима рудообразования, как известно, наиболее широко используется исследование флюидных включений (ФВ) в кварце, что обусловлено не только его оптическими свойствами, но и тем, что он является “сквозным” минералом и несет наиболее полную информацию об эволюции рудно-магматических систем.

На месторождении Лазурное кварц исследовался с участков “Западный” и “Восточный” (соответственно интрузивам), что, по нашему мнению, позволяет выявить изменение параметров рудообразования, связанного с разными фазами эволюции рудноносного магматизма. Ранний кварц с обоих участков разбит многочисленными трещинами, которые трассируются обычно очень мелкими вторичными флюидными включениями. Для изучения первичных ФВ, характеризующих наиболее ранний период минералообразования, выбирались участки кварцевых агрегатов, не затронутые трещинами.

Фазовый состав ФВ, обнаруженных в кварце изученных образцов, весьма разнообразен (рис. 5):

- многофазные, содержащие газ, раствор, а также изотропную и анизотропную твердые фазы (тип I);
- трехфазные, содержащие газ, раствор и изотропную твердую фазу (тип II). Местами в этих ФВ присутствует черная непрозрачная твердая фаза, по видимому, рудный минерал;
- двухфазные, содержащие газ и раствор (тип III);

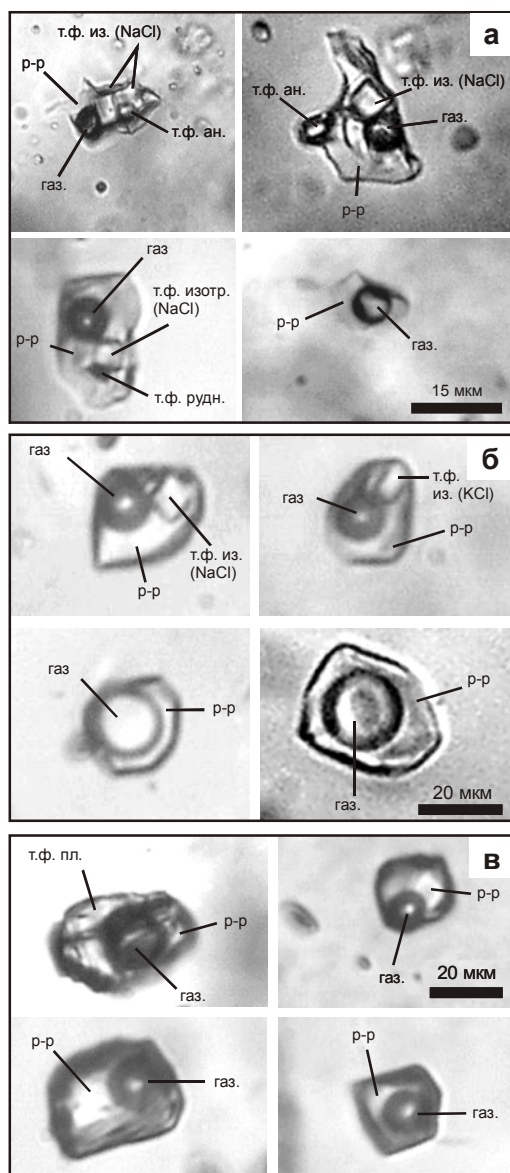


Рис. 5. Типичные флюидные включения в кварце.

а–б – месторождение Лазурное: а – участок Западный; б – участок Восточный; в – месторождение Искра; т.ф. из. – твердая фаза изотропная; т.ф. ан. – твердая фаза анизотропная; т.ф. рудн. – твердая фаза рудная; т.ф. пл. – твердая фаза пластинчатая.

- газové или существенно газové с пленкой раствора по стенкам вакуолей (тип IV).

Результаты исследования ФВ по образцам, представляющим наиболее характерную минерализацию участков “Западный” и “Восточный”, приведены в табл. 3.

В кварце участка “Западный” обнаружены все типы ФВ, однако наиболее распространены многофазные и трехфазные (тип I и II) (рис. 5а). В отдельных зернах кварца наблюдается совместное присутствие

многофазных (тип II) и существенно газových (тип III) ФВ, указывающее на их одновременный захват.

Для многофазных ФВ (тип I) характерны два интервала температур гомогенизации (T_r): 462–418 и 355–307° С. Включения с $T_r = 462–418$ ° С содержат хлоридные растворы с преобладанием Ca^{2+} ($T_s = -69/-54$ ° С) или Mg^{2+} ($T_s = -49/-36$ ° С) и насыщенные Na^+ . Концентрация растворов разного состава близка и составляет 54.8–53.7 мас. % – экв. NaCl, что соответствует рассолам-расплавам. Включения с более низкими (355–307° С) температурами гомогенизации содержат растворы Na-хлоридного состава ($T_s = -35/-28$ ° С) с концентрацией 38.2–32.2 мас. % – экв. NaCl. В ряде ФВ наблюдалось плавление гидратов солей при температурах выше 0° С, что указывает на присутствие в них кроме Cl^- других анионов, возможно, HCO_3^- , HSO_4^- , CO_3^{2-} или сульфат-иона [3].

Общий интервал температур гомогенизации трехфазных ФВ (тип II) составляет 487–383° С. Включения с температурами 487–470° С заполнены Na-хлоридным флюидом ($T_s = -28/-26$ ° С) с концентрацией 57.4–55.8 мас. % – экв. NaCl, что соответствует рассолам-расплавам. Более низкотемпературные ФВ этого типа с $T_r = 463–383$ ° С содержат Ca-хлоридные растворы ($T_s = -70/-49$ ° С). Концентрация их также соответствует рассолам и составляет 54.9–45.6 мас. %. Изотропная твердая фаза имеет показатель преломления, близкий показателю кварца, и является, по-видимому, кристаллами NaCl, что свидетельствует о насыщенности минералообразующих флюидов натрием и хлором.

Анизотропные кристаллы и рудную твердую фазу ФВ I и II типов растворить не удалось. В высокотемпературных (выше 380° С) ФВ этих типов полная гомогенизация завершалась растворением изотропных твердых фаз. Солевые флюиды, захваченные такими высокотемпературными ФВ, имели уникально высокую плотность 1.47–1.18 г/см³, в то время как включения с более низкими T_r (гомогенизация происходила при растворении газа) захватили менее плотные флюиды (1.12–1.09 г/см³).

Во всех ФВ I и II типов, содержащих твердые фазы, при частичной гомогенизации происходило исчезновение газа, тогда как полная гомогенизация завершалась растворением изотропных твердых фаз. Анизотропные кристаллы и рудную твердую фазу растворить не удавалось. Солевые флюиды при температурах выше 380°С имели плотность 1.47–1.18 г/см³.

Общий интервал температур гомогенизации двухфазных ФВ (тип III) составляет 430–130° С. Включения с T_r в интервале 430–190° С содержат в ос-

Таблица. 3. Результаты исследования флюидных включений в кварце месторождений Лазурное и Искра.

	Геол. №	n	Фазы	T _{пл.эвт.} °С	T _{пл.льда} °С	T _{исч.газа}	T _{раств.тф}	T _{гом.} °С	С, мас. %	Состав р-ра	D, г/см ³	
Месторождение Лазурное	участок Западный	ЛС-23	3	г+р+тф из	-28/-27		152-147	487-470	487-470	57.4-55.8	NaCl	1.47-1.38
			2	г+р	-30/-29	-3.4/-3.1	420-396		420-396	5.6-5.1	NaCl	0.55-0.47
			6	г+р	-26/-23	-3.9/-1.0	395-383		395-383	6.3-1.7	NaCl	0.58-0.50
			5	г+р	-65/-58	-21.0/-8.3	147-130		147-130	21.1-19.6	Ca(Mg,Na)Cl	1.1
		ЛС-27А	6	г+р+тф из+ан	-69/-54		338-263	462-418	462-418	54.8-49.5	Ca(Mg,Na)Cl	1.30-1.21
			4	г+р+тф из+ан	-49/-36		356-281	453-431	453-431	53.7-50.9	Ca(Mg,Na)Cl	1.27-1.18
		191-2001	3	г+р+тф из	-70/-50		352-280	463-383	463-383	54.9-45.6	Ca(Mg,Na)Cl	1.30-1.19
			3	г+р	-29/-24	-7.0/-3.5	430-399		430-399	10.5-5.7	NaCl	0.66-0.48
			3	г+р+тф из	-75/-67		397-384	300-238	397-384	38.2-34.2	Ca(Mg,Na)Cl	1.11-1.09
	ЛС-21	4	г+р+тф из+ан+руд	-33/-28		355-314	230-207	355-314	33.5-32.2	NaCl	1.12-1.11	
		4	г+р+тф из+ан	-35/-30		340-307	266-170	340-307	35.7-30.5	NaCl	1.14-1.10	
		9	г+р	-26/-24	-6.3/-4.0	345-310		345-310	9.6-6.5	NaCl	0.75-0.73	
	участок Восточный	188-2001	2	г+р	-40/-39	-6.9/-6.5	330-329		330-329	10.4-9.9	Mg(Na)Cl	0.79-0.78
			6	г+р	-26/-22	-4.9/-1.4	260-193		260-193	7.7-3.1	NaCl	0.93-0.80
			5	г+р	-29/-25	-3.3/-2.0	264-247		264-267	5.4-3.4	NaCl	
			9	г+р	-32/-25	-7.5/-5.9	459-441		459-441	10.7-9.1	NaCl	0.54-0.50
			3	г+р+тф из***К	-29/-26		352-345	433-422	433-422	51.2-49.9	Na(K)Cl	1.9-1.7
	187-2001	5	г+р	-29/-24	-3.9/-2.6	390-379		390-379	6.2-4.2	NaCl	0.59-0.55	
3		г+р	-29/-24	-1.4/-1.1	392-385		392-385	2.3-1.5	NaCl	0.49		
5		г+р	-33/-25	-5.0/-4.0	345-335		345-335	7.9-6.5	NaCl	0.73-0.72		
5		г+р+тф из	-68/-55		245-220	322-300	322-300	39.5-38.1	Ca(Mg,Na)Cl	1.16-1.15		
14		г+р	-33/-23	-4.4/-2.3	380-350		380-350	7.0-3.9	NaCl	0.69-0.55		
8		г+р+тф из	-72/-65		303-278	324-310	324-310	40.1-38.9	Ca(Mg,Na)Cl	1.12-1.10		
5		г+р**	-25/-23	-7.2/-6.0	287-267		287-267	10.7-9.2	NaCl	0.88-0.85		
Месторождение Искра	67-97	6	г+р	-33/-24	-3.4/-2.1	286-275		286-275	5.6-3.6	NaCl	0.81-0.77	
		10	г+р	-26/-23	-1.7/-1.3	284-260		284-260	2.9-2.2	NaCl	0.80-0.76	
		5	г+р (+тф пласт)	-33/-29	-8.2/-6.5	270-260		270-260	11.9-9.9	NaCl	0.90-0.87	
		6	г+р	-28/-25	-1.5/-1.0	251-230		251-230	2.6-1.7	NaCl	0.84-0.81	
		2	г+р	-24	-2.5	249-242		249-242	4.2	NaCl	0.85-0.84	
	ИС-ХЛ-6	6	г+р	-35/-25	-3.9/-1.3	271-250		271-250	6.3-2.2	NaCl	0.84-0.80	
		1	г+р	-25.4	-2.8	203		203	4.7	NaCl	0.90	
	67-97 (2)	4	г+р	-25	-3.0/-0.9	263-255		263-255	5.0-1.6	NaCl	0.84-0.79	
		4	г+р	-29/-23	-2.9/-0.4	165-142		165-142	4.8-0.7	NaCl	0.94-0.93	
	3-98	8	г+р	-30/-23	-2.9/-1.2	309-247		309-247	4.8-2.1	NaCl	0.84-0.74	
		2	г+р	-27/-24	-4.3/-4.6	232-227		232-227	6.9-5.9	NaCl	0.89-0.88	
	78-97	9	г+р	-22/-10	-1.7/-0.8	307-280		307-280	2.9-1.4	NaCl(HCO ₃ ?SO ₄ ?)	0.76-0.70	
		1	г+р	-20	-1.9	241		241	3.2	NaCl(HCO ₃ ?SO ₄ ?)	0.7	

новном Na-хлоридные растворы ($T_3 = -31/-22^\circ \text{C}$), концентрация которых варьирует от 10.5 до 3.1 мас. % – экв. NaCl (в среднем – около 6 мас. %). При нагревании ФВ после замораживания в ряде из них в интервале от 0 до 32°C наблюдалось плавление гидратов солей. В единичных ФВ с $T_r = 330-329^\circ \text{C}$ основным катионом является Mg^{2+} ($T_3 = -40/-39^\circ \text{C}$, $C = 10.4-9.9$ мас. %). Плотность гомогенных флюидов при температурах $420-380^\circ \text{C}$ составляла $0.58-0.47 \text{ г/см}^3$ и возростала до $0.93-0.73 \text{ г/см}^3$ при $T = 340-190^\circ \text{C}$. Тем не менее, это значительно ниже плотности гомогенных флюидов включений типов I – II.

Отмечено также присутствие низкотемпературных ФВ ($T_r = 147-130^\circ \text{C}$) с преобладанием хлоридов Ca^{2+} . Растворы в этих ФВ имеют значительно более высокую соленость (21.1–19.6 мас. %, экв. CaCl_2), при плотности гомогенного флюида 1.1 г/см^3 .

В газовых и существенно газовых ФВ (тип IV) фазовые изменения, как правило, не обнаруживались. Они содержат малоплотный, преимущественно водный флюид.

В кварце с участка “Восточный” обнаружены флюидные включения II, III и IV типов (рис. 5 б) при преобладании двухфазных и существенно газовых разновидностей (типы III и IV).

Трехфазные ФВ с изотропной твердой фазой (тип II) гомогенизируются в температурных интервалах $433-422$ и $324-300^\circ \text{C}$. Для более высокотемпературных из них характерны $T_3 = -29/-26^\circ \text{C}$ и концентрация 51.2–49.9 мас. % – экв. NaCl, т.е., они содержат Na-хлоридные растворы-рассолы. Для низкотемпературных ФВ также характерны хлоридные рассолы, но

с более низкой концентрацией – 40.1–38.1 мас. % – экв. NaCl. Основным катионом в этих рассолах является Ca^{2+} ($T_3 = -72/-55^\circ \text{C}$). Плотность гомогенного флюида понижалась с падением температуры от $1.9-1.7$ до 1.1 г/см^3 .

В некоторых ФВ этого типа показатель преломления изотропной твердой фазы отличается от показателя преломления кварца, а кристаллы ее имеют удлиненную форму, характерную для KCl.

Двухфазные ФВ (тип III) гомогенизируются в интервале температур от 459 до 267°C и содержат, в основном, Na-хлоридные растворы, концентрация которых варьирует от 10.7 до 1.5 мас. % независимо от температуры (среднее – 8.5 %). Некоторые ФВ, имеющие T_r в интервале $459-441^\circ \text{C}$, гомогенизировались в газ. Температуры гомогенизации ФВ в интервале выше 380°C имеют значения на $5-10^\circ \text{C}$ ниже критической. Плотность флюидов, законсервированных в этих включениях, была чрезвычайно низкой и составляла $0.73-0.49 \text{ г/см}^3$. В значительном количестве двухфазных включений наблюдалось плавление гидратов солей при температурах выше 0°C , что указывает на присутствие кроме Cl^- других анионов (возможно HCO_3^- , HSO_4^- , CO_3^{2-} или сульфат-ион). По-видимому, количество анионов-примесей при температурах гидротермальных растворов ниже 280°C увеличивается, т.к. в низкотемпературных ФВ гидраты занимают значительную часть объема вакуолей. Плотность флюидов с понижением температуры возростала от 0.50 до $0.88-0.85 \text{ г/см}^3$.

В газовых и существенно газовых ФВ (тип IV) при микротермометрии фазовые изменения, как пра-

Примечание к табл. 3. $T_{\text{пл. эвт.}}$ – температура плавления эвтектики, $T_{\text{пл. льда}}$ – температура плавления льда, $T_{\text{исч. газа}}$ – температура растворения газа, $T_{\text{раств. тф.}}$ – температура растворения твердой фазы, $T_{\text{гом.}}$ – температура полной гомогенизации ФВ, C – концентрация раствора (мас %) в NaCl эквиваленте, D – плотность флюида (г/см^3), рассчитанная для $T_{\text{гом.}}$ системы NaCl–H₂O, P – давление насыщенного пара системы NaCl–H₂O. ** – много клатратов; *** – предполагается, что твердая фаза – KCl. ЛС-23 – зона дробления (рудная жила) мощностью до 20 см в диоритах с цементацией осветленных (калишпатизированных) обломков кварцем с молибденитом, халькопиритом и калиевым полевым шпатом. Центральная часть Западного интрузива; ЛС-27А – там же, тонкие (до 1 см) разноориентированные прожилки кварца с молибденитом в калишпатизированных габбродиоритах; 191–2001 – прожилки кварца с вкрапленностью халькопирита, пирита и молибденита в восточном экзоконтакте (ороговикованные алевропесчаники) Западного интрузива; ЛС-21 – аналог ЛС-23, в сульфидной ассоциации много пирита; СБ-1 – жильный кварц с халькопиритом, пиритом и золотом из зоны дробления и окварцевания в эндо- и экзоконтакте юго-восточной апофизы Западного интрузива (верховья р. Изюбриной); 188–2001 – жильный кварц с сульфидами в ороговикованных алевролитах; западный экзоконтакт Восточного интрузива (истоки кл. Арбов); 187–2001 – жильный кварц с гнездами и вкрапленностью халькопирита, пирита, западный эндоконтакт Восточного интрузива (верховья кл. Арбов); ГВ-1419 – жильный кварц с халькопиритом, сфалеритом, пиритом ± молибденит, Au, зона дробления и минерализации в гранодиоритах Восточного интрузива (кл. Арбов вблизи устья); 67–97 – зона Халькопиритовая, карьер, кварц-хлоритовые прожилки с халькопиритом и редким касситеритом в алевролитах; ИС-ХЛ-6 – то же; 67–97 (2) – там же, в ассоциации – карбонат; 3–98 – зона Виктория, кварцевая жила с редкой вкрапленностью сульфидов и касситерита; 78–97 – верхний горизонт зоны Полярной, преимущественно халькопиритовая руда с редким касситеритом.

вило, не наблюдались. Лишь в единичных ФВ отмечено замерзание CO_2 . В двух газовых ФВ удалось зафиксировать плавление CO_2 при температурах -63.6 и -62.3°C , что значительно ниже тройной точки чистой CO_2 . Гомогенизацию CO_2 наблюдать не удалось – она происходила в газ при низких температурах и заметить ее практически невозможно. Очевидно, ФВ III типа содержат малоплотный водный или водно-углекислотный флюид с примесью каких-то других газов, вероятнее всего, метана.

Флюидные включения в кварце оловянных и медно-оловянных руд **месторождения Искра** довольно однообразны. Как правило, они имеют двухфазный состав (газ + раствор; тип III – IV) (рис. 5 в). В ряде кварцевых зерен из различных образцов во включениях наблюдается твердая фаза в виде пластинчатых кристаллов. На месторождении Арсеньевское аналогичная фаза определена как мусковит [4]. Однако ее вряд ли следует считать дочерней из-за неравномерного распределения в соседних вакуолях. По этой причине ФВ с такой твердой фазой не выделены нами в отдельный тип.

Общий интервал температур гомогенизации включений составляет $309\text{--}142^\circ\text{C}$. Большинство включений содержат Na-хлоридные растворы, в которых присутствует некоторое количество других катионов ($T_3 = -35/\text{--}23^\circ\text{C}$). Концентрация растворов варьирует незакономерно от 11.9 до 1.7 мас. %. Многие ФВ помимо Cl^- содержат и другие анионы, о чем свидетельствует плавление гидратов солей выше 0°C . В газовой фазе некоторых ФВ наблюдалось замерзание CO_2 в интервале $-100/\text{--}120^\circ\text{C}$, но плавление и гомогенизация были не видны, очевидно, вследствие гомогенизации в газ при температуре, близкой к температуре плавления. В ряде ФВ, имеющих $T_f = 307\text{--}280^\circ\text{C}$, эвтектика плавилась в интервале $-19/\text{--}8^\circ\text{C}$. Подобные значения T_3 невозможно интерпретировать однозначно – они могут характеризовать K-хлоридные растворы или растворы не хлоридного состава, содержащие хлор-ион [3]. Плотность гомогенного флюида составляла $0.94\text{--}0.77\text{ г/см}^3$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

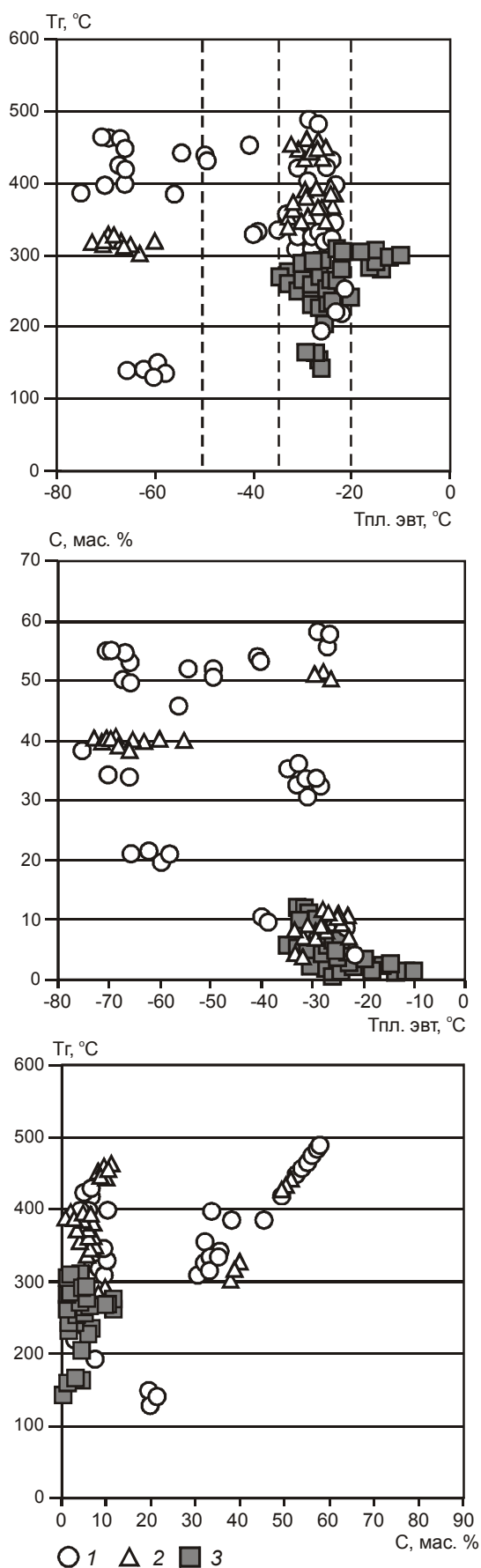
Особенности флюидного режима магматического этапа

Новые сведения о содержании фтора и хлора в породах и минералах позволяют оценить степень «фторидности-хлоридности» исследованных магматических систем, которая, по мнению большинства исследователей, является важнейшим фактором их металлогенической специализации.

В соответствии с аналитическими данными (табл. 1, 2), а также эмпирическими и экспериментально установленными коэффициентами распределения фтора между биотитом и силикатным расплавом [1, 5], наиболее вероятное содержание его в расплавной и флюидной фазах могло составлять, соответственно, 0.03 и 0.09 мас. % в золотоносной, 0.13 и 0.045 % – в оловоносной системах.

Оценки по хлору менее определенные. Это обусловлено, с одной стороны, ограниченным количеством аналитических данных, а с другой – наличием большого числа факторов, влияющих на распределение хлора в системе расплав–флюид [15]. Один из важнейших среди них – соотношение калия и натрия в расплаве – в исследуемых нами магматитах существенно различается. Различными являются и содержания SiO_2 и H_2O , также влияющие на распределение хлора в системе магматический расплав–флюид. По данным табл. 1, 2, наиболее вероятные содержания хлора составляют в золотоносной ассоциации: 430 г/т – в первой, габбродиорит-диоритовой, 350 – г/т во второй, гранодиоритовой, 160 – в третьей, гранитной и 150 г/т – в заключительной, лейкогранит-сиенитовой фазах. То же в оловоносной: 150 г/т в – главной, гранитной, 250 г/т – в дополнительной, лейкогранитной фазах и 100 г/т – в грейзенизированных гранитах. Содержание хлора во флюиде, с учетом того, что оно примерно в 18 раз выше, чем в сосуществующем с ним расплаве [9, 15], для золотоносной ассоциации изменялось от 0.8 до 0.2 мас. %. Сброс хлора во флюид, судя по его распределению в породах, мог происходить при кристаллизации каждой из трех интрузивных фаз. В оловоносной ассоциации содержание хлора изменялось от 0.2 до 0.4 мас. %, а основной сброс во флюид происходил при формировании лейкогранитов.

Как подчеркивают авторы использованных нами экспериментальных данных, к оценкам содержания фтора (хлора) в магматических расплавах и сосуществующих флюидах, рассчитанным по установленным экспериментально коэффициентам, следует относиться с осторожностью, поскольку эти коэффициенты зависят от множества факторов: температуры, давления, общей концентрации элемента в системе и др. И тем не менее, полученные результаты позволяют говорить о том, что рудогенерирующая магматическая система месторождения Лазурного (медно-золотая минерализация) исходно была более окисленной, водонасыщенной и хлоридной в сравнении с системой месторождения Искра (оловянная с медью минерализация) – относительно восстановленной, маловодной и фторидной.



Магматическая система Лазурного развивалась с уменьшением степени окисленности при одновременном понижении концентрации фтора и хлора. Такая эволюция, при установленных содержаниях галогенов в биотите, могла, в соответствии с [5], обусловить проявление на разных этапах (фазы магматизма) медно-молибденовой ($\pm Au$) (хлорофильный флюидно-металлогенический тип гранитоидов) и (или) медно-золото-полиметалльной ($\pm Mo$) (водный флюидно-металлогенический тип) минерализации. Именно это фиксируется в особенностях минерализации участков “Западный” и “Восточный”.

Оловоносная магматическая система (месторождение Искра, грейзены Антоновского массива) изначально восстановленная и фторидная, эволюционировала с накоплением фтора и хлора в остаточном очаге. Уровни содержания фтора и хлора в биотите последовательных интрузивных фаз фиксируют изменение водного флюидно-металлогенического типа гранитоидов на хлор-фторофильный тип. Соответственно, в этой “оловоносной” системе могла проявляться вольфрамовая и медно-полиметалльная ($\pm Au$) минерализация.

Различия в эволюции флюидного режима магматических систем должны были найти отражение в параметрах формирования связанной с ними рудной минерализации, основными объектами которой являются месторождения Лазурное и Искра.

Особенности флюидного режима рудообразующего этапа

Полученные результаты показывают, что формирование месторождения Лазурного происходило в температурном интервале от 500 до 130° С, при этом, несмотря на общую близость параметров флюидного режима рудообразования участков “Западный” и “Восточный”, существовали их значимые различия (рис. 6).

Минерализация участка “Западный” сформировалась, в основном, при температурах 490–190° С. При температурах выше 380° С минералообразующая среда здесь была гетерогенна и состояла из водно-солевого и газового флюидов, о чем свидетельствуют одновременный захват и, следовательно, син-

Рис. 6. Соотношение температур гомогенизации (T_g), плавления эвтектики ($T_{пл. \text{эвт.}}$) и концентрации (C) растворов флюидных включений в кварце месторождений Лазурное и Искра.

1–2 – месторождение Лазурное: 1 – участок Западный, 2 – участок Восточный; 3 – месторождение Искра.

генетичность трехфазных, многофазных и газовых ФВ. Водно-солевой флюид имел Na-хлоридный или Ca-Na-Mg-хлоридный состав и содержал значительное количество рудных компонентов. Для него характерны уникально высокие соленость (до 57 мас. %) и плотность (до 1.5 г/см³). По этим параметрам он соответствует рассолам. Газовый флюид был преимущественно водным и в интервале 430–380° С трансформировался в низкоплотный (0.5–0.7 г/см³) водно-солевой флюид.

При температурах ниже 380° С минералообразование происходило из гидротермальных, в основном, Na-хлоридных растворов. Временами они содержали значительное количество Ca, вероятно, Mg, K и других катионов, а также небольшое количество дополнительных анионов, предположительно HCO₃⁻, HSO₄⁻, CO₃²⁻ или SO₄²⁻. В температурном интервале от 400 до 300° С в минералообразовании участвовали как высокоплотные рассолы (C = 38–30 мас. %, D = 1.1 г/см³), содержащие значительное количество рудных компонентов, так и растворы средней солености с концентрацией 7–10 мас. %, (плотность – 0.7–0.8 г/см³). Концентрация растворов с падением температуры до 200° С понижалась до 3–8 мас. % и вновь значительно возрастала при T < 150° С.

Образовавшийся в этом температурном интервале золотосодержащий кварц (табл. 3) разбит трещинами и в значительной степени перекристаллизован. Первичные ФВ в нем двухфазные (газ+раствор; тип III), имеют температуру гомогенизации 264–247° С, Na-хлоридный (T_г = -29/-25° С) состав растворов с концентрацией 5.4–3.4 мас. %.

Минерализация на участке “Восточный” сформировалась в температурном интервале 460–270° С. В начальный период, при температурах выше 380° С, минералообразование происходило в основном из газовых окологранных флюидов (T_г на 5–10° ниже критической), имевших Na-хлоридно-углекислотный состав и чрезвычайно низкую плотность – около 0.5 г/см³. При температурах около 430–420° С в минералообразующую систему поступали высококонцентрированные (ок. 50 %) высокоплотные (1.9–1.7 г/см³) Na-хлоридные рассолы, в составе которых, вероятно, присутствовало значительное количество K⁺. Аналогичные хлоридные рассолы, но с более низкой концентрацией (38–40 %) и менее плотные (1.10–1.16 г/см³), проявлены и при более низких температурах – 320–300° С. В их катионном составе преобладает Ca, присутствуют Na, K и, возможно, другие катионы. Однако роль таких рассолов в рудообразовании была, по-видимому, невелика, т.к. содержащиеся их ФВ встречаются редко. При дальнейшем снижении температуры, возможно за счет смешения

с метеорными водами, газовые гетерогенные флюиды трансформировались в гомогенные гидротермальные растворы средней и, периодически, низкой солености. Они имели Na-хлоридный состав, временами с некоторым количеством других анионов (возможно, HCO₃⁻, HSO₄⁻, CO₃²⁻ или SO₄²⁻).

Месторождение Искра, по вышеприведенным результатам, сформировалось при температурах 310–140° С из гомогенных гидротермальных флюидов преимущественно Na-хлоридного, временами более сложного состава, содержавших углекислоту, имевших концентрацию в интервале 11.9–1.7 мас. % и плотность 0.7–0.9 г/см³. Температурный интервал формирования месторождения Искра может быть более широким, прежде всего, в высокотемпературной области. Например, по данным [13], образование руд этого месторождения происходило в интервале от 450 до 150° С с кристаллизацией основной массы касситерита при температуре 350–280° С.

Давление при минералообразовании рассмотренных объектов не достигало значительных величин и определялось, в основном, давлением водных флюидов. По приближенной оценке (для насыщенного пара системы NaCl–H₂O) оно составляло: на месторождении Лазурное, участок “Западный” – 360–5 бар, “Восточный” – 5–460 бар; на месторождении Искра – 5–70 бар. С учетом относительной близости установленных величин, поправки на давление к температурам гомогенизации не вводились, а приведенные выше их значения следует считать минимальными температурами минералообразования. Отметим, тем не менее, что на участке Западном по отдельным образцам (191–2001, табл. 3) фиксируется давление на уровне 1.5–2.5 кбар, что согласуется с широким развитием здесь взрывных брекчий.

ВЫВОДЫ

Рудогенерирующая магматическая система юго-западной части Кавалеровского рудного района представлена двумя комплексами с разной специализацией и эволюцией флюидного режима. Это могло быть одной из главных причин совмещения здесь медно-золотой с молибденом (месторождение Лазурное) и медно-оловянной (месторождение Искра) минерализации.

Для рудообразования месторождения Лазурного характерны широкий температурный интервал и гетерогенность минералообразующей среды, выраженная в сосуществовании водно-солевых рассолов, в основном, Na-Ca-Mg-хлоридного состава, и малоплотного газового флюида, в котором преобладает водяной пар. Такая система наиболее отчетливо прояви-

лась на участке “Западный” в связи с габбродиорит-гранодиоритовой фазой магматизма. Она сменялась обычными гидротермальными растворами при завершении рудообразования. Этот этап является главным на участке “Восточный”, где в магматической ассоциации доминируют адамеллиты. Подобная эволюция обычна для месторождений порфирирового типа, формирующихся во временной и территориальной близости с магматическим очагом [10, 22, 28].

Формирование месторождения Искра произошло в относительно узком температурном интервале из гомогенных флюидов существенно Na-хлоридного состава, имевших умеренную и низкую соленость. Оно является типичным месторождением гидротермального типа. Относительно низкие, в сравнении с другими месторождениями Кавалеровского района, температура и давление рудообразующих флюидов на этом месторождении могут быть обусловлены тем, что здесь имеет место лишь один из трех (или четырех) этапов оловянного рудообразования, проявленных, как правило, на других крупных месторождениях района.

С учетом места исследованных объектов в схеме геодинамической эволюции региона [30] полученные результаты можно рассматривать как подтверждение сделанного ранее [4] вывода о том, что на месторождениях, связанных с магматизмом трансформных окраин (Лазурное), минералообразующие флюиды содержат значительное количество катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , тогда как в условиях субдукционных окраин (Искра) основным катионом в составе флюидов является Na^+ . Однако, по мнению авторов, эти признаки могут также отражать разную степень близости рудообразования с магматизмом и различия вещественного состава генерирующих флюиды расплавов.

Исследование выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00381-а) и Президиума ДВО РАН (проекты № 06-III-A-08-320 и № 06-III-B-08-366).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфилогов В.Н., Бобылев И.В., Анфилогова Г.И., Зюзева Н.А. Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов. М.: Наука, 1990. 109 с.
2. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 149 с.
3. Борисенко А.С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений в минералах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, № 4. С. 917–920.
4. Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л. и др. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловянных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 6. С. 537–570.
5. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов М.: Наука, 1986. 191 с.
6. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 251 с.
7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
8. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. и др. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77–87.
9. Дельбов Ф., Лебедев Е.Б., Малинин С.Д. Поведение иона хлора и катионный обмен в системе магматический расплав – флюид // Геохимия. 1986. № 11. С. 1550–1558.
10. Коваленкер В.А., Крылова Т.Л., Киселева Г.Д., Кигай И.Н. Условия образования Au-Mo(W)-Pb-Zn руд атипичного порфирирового Бугдаинского месторождения // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 1. С. 96–99.
11. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 156 с.
12. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
13. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловянного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 226–247.
14. Кривцов А.И., Мигачев А.Ф., Попов В.С. Медно-порфирировые месторождения мира М.: Недра, 1986. 236 с.
15. Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиях силикатный расплав – воднохлоридный флюид // Геохимия. 1995. № 8. С. 1110–1130.
16. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
17. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 237 с.
18. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Контрастная оловянно-золотая минерализация юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье) и магматизм как фактор ее формирования // Материалы VII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле” М.: МГРИ-МГГРУ, 2005. С. 161.
19. Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района. (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79–91.
20. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Интрузивные комплексы юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморский край, Россия): особенности состава и генезиса // Материалы VIII Международной конференции. Москва: МГГРУ, 2007. С. 182–185.
21. Петраченко Р.И., Гоневчук В.Г., Петраченко Е.Д. Рудно – магматическая зональность Соболинского узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндоген-

- ной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 164–179.
22. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 202 с.
 23. Реддер Э. Флюидные включения в минералах Т. I. М.: Мир, 1987. 558 с.
 24. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
 25. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловяносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
 26. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
 27. Семеняк Б.И., Коростелев П.Г., Кокорин А.М. и др. Селеновая минерализация в оловяноносных месторождениях Приморья // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 284–296.
 28. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
 29. Финашин В.К. Оловяноносные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
 30. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция японского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
 31. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибаева Н.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1982. № 8. С. 1094–1107.
 32. Юшманов Ю.П. Золото-медно-порфировые магматогенно-рудные системы Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине // Геология и горное дело в Приморье: Тез. докл. конф. Владивосток, 2000. С. 102–103.
 33. Юшманов Ю.П., Верещаков В.В. Элементы группы платины в месторождениях золота Центрального Сихотэ-Алиня // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 567–571.
 34. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano-Siena. 1994. P. 117–130.
 35. Brown P.E. FLINCOR: A Microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Am. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
 36. Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions // Fluid Inclusions: Applications to Petrology: Mineral. Association of Canada. Short Course. Handbook 6. 1981. P. 75–100.
 37. Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 591–601.
 38. Nedachi M., Sato K., Furukawa Y., Kovalenko S.V., Korenbaum S.A., Khanchuk A.I. Geochemistry of Cl, F and S in the felsic magmatism associated with mineralization in the Circum Japan Sea region // Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Proceeding of the Interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 243–246.
 39. Pollard P.J., Pichavant M., Charoy B. Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich systems // Mineralium Deposita. 1987. V. 22, N 4. P. 315–321.
 40. Spenser R.J., Moller N., Weare J.N. The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25°C // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 575–602.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.G. Gonevchuk, T.L. Krylova, A.A. Orekhov, G.A. Gonevchuk, D.K. Kokorina

Fluid regime peculiarities of the formation of systems with copper-molybdenum-gold and copper-tin mineralization (Primorye)

The main peculiarities of fluid regime of two ore-magmatic systems located in the south-western part of the Kavalerovo ore district (Primorye) are considered. One system is accompanied with mineralization of porphyry copper type (Lazurnoe deposit), the other is attended by tin (copper-tin) mineralization of hydrothermal type (Iskra deposit). It is shown that the main distinction of the magmatic stage of development of the study systems is a high chlorine content of the copper-gold and high fluorine content of the copper-tin system. It is confirmed that such systems differ in the "oxidation-reduction" parameter, and different evolution of this parameter in the investigated systems is shown. The results of the study of fluid inclusions in quartz of postmagmatic assemblages indicate that the ore formation process at the Lazurnoe deposit is characterized by a wide temperature range and heterogeneity of the mineral-forming environment. Its early period is marked by coexistence of water-saline brines, mainly of Na-Ca-Mg-chloride composition, and low-density gas-water fluids, while at the end of ore formation common hydrothermal solutions dominated. The Iskra deposit formed in a relatively narrow temperature range from homogeneous fluids of essentially Na-chloride composition noted for moderate and low salinity.

Key words: fluid regime, ore-magmatic system, ore formation, copper, tin, Kavalerovo ore district, Primorye.

**РЕКОНСТРУКЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ МНОГОВЕРШИННОГО
ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ) ПО
ДАННЫМ О СТРОЕНИИ РУДОНОСНЫХ ЗОН И ИЗОТОПНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ**

И.И. Фатьянов, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток

Поступила в редакцию 24 мая 2008 г.

Реконструкция гидротермальной рудообразующей палеосистемы Многовершинного золото-серебряного месторождения проведена путем выделения структурно-вещественных элементов, слагающих рудоносные зоны, с учетом их положения и механизмов образования на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности, а также изотопных данных. Использование структурно-вещественных элементов при расшифровке событий рудогенеза позволило учесть и синхронно, и последовательно формировавшиеся составные части рудных тел, что значительно повысило качество опорных данных при построении динамической модели месторождения. Предложенный подход к реконструкции гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения может быть использован при построении моделей других рудных объектов.

Ключевые слова: гидротермальная палеосистема, золото-серебряные месторождения, изотопы кислорода и углерода, Нижнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

При реконструкции гидротермальных рудообразующих систем и построении моделей формирования месторождений исследователям неизбежно приходится обращаться к материалам о составе и строении рудоносных тел. На практике обычным является разделение всего минерального многообразия месторождений на парагенезисы, ассоциации, комплексы с дальнейшим объединением выделенных подразделений в рамках разномасштабных временных отрезков – стадий, этапов, периодов. Однако такой традиционный подход к реконструкции гидротермальных палеосистем ограничивает возможности учета синхронно возникавших минеральных сообществ, что влияет на объективность результатов. Оптимизировать исследования возможно, если для расшифровки событий рудогенеза использовать элементы строения рудоносных тел. При этом, расчленение рудных тел на составные части предложено проводить по структурно-вещественным признакам с учетом механизма образования выделяемых элементов и их положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности. Эффективность использования структурно-вещественных элементов при построении

моделей рудообразующих систем продемонстрируем на примере известного своими масштабами Многовершинного золото-серебряного месторождения Нижнего Приамурья.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многовершинное месторождение изучалось специалистами Министерства геологии (ДВИМС, ПГО Дальгеология, ЦНИГРИ), сотрудниками ряда подразделений Академии Наук (ГЕОХИ, ДВГИ, ИГЕМ). Накоплена обширная геологическая информация, используемая при эксплуатации месторождения и его дальнейшей разведке. При описании объекта мы опирались на фондовые и опубликованные материалы с привлечением результатов собственных исследований.

Месторождение, согласно одной из схем геотектонического районирования юга Дальнего Востока [11], приурочено к зоне сопряжения Амуро-Охотской горст-аккреционной системы и Амурского рифто-грабена. Оно находится в северо-западной части позднемелового–палеогенового Бекчиулского вулканоплутонического сооружения (ВПС), сформировавшегося на месте очаговой структуры центрального типа. Вулкано-плутон в период своего становле-

ния представлял собой весьма специфическую золотоконцентрирующую флюидно-магматическую систему, реализация металлогенического потенциала которой происходила в малоглубинных условиях. Магматиты сооружения представлены двумя достаточно контрастными и вместе с тем взаимосвязанными породными ассоциациями: ранней – слабо дифференцированной андезит-гранодиоритовой нормальной щелочности и поздней – заметно дифференцированной монцогранодиорит-гранитовой субщелочной [14]. С андезит-гранодиоритовой ассоциацией связано золото-серебряное оруденение, в наиболее концентрированном виде проявившееся в пределах Улской андезитовидной вулканоструктуры, одной из крупных (10–15×25–30 км) вулканических построек Бекчиулского ВПС (рис. 1). Эффузивно-пирокластические образования преимущественно среднего состава выполняют здесь локальную депрессию, вытянутую вдоль северо-западного контакта Бекчиулского гранитоидного плутона. Фундаментом вулканической постройки являются верхнеюрские–нижнемеловые песчанико-алевролитовые отложения, которые смяты в линейные складки северо-восточного простирания.

Вулканиты пропицитизированы с разной степенью интенсивности. Выделены биотит-эпидот-альбитовая и серицит-хлорит-эпидот-альбитовая фации пропицитов, отражающие температуру (и глубинность) их формирования [17]. Таким образом, фациальная зональность пропицитов является дополнительным критерием для приближенной оценки уровня эрозионного среза отдельных участков рудного поля: блоки вулкаников с биотитом в новообразованных ассоциациях эродированы заметно сильнее.

Золото-серебряная минерализация сосредоточена в протяженных (до 10 км) и мощных (до 100 м) жильно-метасоматических зонах, прослеженных на глубину до 600 м в породах вулканической постройки и ее фундамента. Зоны приурочены к крутопадающим северо-восточным разрывным нарушениям, вероятно унаследованным от соскладчатых деформаций терригенного основания.

Примечательно положение жильно-метасоматических зон в структуре месторождения (рис. 1). Поскольку зоны трассируют систему северо-восточных нарушений, определивших ступенчато-блоковое строение рудного поля с погружением блоков по мере удаления их от Бекчиулского гранитоидного плутона, они и эродированы в различной степени. Наиболее эродирована приближенная к плутону зона Водораздельная. Сильной и умеренной эрозии подверглась зона Главная. Умеренно и слабо эроди-

рована зона Промежуточная. И, наконец, самая удаленная от плутона зона Медвежья практически не вскрыта эрозией и фиксируется по ореолу надрудных изменений.

Поперечные к жильно-метасоматическим зонам северо-западные разломы разбивают каждую из них на ряд звеньев, эрозионный срез которых также различен. Оруденелые звенья зон имеют статус рудных тел. Самыми погруженными и потому наименее эродированными являются центральные звенья жильно-метасоматических зон, их фланги более приподняты и сильнее эродированы (рис. 1).

СТРОЕНИЕ ЖИЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СХЕМА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Жильно-метасоматические зоны месторождения характеризуются весьма сложным (многочленным) строением. Это обусловлено участием в их формировании разнотипных (по механизму действия) процессов, сопровождавших движение к палеоповерхности восходящих гидротермальных потоков. Дренажными каналами для гидротерм служили крутопадающие тектонические нарушения северо-восточного простирания, по которым, в связи с формированием куполовидной морфоструктуры вулкано-плутона и растяжением околокупольного пространства, происходила разгрузка динамических напряжений с движениями сбросо-сдвигового характера (суммарная вертикальная амплитуда перемещения блоков – первые сотни метров). Вдоль путей фильтрации гидротерм проявлялось интенсивное метасоматическое замещение пород, шло залечивание существенно кварцевым субстратом разрывных нарушений с отложением и переотложением больших объемов минерального вещества, происходило периодическое флюидно-эксплозивное брекчирование жильного выполнения.

Внедрение на позднем этапе формирования ВПС субщелочных гранитоидов привело к локальному скарнированию жильно-метасоматического субстрата зон, а на контактах с интрузивными телами – к его термальной перекристаллизации. Совмещенность при этом всего минерального многообразия в северо-восточных линейных тектонических структурах с наложением поздних минеральных комплексов на более ранние (при слабой контрастности некоторых из них по вещественному составу) потребовала неординарных подходов к изучению строения жильно-метасоматических зон. Было предложено деление зон на составные части осуществлять с учетом их структурно-вещественных признаков, механизма образования и положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности [15]. Пе-

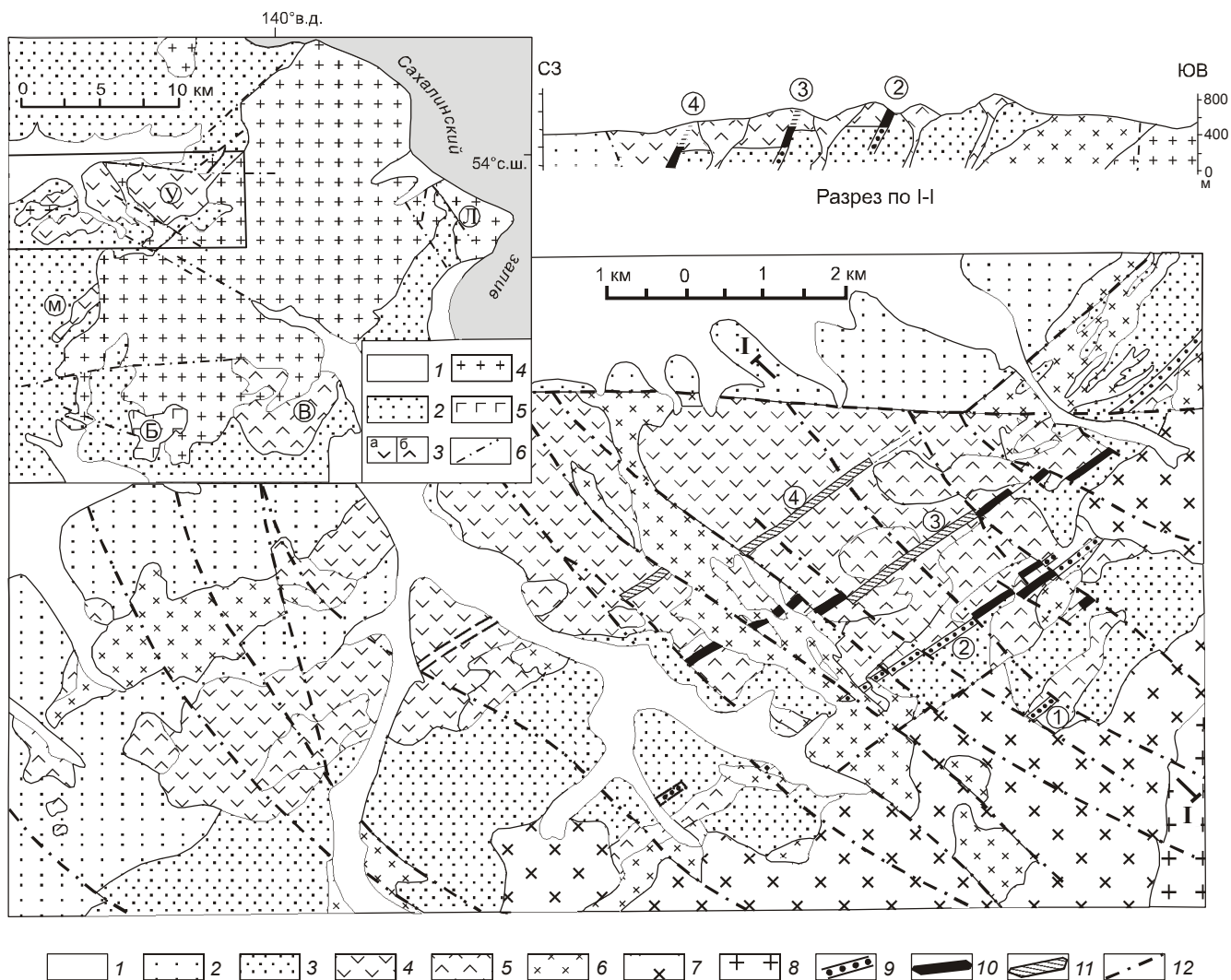


Рис. 1. Геолого-структурная карта Многовершинного рудного поля (по материалам геолого-разведочных работ). На врезке – положение рудного поля в структуре Бекчиулского ВПС.

1 – современные осадки; 2–3 – терригенные песчаниково-алевролитовые отложения: 2 – нижний мел, горинская и пионерская свиты, 3 – верхняя юра, силинская и падалинская свиты; 4–8 – дат-палеоценовый вулканоплутонический комплекс: 4 – покровные вулканические фации (лавы, брекчиевые лавы и туфы андезитов и андезидацитов), 5 – прижерловые, жерловые и субвулканические фации (крупнопорфировые андезиты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфириды, в том числе кварцевые), 6 – субинтрузивные диоритовые порфириды (в том числе кварцевые), гранодиорит-порфиры, порфиридные гранодиориты, 7 – преимущественно монцогранодиориты, 8 – преимущественно граниты; 9–11 – звенья жильно-метасоматических зон: 9 – сильно эродированные, 10 – умеренно и слабо эродированные, 11 – не вскрытые эрозией (ореолы надрудных изменений); 12 – тектонические нарушения. Цифрами в кружках обозначены жильно-метасоматические зоны: 1 – Водораздельная, 2 – Главная, 3 – Промежуточная, 4 – Медвежья.

На врезке: 1 – современные осадки; 2 – юрско-меловые терригенные отложения; 3 – дат-палеоценовые вулканические образования: а – покровные вулканические фации (лавы, брекчиевые лавы и туфы андезитов и андезидацитов), б – прижерловые, жерловые и субвулканические фации (крупнопорфировые андезиты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфириды, в том числе кварцевые). Буквенными индексами обозначены вулканические постройки: У – Улская, М – Мариинская, В – Вынгинская, Л – Литкинская группа жерловых аппаратов; 4 – позднемеловой–палеогеновый Бекчиулский (Б) базальтоидный щитовой вулкан; 6 – тектонические нарушения.

речень структурно-вещественных элементов зон приведен в последовательности, соответствующей началу их образования:

- метасоматиты кислотного выщелачивания, формировавшиеся вдоль северо-восточных тектонически ослабленных линейных структур отделявшимися от магм восходящими гидротермальными потоками при их фильтрации в сторону палеоповерхности;

- кварцевые тела, возникшие вследствие залечивания кремнеземом северо-восточных разрывных нарушений в условиях устойчивого поперечного их растяжения;

- участки флюидно-эксплозивного (и тектонического) брекчирования ранее образованного субстрата зон с кварцевым, адуляр-кварцевым (редко – карбонатно-кварцевым) цементом;

- ореолы прожилковой перекристаллизации кварцевого субстрата, окаймляющие участки брекчирования;

- карбонатные тела, возникшие в результате залечивания локальных участков северо-восточных нарушений карбонатным субстратом в условиях поперечного растяжения рудолокализирующих структур, когда снижение флюидного давления в дренажных каналах достигало уровней, позволявших проникать туда инфильтрационным термам из порового пространства окружающих пород (сохранились, вследствие скарнирования, фрагментарно);

- скарноподобные метасоматиты (магнезиально-железистые, железистые, марганцовистые) и их низкотемпературные аналоги, образование которых обусловлено возбуждением (реювенацией) завершающейся гидротермальной деятельности внедрением субщелочных интрузивов (с повсеместным скарнированием карбонатных тел и локальным развитием по кварцевому субстрату высоко-, средне- и низкотемпературных ассоциаций);

- участки термального преобразования жильно-метасоматических зон в контактовом ореоле субщелочных интрузивных тел позднего этапа внедрения;

- карбонатные тела (послескарновые), возникшие после “возвращения” гидротермальной системы к доскарновому температурному режиму и маркирующие завершение деятельности плутоногенно-вулкано-генной гидротермальной системы;

- турмалин-кварцевые, кварцевые, карбонатные жилки и прожилки, ориентированные ортогонально к простиранию жильно-метасоматических зон и являющиеся продуктами уже иной (более поздней) – плутоногенной – гидротермальной системы, связанной со становлением монцогранодиорит-гранитовой ассоциации вулкано-плутона.

Как видим, в строении жильно-метасоматических зон отражена специфика их формирования. В основном зоны сложены продуктами гидротермальной деятельности ацидофильного типа, сопряженной со становлением ранней (андезит-гранодиоритовой) ассоциации вулкано-плутона. На более чем 95 % жильное выполнение представлено кварцевым агрегатом с примесью переменных количеств серицита, калишпата, рудных минералов. Вместе с тем, присутствие в кварцевом субстрате обособленных карбонатных тел свидетельствует о поступлении в дренажную систему существенно иных по кислотно-основным характеристикам терм. Данные по изотопии карбонатов [1] подтверждают, что их образование обусловлено деятельностью нагретых метеорных вод, представлявших восходящие ветви конвективных ячеек. Взаимодействие разнотипных по генезису потоков в дренажных каналах могло происходить тогда, когда флюидное давление в дренах снижалось до уровней, позволявших проникать туда инфильтрационным термам из порового пространства окружающих пород. С учетом роли давления, этой важной термодинамической характеристики гидротермальных систем, предложена принципиально новая схема формирования оруденелых зон Многовершинного месторождения, отразившая полигенную природу гидротермальной деятельности (рис. 2).

Учет механизмов и синхронно, и последовательно возникавших структурно-вещественных элементов жильно-метасоматических зон позволил нам воссоздать весь ход их формирования. Начавшись с образования мощной метасоматической колонки вдоль путей фильтрации ацидофильных флюидных потоков, формирование зон продолжилось поступлением в рудолокализирующие структуры больших количеств кремнезема [13]. Залечивание разрывных нарушений кварцем было обусловлено включением механизма устойчивого поперечного растяжения тектонически ослабленных структур. На образовавшейся таким образом кварцевой матрице жильно-метасоматических зон, в той или иной мере, оказались запечатленными многие из последовавших затем событий гидротермальной деятельности. В этой связи, представляется неслучайным первично-вторичное и вторичное происхождение большинства газово-жидких включений, наполняющих кварц, а также широкий температурный интервал их гомогенизации – 400–800° С ([12]; далее температуры также из этой работы). Модальный интервал температур гомогенизации включений также значительно растянут – 280–1800° С. Поступление в рудолокализирующие структуры больших количеств кремнезема сменилось затем отложением карбонатов. Процесс образования кар-

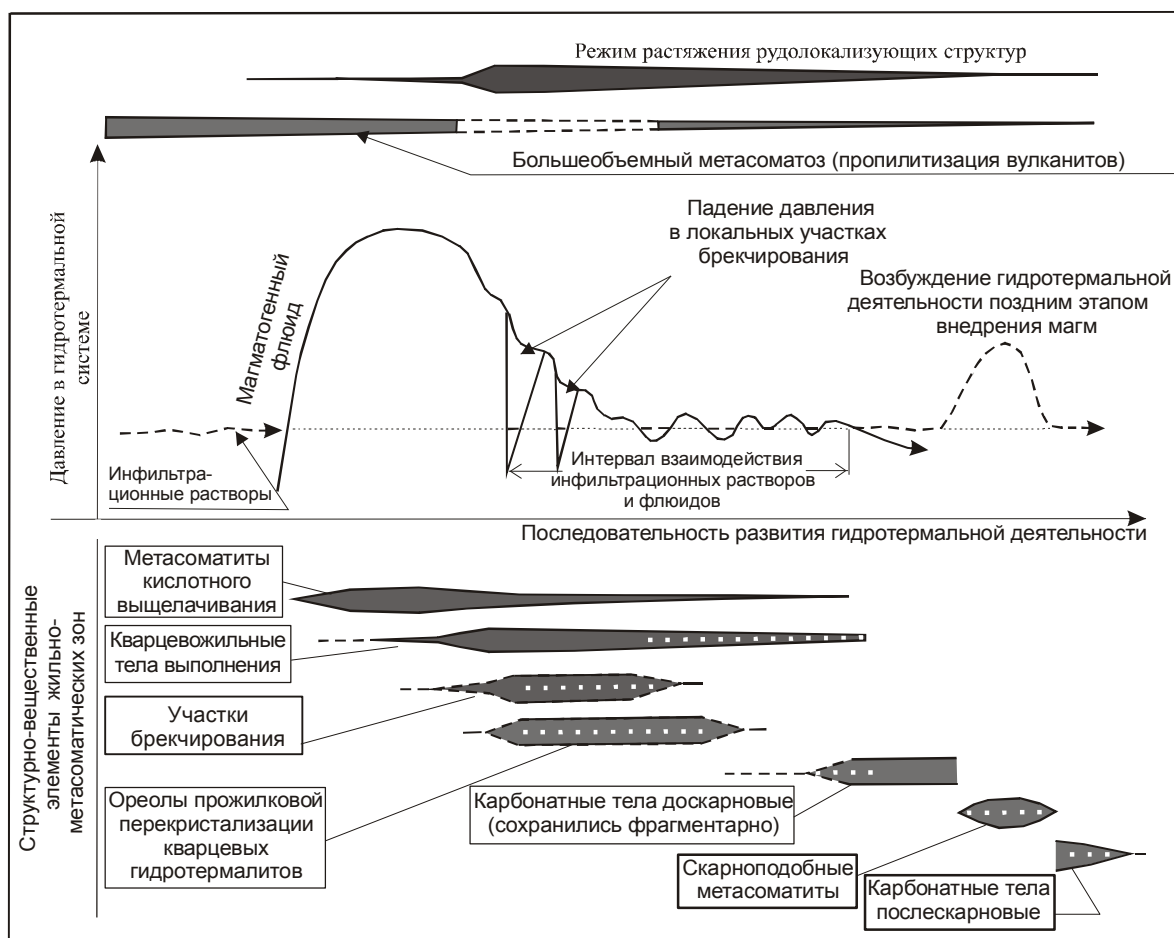


Рис. 2. Схема формирования жильно-метасоматических зон Многовершинного месторождения, отражающая полигенную природу гидротермальной деятельности.

Белым точечным пунктиром обозначены вероятные место и время выделения рудной минерализации.

бонатных тел был “приостановлен” их скарнированием, а затем, по “возвращении” гидротермальной системы к доскарновому температурному режиму, продолжен и завершен. Возбуждение (реювенация) затухавшей гидротермальной деятельности произошло вследствие проявления в составе вулканоплутон субщелочных магм [12]. Подобное возбуждение гидротермальной деятельности А.А. Сидоровым и В.И. Гончаровым [10] классифицировано как прогрессивный тип реювенации. Температуры гомогенизации включений в карбонатах – 325–100° С, большинство же из них гомогенизируется при 200–50°С.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА
КАРБОНАТОВ И КВАРЦА – ОПОСРЕДОВАННЫЙ
ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

Карбонатные тела, как структурно-вещественные элементы, завершавшие формирование зон, имели наибольшие возможности сохранить свой перво-

начальный изотопный состав. На диаграмме изотопных составов (рис. 3) они занимают компактное поле, отчетливо обособляющееся от карбонатов осадочного происхождения и карбонатов, образовавшихся при скарнировании известняков, а также гидротермальных карбонатов с магматогенным источником терм [1]. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатов меняются от -7.0 до -3.2 ‰ и от -3.8 до +4.6 ‰, соответственно, при средних значениях $\delta^{13}C = -5.3$ ‰ и $\delta^{18}O = -0.5$ ‰ (25 определений)*.

Значение $\delta^{18}O$ для терм, равновесных с кальцием при температуре его образования, может быть рассчитано по зависимости И. Фридмана и О’ Нила [20]. Для Многовершинного месторождения этот показатель (при 200°С) составил -10 ‰. По H.R. Rollin-

* Изотопный анализ карбонатов и кварцев выполнен в лаборатории геохимии изотопов ДВГИ ДВО РАН.

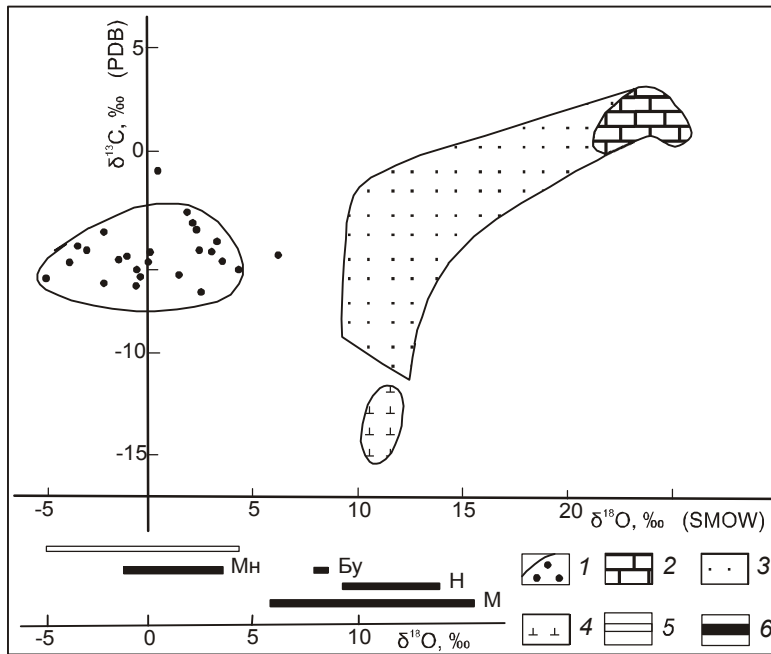


Рис. 3. Изотопный состав карбонатов и кварца месторождения Многовершинное в сравнительном аспекте с некоторыми объектами иного происхождения.

1 – поле карбонатов Многовершинного месторождения; 2–4 – поля карбонатов осадочного и метасоматического происхождения, а также гидротермального генезиса с магматогенным источником гидротерм: 2 – девонские известняки Центральных Пиренеев и 3 – скарны по известнякам [22], 4 – Печенгское медно-никелевое месторождение [6]; 5 – интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов Многовершинного месторождения; 6 – интервалы значений $\delta^{18}\text{O}$ кварцев: Бу – поздних дериватов Бекчиулского вулcano-плутона, Мн – Многовершинного, М – Майского [3], Н – Наталкинского [5] месторождений.

son [21], $\delta^{18}\text{O}$ флюидов магматического происхождения колеблется от +5.7 до +9 ‰, метаморфогенных растворов – от +3 до +25 ‰, термы же, в составе которых присутствуют метеорные воды, по кислороду самые легкие ($\delta^{18}\text{O}$ от +5.7 до -42 ‰). Таким образом, произведенными расчетами подтверждено участие в образовании карбонатов Многовершинного месторождения инфильтрационных терм метеорного происхождения. Заметного смешения при этом инфильтрационных терм с магматогенными флюидами, скорее всего, не происходило, о чем косвенно могут свидетельствовать небольшие вариации изотопного состава карбонатов по $\delta^{13}\text{C}$, указывающие на слабые колебания величин фугитивности кислорода и pH.

Изотопный состав кислорода кварцев из жильно-метасоматических зон месторождения характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$, варьирующими от +3.4 до -1.0 ‰ (средняя величина $\delta^{18}\text{O} = +1.5$ ‰ по 16 определениям). По этому показателю Многовершинное золото-серебряное месторождение заметно отличается от золоторудных объектов Северо-Востока России, приуроченных к терригенным толщам: Наталкинского – +14.1 – +9.3 ‰ [5] и Майского – +16.1 – +6.4 ‰ [3]. Кварцы Многовершинного месторождения в сравнении с карбонатами имеют более узкий интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, тяготеющий к области самых тяжелых величин этого показателя карбонатов (рис. 3). Таким образом, кварцы месторождения по изотопному составу кислорода несколько тяжелее карбонатов, что заметно и при сопоставлении средних величин $\delta^{18}\text{O}$: +1.5 ‰ у кварцев, против -0.5 ‰ у карбонатов.

Магматический кварц из поздних дериватов Бекчиулского вулcano-плутона по этому показателю еще тяжелее: $\delta^{18}\text{O}$ кварца из гранит-порфиров и лейкогранитов составляет +7.9 ‰ и +8.3 ‰, соответственно (рис. 3). Состав кислорода флюида, находившегося в равновесии с таким кварцем (при температуре его кристаллизации примерно около 600°C), рассчитан на основании известных коэффициентов равновесного изотопного фракционирования в системе кварц–вода [19]. Он характеризуется значением $\delta^{18}\text{O}$, равным +6.3 ‰.

Как показано В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [8], отделившиеся от материнских расплавов гидротермы естественным образом наследовали основные особенности магматических флюидов. С учетом этого положения рассмотрим возможности приближенной оценки изотопного состава кислорода флюида после его поступления в гидротермальную палеосистему Многовершинного месторождения. На этапе интенсивной фильтрации флюидного потока вдоль северо-восточных тектонически-ослабленных структур (с образованием метасоматитов кислотного выщелачивания) изотопный состав кислорода менялся как за счет обменных реакций с породами, так и вследствие снижения температуры гидротерм. При включении же механизма устойчивого поперечного растяжения этих структур и залечивания их кремнеземом влияние первого фактора на изотопный состав кислорода флюида стало, вероятно, минимальным. Но и без учета первого фактора при переходе магматогенного флюида на уровень температур гидротермально-

го минералообразования, в соответствии с данными Н.Р. Rollinson [21], $\delta^{18}\text{O}$ гидротерм не должно опуститься ниже +5.7 ‰.

Реальные же значения $\delta^{18}\text{O}$ для терм, равновесных с кварцем при температурах образования кварцево-жильных тел (рассчитанные по [19]), составили: для 400°C – -3.0 ‰, для 250°C – -8.0 ‰. Они существенно отличаются от значений $\delta^{18}\text{O}$, характеризующих магматогенный флюид, и соответствуют термам с участием метеорных вод в их составе [21].

Вместе с тем, геологические факты свидетельствуют, что образование кварцево-жильных тел месторождения связано с деятельностью периферического магматического очага Бекчиулского вулканоплутона. Так, гидротермально-измененные породы, в чехол из которых заключены кварцевые ядра жильно-метасоматических зон, являются внешней частью метасоматической колонки, сформировавшейся в условиях интенсивного кислотного выщелачивания [13]. Расчеты привноса-выноса вещества при формировании околорудно-измененных пород, приведенные в том же исследовании, также не дают оснований связать поступление громадных количеств кремнезема в рудолокализирующие структуры только с процессами изменения вмещающих пород.

Интерпретация изотопных данных, когда они не укладываются в рамки моделей, разработанных на основании геологических исследований, связана с поиском доказательного обоснования причин возникшего несоответствия. В этой связи, рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}$ терм, равновесных с жильным кварцем Многовершинного месторождения, следует рассматривать в контексте воздействия на кварцевую матрицу жильно-метасоматических зон нагретых метеорных вод на заключительных стадиях гидротермальной деятельности (подобные случаи обсуждаются в работе Г. Фора [16]). Истощение магматогенного источника флюидов вело к снижению флюидного давления в дренажных каналах и подпитке гидротермальной системы инфильтрационными термами конвективной ячейки. Фильтрация терм через кварц осуществлялась в условиях разуплотненности кремнеземистой составляющей зон вследствие нахождения их в обстановке растяжения и сопровождалась интенсивным изотопным обменом. Степень сдвига изотопного состава кислорода жильного кварца в общем виде зависела от объема терм, просочившихся через рудные тела, и их температуры. Вероятно, необходимые объемы терм для осуществления подобного изотопного обмена были обеспечены продолжительностью процесса фильтрации. Температура же терм испытывала естественную тенденцию к снижению и в

конечном итоге, как это видно по результатам гомогенизации включений, достигла 80°C.

Воздействие на кварцевую матрицу жильно-метасоматических зон гидротерм поздних стадий обнаруживается повсеместно. Так, среди газово-жидких включений в кварце основное развитие получили первично-вторичные (и вторичные) включения с большим температурным диапазоном их гомогенизации. На кварцевую матрицу наложены серии рудогенных ассоциаций с переменными количествами хлорита и серицита, которые в виде прожилков, просечек, пятнообразных выделений, вкраплений неравномерно рассеяны в кварце. При изучении под биноклем мелких фракций плотного тонкозернистого кварца, которым сложены зоны, выявляется неоднородное строение кварцевого агрегата. Оно выражается в частичном преобразовании плотного тонкозернистого кварца в прозрачные и полупрозрачные разновидности с укрупнением зерен. Подобное преобразование первичных агрегатов кварца может быть следствием длительной фильтрации по кварцевой матрице восходящих метеорных вод при восстановлении деятельности конвективной ячейки на завершающем этапе эволюции гидротермальной системы.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ МНОГОВЕРШИННОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МОДЕЛЬ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Обобщенная модель золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов представлена М.М. Константиновым с соавторами [7]. Оригинальные геолого-генетические модели месторождений этого формационного типа разработаны и для отдельных золотоносных провинций Дальнего Востока [4, 9]. Многообразие геологических обстановок, при которых протекало формирование месторождений, обусловило различие подходов к моделированию объектов. Наш подход к реконструкции гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения основан на результатах изучения строения жильно-метасоматических зон, на учете механизмов образования структурно-вещественных элементов, составляющих зоны, на учете положения элементов на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности, а также на результатах изотопных исследований. К построению модели формирования месторождения привлечены данные [2, 7, 18], а также В.Э. Пилацкого и В.Р. Поликанова (1978 г.), по абсолютному возрасту магматитов Бекчиулского вулканоплутона и гидротермалитов месторождения. Прокомментируем основные события в рамках представленной модели (рис. 4).

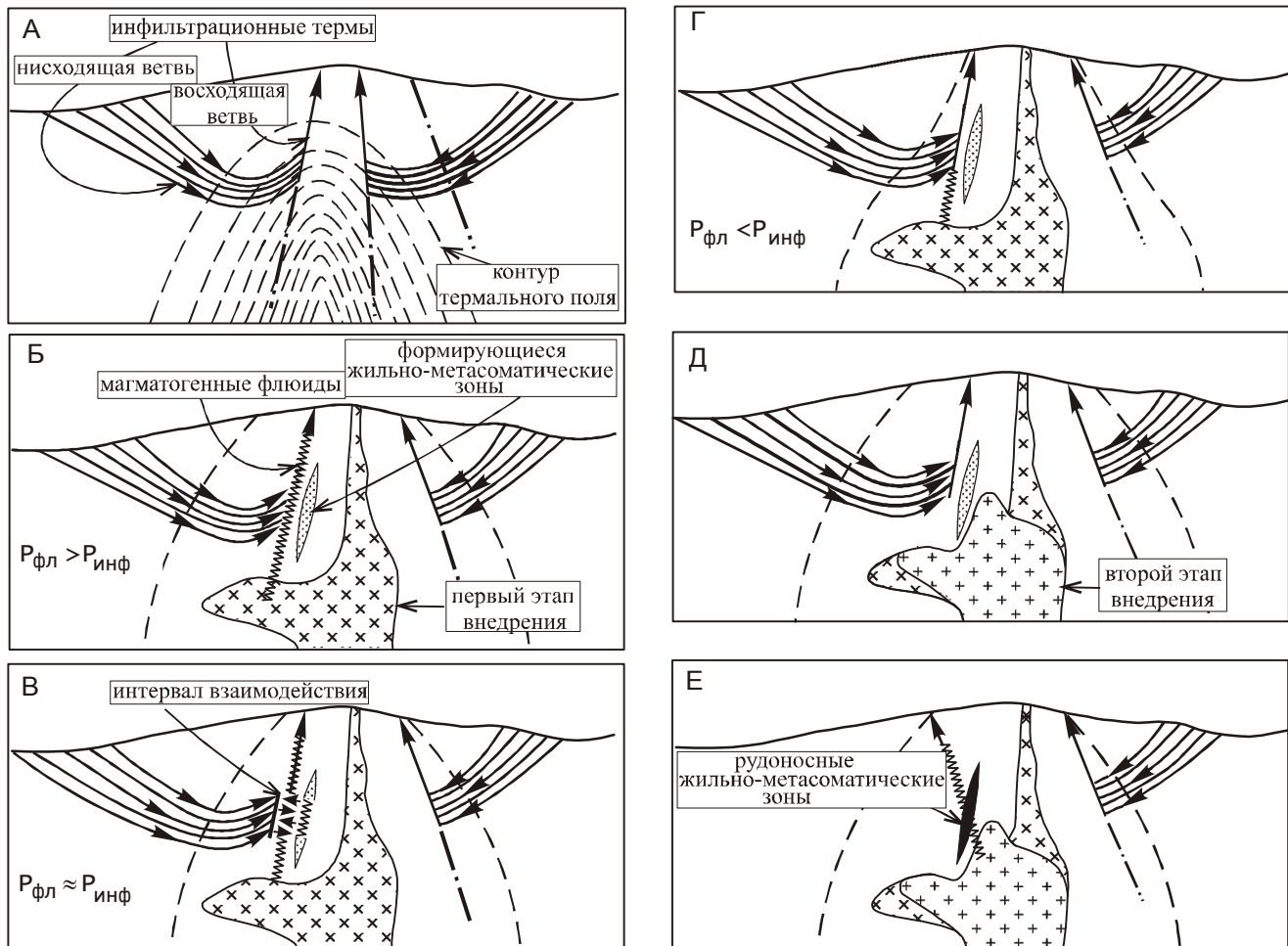


Рис. 4. Динамическая модель гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения.

А – образование термального поля, предшествовавшее формированию Бекчиулского вулcano-плутона, и “запуск” конвективных гидротермальных систем. Б-Г – первый этап внедрения магм, возникновение полигенной плутоногенно-вулканогенной гидротермальной системы: Б – вытеснение из зон дренирования магматогенными флюидами восходящих ветвей инфильтрационных терм конвективной ячейки; В – выравнивание давлений магматогенных флюидов и инфильтрационных терм, их взаимодействие; Г – восстановление деятельности конвективной гидротермальной системы, образование карбонатных тел. Д-Е – второй этап внедрения магм: Д – возбуждение гидротермальной деятельности вследствие разогрева окружающего пространства, формирование скарноподобных метасоматитов, снижение температур к доскарновым величинам и продолжение образования карбонатных тел; Е – изменение плана деформаций, возникновение новой – плутоногенной – гидротермальной системы, связанной с магматитами второго этапа внедрения.

Как известно, внедрению магматитов в верхние горизонты земной коры обычно предшествовал опережающий фронт теплового потока, “запускавший” конвективные гидротермальные системы, питавшиеся за счет метеорных вод. Нисходящие ветви таких систем могли вызывать большеобъемные метасоматические преобразования пород. Для восходящих ветвей конвективных ячеек дренажными каналами обычно служили тектонически ослабленные зоны. Предполагается, что на этапе, предшествующем зарождению Бекчиулского вулcano-плутона, такими каналами являлись зоны северо-восточного простира-

ния, унаследованные от складчатых деформаций фундамента (рис 4А).

На раннем этапе формирования вулcano-плутона (при становлении андезит-гранодиоритовой ассоциации) сброс флюидной составляющей из магматической камеры был связан с деятельностью местных вулканических центров. Самые ранние проявления вулканизма датированы поздним мелом (85–78.5 млн лет). Затухание вулканической активности привело к подключению магматогенных флюидов с высокими значениями флюидного давления к северо-восточным тектоническим нарушениям, вытеснению мете-

орных инфильтрационных терм из этих дренажных систем и запиранию их нисходящего потока в поровом пространстве окружающих пород. Там продолжались процессы их объемного метасоматического преобразования (в частности, пропилигитизация вулканигов) вплоть до установления равновесия в системе термы–порода (известные определения абсолютного возраста пропилигов лежат в интервале 81–76 млн лет). Вдоль линейных же крутопадающих тектонически-ослабленных структур, служивших теперь каналами для фильтрации магматогенных флюидов, развивались процессы интенсивного кислотного выщелачивания. Длительность просачивания ацидофильных растворов в условиях высокого флюидного давления обусловила формирование мощных зон кислотных метасоматитов с серицит-кварцевыми ядрами, заключенными в чехол из гидротермально-измененных пород (рис. 4Б). Известные определения абсолютного возраста кварц-серицитовых метасоматитов находятся в интервале 76–65 млн лет.

Формирование куполовидной структуры вулканоплутона приводило к разгрузке возникавших при этом динамических напряжений по тем же северо-восточным тектоническим нарушениям с проявлением поперечного (вкрест их простирания) растяжения и сбросо-сдвиговыми движениями с суммарной вертикальной амплитудой в первые сотни метров. Синхронно с растяжением шло залечивание разрывных нарушений кремнеземом с формированием в них мощных кварцево-жильных зон. В моменты резкого снижения давления в дренажных каналах (вследствие тектонических подвижек) могла происходить кратковременная подпитка гидротермальной системы инфильтрационными термами с активизацией минералообразования. Интенсивное минералоотложение сопровождалось возникновением минеральных “пробок”, возрастанием на подпруженных участках флюидного давления до величин, превышавших предельные прочностные возможности “пробок”, что вызывало флюидно-эксплозивное брекчирование существенно кварцевого субстрата и образование брекчий с кварцевым, адуляр-кварцевым и, даже, карбонатно-кварцевым цементом. В обширных ореолах трещиноватости, возникавших вокруг зон брекчирования, имела место прожилковая перекристаллизация ранее образованных, преимущественно кварцевых, гидротермалитов с развитием в них своеобразных брекчиевидных прожилковых мегатекстур (рис. 4Б). Известные определения абсолютного возраста адуляр-кварцевых гидротермалитов лежат в интервале 74–62 млн лет.

Постепенное истощение источника питания магматогенных флюидов вело к падению флюидного дав-

ления в локальных участках гидротермальной системы до уровней, дававших возможность подключения к дренажным каналам инфильтрационных терм из поровых пространств окружающих пород. С их фильтрацией связано образование в рудолокализирующих структурах небольших карбонатных тел (рис. 4В).

Гидротермальная деятельность, таким образом, близилась к завершению, система все чаще подпитывалась близнеитральными инфильтрационными термами (рис. 4Г). Однако в связи со спецификой формирования вулканоплутона – внедрением субщелочных магм (монцогранодиорит-гранитовая ассоциация) – произошел разогрев окружающего пространства с возбуждением (реювенацией) затухавшей гидротермальной деятельности (возраст самых ранних интрузий субщелочных магматитов датируется в 64.5 млн лет). Карбонатная составляющая жильно-метасоматических зон подверглась скарнированию, локальное развитие скарноподобные ассоциации получили также и по кварцевому субстрату. В участке пересечения монцогранодиоритами одной из рудолокализирующих структур кварцевый субстрат последней был перекристаллизован с укрупнением зернистости кварцевых агрегатов. Температура гидротерм, достигнув максимальных значений, начала затем понижаться с приближением к величинам, свойственным доскарновому периоду. Снижение температур сопровождалось образованием в рудоносных зонах все более низкотемпературных метасоматитов (с амфиболом, эпидотом, хлоритом), а на участках растяжения приводило к возобновлению отложения карбонатов. Послескарновыми карбонатными телами маркируется завершение деятельности плутоногенно-вулканогенной гидротермальной системы, сформировавшей оруденелые жильно-метасоматические зоны месторождения (рис. 4Д).

Позднее, в связи с изменением плана деформаций и развитием иной – плутоногенной – гидротермальной системы, обусловленной становлением монцогранодиорит-гранитовой ассоциации вулканоплутона (64.5–37 млн лет), произошло пересечение северо-восточных жильно-метасоматических зон сериями турмалин-кварцевых, кварцевых и карбонатных жилков и прожилков северо-западной ориентировки (рис. 4Е).

ВЫВОДЫ

1. Реконструкция рудообразующей палеосистемы Многовершинного золото-серебряного месторождения выявила полигенную природу гидротермальной деятельности при его формировании. Смена в жильно-метасоматических зонах структурно-веще-

ственных элементов ацидофильного профиля (метасоматитов кислотного выщелачивания, кварцевожильных гидротермалитов) карбонатными эдуктами, отлагавшимися из близейтральных терм, обусловлена естественным истощением источника магматогенных флюидов и, как следствие, вытеснением из зон дренирования гидротерм магматогенного генезиса инфильтрационными термами метеорного происхождения. Подобное течение гидротермального процесса на гипабиссальном–субвулканическом уровне глубинности закономерно. Вместе с тем, на завершающем этапе формирования месторождения “типовой” ход минералообразующего процесса был осложнен образованием скарноподобных метасоматитов и более низкотемпературных их аналогов (вследствие внедрения субщелочных расплавов, разогрева окружающего пространства и возбуждения гидротермальной деятельности). Характерно, что восстановление температурного фона, свойственного предскарновому периоду, привело к кратковременному возобновлению отложения карбонатов.

2. Сценарий зарождения, развития и отмирания гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения акцентирует внимание на характере взаимодействия восходящих флюидных потоков и фильтрующихся метеорных терм конвективной ячейки, а также раскрывает смысловую нагрузку широко употребляемого при этом термина “смещение”. Динамическая сущность интервалов такого взаимодействия (прерывистое, по типу дросселирования, проникновение инфильтрационных терм в зоны дренирования магматических флюидов, способность участков их взаимодействия изменяться в размерах, перемещаться в плоскости зон), обусловлена, прежде всего, флуктуациями такой реактивной характеристики гидротермальных систем, как флюидное давление.

3. Пример построения модели Многовершинного месторождения показывает, что специфика формирования рудных объектов в значительной степени отражена в строении минерализованных зон. В этой связи, при реконструкции рудообразующих систем эффективно расчленение рудоносных тел на структурно-вещественные элементы с обязательным анализом механизмов их образования и выяснением положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности. Использование структурно-вещественных элементов при расшифровке событий рудогенеза позволяет учесть и синхронно, и последовательно формировавшиеся составные части рудных тел, что значительно повышает качество опорных данных при построении динамических моделей месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-96013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Фатьянов И.И. Изотопный состав углерода и кислорода гидротермальных карбонатов золото-серебряного месторождения Многовершинного // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 150–153.
2. Бондаренко Е.И. Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма и оруденения северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы по радиологическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1977. 31 с.
3. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 6. С. 101–105.
4. Гончаров В.И. Модель гидротермальных рудообразующих систем Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. Вып. 26. С. 121–126.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. Геохимия стабильных изотопов руд и вмещающих пород Наталкинского месторождения // Геологические этюды / Отв. ред. К.В. Симаков. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. 198 с.
6. Егоров Д.Г., Абзалов М.З., Юхалин П.В. Генетическая интерпретация изотопного состава углерода и кислорода гидротермальных кальцитов Печенгского рудного поля // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 1. С. 101–105.
7. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. М.: ЦНИГРИ, 2000. 239 с. (Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов)
8. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
9. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский-СПб: Изд-во СПб. карт. фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
10. Сидоров А.А., Гончаров В.И. О типах и масштабах реновации при гидротермальном рудообразовании // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 4. С. 518–521.
11. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
12. Фатьянов И.И. Стадийность и температурные условия формирования одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВО АН СССР, 1980. С. 162–169.
13. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 86–100.

14. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Бекчиулское золотоносное вулкано-плутоническое сооружение: магматические ассоциации, особенности развития, схема формирования (Нижнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 32–44.
15. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Структурно-вещественные элементы жильно-метасоматических зон Многовершинного золото-серебряного месторождения (Нижнее Приамурье) как показатели эволюции гидротермальной рудообразующей системы // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Ч. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 322–331.
16. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
17. Хомич В.Г., Фатьянов И.И. Геолого-структурные элементы одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья и их влияние на зональность оруденения // Структуры рудных полей и месторождений золота и серебра. Вып. IV. Владивосток: ДВО АН СССР. 1985. С. 53–55.
18. Хомич В.Г., Фатьянов И.И., Лебедев В.А. и др. Геохронология формирования золотоносного Бекчиулского вулканоплутонического сооружения (Нижнее Приамурье) // Тезисы докладов XVII Симпозиума по геохимии изотопов. М., 2004. С. 270–271.
19. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067.
20. Friedman I., O'Neil J.R. Data of geochemistry. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geological Survey. Professional Paper. 1977. 40-KK.
21. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London Croup UK Ltd. 1994. 352 p.
22. Soler A., Delgado J., Cardellach E., Ayora C. Fluid-rock interaction in skarns from La Gerdanya, Central Pyrenees, Spain: Evidence from carbon and oxygen isotopes // Water-rock interaction. 1992. V. 2. P. 1547–1551.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

I.I. Fatyanov, V.G. Khomich, N.G. Boriskina

Reconstruction of the ore-forming system of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit based on data on the structure of ore-bearing zones and isotopic studies (Lower Priamurye)

The reconstruction of the hydrothermal ore-forming paleosystem of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit was accomplished with regard to the mechanisms of formation of structural-material elements composing the ore-bearing zones, their position on the conventional chronological scale of hydrothermal activity, and isotopic data. The employment of the structure-and-substance elements for the interpretation of the ore genesis events made it possible to take account of both synchronically and successively developed components of the ore bodies. This improved substantially the quality of reference data when constructing the dynamic model of the deposit. The suggested approach for reconstruction of the hydrothermal paleosystem of the Mnogovershinnoe deposit can be applied to the modeling of other ore objects.

Key words: hydrothermal paleosystem, gold-silver deposits, oxygen and carbon isotopes, Lower Priamurye.

**ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ ПОДВОДНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ТРОГА
КАШЕВАРОВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)**

П.Е. Михайлик¹, А.Н. Деркачев², О.В. Чудаев¹, Н.В. Зарубина¹

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 6 мая 2008 г.

В районе трога Кашеварова Охотского моря в 178-ом рейсе НИС “Sonne” были изучены подводные возвышенности невулканического происхождения. На одной из них драгированием подняты осадочные (конгломераты), метаморфические (биотитовые роговики, тектонические брекчии с включениями биотитовых роговиков) и интрузивные (гранодиориты) породы, а также Fe-Mn корки толщиной до 15 см. Исследование текстурно-структурных характеристик, а также детальный анализ минерального и химического состава, в том числе и распределения редкоземельных элементов и иттрия, показали, что рудные отложения имеют гидрогенную природу.

Ключевые слова: железомарганцевые корки, минералогия, геохимия, редкоземельные элементы, трог Кашеварова, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Железомарганцевые образования в Охотском море известны с начала 1980-х годов. Они были подняты в 21, 27 рейсах НИС “Пегас” в 1980 и 1984 гг., а также в 11, 15, 17 и 40 рейсах НИС “Вулканолог” в период с 1981 по 1991 гг. и, кроме того, в 28-м рейсе НИС “Академик Лаврентьев” в 1998 г. Большинство образцов были отобраны со склонов подводных вулканов Курильской островной дуги. Меньшая их часть была поднята с вулканических построек Курильской котловины и центральной части Охотского моря (банка Кашеварова, возвышенность Академии наук, возвышенность Института океанологии и др.) [2, 4, 6–8, 21, 22, 28, 32, 34, 41].

Первые исследователи установили, что в Охотском море распространены как железомарганцевые корки, так и конкреции, и, основываясь только на результатах химического состава, сделали предположение об их гидротермально-осадочном происхождении [7, 21]. Позже, используя результаты совместного изучения минерального и химического составов железомарганцевых образований, было установлено, что в Охотском море присутствуют как гидротермальные корки, так и гидрогенные [28, 34], но существующие минералогическо-геохимические критерии их разделения нуждаются в уточнении.

В последнее десятилетие большое внимание уделяется изучению редкоземельных элементов (РЗЭ) в железомарганцевых образованиях, так как концентрация их характеризует способ поставки вещества, формирующего рудные накопления [9, 10, 26, 35–37, 46, 47, 49, 50]. Л.И. Аникеева с соавторами, изучив распространение легких (на примере La и Ce) и тяжелых (на примере Yb) редкоземельных элементов и иттрия в корках подводного массива Эдельштейна (Охотское море) и рассчитав лантан-церийевые аномалии, приходят к выводу, что эти отложения сформированы в результате гидрогенных процессов. Однако по морфологическим и геохимическим параметрам они близки к гидротермальным Mn коркам Срединно-Атлантического хребта, что дало этим авторам повод отнести их к гидротермальному типу [2].

В 2004 году в рамках российско-германского проекта “КОМЕХ” на НИС “Sonne” (178 рейс) проведены совместные работы в Охотском море [40]. В результате в троге Кашеварова (рис. 1) была выявлена ранее неизвестная возвышенность, напоминающая вулканическую постройку. В двух драгах, поднятых со склонов этой постройки (рис. 2), присутствовали железомарганцевые корки значительной толщины (до 15 см). Данная работа представляет результаты минералогического, геохимического исследования этих корок с целью выявления их генезиса.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Трог Кашеварова находится между Северо-Охотским поднятием и возвышенностью Института океанологии (рис. 1). Эта структура имеет СЗ-ЮВ простирание и была сформирована в результате рифтогенеза [40]. По результатам сейсмического профилирования, выполненного во время рейса на НИС “Дмитрий Менделеев” в 1974 г., и экспедиции “GERDA” в 1995 г. было предположено наличие в этом районе вулканических построек [27, 40].

Анализ полученного каменного материала в 178-м рейсе НИС “Sonne” не подтвердил наличие

вулканических структур в трог Кашеварова [40]. Помимо Fe-Mn корок поднятый материал представлен осадочными (конгломераты), метаморфическими (биотитовые роговики, тектонические брекчии с включениями биотитовых роговиков) и интрузивными (гранодиориты) породами.

Внутреннее строение Fe-Mn корок изучено в полированных аншлифах в отраженном свете. Для диагностики всех имеющихся в рудном веществе минералов использовался метод порошковой дифрактометрии. Химический состав изучался рядом методов. С помощью ICP-MS и ICP-OES определялись концентрации большинства элементов, таких как Al, Ca,

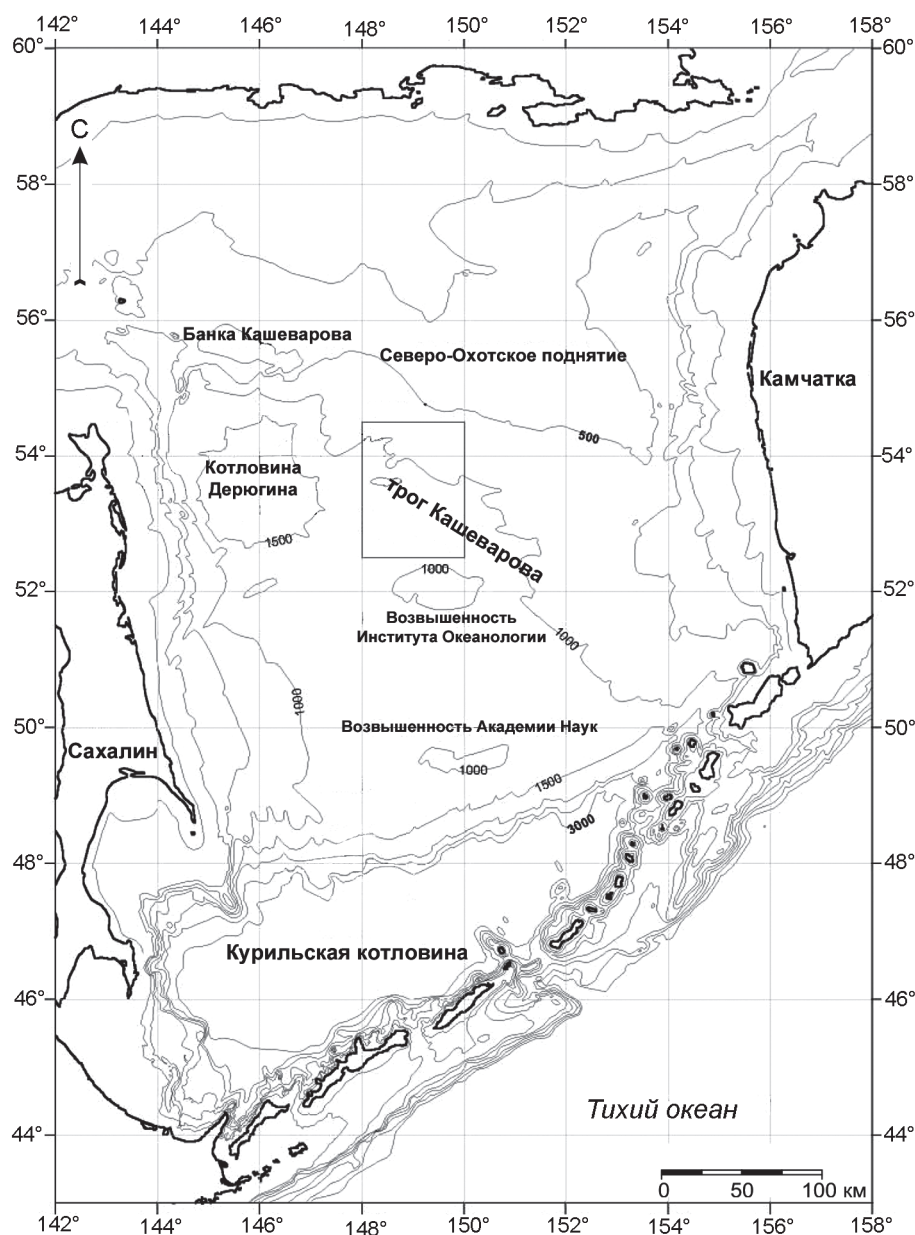


Рис. 1. Схема основных морфоструктурных элементов дна Охотского моря и положение полигона исследований в трог Кашеварова в 178-м рейсе НИС “Sonne”.

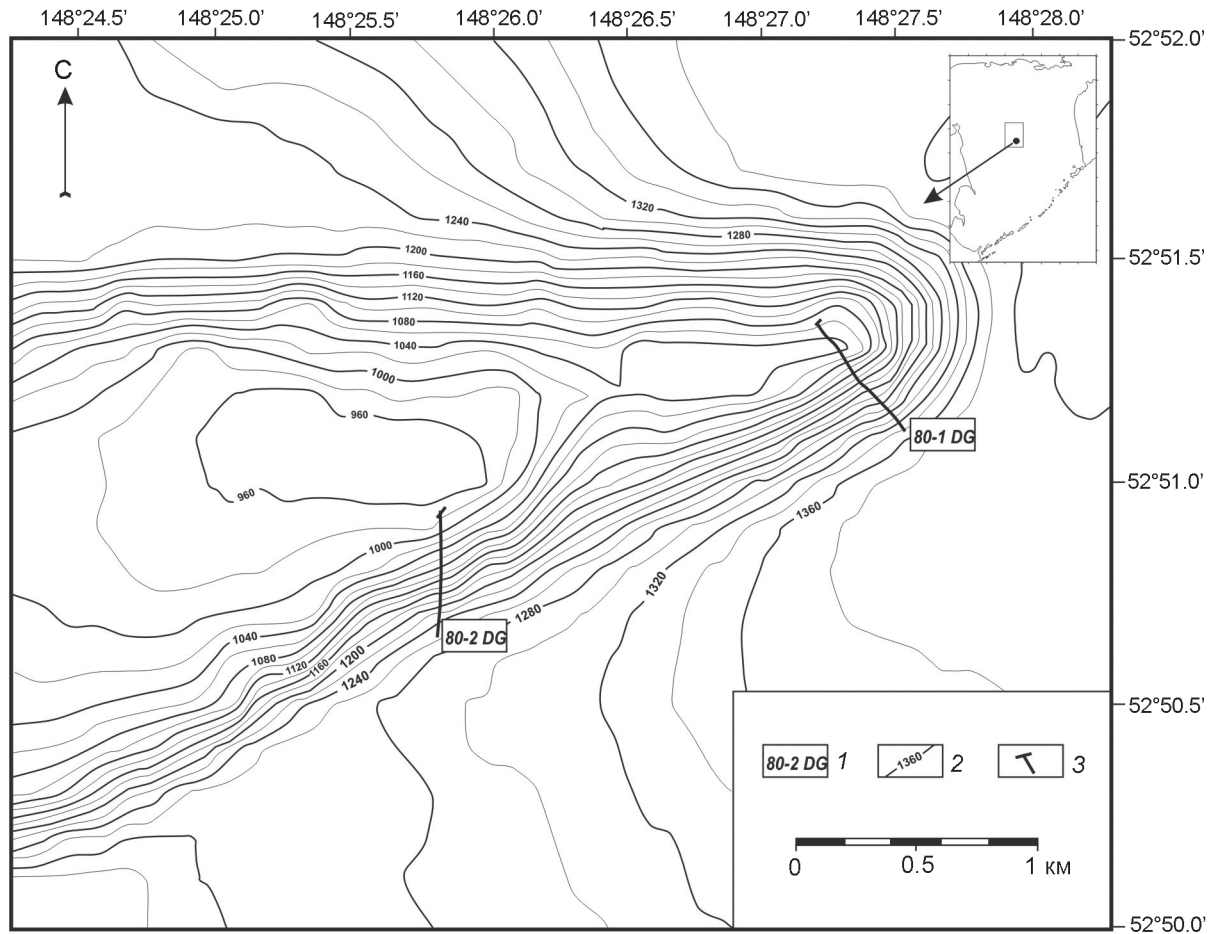


Рис. 2. Батиметрическая карта возвышенности в трогe Кашеварова.

1 – номер драги, 2 – изобата, 3 – интервал драгирования.

Mn, Fe, Mg, Ti, Be, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Ba, Pb, Th, U, Mo, PЗЭ и др. Представленные на анализ пробы высушивались при 105°C до постоянного веса. Навеску анализируемого образца (0.03 г) помещали в стеклоуглеродный тигель, добавляли смесь концентрированных кислот HF, HNO₃, HClO₄ в отношении 3:5:1 и упаривали до влажных солей. Затем повторно проводили обработку кислотами HNO₃ и HClO₄ в отношении 1:0.5, упаривали до влажных солей. После упаривания проводили последовательно обработку деионизированной водой и концентрированной HNO₃, каждый раз упаривая до влажных солей. Из проб в процессе пробоподготовки выделяется оксид Mn(IV). Его восстановление проводили 1–2 мл 30 % H₂O₂ и 10 мл 26 % HNO₃ при нагревании. Затем пробы переносили в полипропиленовые мерные колбы объемом 50 мл и доводили до метки деионизированной водой [25]. Правильность применяемой аналитической методики контролировалась по стандартным образцам океанических отложений СДО-4 и СДО-6 (железомарганцевые конкреции).

Определение кремния проводилось гравиметрическим методом после сплавления навески пробы с безводным карбонатом натрия из навески 0.1 г.

Установление концентрации фосфора выполнялось фотометрическим методом после разложения в смеси кислот HF и HNO₃ по окраске фосфорнованадиевомолибденовой гетерополикислоты из навески 0.1 г.

Натрий и калий определялись методом атомной абсорбции на атомно-абсорбционном спектрометре. Образцы проб весом 0.01–0.012 г разлагались в смеси кислот HF и HClO₄ [18].

Определение потерь при прокаливании проводилось гравиметрическим методом [23].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Рудные корки представлены глыбами толщиной до 15 см, светло-коричневого цвета с волнистой бугорчатой поверхностью. Они подняты без субстрата. Это самые мощные из известных рудных образований, поднятых в Охотском море. Наряду с глыбами

отмечены более темные корки толщиной от 3 до 8 см. Поверхность корок кавернозная (рис. 3), участками изрезана продолговатыми субпараллельными бороздками глубиной до 0.5 см (рис. 4). Слоистость обусловлена примесью глинистого вещества. На поверхности корок отмечены трубочки полихет (рис. 5) и спикулы губок (рис. 6).

Изучение аншлифов показало, что текстура тонкослоистая, участками слабоволнистая. Толщина слоев варьирует в пределах 0.05–0.17 мм, в среднем 0.1 мм. Встречены створки и многочисленные фрагменты диатомей. Отмечены обломки нерудных минералов разной степени окатанности, а также наличие очень мелких (< 1 мкм) редких вкрапленников сульфидов, в основном пирита.

Основным марганцеворудным минералом Fe-Mn корок трога Кашеварова является вернадит ($\delta\text{-MnO}_2$). Единичные образцы содержат небольшое количество 10\AA манганита. Такой минеральный состав характерен для рудных корок Магеллановых, а также Маркус-Уэйк подводных гор и гайотов, которые в настоящее время являются наиболее изученными в Тихом океане [20], а также седиментационных конкреций котловин Тихого и Индийского океанов [11, 12]. В то время как, диагенетические конкреции пелагических областей океана состоят из 10\AA манганита (асболан-бузерит преобладает), с примесью вернадита. А гидротермальные Fe-Mn отложения состоят из 7\AA (бернессита) и 10\AA (тодорокита) манганитов, а также пиролюзита [43, 54].

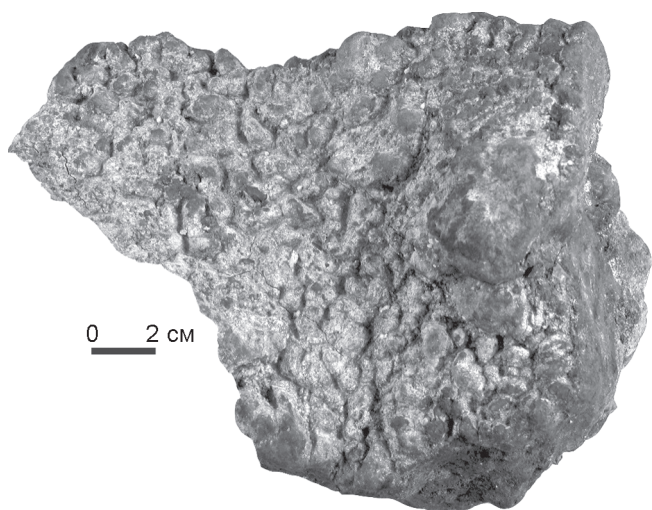


Рис. 3. Кавернозная поверхность Fe-Mn корки (образец So178-80-2-3).

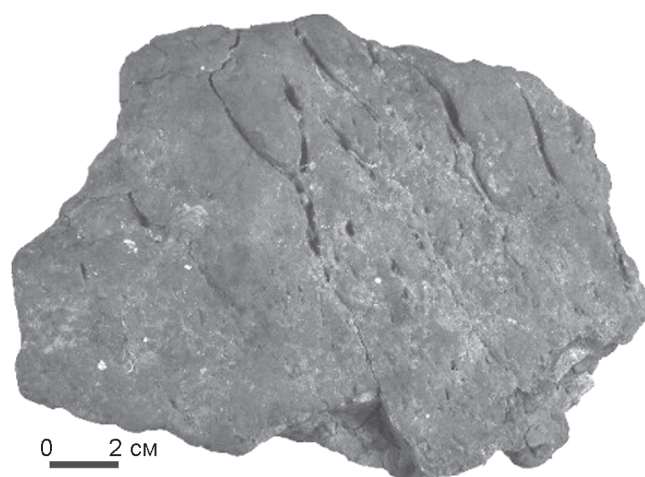


Рис. 4. Субпараллельные бороздки на поверхности Fe-Mn корки (образец So178-80-1-1).

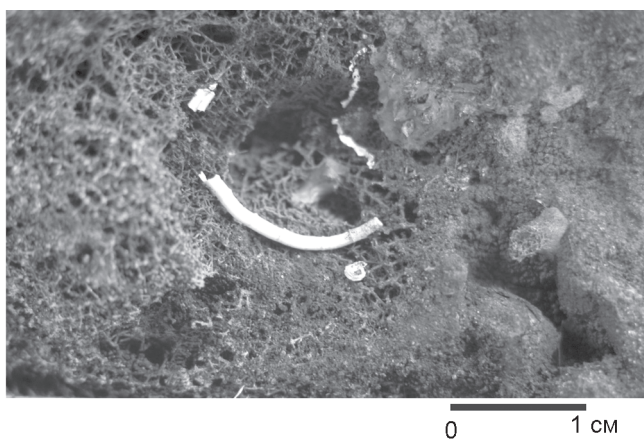


Рис. 5. Трубка полихеты на поверхности Fe-Mn корки (образец So178-80-1-4).



Рис. 6. Спикулы губок на поверхности Fe-Mn корки (образец So178-80-1-4).

Наличие 10Å манганита в седиментационных корках гайотов Магеллановых гор В.Ф. Чухровым с соавторами [29, 30] объясняется возникновением участками происходящих диагенетических процессов. В результате имеющаяся в корках органика может локально восстанавливать марганец вернадитов до двухвалентного состояния, после чего будут происходить характерные диагенетические изменения с образованием 10Å манганитов (асболан-бузерита и бузерита I.).

В ряде образцов обнаружено присутствие аморфной фазы. Примесные минералы представлены кварцем и плагиоклазом. В некоторых образцах корок наблюдаются тонкие прослои, линзовидные включения глинистого вещества. Рентгенофазовое исследование показало присутствие терригенного обломочно-глинистого вещества, представленного кварцем, плагиоклазом, каолинитом, хлоритом, гидрослюда и клиноптилолитом.

Таким образом, полученные данные показывают, что Fe-Mn корки трога Кашеварова по минеральному составу наиболее близки к гидrogenным коркам гайотов.

Содержание макроэлементов, а также концентрации Co, Ni, Zn, Cu и других микроэлементов и отношение Mn/Fe показаны в таблице 1 в сравнении со средними значениями микро- и макроэлементов гидrogenных и гидротермальных корок Мирового океана. Количество марганца варьирует от 14.87 до 30.19 %, железа – от 8.58 до 16.40 %, в среднем составляет 24.02 % и 11.93 %, соответственно. Такие вариации Fe и Mn отразились на величине марганцевого модуля, который изменяется в узком диапазоне – от 0.91 до 3.06, в среднем – 2.13. Изученные Mn образования трога Кашеварова характеризуются повышенными значениями Si до 21.87 %, а также Ni от 1282.5 до 6753.33 г/т, в среднем 4939.08 г/т (табл. 1).

Главными рудными элементами железомарганцевых корок являются Mn, Fe, Co, Ni, Cu, а также Ti [5]. Содержания их в изученных нами корках приведено в табл. 1. Они попадают в пределы содержания этих элементов в железомарганцевых корках Тихого океана (Mn – 14–29 %; Fe – 10.6–22.2 %; Ti – 0.3–1.3 %; Ni – 2200–6300 г/т; Cu – 300–1500 г/т). Однако количество Co (386 г/т) в корках трога Кашеварова на порядок ниже, чем в гидrogenных корках Тихого океана (Co – 2800–12000 г/т), но выше чем в гидротермальных Mn корках. Так, например, содержания кобальта в гидротермальных корках варьирует в пределах от 10 до 120 г/т на подводных вулканах Японского моря [3, 33], достигает 200 г/т в рудных отложениях “горячих точек” [43], изменяется в пределах

15–35 г/т в островодужных системах Западной Пацифики [51] и, кроме того, составляет 40–50 г/т в корках ТАГ [2].

Среднее содержание никеля в изученных нами корках несколько выше, чем в корках гайотов (табл. 1) [14]. Однако количество его значительно уступает содержанию в Ni-богатых конкреционных рудах зоны Кларион-Клиппертон (13900–19300 г/т) и в бедных – Центрально-Тихоокеанских (7600 – 12000 г/т). Железомарганцевые конкреции этих районов состоят в основном из асболан-бузерита и бузерита-I – минералов, в структуру которых входит никель [14].

На диаграмме Э. Бонатти (Fe–Mn–(Ni+Cu+Co)×10) [39] исследованные образцы корок трога Кашеварова занимают область в поле гидrogenных образований, вблизи поля гидротермальных отложений (рис. 7). Однако один образец находится в области гидротермальных накоплений. Здесь, помимо явно гидротермальных образований из различных областей [42, 43, 48, 55], расположены фигуративные точки Fe-Mn образований Балтийского, Охотского [4], Лаптевых и Черного морей, а также пресноводного озера Пунус-Ярви [13, 24]. Таким образом, содержания основных рудных металлов в Fe-Mn корках окраинных морей не дают однозначного ответа на их происхождение, и положение их значений на диаграмме Э. Бонатти не столь убедительны, как для открытой части океана [17].

К числу основных рудных элементов корок условно относятся также Pb, Zn, V и Mo, [5]. В изученных нами корках среднее содержание их составляет (в г/т): Pb – 274; Zn – 256; V – 369; Mo – 427 (табл. 1). Средние концентрации этих элементов в корках Тихого океана равны (в г/т): Pb – 700; Zn – 900; V – 400; Mo – 400 [1]. Количество Mo в корках Охотского моря близко среднему его содержанию в абиссальных конкрециях (400 г/т) и немного ниже, чем в корках гайотов (500 г/т) [14].

В группу нерудных макроэлементов входят Si, Al, щелочные (Li, Na, K, Rb, Cs) и щелочноземельные (Ca, Sr, Ba, Ra) металлы, а также фосфор [5]. Преобладающими нерудными элементами являются Si и Ca, количество которых составляет в среднем 9.11 % и 2.38 %, соответственно. Повышенное содержание Si в изучаемых корках связано с примесью терригенного осадочного материала, в том числе в результате ледового разноса, и с высокой биопродуктивностью кремнистого микропланктона в Охотском море [15, 31]. В Mn корках Тихого океана содержания кальция немного выше, а кремния примерно в два раза ниже и составляют 3.79 % и 4.11 %, соответственно. По содержанию Na, Al, Mg, K и фосфора

Таблица 1. Химический состав (в г/т) Fe-Mn образований трога Кашеварова и Мирового океана.

Элемент	Охотское море		Мировой океан		Элемент	Охотское море		Мировой океан	
	Трог Кашеварова $\frac{X_{\min} - X_{\max}}{X_{\text{cp}}}$		Корки подводных гор и поднятий [5, 14]	Гидротер- мальные корки [5, 55]		Трог Кашеварова $\frac{X_{\min} - X_{\max}}{X_{\text{cp}}}$		Корки подводных гор и поднятий [5, 14]	Гидротер- мальные корки [5, 55])
Mn%	14.87 – 30.19 24.02		19.01	44.46	Cr	5.05 – 28.73 13.00		100	41
Fe	8.58 – 16.40 11.93		15.08	0.60	Th	11.20 – 25.90 17.00		20.03	0.44
Ti	0.23 – 0.94 0.36		0.97	0.54	U	1.93 – 4.99 4.52		11.07	1.98
Al	0.62 – 4.14 2.11		1.12	0.48	Be	1.27 – 2.96 1.65		4.73	0.4
P	0.25 – 0.48 0.40		1.22	0.17	Sc	3.92 – 6.81 5.49		12.53	67
K	0.65 – 0.85 0.77		0.90	0.83	Ga	54,00 – 91,18 69,36		16.31	-
Na	1.91 – 3.29 2.42		1.43	2.31	Sb	10.51 – 16.72 19.67		28.41	16
Ca	1.83 – 2.69 2.38		3.79	1.77	Hg	0.84 – 2.49 1.48		0.06-	1
Mg	1.04 – 1.98 1.67		1.16	1.88	Rb	4.00 – 21.05 8.67		24.61	80
Si	2.19 – 21.87 9.11		4.11	3.08	Cs	0,31 – 1,1 0,49		2.97	3
Ni г/т	1282 – 6783 4939		4100	344	Cd	1.87 – 6.15 4.30		3.87	7.8
Cu	163 – 449 358		1100	128	Bi	1.97 – 5.15 3.24		26.55	88
Co	170 – 509 386		5400	38	Ag	0.3 – 0.65 0.50		0.34	-
Zn	140 – 309 256		600	306	Se	4.03 – 8.19 6.94		5.29	-
Pb	133 – 448 274		1300	52	Ge	8.74 – 14.56 11.59		-	-
Mo	166 – 720 427		400	582	Br	61.33 – 122.65 82.65		12.28	-
Ba	674 – 1098 859		1400	2419	I	0.41 – 6.19 2.14		100	-
Sr	347 – 766 639		1300	595	Tl	29.95 – 181.00 119.00		99.11	-
As	38 – 87 76		200	52	In	0.06 – 0.13 0.10		-	-
Li	30 – 75 42		100	1500	Mn/Fe	0.91 – 3.06 2.13		1.26	74.10
V	205 – 499 369		700	202					

Примечание. X_{\min} – X_{\max} – пределы концентраций, X_{cp} – среднее значение, «-» – нет данных.

изученные корки трога Кашеварова близки к коркам подводных гор и поднятий Мирового океана (табл. 1). Содержания Sr и Ba примерно вдвое ниже, чем в гидротермальных образованиях Тихого океана (Sr – 0.13 %; Ba – 0.15 %). Однако в Fe-Mn гидротермальных корках концентрации этих элементов значительно выше [44, 45, 48]. По среднему содержанию фосфо-

ра Fe-Mn корки трога Кашеварова наиболее близки к конкрециям абиссальных равнин, 0.4 % и 0.24 %, соответственно. В кобальт богатых корках гайотов его в пять раз больше (1.23 %), а в гидротермальных корках среднее содержание равно 1.06 % [14].

Концентрации рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Rb, Cs, Se, Cr, As, Ge, Br, I, Cd, Sb, Tl, In, Hg, Bi,

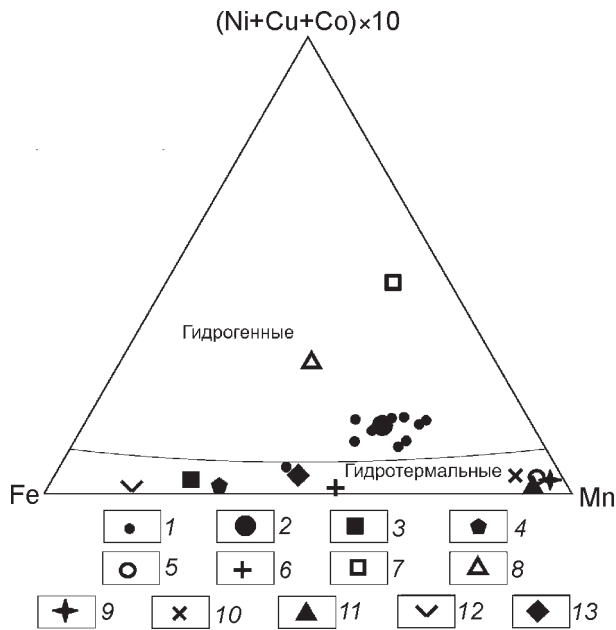


Рис. 7. Положение разных генетических типов Fe-Mn образований на треугольной диаграмме (Ni+Cu+Co)–Fe–Mn [39].

1 – Fe-Mn корки Охотского моря (наши данные), 2 – Fe-Mn корки Охотского моря (среднее, наши данные), 3 – Fe-Mn образования моря Лаптевых [13], 4 – Fe-Mn руды Балтийского моря [24], 5 – Fe-Mn гидротермальные корки Японского моря [48], 6 – Fe-Mn руды оз. Пунус-Ярви [24], 7 – Fe-Mn конкреции рудного поля Кларион-Клиппертон [14], 8 – Co – богатые Fe-Mn корки подводных гор и поднятий [14], 9 – гидротермальные Fe-Mn корки горячих точек [43], 10 – Fe-Mn образования срединно-океанических хребтов [55], 11 – Fe-Mn корки вулканов островных дуг [42], 12 – Fe-Mn конкреции Черного моря [24], 13 – Fe-Mn образования центральной части Охотского моря [4].

Th, U) в изученных образованиях (табл. 1) близки к содержаниям в гидрогенных корках из различных регионов Мирового океана [1, 5, 14]. Концентрации лития колеблются в пределах 30–75 г/т, в среднем 42 г/т, что типично для гидрогенных корок, в то время как в гидротермальных корках количество его резко возрастает и достигает 1500 г/т [5, 24].

Наиболее многочисленной и разнообразной по химическим свойствам является группа редкоземельных элементов, которая заслуживает отдельного рассмотрения. Чтобы уловить нюансы в изменении состава РЗЭ в природных процессах, необходимо исключить влияние разной распространенности редких земель. Это достигается нормализацией изучаемых составов РЗЭ к составу РЗЭ в хондритах или в сланце [10]. Содержание РЗЭ, а также величины аномалий Ce, Eu, Gd и отношение Y/No приведены в таб-

лице 2, в сравнении с концентрациями редких земель в Fe-Mn корках различного генезиса.

Содержание РЗЭ_{сн} (индекс СН – указывает, что РЗЭ и иттрий нормализованы к пост-архейскому австралийскому сланцу (РЗЭ – по [10], иттрий – по [53]) и Y_{сн} (Y расположен между Dy и Ho, согласно величине их ионных радиусов и электроотрицательности [35]) характеризуется положительными аномалиями Ce_{сн}, Eu_{сн} и Gd_{сн}, а также отрицательной аномалией Y_{сн}. Более наглядно аномалии представлены на рис. 8, где показано распределение РЗЭ в железомарганцевых корках трога Кашеварова. На этих графиках ярко выражены два пика: положительный пик цериевой и отрицательный пик иттриевой аномалий.

Одной из основных характеристик гидрогенного происхождения Fe-Mn корок является положительная Ce_{сн} аномалия. Она подтверждается отношением (Ce/Pr)_{сн}, значение которого, как правило, больше единицы. В анализируемых корках это отношение (Ce/Pr)_{сн} равно 1.55. Наличие положительной Ce_{сн} аномалии объясняется окислением Ce из морской воды Fe-Mn оксигидроксидами [36, 37, 47, 50]. Отрицательная цериевая аномалия характерна для гидротермальных Fe-Mn образований срединно-океанических хребтов, островодужных систем и “горячих точек”, а также для быстро растущих в субокислительных условиях диагенетических конкреций [47, 55]. Металлоносные осадки тоже наследуют отрицательную цериевую аномалию, так как они повторяют состав РЗЭ взвеси, сформировавшейся в основном при окислении восстановленного железа гидротермального флюида в зонах разгрузки гидротерм [10].

Все изученные образцы характеризуются слабо положительной европиевой аномалией, в среднем – 1.21, рассчитанной по формуле $(Eu/Eu^*)_{сн} = Eu_{сн} / [(Sm_{сн} \times 0.67) + (Tb_{сн} \times 0.33)]$ [9, 10, 35, 36, 38, 50]. Отношение $(Eu/Eu^*)_{сн}$ больше единицы характерно для гидрогенных Fe-Mn корок в различных регионах Тихого океана и варьируют в пределах от 1.11 до 1.29 [36]. Однако вблизи выхода гидротерм в составе взвеси фиксируется положительная аномалия европия, которая, так же как и отрицательная цериевая, наследуется в составе металлоносных осадков [10]. Отрицательная европиевая аномалия, наблюдается в низкотемпературных гидротермальных железомарганцевых образованиях [50, 55].

Как и в корках гайотов Тихого океана, в исследуемых нами железомарганцевых образованиях наблюдается положительная гадолиниевая аномалия, в среднем 1.16, вычисленная отношением $(Gd/Gd^*)_{сн} = Gd_{сн} / [(Sm_{сн} \times 0.33) + (Tb_{сн} \times 0.67)]$ [9, 10, 35, 36, 38, 50]. В железомарганцевых гидрогенных корках подвод-

Таблица 2. Концентрации РЗЭ и Y (в г/т) в Fe-Mn образованиях трога Кашеварова и различных частей Мирового океана.

Элемент	Трог Кашеварова $\frac{X_{\min} - X_{\max}}{X_{\text{ср}}}$	Гидрогенные корки		Гидротермальные корки	
		Магеллановы горы (нефосфатизированные) [20]	Центральная часть Тихого океана (фосфатизированные) [36]	Поле ТАГ [50]	Низкотемпературные Fe-Mn образования [55]
Y	$\frac{30.02 - 74.62}{58.36}$	178	209	47	58
La	$\frac{43.17 - 108.45}{74.85}$	295	128	0.94	30.10
Ce	$\frac{197.83 - 380.17}{279.83}$	898	879	1.09	16.00
Pr	$\frac{12.24 - 28.85}{20.63}$	62	17.8	0.21	7.28
Nd	$\frac{53.10 - 127.80}{90.71}$	240	81	0.90	29.00
Sm	$\frac{12.94 - 30.40}{22.74}$	52	14.9	0.18	6.88
Eu	$\frac{3.30 - 7.38}{5.69}$	13	4.27	0.06	1.72
Gd	$\frac{13.86 - 33.63}{24.90}$	66	20.1	0.27	7.69
Tb	$\frac{2.06 - 4.86}{3.77}$	9	3.37	0.05	1.25
Dy	$\frac{11.44 - 28.62}{22.08}$	59	24.2	0.39	7.55
Ho	$\frac{2.25 - 5.58}{4.42}$	13	5.72	0.11	1.55
Er	$\frac{6.27 - 15.96}{12.65}$	37	19.4	0.36	4.32
Tm	$\frac{1.00 - 2.39}{1.99}$	5	2.73	0.06	0.66
Yb	$\frac{6.14 - 15.18}{12.64}$	37	18.2	0.35	4.29
Lu	$\frac{0.99 - 2.44}{2.04}$	6	2.88	0.07	0.70
(Ce/Pr) _{сн}	$\frac{1.17 - 2.25}{1.55}$	1.61	5.48	0.78	0.33
(Eu/Eu*) _{сн}	$\frac{1.18 - 1.26}{1.21}$	1.19	1.22	0.78	0.72
(Gd/Gd*) _{сн}	$\frac{1.12 - 1.20}{1.16}$	1.75	1.13	1.00	1.01
Y/Ho	$\frac{12.26 - 14.07}{13.20}$	13.69	36.54	427	37

Примечание. X_{\min} - X_{\max} – пределы концентраций, $X_{\text{ср}}$ – среднее значение.

ных гор северной и южной частей Тихого океана также присутствует положительная аномалия гадолиния, ее значение колеблется в пределах от 1.13 до 1.33. Наличие такой аномалии является важным признаком железомарганцевых образований, позволяющим отличать гидрогенные корки от диагенетических конкреций [36].

Во всех нефосфатизированных ($P < 1.3\%$) [46] Fe-Mn корках Тихого океана наблюдается отрицательная $Y_{\text{сн}}$ аномалия, рассчитываемая отношением Y/Ho. Если отношения Y/Ho больше 28, то считается, что аномалия положительная, меньше – отрицательная [35]. Величина этого отношения в вышеуказанном регионе меньше 28 и равна в среднем – 17 и

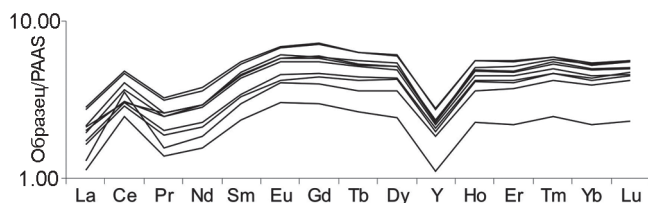


Рис. 8. Распределение РЗЭ и Y, нормированных к PAAS (пост-архейский австралийский сланец), Fe-Mn корок трого Кашеварова.

22, для корок гайотов северной и южной частей Тихого океана, соответственно [36]. В изученных нами Mn корках Охотского моря содержание фосфора составляет 0.4 %, отношение Y/Ho равно от 12 до 14, в среднем – 13.2. Гидротермальные марганцевые корки показывают положительную иттриевую аномалию, значение которой больше 28 ($Y/Ho > 28$) [55].

На рис. 9 показаны концентрации РЗЭ Fe-Mn корок трого Кашеварова и гайотов Мирового океана [14], а также гидротермальных железомарганцевых корок поля ТАГ [50]. Из рисунка видно, что график характеризующий концентрации РЗЭ охотоморских корок, чрезвычайно близок графику среднего содержания РЗЭ в корках гайотов Мирового океана. Следует отметить, что концентрации РЗЭ в гидrogenных корках на порядок выше, чем в гидротермальных. Кроме того, в гидrogenных корках гайотов Мирового океана и корках трого Кашеварова наблюдается положительная аномалия церия, а в гидротермальных – она отрицательная.

Ближкий характер распределения РЗЭ наблюдается для нефосфатизированных (поздних генераций) Fe-Mn корок Магеллановых гор [19] и корок трого Кашеварова (рис. 10). Отличие наблюдается лишь в концентрации элементов. Распределение РЗЭ в фосфоритах Магеллановых гор [52] по сравнению с Fe-Mn корками трого Кашеварова показано на рис. 11. Фосфориты, как известно, образуются в субокислительной обстановке, и для них характерны отрицательная цериевая аномалия и положительная иттриевая [36].

Распределение РЗЭ в железомарганцевых корках трого Кашеварова и ЖМК зоны Кларин-Клиппертон, а также в конкрециях Тихого океана демонстрирует рис. 12. Здесь в распределении легких РЗЭ (от лантана до европия) наблюдается значительное сходство. Видна характерная для гидrogenных железомарганцевых образований положительная цериевая аномалия. Наблюдается увеличение концентраций РЗЭ от Pr до Eu, такое изменение характерно для гидrogenных и диагенетических процессов, про-

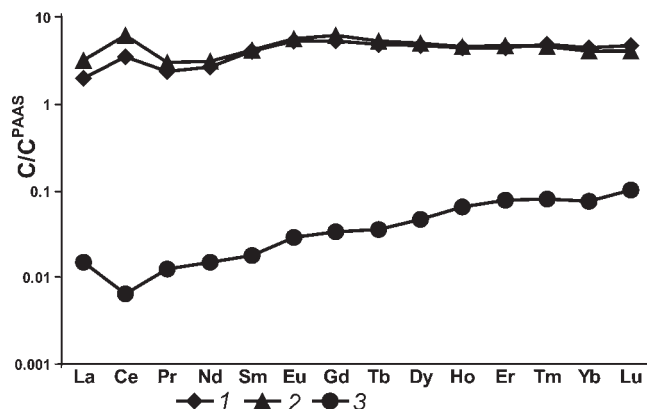


Рис. 9. Сравнение сланец-нормализованных РЗЭ корок трого Кашеварова, корок гайотов и гидротермальных корок поля ТАГ (PAAS – пост-архейский австралийский сланец).

1 – Fe-Mn корки гайотов, среднее по Мировому океану [14], 2 – Fe-Mn корки трого Кашеварова (наши данные), 3 – гидротермальные Fe-Mn корки поля ТАГ [50].

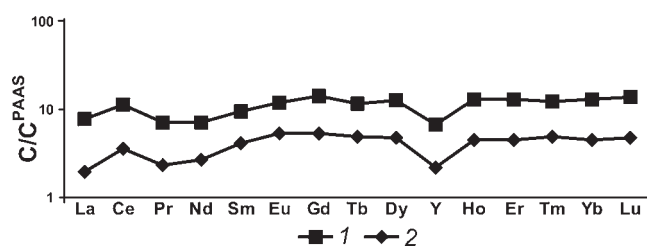


Рис. 10. Сравнение сланец-нормализованных РЗЭ в корках трого Кашеварова и нефосфатизированных слоев Mn корок Магеллановых гор (PAAS – пост-архейский австралийский сланец).

1 – корки Магеллановых гор [19], 2 – корки трого Кашеварова (наши данные).

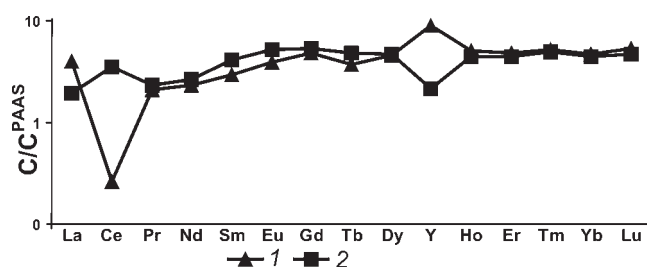


Рис. 11. Сравнение сланец-нормализованных РЗЭ в корках трого Кашеварова и фосфоритах Магеллановых гор (PAAS – пост-архейский австралийский сланец).

1 – фосфориты Магеллановых гор [52], 2 – корки трого Кашеварова (наши данные).

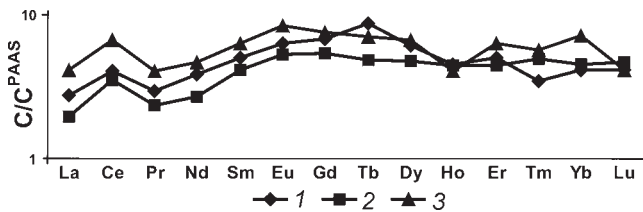


Рис. 12. Сравнение сланец-нормализованных РЗЭ Fe-Mn корок трога Кашеварова и Fe-Mn конкреций зоны Кларион-Клиппертон, а также средние значения РЗЭ Fe-Mn конкреций по Тихому океану (PAAS – постархейский австралийский сланец).

1 – концентрация РЗЭ в конкрециях зоны Кларион-Клиппертон [16]; 2 – содержание РЗЭ в корках трога Кашеварова (наши данные), 3 – среднее значение РЗЭ для конкреций Тихого океана [16].

текающих в морском железомарганцевом рудогенезе. В целом, конкреции зоны Кларион-Клиппертон характеризуются обогащенностью не только церием, но также и европием. Fe-Mn конкреции Тихого океана характеризуются накоплением церия и тербия. Концентрация тяжелых РЗЭ_{сн} (от гадолиния до лютеция) Fe-Mn конкреций зоны Кларион-Клиппертон и Тихого океана происходит неравномерно по отношению к тяжелым РЗЭ_{сн} железомарганцевых корок трога Кашеварова, которые находятся практически в равновесии, имея лишь небольшую положительную тулиевую аномалию. В конкрециях зоны Кларион-Клиппертон эта аномалия отрицательна, как и гольмиевая. Эта разница в накоплении тяжелых редких земель связана с различными процессами и глубинами образования Fe-Mn корок и конкреций [16].

Таким образом, Fe-Mn корки трога Кашеварова сложены минералами, характерными для гидrogenных Fe-Mn образований подводных гор и поднятий Мирового океана. Концентрации основных макро- и микроэлементов близки к содержаниями их в гидrogenных Fe-Mn корках Магеллановых гор. Следовательно, приведенные выше данные о минеральном и химическом составе, а также о распределении РЗЭ_{сн} и Y_{сн} позволяют утверждать, что природа Fe-Mn корок трога Кашеварова гидrogenная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований показали, что подводные возвышенности трога Кашеварова сложены конгломератами, биотитовыми роговиками, тектоническими брекчиями с включениями биотитовых роговиков и гранодиоритами. Среди драгированного материала установлены Fe-Mn корки максимальной для дальневосточных окраинных морей

15 см толщины. Анализ текстурно-структурных характеристик, а также детальный анализ минерального и химического состава, в том числе и впервые проанализированный полный спектр РЗЭ и иттрия, убедительно свидетельствуют о гидrogenной природе рудных отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН 06-I-П17-079 и 06-III-B-08-364, а также Федерального агентства по науке и инновациям (договор 634/2007-ДВГИ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
2. Аникеева Л.И., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. и др. Железомарганцевые корки подводного вулканического массива Эдельштейна и подводного вулкана, расположенного к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 47–60.
3. Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 36–43.
4. Астахова Н.В., Саттарова В.В. Геохимия железомарганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 29–33.
5. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.
7. Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования склонов Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 97–100.
8. Деркачев А.Н., Тарарин И.А., Леликов Е.П. и др. Проявление низкотемпературной гидротемальной деятельности в задуговом бассейне Охотского моря (Курильская глубоководная котловина) // Тихоокеан. геология. 2002. Т 21, № 3. С. 14–26.
9. Дубинин А.В., Свальнов В.Н. Геохимия марганцеворудного процесса в океане по данным изучения редкоземельных элементов // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 1–11.
10. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
11. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 340 с.
12. Железомарганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. 223 с.
13. Калягин А.Н., Тищенко П.Я., Гуков А.Ю. и др. О природе железомарганцевых образований моря Лаптевых // Тихоокеан. геология. 2001. Т 20, № 2. С. 87–96.
14. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
15. Коблец-Мишке О.И. Первичная продукция Тихого океана // Океанология. Биология Тихого океана. М.: Наука, 1967. С. 62–67.
16. Корсаков Р.О. Геохимия редкоземельных элементов железомарганцевых конкреций зоны Кларион-Клиппертон Ти-

- ного океана // Геохимические исследования океанических железомарганцевых конкреций и вмещающих осадков. Геленджик: НПО "Южморгеология", 1992. С. 56–73.
17. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
 18. Львов Б.В. Атомно-абсорбционный анализ. Л.: Госхимиздат, 1966. 392 с.
 19. Мельников М.Е., Понаморев И.Н., Туголесов Д.Д., Рождественский В.Х. Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2005. Т 24, № 5 С. 36–49.
 20. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик.: ФГУГП ГНЦ "Южморгеология", 2005. 230 с.
 21. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток.: Дальневост. кн. изд-во, 1982. С. 101–106.
 22. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3–13.
 23. Сочеванова М.М. Ускоренный анализ осадочных горных пород с применением комплексонометрии. М.: Наука, 1969. 230 с.
 24. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
 25. Стрекопытов С.В., Дубинин А.В. Определение Zr, Hf, Mo, W, Th, в стандартных образцах океанических отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Журн. аналит. химии. 1997. Т 12, Вып. 12. С 1296–1298.
 26. Стрекопытов С.В., Успенская Т.Ю., Виноградова Е.Л., Дубинин А.В. Геохимия раннего диагенеза осадков Кандашского залива Белого моря // Геохимия. 2005. № 2. С. 144–157.
 27. Удинцев Г.Б., Турко Н.Н. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
 28. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В. Железомарганцевые корки и конкреции Курильской островной дуги: их строение, состав, генезис // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 30–40.
 29. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцова А.В., Березовская В.В. О новых минеральных фазах океанических марганцевых микроконкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 83–90.
 30. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
 31. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток.: Дальнаука, 2005. 181 с.
 32. Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Деркачев А.Н. Особенности конкреционного Fe-Mn-рудобразования в современных морях // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 62–77.
 33. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 125–128.
 34. Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Ильева А.Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 106–115.
 35. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth elements behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 213–223.
 36. Bau M., Koschinsky A., Dulski P., Hein J.R. Comparison of the partitioning behaviors of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // Geochim. Cosmochim. 1996, V. 60. P. 1709–1725.
 37. Bau M. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect // Geochim. Cosmochim. 1999. V. 63, N. 1. P. 67–77.
 38. Bau M., Dulski P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater // Chemical Geology. 1999 V. 155. P. 77–90.
 39. Bonatti E., Kreamer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash.: Nat Sci. Found. 1972. P. 149–165.
 40. Dullo W.-Chr., Biebow N., Georgeleit K. SO178-KOMEX Cruise Report. 2004. 125 p.
 41. Glasby G.P., Cherkashov G.A., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A., Slotvsov I.B. // Marine Geology. 2006. V. 231. P. 163–180.
 42. Hein J.R., Fleishman C.L., Morgenson L.A. et al. Submarine ferromanganese deposits from the Mariana and Volcano Volcanic Arcs, West Pacific. USGS Open File Rep. 1987. P. 87–281.
 43. Hein J.R., Gibbs A.E., Clague D.A., Torresan M. Hydrothermal mineralization along submarine rift zones, Hawaii // Marine Georesources and Geotechnology. 1996. V. 14. P. 177–203.
 44. Hein J.R., Koschinsky A., Halbach P., et al. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. In Nicholson, K., Hein, J.R. and Dasgupta, S. (eds.) // Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits / Geological Society of London Special Publication. 1997. N. 119. P. 123–138.
 45. Hein J.R., Stamatakis, M.G., Dowling J.S. Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposit, Milos Island, Greece. / Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. Sec. B. // Applied Earth Science. 2000. V. 109. P. B67–B76.
 46. Koschinsky A., Stascheit A., Bau M., Halbach P. Effect of phosphatization on the geochemical and mineralogical composition of marine ferromanganese crusts // Geochim. Cosmochim. 1997. V 61, N 19. P. 4079–4094.
 47. Kuhn T., Bau M., Blum N., Halbach P. Origin of negative Ce anomalies in mixed hydrothermal-hydrogenetic Fe-Mn crusts from the Central Indian Ridge // Earth and Plan. Scien. Lett. 1998. V 163. P. 207–220.
 48. Mikhailik P.E., Miroshnichenko N.V., Lelikov E.P., Barinov N.N. Hydrothermal-sedimentary manganese deposits of submarine volcanoes from the Sea of Japan // Minerals

- of the Ocean – integrated strategies – 2. St-Petersburg. 2004. P. 173–175.
49. Mills R.A., Elderfield H. Rare-earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26° N Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim.* 1995. V. 59, N 17. P. 3511–3524.
50. Mills R.A., Wells D.V., Roberts. Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field // *Chemical Geology*. 2001. V. 176. P. 283–293.
51. Moorby S.A., Cronan D.S., Glasby G.P. Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island arc // *Geochim. Cosmochim.* V. 48. 1984. P. 433–441.
52. Pan Jiahua, Liu Shuqin, Yang Yi, Liu Xueqing. Research on geochemical characteristics of major, trace and rare-earth elements in phosphates from west Pacific seamounts // *Geological Review*. 2002. V 48, N 5. P. 534–541.
53. Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Logman Group UK limited. 1993. 352 p.
54. Usui A., Yuasa M., Yokoto S. Submarine hydrothermal manganese deposits from the Ogasavara (Bonin) Arc, off the Japan Sea // *Marine Geology*. 1986. V. 73. P. 311–322.
55. Usui A., Bau M., Yamazaki T. Manganese microchemistry buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation? // *Marine Geology*. 1997. V 141. P. 269–285

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

P.E. Mikhailik, A.N. Derkachev, O.V. Chudaev, N.V. Zarubina

Ferromanganese crusts from the Kashevarov Trough undersea rises (Sea of Okhotsk)

Non-volcanic undersea rises (tilted blocks) were studied in the area of the Kashevarov Trough during Cruise 178 of the R/V "Sonne". Sedimentary rocks (conglomerates), metamorphic (biotite hornfels and tectonic breccias consisting of fragments of biotite hornfels) and intrusive (granodiorites) rocks as well as Fe-Mn crusts with a thickness of up to 15 cm were dredged from one of the tilted blocks. Structural and textural research, detailed mineral and chemical study, including rare earths and yttrium distribution, indicate that Fe-Mn crusts from the Kashevarov Trough are of hydrogenic origin.

***Key words:* Fe-Mn crusts, mineralogy, geochemistry, rare earths, Kashevarov Trough, Sea of Okhotsk**

**ГРАНИТИЗАЦИЯ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ В КОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ
ЮРЧИКСКОГО ГАББРОНОРИТОВОГО МАССИВА ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА
КАМЧАТКИ**

И.А. Тарарин¹, В.М. Чубаров²

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Поступила в редакцию 16 октября 2007 г.

Приведены данные, свидетельствующие, что образование высокотемпературных гранулитоподобных пород в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового интрузива Ганальского хребта Восточной Камчатки обусловлено процессами контактового метаморфизма, метасоматоза и локального плавления исходных осадочно-вулканогенных отложений вахталкинской толщи ганальской серии. Во внутренней части контактового ореола, где температура достигала 700°–800°С, основные вулканиты толщи преобразованы в двупироксен-плагиоклазовые, клинопироксен-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые, а осадочные породы – в гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые роговики. В локальных участках ороговикованные основные вулканиты подверглись метасоматическим изменениям с формированием тел биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитов. В зонах наиболее интенсивной фильтрации флюидов метасоматиты испытали локальное магматическое замещение с образованием биотит-ортопироксен-плагиоклазовых±гранат мигматитовых прожилков и обособлений, а за счет осадочных прослоев сформировались тела гранатовых эндербитов, термодинамические условия образования которых отвечают температуре 700°–800°С и литостатическому давлению 3.2–4.8 кбар. Сравнение химического состава основных вулканитов вахталкинской толщи и продуктов их преобразования свидетельствует о том, что по химизму метасоматические изменения и магматическое замещение отвечает кремниво-щелочному метасоматозу (гранитизации) и обуславливает последовательный и неравномерный привнос в замещаемые породы Si, Al, Na, K, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос железа, магния, марганца, кальция и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y и S. Предполагается, что процессы метаморфизма и метасоматоза происходили под влиянием высокоминерализованных мантийных флюидов, фильтровавшихся по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидной магмы.

Ключевые слова: роговики, основные вулканиты, метасоматоз, магматическое замещение, габбронориты, Юрчикский массив, Ганальский хребет, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Обнаружение в Ганальском хребте Камчатки Л.И. Тихомировым в 1956 году [5] высокотемпературных гранулитоподобных метаморфических пород открыло длительную дискуссию об их происхождении и фациальной принадлежности. Большинство исследователей рассматривало эти образования в качестве самостоятельного древнего комплекса сиалического фундамента Восточной Камчатки [3, 5–8, 40], на котором происходило формирование всех последующих отложений. По мнению других, эти метаморфические породы образовались при контак-

тово-реакционных процессах, обусловленных внедрением Юрчикского габброноритового интрузива [33, 35, 36, 38, 41].

В предыдущих работах авторы обращались к этому региону, рассматривая процессы эндербитизации, габброизации и магматического замещения в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового массива [33, 35–37]. В данной работе использованы новые материалы по составу минералов и пород зоны контактового взаимодействия интрузива с вмещающими основными вулканитами и терригенными породами вахталкинской толщи ганальской серии с

целью показать развитие процессов метасоматоза и гранитизации роговиков контактового ореола под влиянием флюидных потоков.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ганальский хребет, приуроченный к Восточному неотектоническому поднятию Камчатки, имеет характер одностороннего горста, полого погружающегося к востоку [28]. В структуре хребта выделяются четыре доэоценовых структурно-вещественных комплекса (блока): Северный, Стеновой, Вахталкинский и Южный, имеющих между собой тектонические взаимоотношения [2, 28, 31]. Предполагается, что амальгамация этих блоков происходила на протяжении эоцена–раннего миоцена, когда они были тектонически совмещены в единую структуру и разбиты на отдельные фрагменты системой левосторонних сдвигов и сопряженных с ними надвигов северо-западного направления [18, 31, 39].

Северный блок Ганальского хребта сложен терригенно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Стеновой блок состоит из эффузивных и терригенно-эффузивно-кремнистых образований, измененных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Южный блок представлен зеленокаменно измененными вулканогенными и туфо-терригенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты позднемелового возраста [5, 32].

Вахталкинский блок характеризуется наиболее сложным строением (рис. 1); в его пределах тектонически совмещены все четыре структурно-вещественных комплекса [31]. В основании разреза залегают полиметаморфические образования ганальской серии, в составе которой выделяются три толщи (снизу-вверх): вахталкинская, воеводская и дьявольская [8, 20, 28, 37]. Вахталкинская толща мощностью 800–900 м сложена амфиболитами и биотит-амфиболовыми сланцами с маломощными прослоями плагиогнейсов, дацитовых метавулканитов, кварцитов, мраморов и магнетит-гранат-амфиболовых пород. Воеводская толща (800 м) состоит из биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и реже гнейсов и их мигматизированных разновидностей, содержащих маломощные прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. Дьявольская толща мощностью 2500–3000 м, венчающая разрез ганальской серии, представлена чередованием амфиболитов, биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов с редкими прослоями кварцитов и мраморов.

Залегание ганальской серии в нижней части аллохтонных пластин Вахталкинского блока и отсут-

ствии прямых геологических доказательств наличия более древних образований свидетельствуют, что отложения этой серии слагают фундамент Ганальского хребта Восточной Камчатки. Однако, по мнению [25], наличие в метаморфических породах хребта ксеногенных цирконов, сохранивших изотопную память о своем докембрийском происхождении, оставляет открытым вопрос об участии в составе глубинных частей коры Восточной Камчатки докембрийских образований.

Возраст протолита ганальской серии и время метаморфизма ее отложений являются предметом острых дискуссий. Оценки возраста, полученные по геологическим данным, K-Ar и Rb-Sr радиоизотопным исследованиям, дали очень противоречивые результаты – от докембрия до кайнозоя [3, 5–8, 38, 45]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование показало, что возраст метаморфизма отвечает эоцену (47–50 млн лет) [19]. Sm-Nd изохрона, полученная по валовой пробе и мономинеральным фракциям плагиоклаза, орто- и клинопироксена из габбронорита Юрчикского интрузива, соответствует возрасту 27 ± 24 млн лет, а экспериментальные точки валовой пробы и минералов гранат-ортопироксен-кордиерит-биотитового высокотемпературного плагиогнейса на эволюционной диаграмме Sm-Nd определяют возраст метаморфизма в 11 ± 19 млн лет [25]. U-Pb SHRIMP изотопные датировки этих плагиогнейсов подтверждают, что их метаморфизм и внедрение габброноритов интрузива происходили в позднем эоцене (около 35 млн лет назад) [25].

Центральное место в структуре Вахталкинского блока занимает Юрчикский габброноритовый массив овальной формы площадью около 50 км². Геофизические исследования показали, что интрузив представляет собой факолитообразное тело (до 22 км в продольной оси), лишь наполовину вскрытое в современном эрозионном срезе. Наибольшая мощность интрузива (до 1500 м) и магмоподводящие каналы фиксируются геофизическими методами в его северной части (в истоках р. Вактан Ганальский), где небольшая мощность “покрышки” вмещающих пород вахталкинской толщи, пересекаемых апофизами габброноритов (рис. 2, т.н. 373, 588), обуславливает интенсивное проявление высокотемпературных процессов ороговикования, сопровождаемого метасоматическими преобразованиями и магматическим замещением (с дебазификацией и гранитизацией) исходных отложений.

Юрчикский массив сложен габброидами двух самостоятельных фаз внедрения. Породы первой фазы, слагающие большую часть интрузива, пред-

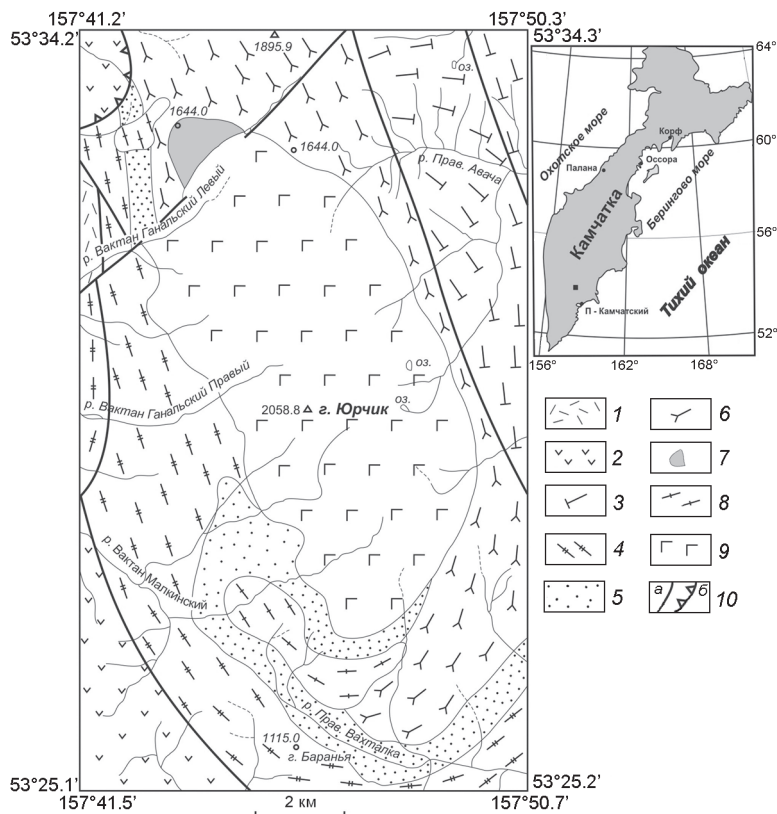


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Вахталкинского блока Ганальского хребта (составлена с использованием [20]).

1 – туфы и эффузивы неогена; 2 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела (поздний кампан–маастрихт); 3 – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стенная серия нерасчлененная); 4–6 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 4 – терригенно-вулканогенная (дьявольская), 5 – терригенная (воеводская), 6 – эффузивная (вахталкинская) толщи; 7 – зона интенсивного ороговикования, метасоматоза и магматического замещения пород вахталкинской толщи; 8 – гнейсированные амфибол-биотитовые плагиограниты; 9 – гнейсированные метагаббронориты и постметаморфические клинопироксен-амфиболовые габбро и перидотиты Юрчикского массива (нерасчлененные); 10 – разломы (а), надвижки (б). Положение Юрчикского интрузива на территории Камчатки показано на врезке черным квадратом.

ставлены габброноритами с жильной фацией роговообманковых перидотитов (кортландитов), мелкозернистых габброноритов и реже пироксенитов. В краевых зонах массива габбронориты интенсивно разгнейсованы, катаклазированы и регионально метаморфизованы до габброамфиболитов. Этот наложенный метаморфизм амфиболитовой фации происходил одновременно и изофациально с метаморфизмом пород ганальской серии, обусловив диффторез габброидов и формирование в них мигматитовых прожилков и обособлений горнблендитового и амфибол-плагиоклазового состава [34, 35, 41]. Поздние (постметаморфические) габброиды второй фазы варьируют по составу от лерцолитов, верлитов, троктолитов и вебстеритов до преобладающих клинопироксен-амфиболовых меланократовых габбро. Наиболее широкое развитие постметаморфические габброиды получили в восточной и южной частях интрузива, где их многочисленные тела прорывают ранние метагаббронориты и вме-

щающие породы ганальской серии [35, 37, 38]. По последним $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP радиоизотопным определениям внедрение поздних габброидов датируется границей олигоцена и миоцена (устное сообщение Э.Г. Конникова).

Метагаббронориты Юрчикского массива состоят из плагиоклаза An_{45-65}^* , клинопироксена $Wo_{42-46}En_{39-40}Fs_{14-18}$, ортопироксена $Wo_{1-3}En_{63-65}Fs_{33-38}$, магнезиальной роговой обманки (по номенклатуре [44]) и аксессуарных апатита, ильменита, магнетита и цинксодежающей железисто-глиноземистой шпинели (до 2–5 мас. % ZnO). Постметаморфические клинопироксен-амфиболовые габбро сложены основным плагиоклазом An_{60-90} , магнезиальной роговой обманкой и содержат небольшое количество Cr-содержащего авгита $Wo_{37-46}En_{41-47}Fs_{12-16}$, апатита и рудных минералов (магнетит, ильменит и реже пирротин, халькопирит и пентландит) [37].

Внедрение Юрчикского интрузива обусловило интенсивные процессы ороговикования вмещающих

* В статье приняты следующие символы: *Alm* – алмадин, *An* – содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе, *Ap* – апатит, *Bt* – биотит, *Crd* – кордиерит, *Cpx* – клинопироксен, *En* – энстатит, *Fs* – ферросилит, *Grt* – гранат, *Grs* – гроссуляр, *Hbl* – амфибол, *Ilm* – ильменит, *Opx* – ортопироксен, *Or* – калиевый полевой шпат, *Pl* – плагиоклаз, *Prp* – пироп, *Sps* – спессартин, *Spl* – шпинель, *Wo* – волластонит. С – центр, г – край кристалла. $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$, $X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$. Анализы выполнены на микроанализаторе Camebax в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

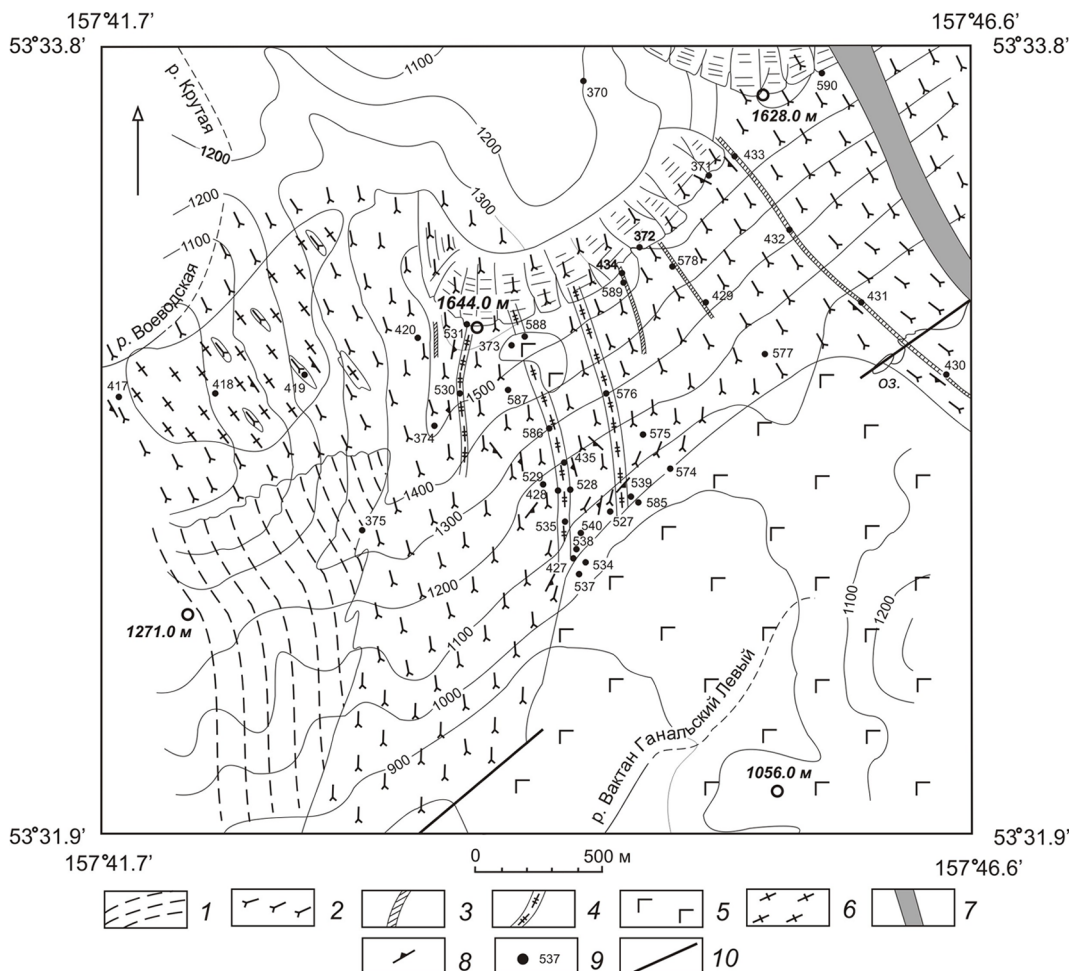


Рис. 2. Схема геологического строения контактового ореола северной части Юрчикского интрузива.

1–2 – метаморфические образования ганальской серии: биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы воеводской толщи (1), амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики по основным вулканитам вахталкинской толщи, биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты (2), 3 – прослой биотитовых и гранат-биотитовых роговики, 4 – тела гранатовых эндербитов и плагиогнейсов, 5 – гнейсированные метагаббронориты, 6 – гнейсированные амфибол-биотитовые метаплагиограниты, 7 – зона интенсивной пиритизации пачки переслаивания кремнекислых (дацитовых) и основных метавулканитов, 8 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности, полосчатости, 9 – точки наблюдений, 10 – тектонические нарушения.

осадочно-вулканогенных пород вахталкинской толщи и превращение их в амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые высокотемпературные роговики. Обычно падение контактовых поверхностей интрузива очень крутое (близкое к вертикальному), что определило небольшую мощность высокотемпературных контактовых роговики (до первых десятков метров), и только в северной части контактового ореола (рис. 1) мощность высокотемпературного ороговикования достигает нескольких сотен метров.

Роговики – серые и темно-серые мелкозернистые (размер кристаллов не превышает 0.5–1.0 мм) полосчатые породы гранобластовой структуры. В

их составе главную роль играет буровато-зеленая магнезиальная роговая обманка или железистый паргасит ($X_{Mg}=0.60-0.67$, табл. 1) – 30–60 об. % и плагиоклаз ($X_{An}=0.80-0.45$), к которым в пироксеносодержащих разностях присоединяется клинопироксен ($X_{Mg}=0.685-0.770$) и реже ортопироксен ($X_{Mg}=0.70-0.72$; табл. 2, обр.427-Д, обр. 537-С). Для пород характерно повышенное содержание апатита, сфена и рудных минералов (магнетит, ильменит, пирротин и халькопирит). Пироксены в роговиках обычно локализуются в самостоятельных весьма невыдержанных по мощности полосках или чаще наблюдаются в тесной ассоциации с амфиболом и плагиоклазом.

По всему разрезу вахталкинской толщи среди основных метавулканитов отмечаются маломощные (от 10–20 сантиметров до 2–3, реже до 10–15 и более метров) прослои терригенных пород, превращенных в биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые±ортопироксен роговики (а вне контактового ореола – в гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые плагиогнейсы и их мигматизированные разности), ориентированные согласно полосчатости исходных вулканитов (рис. 2). Мощность прослоев осадочных пород увеличивается вверх по разрезу по направлению к контактам воеводской толщи, достигая мощности 20–50 м (рис. 2). Прослои терригенных пород интенсивно будинированны и “расташены” на отдельные фрагменты (рис. 3). Их тела содержат будинированные прослои амфиболовых и клинопироксен-амфиболовых±ортопироксен роговиков размером от нескольких сантиметров до нескольких метров.

В средней части вахталкинской толщи (рис. 2) наблюдается 150-метровая зона, в которой ороговикомованные основные метавулканиты переслаиваются с более кремнекислыми метавулканитами, имеющими мощность от 10–20 см до 15–20 м. Кремнекислые метавулканиты – светло-серые полосчатые породы исходного дацитового состава. Полосчатость подчеркивается линзовидными скоплениями роговой обманки и цепочками альмандин-спессартинового граната ($X_{Mg}=0.107$; $Alm - 45\%$, $Prp - 10$, $Sps - 35$, $Grs - 10$) в ортоклаз-биотит-плагиоклаз-кварцевой±ортопироксен основной массе. Породы обогащены пиритом, выщелачивание которого придает всей зоне “ржавый” облик, хотя общая мощность кремнекислых образований не превышает 30 % мощности зоны.

Вниз по разрезу вахталкинской толщи, вдоль водораздельного хребта от высоты 1644.0 м на северо-восток в сторону г. Тумхан (1895.9 м) и далее в истоки р. Прав. Авача (рис. 1) с удалением от контактов с габбридами Юрчикского интрузива роговики сменяются амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, образовавшимися при региональном метаморфизме, охватившем породы ганальской серии (в том числе и роговики контактового ореола) и габброиды интрузива. Процессы регионального метаморфизма обусловили интенсивные диафорические преобразования высокотемпературных роговиков ореола и габброноритов эндоконтактовых зон массива (до габброамфиболитов) и формирование в них многочисленных мигматитовых прожилков и обособлений горнблендитового, амфибол-плагиоклазового и плагиоклазового состава мощностью от первых до нескольких десятков сантиметров, ориенти-

рованных преимущественно по полосчатости или гнейсовидности пород.

Регионально метаморфизованные амфиболовые сланцы вахталкинской толщи (вне зоны контактового ореола) содержат маломощные (от первых сантиметров до 2–3 м) прослои биотитовых и реже гранат-биотитовых плагиогнейсов, количество которых значительно меньше, чем в средних и верхних ее частях. Амфиболовые сланцы состоят из чермакита или чермакитовой роговой обманки, плагиоклаза An_{32-35} , магнетита и ильменита, к которым нередко присоединяется биотит (табл. 1, обр. 593, 595, 532-А, 533).

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ

Роговики в локальных участках контактового ореола подверглись щелочно-кремнекислотным метасоматическим преобразованиям, интенсивность которых сильно варьирует, определяясь, вероятно, наличием зон трещиноватости, проницаемых для метасоматических флюидов. Метасоматически измененные породы редко образуют крупные выходы, чаще это неправильной формы участки ограниченных размеров в ороговикомованных основных вулканитах вахталкинской толщи, иногда величиной всего несколько десятков квадратных сантиметров. Наиболее крупные выходы метасоматитов приурочены к будинированным прослоям кремнекислых роговиков по осадочным породам (рис. 3). Вероятно, границы между различными по литологическому составу породами явились наиболее проницаемыми путями для миграции флюидных компонентов.

На начальных этапах метасоматического преобразования в основных роговиках формировались отдельные мелкие кристаллы ортопироксена (обычно совместно с биотитом), корродирующие и замещающие роговую обманку исходных пород (рис. 4). Новообразованный ромбический пироксен отличается большей железистостью по сравнению с ортопироксеном роговиков. Значительно реже в метасоматитах в парагенезисе с ортопироксеном формируется новообразованный клинопироксен, более железистый, чем моноклинный пироксен, образующийся при ороговикомовании основных вулканитов (табл. 2, обр. 427-И).

Усиление метасоматических процессов приводит к почти полной резорбции и замещению всех темноцветных минералов роговиков новообразованной биотит-ортопироксен-плагиоклазовой ассоциацией тонко- и мелкозернистых метасоматитов (рис. 5) и появлению в них маломощных лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазового±гранат состава

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы минералов амфиболовых и пироксен-амфиболовых роговиков по основным вулканитам вахталкинской толщи.

Компо- нент	Обр. 537-И				Обр. 427				Обр. 427-В				Обр. 539		
	<i>Cpx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Spl</i>	<i>Cpx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Cpx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Cpx</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>
SiO ₂	51.30	41.56	51.58	0.00	52.09	40.04	52.10	36.76	53.13	44.91	50.29	53.02	52.87	44.59	53.16
TiO ₂	0.36	2.85	0.00	0.04	0.26	3.21	0.00	4.46	0.03	1.28	0.00	0.00	0.00	1.54	0.00
Al ₂ O ₃	3.06	12.36	30.70	58.04	2.71	12.80	30.47	15.69	1.74	10.74	32.10	1.47	0.78	11.56	29.83
FeO	7.83	13.02	0.31	29.53	7.16	12.38	0.34	13.48	7.53	11.98	0.36	20.87	7.25	11.56	0.47
MnO	0.27	0.20	0.00	1.60	0.27	0.15	0.00	0.09	0.33	0.20	0.00	0.74	0.23	0.23	0.00
MgO	13.09	12.22	0.00	4.60	13.54	10.92	0.00	14.68	14.83	14.06	0.00	23.75	13.88	13.67	0.00
CaO	22.39	11.68	13.13	0.00	23.88	11.86	12.47	0.02	22.38	11.06	14.75	0.32	24.37	10.98	12.32
Na ₂ O	0.29	1.73	4.11	0.00	0.53	3.31	3.08	0.00	0.17	2.06	3.31	0.00	0.00	1.95	4.41
K ₂ O	0.00	1.61	0.12	0.00	0.00	1.86	1.41	10.26	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.38	0.17
Сумма	98.59	97.23	99.95	100.03*	100.44	96.53	99.87	95.44	100.14	96.64	100.81	100.17	99.38	96.46	100.36
<i>X_{Mg}</i>	0.742	0.622	-	0.208	0.764	0.608	-	0.658	0.771	0.673	-	0.662	0.768	0.674	-
<i>X_{An}</i>	-	-	0.634	-	-	-	0.632	-	-	-	0.711	-	-	-	0.601
<i>Wo</i>	47.9	-	-	-	49.4	-	-	-	45.8	-	-	0.6	49.4	-	-
<i>En</i>	39.0	-	-	-	39.0	-	-	-	42.2	-	-	66.6	39.1	-	-
<i>Fs</i>	13.1	-	-	-	11.6	-	-	-	12.0	-	-	32.8	11.5	-	-

Компо- нент	Обр. 539	Обр. 539-Ц				Обр. 537-Л					Обр. 537-С				Обр. 528-В
	<i>Opx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Cpx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Cpx_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Cpx</i>
SiO ₂	53.58	43.83	50.43	52.53	36.75	52.28	40.18	48.34	54.74	37.13	52.77	47.19	51.42	54.20	53.33
TiO ₂	0.06	1.59	0.00	0.05	2.67	0.11	1.42	0.00	0.02	4.56	0.14	1.01	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	1.60	11.47	31.84	1.59	15.56	1.85	15.12	33.04	1.28	14.51	2.45	9.70	31.77	1.33	1.12
FeO	20.45	11.73	0.32	20.20	17.37	8.86	11.53	0.29	21.48	13.48	7.19	8.81	0.24	16.86	7.74
MnO	0.57	0.26	0.00	0.65	0.40	0.45	0.21	0.00	1.02	0.14	0.95	0.32	0.00	1.24	0.26
MgO	23.42	13.73	0.00	23.69	12.84	13.55	12.70	0.00	21.08	14.95	14.32	15.99	0.00	25.19	13.91
CaO	0.54	11.00	14.54	0.42	0.06	21.92	11.91	15.63	0.49	0.03	21.97	11.32	14.07	0.50	21.88
Na ₂ O	0.00	2.25	3.15	0.00	0.00	0.39	2.28	2.45	0.43	0.03	0.11	1.22	3.19	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.38	0.01	0.00	9.86	0.00	2.57	0.05	0.00	10.07	0.00	1.01	0.18	0.00	0.00
Сумма	100.22	96.24	100.29	99.13	95.51	99.41	97.92	99.80	100.54	95.16	99.90	96.57	100.87	99.32	98.30
<i>X_{Mg}</i>	0.665	0.671	-	0.669	0.563	0.722	0.658	-	0.625	0.662	0.758	0.757	-	0.712	0.756
<i>X_{An}</i>	-	-	0.718	-	-	-	-	0.777	-	-	-	-	0.705	-	-
<i>Wo</i>	1.1	-	-	0.9	-	46.0	-	-	1.0	-	46.3	-	-	1.0	46.3
<i>En</i>	66.4	-	-	67.0	-	39.5	-	-	63.0	-	41.9	-	-	72.0	40.9
<i>Fs</i>	32.5	-	-	32.1	-	14.5	-	-	36.0	-	11.8	-	-	27.0	12.8

Компо- нент	Обр. 528-В					Обр. 595			Обр. 593		Обр. 533		Обр. 532-А	
	<i>Hbl</i>	<i>Pl^I</i>	<i>Pl^{II}</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Hbl</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Hbl_r</i>	<i>Pl_r</i>
SiO ₂	46.45	57.17	58.38	53.38	38.37	43.24	60.70	37.45	43.33	60.62	44.56	60.22	44.04	57.12
TiO ₂	1.53	0.00	0.00	0.05	3.96	0.38	0.00	1.55	0.37	0.00	0.27	0.00	0.29	0.00
Al ₂ O ₃	9.99	27.11	27.27	1.59	14.27	13.72	24.85	16.96	14.20	25.00	13.72	24.13	14.50	27.29
FeO	9.89	0.38	0.26	21.10	12.67	16.62	0.29	16.05	16.42	0.20	15.34	0.37	16.28	0.20
MnO	0.17	0.00	0.00	0.91	0.08	0.16	0.00	0.00	0.45	0.00	0.29	0.00	0.35	0.00
MgO	14.07	0.00	0.00	22.64	16.02	11.56	0.00	15.13	11.08	0.00	11.41	0.00	10.15	0.00
CaO	10.88	9.16	9.68	0.68	0.08	10.63	6.30	0.02	10.81	6.47	10.91	6.55	11.14	9.09
Na ₂ O	1.27	6.57	6.05	0.00	0.00	1.74	8.03	0.00	1.86	7.93	1.73	7.89	1.60	6.41
K ₂ O	0.78	0.07	0.36	0.00	10.18	0.42	0.13	9.48	0.31	0.05	0.26	0.05	0.33	0.07
Сумма	95.03	100.46	100.00	100.35	95.63	98.47	100.30	96.64	99.33	100.27	98.49	99.21	98.68	100.18
<i>X_{Mg}</i>	0.714	-	-	0.647	0.691	0.551	-	0.627	0.532	-	0.566	-	0.521	-
<i>X_{An}</i>	-	0.434	0.460	-	-	-	0.300	-	-	0.310	-	0.304	-	0.438
<i>Wo</i>	-	-	-	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>En</i>	-	-	-	64.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Fs</i>	-	-	-	33.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. * – В сумму дополнительно включено 0.83 мас. % Cr₂O₃ и 5.39 мас. % ZnO.

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы минералов основных роговиков, биотит-ортопироксен-плагноклазовых метасоматитов и лейкократовых мигматитовых прожилков и обособлений.

Компонент	Обр. 427-Д								Обр. 427-И						
	Срх-Pl роговик		Метасоматически измененный Срх-Орх-Pl роговик			Вт-Орх-Pl метасоматит			Вт-Срх-Орх-Нbl-Pl метасоматит					Вт-Срх-Орх-Pl мигматитовый прожилок	
	Cpx_r	Pl_r	Opx_r	Cpx_r	Pl_r	Opx_r	Bt	Pl_r	Cpx_r	Opx_r	Hbl	Bt	Pl^I	Pl^2	Cpx_r
SiO ₂	51.49	47.01	53.73	50.80	55.00	53.36	37.86	57.03	51.19	51.73	45.23	35.44	49.87	55.83	50.95
TiO ₂	0.09	0.00	0.00	0.17	0.00	0.01	3.94	0.00	0.04	0.09	0.74	3.52	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	1.91	33.59	1.08	2.21	28.73	1.14	14.30	26.98	1.29	0.73	8.86	15.46	31.87	28.24	1.34
FeO	7.53	0.86	17.54	7.91	0.25	18.02	11.28	0.23	13.27	31.40	16.76	20.06	0.20	0.41	14.25
MnO	0.38	0.00	0.97	0.35	0.00	0.95	0.01	0.00	0.43	0.95	0.19	0.11	0.00	0.00	0.34
MgO	14.71	0.00	25.49	14.66	0.00	25.41	17.51	0.00	10.98	15.33	11.10	10.48	0.00	0.00	10.86
CaO	22.19	16.33	0.68	21.37	10.26	0.73	0.29	9.03	21.53	0.98	10.97	0.18	14.36	9.71	20.93
Na ₂ O	0.56	2.35	0.00	0.53	5.62	0.00	0.02	5.41	0.00	0.00	0.54	0.00	2.94	6.49	0.00
K ₂ O	0.21	0.28	0.23	0.17	0.64	0.17	9.99	0.57	0.00	0.00	0.81	8.78	0.15	0.28	0.00
Сумма	99.07	100.42	99.72	98.17	100.50	99.79	95.20	99.25	98.78 ¹	101.21	95.65 ²	94.14 ³	99.39	100.96	98.69
X_{Mg}	0.768	-	0.710	0.760	-	0.705	0.734	-	0.588	0.458	0.539	0.481	-	-	0.570
X_{An}	-	0.781	-	-	0.484	-	-	0.463	-	-	-	-	0.723	0.446	-
Wo	45.7	-	1.4	44.6	-	1.5	-	-	45.7	2.1	-	-	-	-	44.4
En	42.2	-	71.1	42.5	-	70.5	-	-	32.4	45.6	-	-	-	-	32.0
Fs	12.1	-	27.5	12.9	-	28.0	-	-	21.9	52.3	-	-	-	-	23.6
T°C	804 (Срх-Орх)								700 (Срх-Орх)					700 (Срх-Орх)	

Компонент	Обр. 427-И				Обр. 427-Н										
	Вт-Срх-Орх-Pl мигматитовый прожилок				Нbl-Pl роговик			Вт-Орх-Pl метасоматит				Вт-Нbl-Орх-Pl мигматитовый прожилок			
	Opx_r	Bt	Pl^I	Pl^2	Hbl_r	Bt	Pl_r	Opx_r	Hbl_r	Bt	Pl_r	Opx_r	Hbl_r	Bt	Pl_r
SiO ₂	49.88	34.23	50.21	56.20	46.83	37.50	56.46	52.79	47.84	37.91	56.36	53.06	47.52	38.12	56.99
TiO ₂	0.00	4.94	0.00	0.00	0.94	3.58	0.00	0.03	0.59	2.13	0.00	0.00	0.75	2.43	0.00
Al ₂ O ₃	0.61	14.94	31.51	27.87	10.46	15.69	27.34	1.25	8.65	17.07	27.59	1.14	10.27	15.54	27.18
FeO	33.07	20.83	0.44	0.34	12.85	13.80	0.27	21.41	14.27	9.61	0.29	22.27	12.99	12.15	0.58
MnO	0.80	0.06	0.00	0.00	0.62	0.23	0.00	5.90	2.42	0.36	0.00	3.23	1.21	0.52	0.00
MgO	14.20	9.03	0.00	0.00	14.29	15.70	0.00	19.23	14.30	16.60	0.00	20.70	13.82	16.17	0.00
CaO	0.84	0.06	13.74	9.37	10.69	0.08	9.14	0.58	8.04	0.06	9.12	0.58	10.33	0.11	9.37
Na ₂ O	0.00	0.00	3.37	6.03	1.10	0.00	6.76	0.00	0.67	0.10	6.06	0.00	1.29	0.01	6.22
K ₂ O	0.00	9.01	0.11	0.34	0.44	9.32	0.10	0.00	0.40	9.80	0.21	0.00	0.41	9.20	0.29
Сумма	99.40	93.51 ⁴	99.38	100.15	98.22	95.40	100.07	101.19	97.18	93.64	99.63	100.98	98.59	94.25	100.63
X_{Mg}	0.428	0.436	-	-	0.654	0.666	-	0.556	0.604	0.748	-	0.591	0.634	0.695	-
X_{An}	-	-	0.688	0.453	-	-	0.425	-	-	-	0.448	-	-	-	0.447
Wo	1.8	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	-	1.2	-	-	-
En	42.6	-	-	-	-	-	-	60.7	-	-	-	61.6	-	-	-
Fs	55.6	-	-	-	-	-	-	38.0	-	-	-	37.2	-	-	-
T°C	700 (Срх-Орх)														

Таблица 2. Продолжение.

Компо- нент	Обр. 537-С								Обр. 576							
	Срх-Орх-Pl роговик				Вт-Hbl-Орх-Pl мигматитовый прожилок				Вт-Орх-Pl-Ог метасоматит				Вт-Орх-Pl –Ог мигматитовый прожилок			
	Cpx_r	Opx_r	Hbl_r	Pl_r	Opx_r	Hbl_r	Bt	Pl_r	Opx_r	Bt	Pl^1	Pl^2	Opx_r	Bt	Pl_r	
SiO ₂	52.77	54.20	47.19	51.42	53.90	46.31	38.47	56.68	48.21	36.48	56.68	59.47	50.44	35.70	60.09	
TiO ₂	0.14	0.00	1.01	0.00	0.00	0.95	3.09	0.00	0.04	4.36	0.00	0.00	0.06	5.13	0.00	
Al ₂ O ₃	2.45	1.33	9.70	31.77	1.35	9.95	13.99	28.37	8.76	17.20	28.37	25.89	4.86	15.99	25.07	
FeO	7.19	16.86	8.81	0.24	18.45	10.56	9.14	0.38	21.74	13.53	0.38	0.09	21.74	15.09	0.23	
MnO	0.95	1.24	0.32	0.00	2.04	0.51	0.17	0.00	1.19	0.20	0.00	0.00	1.06	0.15	0.00	
MgO	14.32	25.19	15.99	0.00	23.61	15.08	17.97	0.00	20.19	13.01	0.00	0.00	22.04	13.09	0.00	
CaO	21.97	0.50	11.32	14.07	0.49	11.67	0.00	9.54	0.14	0.02	9.54	7.26	0.10	0.00	7.19	
Na ₂ O	0.11	0.00	1.22	3.19	0.00	1.11	0.00	6.08	0.00	0.00	6.08	7.88	0.00	0.00	7.63	
K ₂ O	0.00	0.00	1.01	0.18	0.00	1.26	10.58	0.33	0.00	10.40	0.33	0.22	0.00	10.39	0.42	
Сумма	99.90	99.32	96.57	100.87	99.84	97.40	93.41	101.38	100.27	95.20	101.38	100.81	100.30	95.54	100.63	
X_{Mg}	0.758	0.712	0.757	-	0.672	0.708	0.775	-	0.611	0.628	-	-	0.633	0.605	-	
X_{An}	-	-	-	0.705	-	-	-	0.456	-	-	0.456	0.333	-	-	0.334	
Wo	46.3	1.0	-	-	1.0	-	-	-	0.3	-	-	-	0.2	-	-	
En	41.9	72.0	-	-	68.8	-	-	-	61.2	-	-	-	64.2	-	-	
Fs	11.8	27.0	-	-	30.2	-	-	-	37.5	-	-	-	35.6	-	-	
T°C	799 (Срх-Орх)															

Компо- нент	Обр. 585-Д					Обр. 539-Ж					Обр. 540-Л				
	Вт-Орх-Pl метасоматит			Вт-Орх-Pl мигматитовый прожилок		Орх-Pl метасоматит		Вт-Орх-Pl мигматитовый прожилок			Вт-Срх-Орх-Pl метасоматит				
	Opx_r	Bt	Pl_r	Opx_r	Pl_r	Opx_r	Pl_r	Opx_r	Bt	Pl_r	Opx_r	Bt	Pl^1	Pl^2	Cpx_r
SiO ₂	52.33	37.47	55.36	52.53	57.62	51.61	58.33	51.58	36.89	58.06	51.83	37.76	51.14	53.82	52.71
TiO ₂	0.00	5.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.18	4.25	0.00	0.69	4.16	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.94	15.68	28.63	1.16	27.42	3.87	26.17	2.58	15.29	26.63	0.66	14.81	31.30	29.62	0.67
FeO	22.62	12.66	0.47	21.42	0.19	23.33	0.44	23.44	13.96	0.21	27.37	13.92	0.43	0.35	10.00
MnO	0.61	0.10	0.00	0.80	0.00	1.57	0.00	1.06	0.06	0.00	0.49	0.02	0.00	0.00	0.19
MgO	21.62	14.29	0.00	21.51	0.00	19.60	0.00	21.51	13.86	0.00	18.71	14.04	0.00	0.00	13.43
CaO	0.42	0.02	10.49	0.64	9.11	0.16	8.19	0.14	0.02	8.38	0.65	0.02	14.14	12.16	21.77
Na ₂ O	0.00	0.00	5.30	0.00	6.23	0.00	6.50	0.00	0.00	6.30	0.00	0.00	3.52	4.58	0.00
K ₂ O	0.00	10.62	0.40	0.00	0.63	0.00	0.55	0.00	10.28	0.61	0.00	9.61	0.10	0.12	0.00
Сумма	99.54	95.76	100.65	98.09	101.20	100.14	100.18	100.49	94.61	100.19	100.40	94.89 ⁵	100.63	100.65	98.77
X_{Mg}	0.624	0.666	-	0.663	-	0.584	-	0.610	0.638	-	0.548	0.642	-	-	0.701
X_{An}	-	-	0.510	-	0.431	-	0.398	-	-	0.409	-	-	0.686	0.591	-
Wo	0.9	-	-	1.3	-	0.4	-	0.3	-	-	1.3	-	-	-	45.1
En	62.5	-	-	63.3	-	59.7	-	61.9	-	-	54.2	-	-	-	38.7
Fs	36.6	-	-	35.4	-	39.6	-	37.8	-	-	44.5	-	-	-	16.2
T°C															

Таблица 2. Окончание.

Компо- нент	Обр. 540-Л				Обр. 427-Л											
	Вт-Орх-Pl мигматитовый прожилок				Вт-Орх-Pl метасоматит			Grt-Вт-Pl мигматитовый прожилок				Вт-Орх-Pl мигматитовый прожилок				
	<i>Opx_c</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Grt_c</i>	<i>Grt_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Hbl</i>	<i>Pl_r</i>	
SiO ₂	51.30	51.58	36.44	58.07	51.60	34.83	54.89	37.96	37.56	35.10	58.12	51.08	35.15	45.37	55.85	
TiO ₂	0.02	0.05	4.46	0.00	0.20	4.84	0.00	0.00	0.00	4.16	0.00	0.01	4.04	0.45	0.00	
Al ₂ O ₃	1.21	0.98	14.82	26.95	0.81	14.83	28.77	22.11	22.02	15.24	26.68	0.67	14.38	9.10	28.40	
FeO	29.74	28.88	17.77	0.27	28.58	23.05	0.55	27.59	28.13	23.01	0.11	30.69	23.17	16.68	0.29	
MnO	0.62	0.64	0.05	0.00	0.77	0.18	0.00	6.21	5.79	0.20	0.00	0.80	0.08	0.14	0.00	
MgO	17.78	17.02	11.69	0.00	16.30	7.98	0.00	4.30	3.75	8.49	0.00	16.10	8.54	11.64	0.00	
CaO	0.39	0.43	0.03	8.57	0.91	0.02	10.95	3.57	3.75	0.00	8.48	0.70	0.01	11.03	10.02	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	6.43	0.00	0.00	5.32	0.00	0.00	0.00	6.88	0.00	0.00	0.86	5.80	
K ₂ O	0.00	0.00	10.00	0.28	0.00	9.06	0.22	0.00	0.00	9.61	0.21	0.00	9.17	0.82	0.03	
Сумма	101.06	99.58	95.29	100.59	99.17	94.83	100.70	101.73	101.64	95.81	100.48	100.05	94.54	96.13	100.40	
X_{Mg}	0.511	0.507	0.540	-	0.497	0.380	-	0.184	0.166	0.395	-	0.477	0.396	0.552	-	
X_{An}	-	-	-	0.417	-	-	0.525	<i>Alm</i> -59.9	<i>Alm</i> -62.5	-	0.400	-	-	-	0.488	
<i>Wo</i>	0.8	0.9	-	-	2.0	-	-	<i>Prp</i> -16.6	<i>Prp</i> -15.3	-	-	1.5	-	-	-	
<i>En</i>	51.2	50.8	-	-	49.4	-	-	<i>Sps</i> -13.6	<i>Sps</i> -14.3	-	-	47.6	-	-	-	
<i>Fs</i>	48.0	48.3	-	-	48.6	-	-	<i>Grs</i> -9.9	<i>Grs</i> -7.9	-	-	50.9	-	-	-	
$T^{\circ}C$								734 (Grt-Bt)								

Примечание. В сумму дополнительно включено V₂O₃ (мас. %): 1 – 0.05; 2 – 0.35; 3 – 0.11; 4 – 0.36; 5 – 0.55.

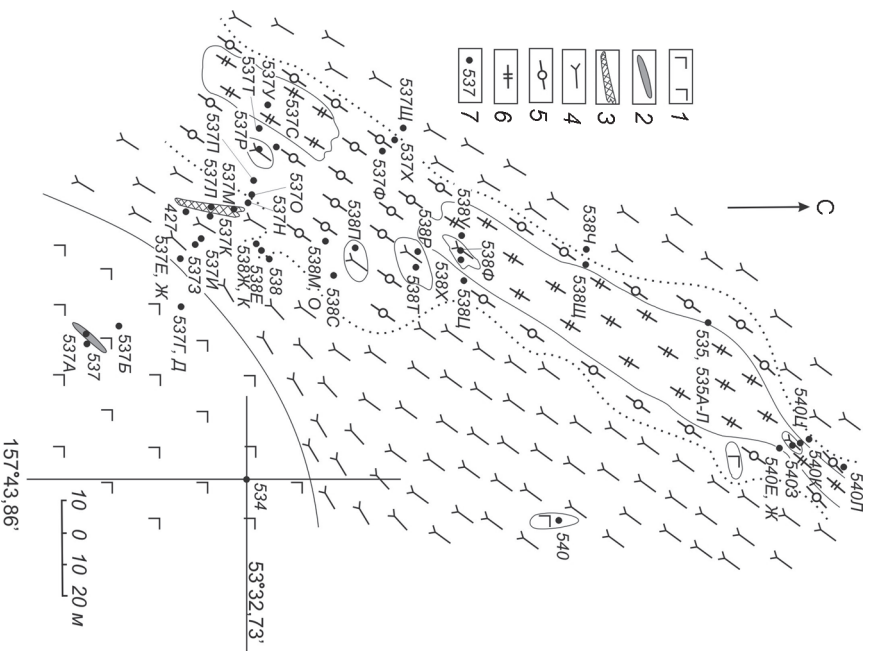


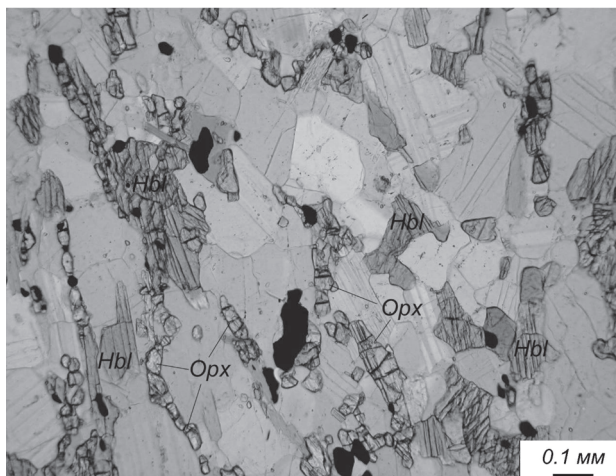
Рис. 3. Зона метасоматического изменения и магматического замещения амфиболовых и пироксен-амфиболовых роговиков и роговикованных осадочных пород вахталкинской толщи в северной части контактового ореола Юрчинского габброидного интрузива (на южных скатах высоты 1644.0 м).

1 – гнейсированные метагаббронориты, 2 – жильные мелкозернистые метагаббронориты, 3 – роговообманковые ортопироксениты, 4 – амфиболовые и пироксен-амфиболовые роговики, 5 – биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты с мигматитовыми обособлениями и прожилками биотит-ортопироксен-плаггиоклазового ± ратит состава, 6 – гранатовые эндрейбиты и плаггиогнейсы, 7 – места отбора образцов.

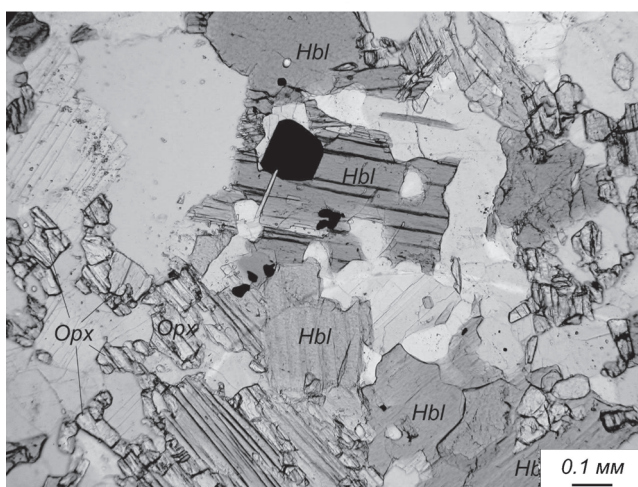
ва. Формирование биотита в биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых породах связано с флюидным приносом калия, что подчеркивает метасоматический характер процессов изменения роговиков.

Метасоматиты отличаются темно-серой окраской и состоят из ортопироксена (табл. 2), имеющего довольно выдержанный состав ($X_{Mg}=0.58-0.63$; реже присутствуют более железистые разновидности – $X_{Mg}=0.45-0.56$), плаггиоклаза An_{40-45} и переменных количеств биотита, апатита и рудных минералов.

Дейкратовые биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые мигматитовые прожилки, линзы и обособ-



а



б

Рис. 4. Метасоматическое замещение буровато-зеленой роговой обманки ортопироксеном в основном роговике. а – обр. 537-С-1, б – обр. 537-Л-1, без анализатора.

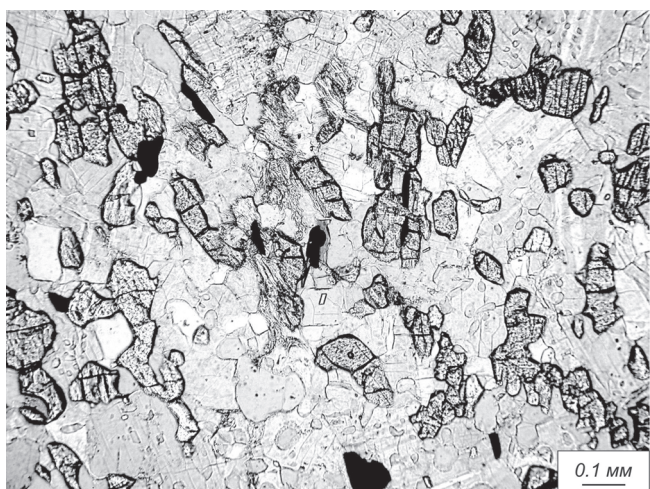


Рис. 5. Мелкозернистый биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматит. Обр. 427-И, без анализатора.

ления характеризуются гипидиоморфнозернистыми магматическими структурами и состоят из крупных (до 1–2 и более миллиметров) кристаллов плагиоклаза An_{35-50} в ассоциации с железистым ортопироксеном ($X_{Mg}=0.45-0.67$) и биотитом ($X_{Mg}=0.45-0.70$) (табл. 2, рис. 6). Реже в этих прожилках отмечается пироп-альмандиновый гранат ($X_{Mg}=0.166-0.184$, табл. 2; обр. 427-Л; рис. 7). Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые прожилки могут проникать также в роговики, слабо измененные метасоматическими процессами (рис. 8).

Образование в метасоматически преобразованных роговиках биотит-ортопироксен-плагиоклазовых лейкократовых прожилков и обособлений, аналогичных лейкосоме типичных мигматитов (рис. 6), свидетельствует о локальном плавлении (магматическом замещении) пород, предварительно измененных метасоматическими процессами. Магматическое замещение начинается с появления в тонко- или мелкозернистых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитах отдельных таблитчатых и призматических кристаллов ортопироксена и плагиоклаза размером 0.5–1.5 мм (рис. 9, 10), которые с увеличением их количества образуют линзы, прожилки и обособления мощностью от долей мм до нескольких сантиметров (рис. 6).

Усиление метасоматических процессов и появление мигматитовых прожилков и обособлений в метасоматически измененных роговиках приводит к их дебазификации и четкой дифференциации материала, что выражается в увеличении количества лейкократовых мигматитовых прожилков и обособлений биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава и в увеличении в них роли плагиоклаза за счет темноцветных минералов. Так, в обр. 427-И биотит-ортопироксен-плагиоклазовый тонкозернистый метасоматит содержит 28 об. % ортопироксена, до 1 об. % биотита, 69 об. % плагиоклаза и 2 об. % рудных минералов и апатита, а в магматическом прожилковидном обособлении соотношения этих минералов следующие: ортопироксен – 10 об. %, биотит – 5 об. %, плагиоклаз – 83 об. %, рудный и апатит – 2 об. %. С увеличением количества плагиоклаза и снижением его основности в нем формировались антипертиты калинатрового полевого шпата (до 1–5 об. %), приуроченные к центральным зонам кристаллов (рис. 10). Параллельно этому возрастала железистость темноцветных минералов и происходило незначительное увеличение глиноземистости ортопироксена, особенно существенное при появлении в магматических выплавках самостоятельных кристаллов калинатрового полевого шпата (табл. 2, обр. 576, 539-Ж).

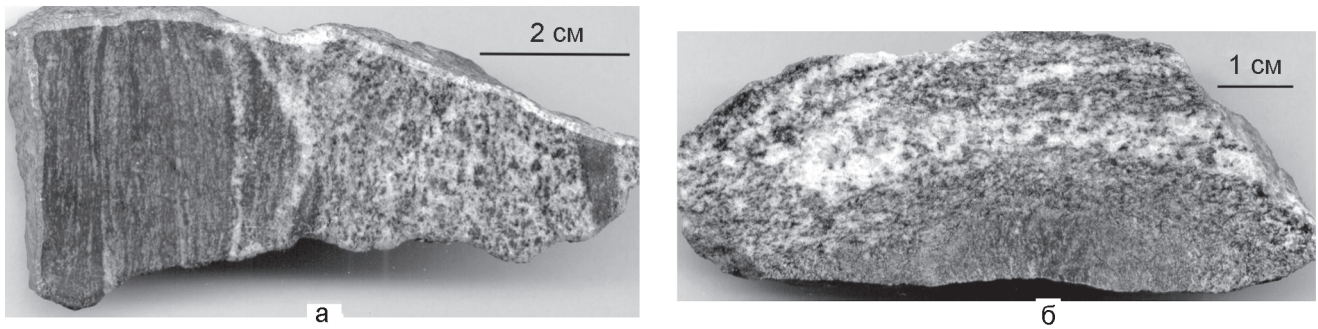


Рис. 6. Лейкокраповые мигматитовые биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые прожилки и обособления в тонкозернистых биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитах. а – обр. 535-К, б – обр. 574.

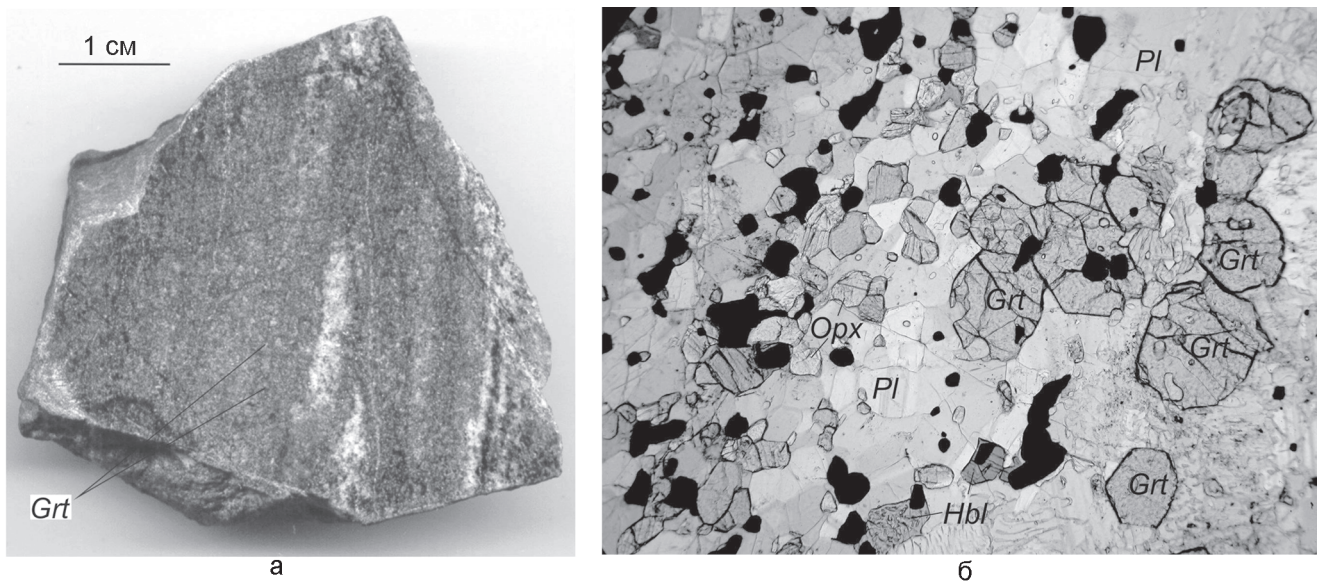


Рис. 7. Прожилковидные выделения граната в ассоциации с ортопироксеном, биотитом и плаггиоклазом в биотит-ортопироксен-плаггиоклазовом метасоматите. а - обр. 427-Л, б - обр. 427-Н, без анализатора.

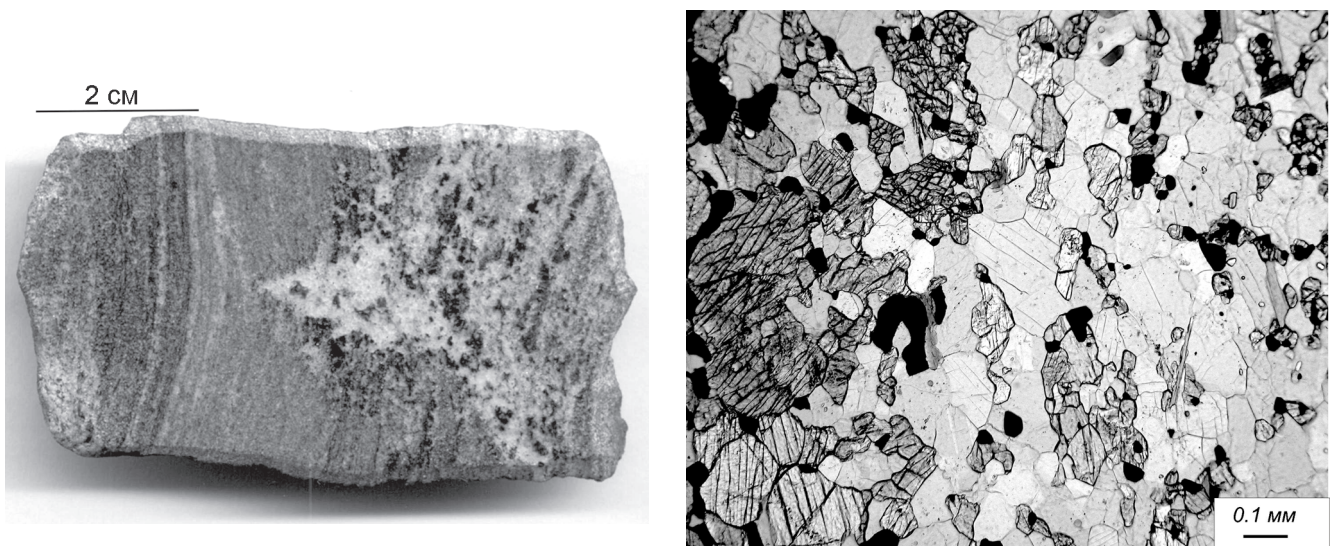


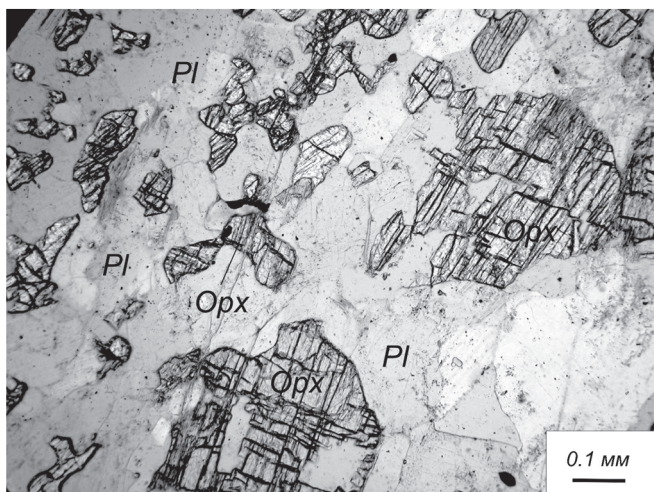
Рис. 8. Пересечение слабо метасоматически измененного амфибол-клинопироксен-плаггиоклазового основного роговика прожилком биотит-ортопироксен-плаггиоклазового состава. Обр. 537-С.

Рис. 9. Цепочковидные выделения ортопироксена в биотит-ортопироксен-плаггиоклазовом мелкозернистом метасоматите. Обр. 538-Ж, без анализатора.

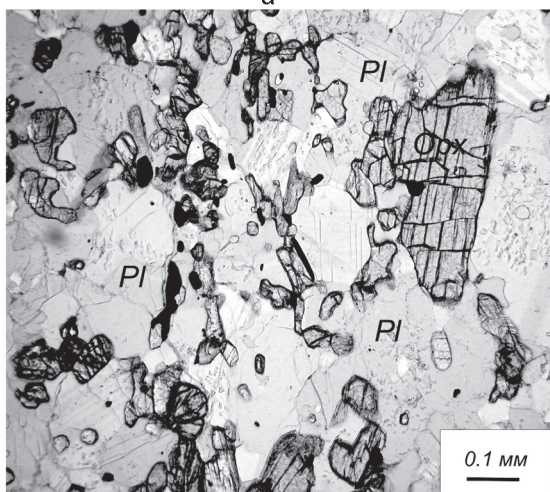
Характерной особенностью новообразованного мигматитового материала, как и биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитов, является резко повышенное содержание в них апатита, свидетельствующего о высокой концентрации летучих компонентов (воды, фосфора, хлора, фтора) в метаморфизирующих флюидах. Замещение пород магмой накладывалось на биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты *“и являлось по отношению к ним более поздним процессом в том (и только в том) смысле, в каком тыловые зоны метасоматической колонки накладываются на передовые вследствие ее разрастания”* [13, с. 51].

Магматическое замещение роговиков по осадочным породам начинается с формирования мигматитовых прожилков, в парагенезисы которых кроме

ортопироксена, биотита и плаггиоклаза входят кварц, гранат, кордиерит и реже калинастровый полевой шпат (рис. 11). Полное магматическое замещение прослоев осадочных пород (рис. 2, 3) обуславливает формирование крупных тел гранатовых эндербитов и гранат-кордиерит-биотитовых плаггиогнейсов (сменяющих гранатовые эндербиты с удалением от контактов Юрчикского интрузива). Гранатовые эндербиты содержат уплощенные и изометричные включения размером 5–30 см роговиков амфибол-плаггиоклазового и реже гранат-ортопироксен-плаггиоклазового составов, образовавшихся при ороговиковании разбужинированных прослоев основных вулканитов. В краевых частях включений амфибол-плаггиоклазовых роговиков наблюдается интенсивное замещение амфибола биотитом и ортопироксеном, а основного



а



б

Рис. 10. Биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты с мигматитовыми прожилками и обособлениями Bt-Orx-Pl состава. а – обр. 540-Л, б – обр. 538-Ф, без анализатора.

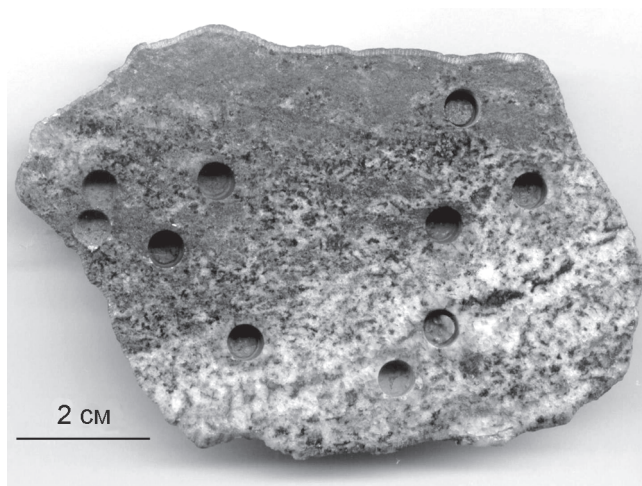


Рис. 11. Мигматитовый прожилок гранатового эндербита в мелкозернистом гранат-кордиерит-биотитовом роговике. Обр. 528-И.

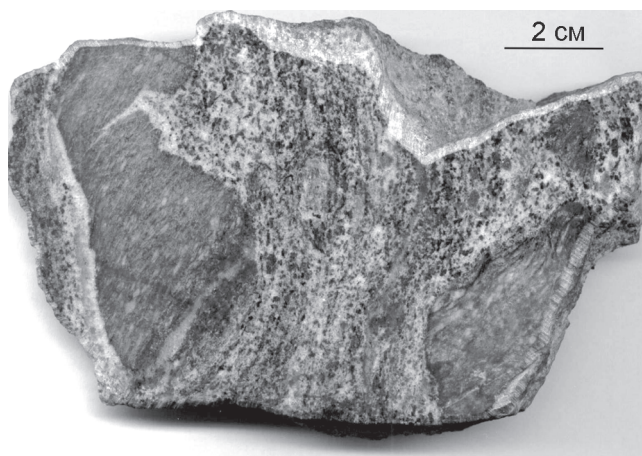


Рис. 12. Включения гранат-ортопироксен-плаггиоклазовых роговиков в гранатовом эндербите. Обр. 535-Е.

плагиоклаза – более натровым плагиоклазом. Некоторые включения окружены лейкократовыми оторочками мощностью от 0.5–1.0 до 5–10 см (рис. 12), состоящими из кордиерита, плагиоклаза и кварца и напоминающими лейкократовые оторочки вокруг меланократовых включений в гранитоидах.

Гранатовые эндробиты – многоминеральные породы, в которых главную роль играют плагиоклаз (40–60 об. %) и кварц – 15–25 об. %. Темноцветные минералы – гранат, ортопироксен, кордиерит и биотит в сумме составляют около 20–30 об. %. Эти минералы (их представительные анализы приведены в табл. 3) образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию, типичную для внутренних частей контактового ореола Юрчикского интрузива.

Каликатовый полевой шпат присутствует в метасоматически измененных основных рогах ореола в виде единичных антипертитовых вростков в плагиоклазе, но только в гранатовых эндробитах антипертиты появляются в заметных количествах. Одновременно возникали самостоятельные зерна калиевого полевого шпата, образующего тонкие прожилки и “пленки” между кристаллами плагиоклаза. Количество калиевого полевого шпата в породах редко превышает 10 об. % и только в исключительных случаях (в некоторых гиперстенсодержащих прожилках чарнокитоидного состава) его содержание может достигать 50 об. % [36].

Акцессорные минералы гранатовых эндробитов представлены герцинитом и силлиманитом, приуроченными к кристаллам кордиерита, апатитом, ильменитом, магнетитом, пирротином; реже встречаются пирит, халькопирит и рутил.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА И МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ ОСНОВНЫХ МЕТАВУЛКАНИТОВ

Химический состав амфиболовых, амфибол-плагиоклазовых и пироксен-амфибол-плагиоклазовых роховиков, гранатовых эндробитов и плагиогнейсов вахталкинской толщи приведен в табл. 4. Из табл. 4 видно, что исходные базиты вахталкинской толщи отвечают составу базальтов и характеризуются повышенными содержаниями титана, ряда микроэлементов – Sr, Ba, Cr и пониженной концентрацией калия, что сближает рассматриваемые породы с базальтоидами задуговых бассейнов, хотя некоторые исследователи [28, 32] склонны относить их к океаническим толеитам.

Сравнение химического состава основных роховиков контактового ореола и продуктов их преобразования (табл. 4, 5, рис. 13) свидетельствует, что процессы метасоматоза и локального плавления отвеча-

ют кремнево-щелочному метасоматозу (гранитизации), при котором в исходные породы происходит последовательный, но неравномерный привнос Si, Al, Na, K, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос железа, магния, марганца, кальция и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y, S. На петрохимических диаграммах (рис. 13) наглядно видно, что содержание кремния, натрия и калия в метасоматитах значительно выше, чем в исходных основных рогах, при этом концентрация бария возрастает в 5–10 раз, достигая величины 1000–1500 г/т (табл. 5).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Минеральные парагенезисы роховиков редко сохраняются в высокотемпературном ореоле Юрчикского интрузива, так как подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям и локальному магматическому замещению, а также наложенному региональному метаморфизму амфиболитовой фации. Реликтовые роховиковые парагенезисы магниевого клинопироксена и ортопироксена с основным плагиоклазом свидетельствуют, что температура контактового метаморфизма, вычисленная по Crx-Orx минеральному равновесию [46], достигала 700°–800°C (табл. 2, обр. 427-Д, 537-С).

Температуру метасоматических преобразований основных роховиков определить затруднительно из-за отсутствия прецизионных минеральных геотермометров, но несомненно, что эти процессы происходили в том же температурном режиме, что и формирование роховиков контактового ореола. Сходный температурный режим характерен и для процесса локального плавления метасоматически измененных роховиков и формирования в них биотит-ортопироксен-плагиоклазовых мигматитовых прожилков и обособлений.

Термодинамические условия образования гранатовых эндробитов, определенные на основе взаимосогласованной системы геотермобарометров [1], отвечают температуре 700°–800°C и давлению 3.2–4.8 кбар (табл. 3), что соответствует глубинности около 12–17 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологические исследования показали, что высокотемпературные гранулитоподобные метаморфические породы в Ганальском хребте имеют локальное развитие, приурочиваясь к внутренним частям контактового ореола Юрчикского габброноритового интрузива. Обычно падение его контактовых поверхностей очень крутое (близкое к вертикальному), что определило небольшую мощность высокотемпературных контактовых роховиков (до первых десятков

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы минералов гранатовых эндербитов (обр. 535-Е, 535-З, 535-Б, 539-Б), чарнокитоидов (обр. 575-Б), гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов (обр. 528-И) и включений роговиков (обр. 535-В, 535-З-1, 535-Е-1) в гранатовых эндербитах.

Компонент	Обр. 535-Е						Обр. 535-З						Обр. 535-Б		
	<i>Grt_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Crdr</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Spl_r</i>	<i>Grt_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Crdr</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Or</i>	<i>Grt_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Crdr</i>
SiO ₂	38.34	50.46	49.04	34.92	60.90	0.00	38.07	50.51	48.50	36.65	61.79	63.36	38.16	49.22	48.29
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	2.30	0.00	0.34	0.00	0.05	0.00	3.11	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	22.00	4.47	33.47	18.31	25.18	59.40	22.18	4.65	33.45	18.27	24.30	19.07	22.64	5.04	33.64
FeO	29.28	27.86	7.04	17.08	0.09	16.87	30.09	27.70	7.01	16.21	0.12	0.02	29.95	28.22	6.90
MnO	1.06	0.44	0.08	0.10	0.00	0.16	1.44	0.52	0.11	0.06	0.00	0.00	1.18	0.47	0.10
MgO	8.14	17.49	8.75	12.23	0.00	5.64	8.04	16.91	8.40	11.51	0.00	0.00	7.26	16.42	8.49
CaO	1.07	0.14	0.01	0.01	5.89	0.00	0.98	0.14	0.01	0.00	5.96	0.27	1.06	0.10	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	7.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.32	1.26	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	9.03	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	10.18	0.23	15.46	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.89	100.89	99.38	93.98	100.39	101.41 ¹	100.80	100.56 ²	97.48	95.99	100.72	99.44	100.25	99.53	97.43
<i>X_{Mg}</i>	0.323	0.524	0.687	0.559	--	0.371	0.312	0.516	0.678	0.558	-	-	0.294	0.505	0.684
<i>X_{An}</i>	-	-	-	-	0.285	-	-	-	-	-	0.280	-	-	-	-
<i>Wo</i>	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	0.2	-
<i>En</i>	-	52.6	-	-	-	-	-	51.9	-	-	-	-	-	50.8	-
<i>Fs</i>	-	47.1	-	-	-	-	-	47.8	-	-	-	-	-	49.0	-
<i>Alm</i>	63.3	-	-	-	-	-	63.8	-	-	-	-	-	65.9	-	-
<i>Prp</i>	31.4	-	-	-	-	-	30.4	-	-	-	-	-	28.5	-	-
<i>Sps</i>	2.3	-	-	-	-	-	3.1	-	-	-	-	-	2.6	-	-
<i>Grs</i>	3.0	-	-	-	-	-	2.7	-	-	-	-	-	3.0	-	-
<i>T, °C</i>	754–776 (Grt-Bt)						759–804 (Grt-Bt)						690–697 (Grt-Bt)		
<i>P_s, кбар</i>	4.2–4.4 (Grt-Opx-Pl)						3.7–4.0 (Grt-Opx-Pl)						3.4 (Grt-Opx-Pl), 4.8 (Grt-Opx)		
Компонент	Обр. 535-Б		Обр. 539-Б					Обр. 575-Б					Обр. 528-И		
	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Grt_r</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Or</i>	<i>Cpx</i>	<i>Opx_r</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl¹</i>	<i>Pl²</i>	<i>Spl</i>	<i>Grt_r</i>	<i>Bt</i>
SiO ₂	35.68	60.00	38.80	49.31	36.39	60.76	64.78	51.96	53.04	37.66	56.42	61.06	0.00	37.96	36.36
TiO ₂	5.16	0.00	0.00	0.11	5.20	0.00	0.00	0.43	0.00	4.07	0.00	0.00	0.58	0.00	3.50
Al ₂ O ₃	17.71	25.08	22.58	5.03	17.29	24.80	18.51	2.95	0.99	15.17	27.60	24.43	63.60	22.15	17.78
FeO	15.71	0.02	29.89	28.13	17.28	0.15	0.00	8.68	21.30	15.12	0.23	0.20	20.88	30.71	15.73
MnO	0.08	0.00	1.14	0.40	0.01	0.00	0.00	0.30	0.63	0.17	0.00	0.00	0.27	1.49	0.07
MgO	12.66	0.00	7.64	16.88	10.60	0.00	0.00	13.10	22.99	12.95	0.00	0.00	11.40	6.52	11.53
CaO	0.02	6.49	1.08	0.11	0.02	6.30	0.02	20.98	0.56	0.06	9.38	6.10	0.00	1.40	0.01
Na ₂ O	0.00	8.02	0.00	0.00	0.00	7.57	0.01	0.19	0.00	0.00	5.84	7.82	0.00	0.00	0.04
K ₂ O	9.53	0.28	0.00	0.00	10.06	0.43	16.85	0.01	0.00	10.67	0.44	0.43	0.00	0.00	9.93
Сумма	96.55	99.89	101.13	99.97	96.85	100.01	100.17	98.60	99.51	95.87	99.91	100.04	102.16 ³	100.23	94.95
<i>X_{Mg}</i>	0.588	-	0.305	0.513	0.522	-	-	0.722	0.651	0.601	-	-	0.490	0.265	0.565
<i>X_{An}</i>	-	0.304	-	-	-	0.307	-	-	-	-	0.458	0.294	-	-	-
<i>Wo</i>	-	-	-	0.2	-	-	-	45.7	1.2	-	-	-	-	-	-
<i>En</i>	-	-	-	51.6	-	-	-	39.6	65.0	-	-	-	-	-	-
<i>Fs</i>	-	-	-	48.2	-	-	-	14.7	33.8	-	-	-	-	-	-
<i>Alm</i>	-	-	64.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	67.3	-
<i>Prp</i>	-	-	29.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25.5	-
<i>Sps</i>	-	-	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.3	-
<i>Grs</i>	-	-	3.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.9	-
<i>T, °C</i>	690–697 (Grt-Bt)		771–796 (Grt-Bt)					744 (Opx-Cpx)					678 (Grt-Bt)		
<i>P_s, кбар</i>	3.2–3.4 (Grt-Opx-Pl), 4.85 (Grt-Opx)		3.6–3.9 (Grt-Opx-Pl)												

Таблица 3. Продолжение.

Компо- нент	Обр. 528-И	Обр. 535-В					Обр. 535-3-1					Обр. 535-Е-1				
	Pl_r	Grt^1	Grt^2	Opx	Bt	Pl_r	Opx^1	Opx^2	Crd	Pl^1	Pl^2	Cpx_r	Pl^1	Opx_r	Bt_r	Pl^2
SiO ₂	59.95	38.09	37.57	50.45	34.63	57.34	53.96	50.58	49.17	56.02	60.17	53.21	46.29	52.84	37.22	49.51
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.13	3.84	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.04	4.20	0.00
Al ₂ O ₃	25.07	22.50	22.03	4.63	17.83	27.14	2.21	4.79	33.69	28.61	24.94	1.24	34.51	2.10	16.42	32.55
FeO	0.06	30.88	29.01	26.56	18.42	0.42	20.03	28.13	6.87	0.26	0.06	6.48	0.14	21.84	11.46	0.45
MnO	0.00	1.94	1.46	0.46	0.11	0.00	0.42	0.52	0.09	0.00	0.00	0.19	0.00	0.41	0.00	0.00
MgO	0.00	5.37	7.74	17.45	9.46	0.00	23.63	16.74	8.64	0.00	0.00	14.59	0.00	22.18	14.85	0.00
CaO	7.14	1.85	1.50	0.14	0.04	9.13	0.16	0.09	0.00	10.59	5.93	22.36	17.18	0.21	0.06	15.26
Na ₂ O	7.55	0.00	0.00	0.00	0.00	6.48	0.00	0.00	0.00	5.00	8.23	0.02	1.59	0.00	0.24	2.89
K ₂ O	0.09	0.00	0.00	0.00	9.03	0.40	0.00	0.00	0.00	0.28	0.41	0.00	0.03	0.00	9.83	0.05
Сумма	99.86	100.63	99.36	98.82	93.36	100.91	100.49 ⁴	100.93	98.46	100.76	99.74	98.39 ⁵	99.74	99.62	94.75 ⁶	100.71
X_{Mg}	-	0.226	0.311	0.535	0.476	-	0.673	0.510	0.689	-	-	0.796	-	0.640	0.698	-
X_{An}	0.341	-	-	-	-	0.428	-	-	-	0.530	0.278	-	0.855	-	-	0.742
Wo	-	-	-	0.3	-	-	0.3	0.2	-	-	-	46.9	-	0.4	-	-
En	-	-	-	53.8	-	-	67.5	51.4	-	-	-	42.5	-	64.1	-	-
Fs	-	-	-	45.9	-	-	32.2	48.4	-	-	-	10.6	-	35.5	-	-
Alm	-	68.9	62.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Prp	-	21.4	29.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sps	-	4.4	3.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	-	5.3	4.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$T, ^\circ C$	779 (Grt-Opx)															
$P_s, \text{кбар}$	3.5–3.7 (Grt-Opx-Pl)															

Примечание. В сумму дополнительно включено (мас. %): 1 – ZnO – 14.6, Cr₂O₃ – 3.29, V₂O₅ – 0.22; 2 – Cr₂O₃ – 0.08; 3 – Cr₂O₃ – 0.60, ZnO – 4.83; 4 – Cr₂O₃ – 0.08; 5 – Cr₂O₃ – 0.18; 6 – Cr₂O₃ – 0.47. Расчеты температур и давления выполнены на основе взаимосогласованной системы геотермобарометров [1].

Таблица 4. Химический состав основных роговиков, метаосадочных пород вахталкинской толщи и продуктов их метасоматического преобразования и магматического замещения в контактовом ореоле Юрчикского интрузива.

Компонент	Клинопироксен-амфибол-плаггиоклазовые±ортопироксен роговики									Амфибол-плаггиоклазовые роговики			
	427-В	528-В	531-Б	537-Н	538-Б	538-Г	538-О	539	539-Ж	426-А	426-Б	428-Б	537-Л
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51.95	49.65	48.85	49.38	51.58	51.42	53.75	53.05	48.20	47.40	48.41	47.20	45.50
TiO ₂	0.69	0.83	0.79	1.44	1.38	1.54	1.00	0.90	1.37	1.24	1.50	1.36	1.18
Al ₂ O ₃	17.53	14.09	9.45	15.77	17.65	17.69	17.95	16.87	15.96	16.44	16.63	16.70	17.37
Fe ₂ O ₃	2.05	4.92	3.62	2.72	2.20	2.71	4.82	4.74	3.58	3.75	10.28*	3.98	11.21*
FeO	4.78	5.96	8.33	5.68	4.64	4.94	3.84	4.18	4.51	5.86	-	4.54	-
MnO	0.19	0.21	0.22	0.17	0.09	0.19	0.17	0.23	0.16	0.15	0.20	0.12	0.17
MgO	8.50	10.62	12.43	8.37	5.70	4.70	5.04	5.05	4.56	8.77	8.44	10.42	9.53
CaO	11.26	7.09	12.27	12.64	12.56	13.01	8.83	11.30	15.02	10.51	10.75	8.78	11.45
Na ₂ O	1.75	2.63	1.13	2.43	3.24	3.10	3.44	2.86	2.43	3.52	2.99	4.19	2.27
K ₂ O	0.51	1.16	0.74	0.88	0.77	0.37	1.01	0.74	0.97	0.47	0.48	0.83	0.44
P ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.05	0.12	0.24	0.15
П.п.п.	0.80	2.46	2.14	0.58	0.27	0.25	0.38	0.19	3.15	1.28	0.49	1.20	0.65
Сумма	100.01	99.62	99.97	100.06	100.08	99.92	100.23	100.11	99.91	99.44	100.29	99.56	99.92

Таблица 4. Продолжение.

Компонент	Амфибол-плаггиоклазовые роговики		Биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты										
	591-Б	532	427-Д	427-И	427-Л	427-Н	537-О	537-Р	537-Х	538-К	538-М	538-С	539-Т
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	53.25	53.45	54.18	56.55	51.17	50.71	53.29	53.20	55.47	54.45	56.10	53.56	53.03
TiO ₂	0.70	0.79	0.73	0.87	0.85	0.78	0.85	0.76	0.73	0.70	0.86	0.77	0.91
Al ₂ O ₃	18.63	16.64	19.76	18.99	21.99	21.64	21.94	21.37	18.32	21.99	20.92	21.60	21.56
Fe ₂ O ₃	3.15	5.87	6.27	1.31	9.11*	8.14*	4.96	3.89	5.02	3.80	3.01	5.07	4.09
FeO	3.60	4.32	1.67	6.37			2.44	2.71	2.14	2.84	3.11	2.84	3.51
MnO	0.16	0.17	0.16	0.18	0.14	0.30	0.15	0.09	0.15	0.11	0.15	0.14	0.13
MgO	5.88	5.76	3.50	3.69	3.52	3.92	2.86	2.76	3.33	3.10	3.03	2.95	1.95
CaO	7.74	7.01	8.78	7.41	7.68	8.82	8.52	10.04	8.35	8.18	7.39	8.69	8.71
Na ₂ O	4.64	4.54	3.91	3.22	3.70	4.39	3.96	3.84	3.91	3.96	4.45	3.80	4.25
K ₂ O	0.53	0.21	0.84	0.42	1.23	0.56	0.82	1.23	1.28	0.87	0.51	0.62	1.37
P ₂ O ₅	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.21	0.49	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	1.50	1.30	0.17	0.50	0.55	0.24	0.13	0.13	1.20	0.03	0.31	0.02	0.42
Сумма	99.78	100.06	99.97	99.51	100.15	99.99	99.92	100.02	99.90	100.03	99.84	100.06	99.93

Компонент	Биотит-ортопироксен-плаггиоклазовые метасоматиты				Гранатовые эндербиты и гранат-кордиерит-биотитовые плаггиогнейсы							
	574-Б	574-Б-1	574-Л	535-К	539-Б	539-А	536-В	420-Е	420-З	428	428-Ж	434-А
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	54.80	59.89	52.90	59.01	66.28	61.83	68.38	63.02	62.62	62.30	59.82	56.14
TiO ₂	0.73	0.86	0.85	0.76	0.78	0.86	0.81	0.93	0.69	1.04	1.09	0.99
Al ₂ O ₃	17.70	15.22	19.66	18.17	15.44	18.26	13.70	16.96	15.38	15.90	18.35	17.50
Fe ₂ O ₃	9.21*	8.34*	1.44	6.87*	6.84*	5.45*	6.50*	2.34	2.08	2.75	0.47	1.70
FeO			6.47					5.10	4.85	4.54	6.24	5.86
MnO	0.19	0.14	0.35	0.11	0.10	0.07	0.08	0.08	0.17	0.12	0.08	0.08
MgO	3.52	3.16	5.29	3.46	2.72	5.48	2.54	2.89	3.29	2.99	2.99	4.54
CaO	6.10	4.22	6.86	5.60	2.39	2.67	2.07	2.02	2.99	2.88	3.46	3.31
Na ₂ O	3.78	3.10	2.92	4.12	3.06	2.53	2.69	2.97	3.81	2.97	3.65	4.19
K ₂ O	0.76	1.47	0.95	1.69	1.15	1.33	1.22	1.34	2.18	1.07	1.24	1.07
P ₂ O ₅	0.19	0.25	Н.о.	0.15	0.08	0.18	0.08	0.11	Н.о.	0.16	0.31	0.16
П.п.п.	1.31	0.99	1.71	0.68	1.82	1.54	1.89	2.04	1.29	2.76	2.41	3.82
Сумма	98.29	97.64	99.40	100.62	100.66	100.20	96.96	99.80	99.35	99.48	100.11	99.36

Таблица 4. Окончание.

Компонент	Гранатовые эндревиты и плагиогнейсы		Чарнокитоиды				Метадациты					Роговики ксенолитов из гранатовых эндревитов												
	535-Л	537-У	373-А	575	575-Б	591	591-А	433-А	434	535-В	535-Л	557-Л	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
	56.17	63.32	64.34	61.95	65.88	66.55	67.35	64.84	70.17	65.20	56.91	51.15	1.05	1.10	0.91	1.09	0.90	0.43	0.37	0.24	0.39	0.64	0.53	0.66
TiO ₂	18.59	16.82	15.99	16.84	15.91	16.18	16.64	18.03	13.91	15.85	12.27	11.86	3.62	2.52	2.85	2.93	5.58*	3.39	1.53	2.42	1.71	0.55	11.28*	1.23
Fe ₂ O ₃	8.02	4.51	2.25	3.50	2.67	2.67	2.26	1.51	2.88	6.37	9.02	0.17	0.13	0.05	0.20	0.08	0.13	0.13	0.10	0.20	0.13	0.19	0.22	0.18
MnO	4.53	3.53	2.43	2.66	1.58	1.11	0.49	1.34	2.09	5.06	16.73	3.05	2.74	1.01	5.30	3.46	5.22	5.06	2.88	1.29	1.60	7.01	7.22	2.81
CaO	3.24	3.24	5.04	2.92	3.88	3.56	4.21	5.48	4.58	2.92	0.40	0.40	0.78	0.86	4.26	1.49	2.31	0.85	1.21	1.95	0.62	0.36	0.04	0.69
K ₂ O	Н.о.	Н.о.	0.13	Н.о.	0.18	Н.о.	Н.о.	0.26	0.12	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.42	0.60	0.30	0.56	0.76	1.21	0.40	0.00	0.00	0.69
П.п.п.	100.08	100.07	99.68	99.48	100.06	100.44	99.62	99.62	99.48	99.40	100.80	101.95	100.08	100.07	99.68	99.48	100.06	100.44	99.62	99.48	99.40	100.80	101.95	101.95

Примечание. * – Все железо в форме Fe₂O₃. Обр. 574-Б-1 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый мигматитовый прожилок в биотит-ортопироксен-плагиоклазовом метасоматите. Н.о. – не определялось.

метров). И только в северной части массива, где геофизическими методами фиксируется наибольшая мощность интрузивного тела, магмаподводящие каналы и отмечаются апофизы габброноритов среди маломощной «покрышки» вмещающих пород вахталкинской толщи (рис. 1), наблюдается обширная область высокотемпературного метаморфического преобразования (ороговикования, метасоматоза и магматического замещения) исходных терригенно-вулканогенных пород.

Изучение минеральных парагенезисов измененных пород вахталкинской толщи в пределах контактового ореола свидетельствует, что в их преобразовании условно выделяется несколько этапов. Все эти этапы происходят одновременно, тесно связаны между собой в пространстве и во времени и определялись интенсивностью воздействия на исходные породы мантийных флюидов, фильтровавшихся, предположительно, по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидного расплава.

Первый этап – этап контактового метаморфизма, связанного с внедрением габброидного интрузива, обусловил преобразование исходных основных вулканитов в амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые роговики, а осадочных прослоев – в гранат-биотитовые и гранаткордиерит-биотитовые роговики. Температура контактового метаморфизма достигала 700°–800°C.

Второй этап – этап метасоматического изменения роговиков ореола, привел к формированию в них тел биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитов. Метасоматически измененные породы редко образуют крупные выходы, чаще это неправильной формы участки ограниченных размеров в исходных основных метавулканитах вахталкинской толщи, иногда величиной всего несколько десятков сантиметров. Наиболее крупные выходы метасоматитов приурочены к разбуженным прослоям метасоматических пород (рис. 3).

Наконец, в третий этап метасоматически измененные основные роговики испытали частичное плавление, и в результате их магматического замещения образовались мигматитовые прожилки и обособления биотит-ортопироксен-плагиоклазового±гранат состава. В этап магматического замещения слои ороговикованных осадочных пород были преобразованы в тела гранатовых эндревитов и плагиогнейсов. Использование современных взаимосогласованных минеральных геотермометров [1] показало, что эти гранулитоподобные породы образовались при температуре 700°–800°C в условиях средней глубинности (12–17 км), отвечающей литостатическому давлению 3.2–4.8 кбар (табл. 3).

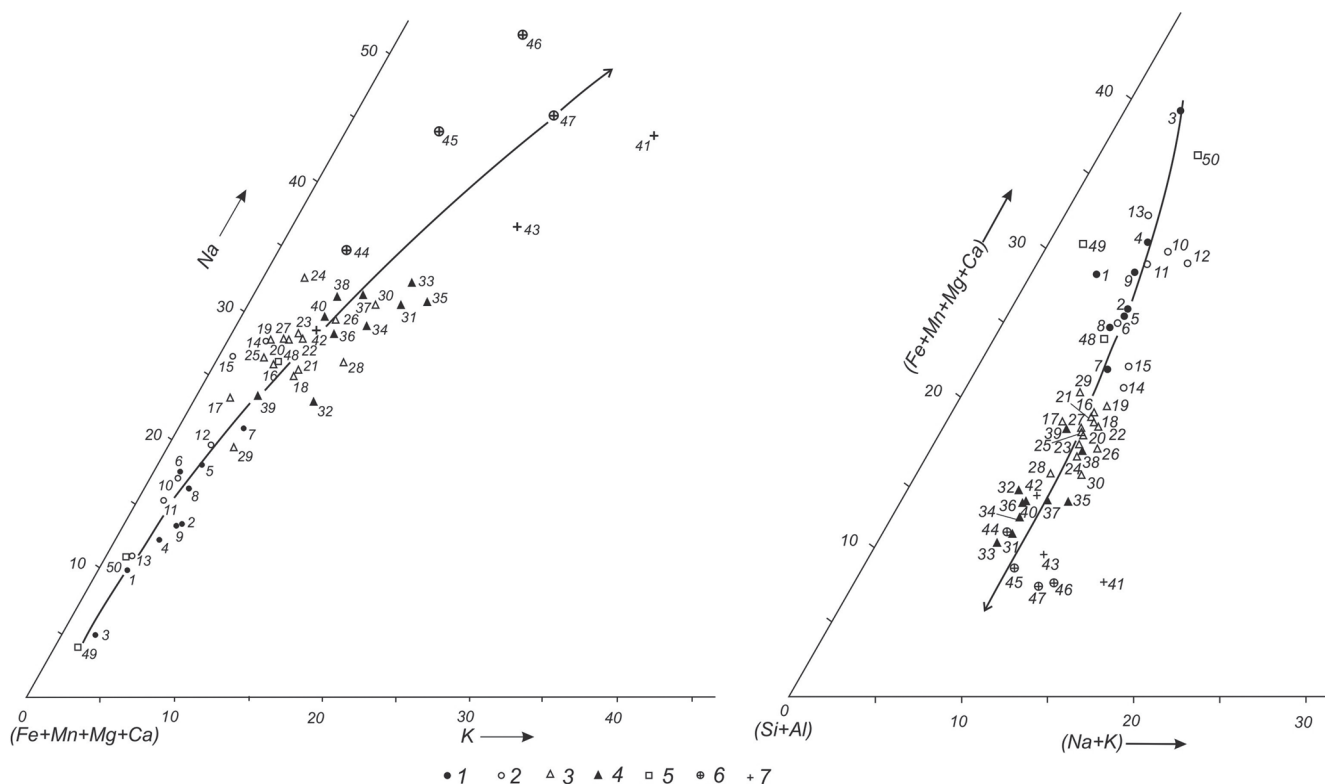


Рис. 13. Петрохимические диаграммы, характеризующие метасоматическое преобразование и магматическое замещение ороговикованных основных вулканитов и осадочных пород вахталкинской толщи в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового интрузива

1–2 – ороговикованные метавулканиты: пироксен-амфибол-плагиоклазового (1) и амфибол-плагиоклазового (2) состава, 3 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты, 4 – гранатовые эндербиты и плагиогнейсы, 5 – ксенолиты основных роговиков в гранатовых эндербитах, 6 – чарнокитоиды, 7 – метаморфизованные кремнекислые вулканиты (метагациты). Номера точек на диаграммах соответствуют номерам табл. 4. Стрелки – направление изменения состава ороговикованных метабазитовых вулканитов вахталкинской толщи при процессах гранитизации и магматического замещения.

Сравнение химического состава исходных основных вулканитов вахталкинской толщи контактового ореола и продуктов их преобразования (табл. 4, 5, рис. 13) свидетельствует, что процессы метасоматоза и магматического замещения отвечают кремнево-щелочному метасоматозу (гранитизации), при котором в исходные породы происходит последовательный, но неравномерный привнос Si, Al, Na, K, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос железа, магния, марганца, кальция и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y, S, обуславливая интенсивную дебазификацию исходных образований.

Гранитизация и магматическое замещение с образованием гранитоидов чрезвычайно распространенные явления в природе и представляют собой резко выраженный процесс дебазификации корового субстрата с выносом из гранитизируемых отложений значительных количеств Ca, Mg, Fe, нередко Al и

привносом Si и щелочей [10, 14, 21, 22, 25, 26, 29, 48]. Характеристике процессов гранитизации посвящены многочисленные работы, а физико-химическая сущность детально раскрыта Д.С. Коржинским [21–24] и подтверждена экспериментальными исследованиями [10–17, 29, 42].

Теоретические представления определяют гранитизацию как магматическое замещение исходных пород под воздействием восходящих трансмагматических флюидов подкорового происхождения, образующихся в процессе дегазации мантии Земли [21, 22]. Магматическое замещение предполагает, что гранитообразованию и окончательному плавлению метаморфических пород предшествует их метасоматическая переработка щелочно-кремнекислыми флюидами с дебазификацией и «осветлением», идущих параллельно с нарастающим частичным плавлением (формированием полосчатых и тневых мигматитов).

Таблица 5. Геохимическая характеристика основных роговиков, метаосадочных пород вахталкинской толщи и продуктов их метасоматического преобразования и магматического замещения.

Элемент	Амфибол-плагиоклазовые роговики			Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматиты					Гранатовые эндербиты и плагиогнейсы			Чарнокитоиды	Роговики ксенолитов из гранатовых эндербитов	
	425-В	426-Б	537-Л1	427-Л1	427-Н	535-К	574-Б	574-Б-1	539-Б	539-А	536-В		575-Б	535-Л1
Rb	23	3	3	37	4	26	16	42	18	22	32	27	22	22
Sr	567	193	706	760	1862	477	613	429	317	640	265	297	108	143
Ba	428	55	167	1589	552	560	522	1076	664	1175	535	1524	240	359
Y	19	26	39	20	21	21	20	18	24	15	13	30	13	13
Zr	80	75	57	130	145	110	96	203	209	335	241	402	36	38
Nb	6	3	4	6	4	6	5	7	7	6	9	8	3	2
Pb	4	2	2	11	7	12	9	9	11	10	11	10	4	4
Th				3		5	4	3	3	5	4	2	1	1
V	255	242	351	247	228	226	236	216	157	141	152	105	240	223
Cr	81	226	259	46	32	71	47	101	104	19	108	18	817	828
Co	24	36	31	22	22	18	20	21	13	6	12	7	46	57
Ni	28	134	39	24	45	27	19	32	26	5	27	7	199	273
Cu	122	38	367	85	10	30	39	122	32	14	47	19	11	7
Zn	79	73	104	69	98	42	93	82	122	76	65	72	113	88
Ga	19	16	21	22	25	20	19	17	16	18	14	16	15	12
S	0.240	0.011	0.075	0.192	0.003	0.003	0.081	0.292	0.274	0.007	0.279	0.005	0.049	0.003
Cl	0.008	0.003	0.010	0.018	0.024	0.026	0.015	0.013	0.003	0.004	0.005	0.009	0.004	0.005

Примечание. Концентрации S и Cl – в мас. %, остальных элементов – в г/т. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S₄ Pioneer в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Пути миграции гранитизирующих флюидов предполагаются зоны глубинных разломов, дренирующих мантию, зоны бластомилонитов или сильно разгнейсованных пород [27] и зоны плавления в мантии [14], так как расплавы аккумулируют летучие, экстрагирующие щелочно-кремнекислые компоненты.

Анализ современного состояния проблемы гранитообразования [14] свидетельствует, что основная масса гранитоидных расплавов возникает в результате: 1) процесса гранитизации, т.е. неизохимического плавления с предварительной метасоматической переработкой и последующим замещением расплавом пород земной коры, 2) теплового и химического взаимодействия мантийных магм с веществом земной коры, ведущего к возникновению гибридных гранитоидных расплавов [14, 43]. Граниты получают в глубинных условиях особенно экстенсивное развитие, и все более затушевываются их связи с внедрением мантийных расплавов, обуславливающих их образование [30].

Гранитизация как процесс магматического замещения осуществляется под влиянием глубинных флюидов, имеющих мантийную природу [4, 9, 10, 14–16, 21, 22, 29, 42, 47, 48]. Экспериментальные исследования растворимости мантийного вещества при высоких температурах и давлениях свидетельствуют,

что мантийные флюиды представляют собой высококонцентрированные водные растворы (до 100 и более г/л [10, 15, 16]), которые инконгруэнтно растворяют в мантийных породах преимущественно кремнезема и щелочи, а также некоторые литофильные элементы, такие как Li, Rb, TR [10, 16, 47, 48].

Понижение температуры и давления ведет к снижению растворимости кремнезема и щелочей в мантийных флюидах и, как следствие, к метасоматическим изменениям и неизохимическому парциальному плавлению алюмосиликатных пород коры, вызывая их гранитизацию [16]. Необходимым условием проявления этих процессов, по мнению [15], являются: 1) высокий тепловой прогрев зоны флюидного воздействия (температура в зоне “разгрузки” флюида должна быть не ниже температуры гранитного солидуса) и 2) достаточная мощность корового субстрата (около 15–20 км), обеспечивающая высокую растворимость флюидами мантийного вещества.

Приведенный фактический материал показывает, что высокий тепловой прогрев корового субстрата и его значительная мощность характерны для Ганальского хребта Камчатки, что и определило развитие здесь интенсивных процессов контактового метаморфизма, метасоматоза, гранитизации и магматического замещения исходных основных вулканитов и

переслаивающихся с ними терригенных пород в контактовом ореоле Юрчикского габброноритового интрузива под влиянием мантийных флюидов, фильтровавшихся, предположительно, по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидной магмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические, минералогические и геотермобарометрические данные свидетельствуют о том, что метаморфические изменения исходных терригенно-вулканогенных пород вахталкинской толщи ганальской серии Ганальского хребта Камчатки с образованием высокотемпературных гранулитоподобных пород обусловлены контактово-реакционным воздействием крупного Юрчикского габброноритового интрузива.

Контактовое воздействие габброидов интрузива, температура которого достигала во внутренних частях ореола 700°–800°C, обусловило преобразование основных вулканитов вахталкинской толщи в двупироксен-плаггиоклазовые, клинопироксен-амфибол-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые роговики, а прослоев терригенных пород – в гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые роговики. В локальных участках основные роговики подверглись метасоматическим изменениям с формированием тел тонко- и мелкозернистых биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых метасоматитов. В зонах наиболее интенсивного воздействия мантийных флюидов метасоматиты испытали частичное расплавление и магматическое замещение с образованием биотит-ортопироксен-плаггиоклазовых±гранат магматических прожилков и обособлений, а за счет метатерригенных прослоев сформировались тела гранатовых эндербитов и плаггиогнейсов, термодинамические условия образования которых отвечают температуре 700°–800°C и давлению 3.2–4.8 кбар, что соответствует глубинности около 12–17 км. Метасоматическое преобразование и магматическое замещение обусловили интенсивную дегазацию исходных пород, выражающуюся в увеличении содержания в них плаггиоклаза, снижении его основности и повышении железистости темноцветных минералов.

Сравнение химического состава основных вулканитов вахталкинской толщи и продуктов их преобразования показывает, что по химизму метасоматическое изменение и магматическое замещение исходных образований отвечает кремниевому-щелочному метасоматозу (гранитизации) и обуславливает последовательный и неравномерный привнос в замещаемые породы Si, Al, Na, K, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl и вынос же-

леза, магния, марганца, кальция и некоторых рассеянных компонентов – Cr, Co, Ti, Y и S.

Предполагается, что метаморфические процессы с изменением исходных пород, их минеральных парагенезисов и состава минералов вахталкинской толщи ганальской серии в контактовом ореоле Юрчикского интрузива происходили под воздействием высокоминерализованных мантийных флюидов, фильтровавшихся по магматическим каналам, по которым осуществлялся подъем габброидного расплава.

Авторы выражают искреннюю признательность официальным рецензентам к.г.-м.н. Б.А. Марковскому, д.г.-м.н. Е.Н. Граменицкому, а также члену-корреспонденту РАН С.П. Кориковскому за ценные конструктивные замечания и рекомендации, учтенные при окончательной редакции рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Апрельков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. Тектоника и геодинамическая эволюция юго-восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 16–28.
3. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.А. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубококоматоморфизованных пород Ганальского выступа Камчатки // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 930–936.
4. Гаврикова С.Н., Жариков В.А. Геохимические особенности гранитизации архейских гранулитовых пород в Восточном Забайкалье // Геохимия. 1984. № 1. С. 26–49.
5. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
6. Герман Л.Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Сов. геология. 1975. № 7. С. 118–126.
7. Герман Л.Л., Шульдинер В.И., Щека С.А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25–35.
8. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
9. Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-расплавное взаимодействие и эволюция океанических базальтов // Очерки физико-химической петрологии / Под ред. В.А. Жарикова и В.В. Федькина. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 106–111.
10. Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Равновесия расплав-флюид: экспериментальная модель магматического флюида // Роль минералогии в познании процессов рудообразования: Материалы Годич. сес. МО РМО, посвящ. 110-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. Москва, 28-29 мая 2007 г. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 116–118.
11. Граменицкий Е.Н. Механизм магматического замещения (на примере контактовой зоны Сыростанского массива на

- Южном Урале) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 3. С. 62–77.
12. Граменицкий Е.Н., Лукин П.В. Подходы к экспериментальному моделированию магматического замещения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 16–26.
 13. Граменицкий Е.Н., Батанова А.М., Щекина Т.И. Механизмы процессов ассимиляции и магматического замещения // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. № 8. С. 50–63.
 14. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 3–14.
 15. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В. Экспериментальное исследование возможности гранитизации под действием глубинного флюида // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 2. С. 462–465.
 16. Жариков В.А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитизации (экспериментальное изучение, компьютерная модель) // Экспериментальные проблемы геологии / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М.: Наука, 1994. С. 83–104.
 17. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. ун-та. 1996. Сер. 4. Геология. № 4. С. 3–12.
 18. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
 19. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фузган М.М. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 4. С. 477–480.
 20. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
 21. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
 22. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогеенных рудных месторождениях / Под ред. А.Г. Бетехтина. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–453.
 23. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли / Под ред. Г.Д. Афанасьева. М.: Наука, 1972. Ч. 1. С. 144–153.
 24. Коржинский Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами // Зап. ВМО. 1977. Вып. 2. С. 173–178.
 25. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беяцкий Б.В. и др. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Докл АН. 2003. Т. 393, № 3. С. 371–375.
 26. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
 27. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
 28. Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Геотектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
 29. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии / Под ред. В.А. Жарикова. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 24–38.
 30. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
 31. Рихтер А.В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
 32. Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки) // Геотектоника. 1973. № 3. С. 27–39.
 33. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 677–680.
 34. Тарарин И.А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса / Под ред. С.С. Зимина. Владивосток: ДВО РАН, 1979. С. 63–101.
 35. Тарарин И.А. Магматическое замещение на контакте габброидов и плагиогнейсов в Ганальском хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 1. С. 179–184.
 36. Тарарин И.А. Образование чарнокитоподобных пород в метаморфическом комплексе Ганальского хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 45–57.
 37. Тарарин И.А., Чубаров В.М., Филофова Т.М. Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 29–47.
 38. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45–51.
 39. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
 40. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С. 80–93.
 41. Щека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки // Петрология и геохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока / Под ред. С.А. Коренбаума и др. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 167–196.
 42. Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В. Плавление во флюидно-силикатной системе и моделирование процесса гранитизации // Очерки физико-химической петрологии (магматизм, метаморфизм, мантия) / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. М.: Наука, 1991. Вып. 16. С. 6–15.
 43. Huppert H.E., Sparks R.S. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29, N 3. P. 599–624.
 44. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Mineral. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
 45. Lebedev M.M., Tararin I.A., Lagovskaya E.A. Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt // Tectonophysics. 1967. V. 4, N 4-6. P. 445-461.
 46. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. V. 68, N 5/6. P. 477–493.
 47. Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. Experimental evidence at high pressure for the potassic metasomatism in the mantle of

- the Earth // Amer. Mineral. 1980. V. 65, N 9/10. P. 915–919.
48. Schneider M., Eggler D. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implication for mantle metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50, N 5. P. 711–724.
49. Sisson T.W., Ratajeski K., Hawkins W.B., Glazner A.F. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 148, N 6. P. 635–661.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

I.A. Tararin, V.M. Chubarov

Granitization and magmatic replacement in the contact aureole of the Yurchiksky gabbro-norite massif, Ganal Ridge of Kamchatka

It is shown that the high-temperature granulite-like rocks of the Ganal Ridge resulted from contact metamorphism of the Yurchiksky gabbro-norite intrusive during its emplacement into the sedimentary-volcanic rocks of the Vakhtalkinskaya rock sequence of the Ganal Group. A temperature of 700–800° C is estimated in the inner parts of the contact aureole, and basic volcanics of the sequence were transformed into double-pyroxene-plagioclase, clinopyroxene-amphibole-plagioclase and amphibole-plagioclase hornfels; and sedimentary rocks, into garnet-biotite and garnet-cordierite-biotite hornfels. Locally, hornfelsized basic volcanics were subjected to metasomatic alteration with subsequent formation of bodies of biotite-orthopyroxene-plagioclase metasomatites. In the zones of most intense fluid filtration, metasomatites experienced local magmatic replacement resulting in the formation of biotite-orthopyroxene-plagioclase±garnet streaks and segregations. Bodies of garnet enderbites were forming at the expense of sedimentary interbeds. The thermodynamic conditions of formation of the former were 700–800°C and 3.2–4.8 kbar of lithostatic pressure. The comparison of the chemical composition of the Vakhtalkinskaya basic volcanics and products of their transformation suggest that chemically, metasomatic alterations and magmatic replacement correspond to siliceous-alkaline metasomatism (granitization) and causes successive and unsteady supply of Si, Al, Na, K, Rb, Ba, Zr, Nb и Cl into the replaced rocks and removal of Fe, Mg, Mn, Ca and some other trace components – Cr, Co, Ti, Y and S. The processes of metamorphism and metasomatism are presumed to be affected by highly mineralized mantle fluids, which were filtrated along magmatic channels, along which gabbroid magma also rose.

Key words: hornfels, basic volcanics, metasomatism, magmatic replacement, gabbro-norites, Yurchiksky massif, Ganal Ridge, Kamchatka.

**ИЗОТОПНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КИСЛОРОДА КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕЗИСА
“БАЗАЛЬТОВЫХ” КОРУНДОВ*****С.В. Высоккий, В.В. Яковенко, А.В. Игнатъев, А.А. Карабцов****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 23 июня 2007 г.

Приводятся результаты исследования изотопов кислорода в корундах и ассоциирующих минералах из лампрофиров Його (штат Монтана, США), плагиоклаз-корундового включения из щелочного базальта (Тункинская впадина, Россия) и современного аллювия щелочно-базальтового вулкана Подгелбаночный (Приморье, Россия). Показано, что все сапфиры, происхождение которых связывается с мафическими магматическими породами, обладают близким изотопным составом (вариации $\delta^{18}\text{O}$ – в пределах 2.5‰, большинство значений попадает в интервал от +4.5‰ до +7.0‰ относительно SMOW). В этот же интервал укладываются и изотопные соотношения кислорода как ассоциирующих с корундами минералов (оливинов, пироксенов, слюд и пр.), так и вмещающих пород. Это свидетельствует о том, что кристаллизация сапфира происходит в процессе эволюции родоначальной основной магмы. Однако существуют и ксеногенные корунды, для которых базальтовая магма является всего лишь транспортным агентом от места образования к земной поверхности. Они имеют существенно другой изотопный состав кислорода, не равновесный с вмещающими их лавами, и другую генетическую природу.

Ключевые слова: изотопы кислорода, корунд, сапфир, Його-Галч, Тункинская впадина, вулкан Подгелбаночный, Россия, США.

ВВЕДЕНИЕ

Ювелирные корунды имеют различное происхождение. Их коренные месторождения связаны с пегматитами, лампрофирами, плагиоклазитами, мраморами или силикатными эндоскарнами [5]. Однако одним из наиболее важных типов в промышленном отношении являются россыпные, остаточные и коренные месторождения, пространственно связанные с кайнозойскими щелочными базальтами [10, 13]. Пояс таких месторождений протянулся вдоль всего восточного побережья Тихого океана [3].

Все известные модели образования “базальтовых” сапфиров сводятся либо к гипотезе ксенокристовой (чужеродной) их природы, либо к гипотезе мегакристового (родственного базальтам) происхождения сапфиров. Первая предполагает образование в глубинных (не базальтовых) породах и захват их в виде ксенокристаллов базальтовой магмой, поднимающейся к поверхности [9, 14, 17]. Согласно второй, кристаллизация сапфира происходит из расплава в процессе эволюции базальтовой магмы [5, 6, 16].

Одним из доказательств ксеногенной природы “базальтовых” благородных корундов считается их обрастание шпинелевыми корками (“рубашками”), что свидетельствует о реакционном взаимодействии минерала с расплавом. В то же время, это может свидетельствовать всего лишь об изменении физико-химических условий кристаллизации, нарушивших существовавшее до этого равновесие в системе минерал–расплав.

Решение вопроса о генезисе “базальтовых” сапфиров без привлечения дополнительных независимых методов не представляется возможным. И одним из таких методов может служить определение изотопного состава кислорода в минералах. Как было показано ранее [7, 8], сапфиры разного генезиса обладают специфическим отношением изотопов кислорода, которое остается постоянным при постороннем воздействии, если только не трансформируется структура и состав минерала.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами были исследованы сапфиры из лампрофиров Його (штат Монтана, США), плагиоклаз-

корундового включения из щелочного базальта (Тункинская впадина, Иркутская область, Россия) и современного аллювия щелочно-базальтового вулкана Подгелбаночный (Приморье, Россия). Все они обнаружены в ассоциации со щелочными основными породами и были окружены рубашкой шпинели, т.е. подвергались реакционному взаимодействию с расплавом.

Изотопный анализ кислорода проводился в ДВГИ ДВО РАН на высоковакуумной установке с модифицированным лазерным методом разложения с помощью BrF_5 [15]. Проба минералов весом 2–3 мг помещалась в многозарядную высоковакуумную камеру и нагревалась инфракрасным CO_2 -лазером (MIR-30) в атмосфере BrF_5 . Выделенный кислород после очистки от остатков реактива собирался в ампулы на сорбенте (мономолекулярные сита 5 \AA). Изотопный состав кислорода определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT-252 с двойной системой напуска изотопов. Выделение кислорода из одной пробы повторялось 2–3 раза. Полученная воспроизводимость лучше чем $\pm 0.2\%$. Стандартный газ был откалиброван по шкале SMOW, используя NBS-28.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лампрофировая дайка Його из штата Монтана, США, является единственной магматической породой, которая длительное время разрабатывалась для добычи ювелирных сапфиров. По данным Г. Мейера и Р. Митчелла [12], средний количественно-минеральный состав лампрофиров включает вкрапленники флогопита (38%), диопсида (12%), титансодержа-

щего магнетита (4%) и апатита (менее 1%). Микрокристаллы клинопироксена образуют поликристаллические агрегаты в основной массе. Основная масса (около 45%) состоит из хлорита, серпентина, кальцита и очень редких кристаллов калиевого полевого шпата. Кроме того, имеются карбонатные включения, которые считаются фрагментами известняков карбоновой формации Мэдисон.

Изучение образца лампрофиров Його показало, что состав минералов крайне неоднороден и фиксирует многостадийность их образования. На первом этапе кристаллизовался диопсид с железистостью около 10 ат. %, слагающий ядра большинства фенокристаллов. Клинопироксены этого этапа обогащены хромом, магнием и натрием, при относительно пониженных содержаниях титана и кальция (табл. 1). Это свидетельствует о начале кристаллизации при относительно высоких температурах и давлениях. Однако на процесс магматической кристаллизации, вероятно, накладывается процесс скарнообразования, связанный с ассимиляцией вмещающих известковистых пород. В результате образуются крупные вкрапленники клинопироксена, имеющие ярко выраженную зональность (рис.1). В них выделяется до трех зон (кроме ядра), причем одна из них обогащена алюминием (табл. 1). Концентрация алюминия в этой зоне в два раза превышает его содержание в ядре, достигая 6 вес. % Al_2O_3 . В более мелких, незональных или слабо зональных, зернах концентрация оксида алюминия достигает 9–10 вес. %. Одновременно в глиноземистых пироксенах понижается содержание кремния и увеличиваются концентрации железа и каль-

Таблица 1. Состав минералов лампрофиров Його.

	Диопсид					Флогопит		Корунд	
	центр	край	центр	зона1	зона2	центр	край	центр	край
SiO_2	53.50	47.14	52.23	53.96	49.31	32.99	35.24	-	-
TiO_2	0.26	1.73	0.32	0.33	1.47	6.63	3.74	-	-
Al_2O_3	2.91	9.20	3.93	2.93	6.14	17.08	16.9	99.13	99.54
Cr_2O_3	1.71	-	-	0.55	-	-	-	-	-
FeO	3.37	7.00	8.00	3.56	5.80	8.13	8.22	0.40	0.67
MnO	-	-	0.39	-	-	-	-	-	-
MgO	17.10	11.84	14.00	17.22	13.60	17.51	19.17	-	-
CaO	20.04	23.29	20.28	20.70	23.64	0.95	-	-	-
Na_2O	0.99	-	0.80	0.80	-	0.54	0.46	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	7.9	9.33	-	-
Сумма	99.89	100.20	99.94	100.05	99.96	92.73	93.06	99.53	100.21
f	9.9	24.9	24.3	10.4	19.3	20.6	19.4		

Примечание. Анализы минералов выполнены в ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA-8100. Здесь и далее: про- черк – ниже предела обнаружения, $f = \text{Fe}_{\text{общ}} / (\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{Mg}_{\text{общ}})$, ат. %

ция, т.е. состав расплава сдвигался в сторону его десицикации и увеличения глиноземистости. Вероятно, в это время и происходила массовая кристаллизация корунда и флогопита. Первый поглощал из расплава избыток алюминия, второй – щелочей, магния и железа.

На заключительном этапе эволюции лампрофира Його происходило реакционное минералообразование, выразившееся в кристаллизации кайм вокруг сапфира (шпинелевой), клинопироксена (акмитовой) и флогопита (хлоритовой).

Хотя Г. Мейер и Р. Митчелл [12] считают, что сапфиры в дайке Його – случайный продукт, поднятый лампрофировой магмой из неизвестного фундамента, они не отрицают возможности совместного

образования корунда и флогопита. В этом отношении очень показательны данные изотопии кислорода в этих минералах (табл. 2). Как видно, полученные значения очень близки между собой (5.6–6.0 ‰). Поскольку температура образования флогопита в лампрофирах Його минимум 900 °С [12], а температура кристаллизации корунда не ниже (исходя из температуры его плавления), фракционирование изотопов кислорода в данном случае очень мало. Поэтому полученные данные свидетельствуют об изотопном равновесии и генетическом родстве корунда и флогопита.

В исследованном образце присутствовали карбонаты двух типов. Первый тип, белого цвета, образован смесью кристаллов кальцита и доломита, которые залечивают мелкие трещины в породе. Второй, коричневый, формирует жеоды, мелкие фрагменты неправильной формы и состоит из смеси кристаллов кальцита, доломита, арагонита и кварца. Они отличаются не только по минеральному составу, но и по изотопии кислорода и углерода (табл. 2), что свидетельствует о генетическом различии этих двух типов карбонатных включений как друг от друга, так и от минералов вмещающей лампрофировой магмы.

Плагинклагово-корундовое включение в базальте Тункинской впадины (фрагмент Байкальской рифтовой зоны) было обнаружено и описано Н.Я. Волянюком с соавторами в начале 70-х годов прошлого века [1]. Включение имело грубозернистую структуру, состояло из плагинклага и корунда, в качестве аксессуаров отмечались циркон и рудные минералы. Размер зерен серовато-синего корунда достигал 1.5–2 см. Авторы считали включение в базальте ксеногенным, фрагментом "...корового интрузивного тела ультраосновного состава".

Наши исследования небольшого фрагмента этого включения показали, что оно имеет сложное строение. В нем присутствует плагинклаг разного со-

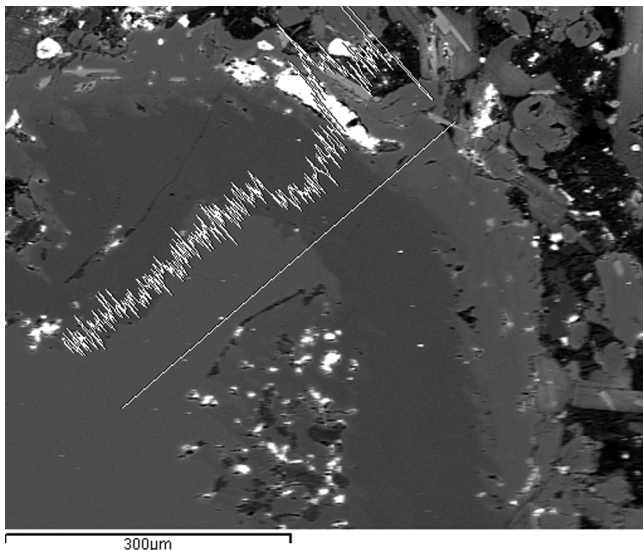


Рис. 1. Изменение концентраций Al_2O_3 в зональном диопсиде из лампрофира Його. Максимальные концентрации алюминия приурочены ко второй (от ядра) зоне.

Таблица 2. Состав изотопов кислорода в изученных корундах и ассоциирующих минералах.

Страна	Месторождение	Образец	Минерал	$\delta^{18}O$ (SMOW), ‰	$\delta^{13}C$ (PDB), ‰
США	Його-Галч (штат Монтана)	AM-1	сапфир	5.6 ± 0.2	
			флогопит	6.0 ± 0.2	
			карбонат коричневый	17.5 ± 0.2	1.06
			карбонат белый	14.5 ± 0.2	-2.86
Россия	вулкан Подгелбаночный (Приморский край)	P-2	сапфир зеленый	6.4 ± 0.2	
		P-3	сапфир синий	5.5 ± 0.2	
		P-4	оливин	5.0 ± 0.2	
		P-5	шпинель	4.8 ± 0.2	
Россия	р. Хабок, Тункинская впадина (Иркутская область)	159-72	базальт	6.1 ± 0.2	
			корунд	9.1 ± 0.2	

става. Плаггиоклаз, образующий крупные зерна, по размеру сопоставимые с зернами корунда, имеет состав An_{36} . В контакте плаггиоклаза с базальтом образуется тонкая (200–300 мкм) кайма слабо раскристаллизованного стекла, а с корундом базальт контактирует через кайму плеонаста (табл. 3, рис. 2). Зерна корунда разбиты трещинами, залеченными более основным плаггиоклазом (An_{40-50}), содержащим небольшое количество железа в своем составе. Корунд на контакте с этим плаггиоклазом в ряде случаев окружен тонкой каемкой шпинели, которая выходит за пределы трещины и бронирует корунд на контакте с базальтом. Вероятно, этот более основной плаггиоклаз – вторичный, образовавшийся в результате про-

никновения базальтового расплава внутрь включения по мелким трещинам. Судя по установленным взаимоотношениям, плаггиоклаз-корундовый сросток, оказавшись в расплаве щелочного базальта, испытал частичное подплавление. Т. е. предположение о ксенокристовой природе включения в данном случае подтверждается. Об этом же свидетельствуют и данные анализа изотопного состава кислорода корунда и базальта, которые различаются на три промилле (табл. 2).

Взаимоотношения корундов из аллювия вулкана Подгелбаночный (Приморье) с окружающими щелочными базальтоидами достоверно не установлены. Однако кристаллы сапфиров ассоциируют в современной аллювии с мегакристаллами гиацинта, санидина, титанавгита, керсутита, флогопита, глиноземистой шпинели, магнезиального ильменита, титаномагнетита и граната, которые присутствуют в жерловых и пирокластических фациях вулкана [2]. Предполагается, что они образовались в жерле базальтового вулкана в результате газовой эпитаксии и затем были эксгумированы при извержении [4].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из табл. 2, $\delta^{18}O$ для всех изученных сапфиров, кроме Тункинского, находится в пределах от +5.5 до +6.4‰ относительно SMOW. Близкие значения были получены для ассоциирующих минералов и вмещающего базальта – +4.8‰–+6.1‰, что свидетельствует об их генетическом единстве. В то же время, явно ксеногенные карбонаты из лампрофиров дайки Його имеют на 8–10‰ более тяжелый изотопный состав кислорода, чем изученные “базальто-

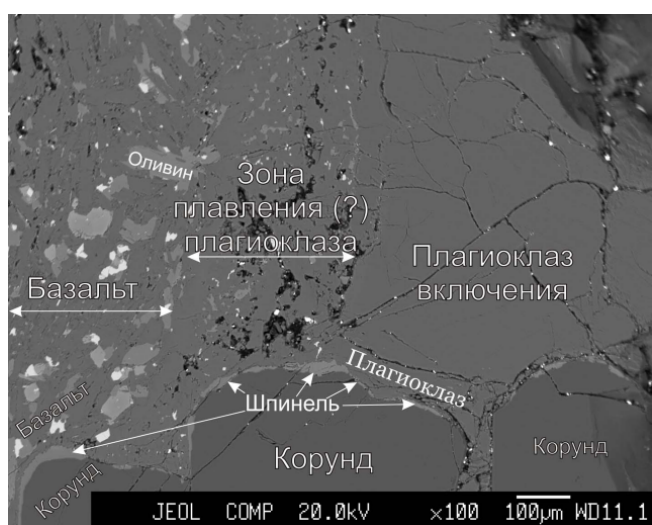


Рис. 2. Контакт плаггиоклазово-корундового включения и щелочного базальта Тункинской впадины.

Таблица 3. Состав минералов плаггиоклазово-корундового включения из щелочного базальта Тункинской впадины.

	Минералы включения					Минералы базальта		
	Плаггиоклаз		Корунд		Шпинель каймы	Плаггиоклаз	Оливин	Пироксен
SiO ₂	58.88	59.00	-	-	-	55.37	37.59	49.32
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.4	-	2.06
Al ₂ O ₃	25.62	25.54	98.09	99.09	62.28	60.52	27.64	4.03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.21
FeO	-	-	1.45	1.43	22.42	26.47	0.61	26.12
MnO	-	-	-	-	0.24	0.28	-	0.33
MgO	-	-	-	-	14.18	11.53	-	35.38
CaO	7.63	7.44	-	-	-	-	10.35	0.25
Na ₂ O	6.62	6.69	-	-	-	-	5.14	0.48
K ₂ O	0.96	1.16	-	-	-	-	0.49	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.18
Сумма	99.71	99.83	99.54	100.52	99.12	99.20	99.6	37.59
% An	(37)	(36)			47.0	56.4	(51)	29.3

вые” корунды. Более тяжелый изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +9.1\text{‰}$) имеет и корунд во включении из щелочного базальта Тункинской впадины. Это свидетельствует о том, что данные минералы не равновесны с вмещающими их лавами и имеют другую генетическую природу, т.е. являются ксеногенными.

Как видно из рис. 3, изотопный состав кислорода может служить достаточно надежным критерием определения генетической природы корундов. Все сапфиры, происхождение которых связывается с мафическими магматическими породами, обладают близким изотопным составом (вариации $\delta^{18}\text{O}$ в пределах 2.5‰ , большинство значений – в интервале $+4.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < 7.0\text{‰}$ относительно SMOW). В этот же интервал укладываются и изотопные соотношения как ассоциирующихся с корундами минералов (оливинов, пироксенов, слюд), так и вмещающих пород. Отсюда следует, что мафические лавы (базальты, лампрофиры и пр.) являются материнскими для мегакристаллов сапфира, так же как и для других, менее экзотичных минералов (оливинов, пироксенов, слюд и пр.), т.е. кристаллизация сапфира происходит в процессе эволюции родоначальной магмы. К таковым относятся сапфиры месторождений дайки Його и вулкана Подгелбаночный.

В то же время, существуют и ксеногенные корунды, для которых базальтовая магма является всего лишь транспортным агентом от места образования к земной поверхности. Их генезис может быть разным. Для плагиоклазово-корундового включения из базальта Тункинской впадины можно предполагать метаморфогенную природу. Возможно, источником таких включений являются породы типа корундоносных сиенит-пегматитов, из-

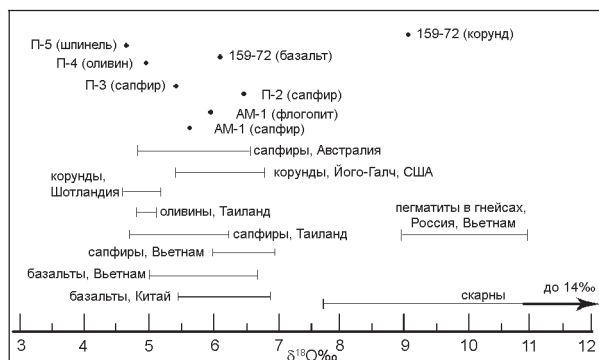


Рис. 3. Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ некоторых корундов, ассоциирующихся базальтов и базальтовых мегакристов.

Интервалы изотопных составов кислорода по [8, 11, 17]. Точками обозначены данные авторов.

вестных в Тажеранском щелочном массиве на западном побережье оз. Байкал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопный состав кислорода “базальтовых” корундов колеблется в пределах $+4.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < 7.0\text{‰}$ относительно SMOW, что совпадает с полем значений изотопных составов кислорода магматических минералов (оливина, плагиоклаза, пироксенов и пр.). В это поле попадают и корунды из россыпей Приморья. Поскольку изотопный состав кислорода зависит от условий образования минерала и не зависит от способа его транспортировки на дневную поверхность, это свидетельствует о генетической связи корунда с базальтоидными магмами или их дифференциатами.

Авторы глубоко признательны В.Г. Семеновой, предоставившей для исследования фрагмент плагиоклазово-корундового включения из Тункинской впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Лахно Т.А. Включение плагиоклазово-корундовой породы – плюмазита из базальтов Тункинской впадины // Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974. С. 5–11.
2. Высоцкий, С. В., Щека С.А., Нечаев В.П. и др. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.
3. Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Нечаев В.П. Приморье – фрагмент Восточно-Азиатского сапфириноносного пояса? // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 57–66.
4. Высоцкий С.В., Баркар А.В. Сапфиры Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2006, 112 с.
5. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.
6. Ферсман А. Е. Пегматиты. М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
7. Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Происхождение сапфиров Приморья по изотопным данным // Тезисы докладов “Четвертый международный минералогический семинар: теория, история, философия и практика минералогии”, Сыктывкар, 2006. С. 209–210.
8. Giuliani G., Fallic A., Garnier V., et al. Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires // Geology. 2005. V. 33. P.249–252.
9. Gubelin E. Die Lagerstätten der Rubine und Saphire Thailands. // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde. 1965. N 53. P. 27–29.
10. Guo J.F., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 368–386.
11. Hu Shiling K-Ag age and some characters of strontium, oxygen isotopes in Cenozoic Udalianchi basalts, northeastern

- China // Petrological Research. 1983. V. 42. P. 22–31.
12. Meyer H., Mitchel R. Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana: a ouachitite // Canad. Mineralogist. V. 26. P. 81–88.
13. Oakes G.M., Barron L.M. Lishmund S.R. Alkali basalts and associated volcanoclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia // Australian Journal of Earth Sciences 1996. V. 43. P. 289–298.
14. Saurin E. Some gem occurrences in Cambodia // Rocks and Miner. 1957. V. 32. N 7–8. P. 397–398.
15. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta 1990. V. 101/ P. 3–19.
16. Sutherland F.L., Schwarz D., Jobbins E.A. et al. Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, gemfields // J. Gemmol. 1998. V. 27. P. 65–85.
17. Tzen-Fu Yui, Chao-Ming Wu, Limtrakun P., Sricharn W. Oxygen isotope studies on placer sapphire and ruby in the Chanthaburi-Trat alkali basaltic gemfield, Thailand // Lithos. 2006. V. 86. P. 197–211.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

S.V. Vysotskiy, V.V. Yakovenko, A.V. Ignatyev, A.A. Karabtsov

Oxygen isotope relations as an indicator of the “basalt” corundum genesis

Investigation results of oxygen isotopes in corundum and associated minerals from Yogo lamprophyres (Montana, USA), plagioclase-corrundum inclusion from alkaline basalt (Tunkin depression, Russia), and recent alluvium of Podgelbanochnyy alkaline-basaltic Volcano (Primorye, Russia). It is shown that all sapphires, whose origin is related to mafic magmatic rocks, have a nearly similar isotope composition (varying within 2.5‰), and most of them fall within a range of +4.5‰ to +7.0‰ relative to SMOW. Oxygen isotope relations of both corundum-associated minerals (olivine, pyroxene, mica, etc.) and enclosing rocks also fall within this range. This indicates that sapphire crystallization occurs in the course of evolution of parent basic magma.

However, xenogenic corundum also exists for which basaltic magma is a mere transport agent from the place of its origin to the Earth’s surface. It has an essentially different isotope composition, it is in nonequilibrium with the enclosing lavas, and is of unlike genetic nature.

Key words: oxygen isotopes, corundum, sapphire, Yogo Gulch, Tunkin depression, Podgelbanochnyy Volcano, Russia, USA.

ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ ШЕЕЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКРЫТОЕ И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА (ПРИМОРЬЕ)

В.И. Гвоздев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 9 февраля 2008 г.

По образцам из керна буровых скважин детально изучен минеральный состав рудных прожилков шеелитового месторождения Скрытое (Малиновский рудный узел, Приморье). Установлено, что повышенные концентрации в рудах висмута и теллура обусловлены присутствием в них самородного висмута, серебро-свинцово-висмутовых сульфосолей лиллианит-густавитовой серии (густавит, ширмерит, трежерит и др.), сульфидов (висмутин, икунолит) и сульфотеллуридов (жозеит-А) висмута. Приводится химический состав висмутовых минералов, их структурные взаимоотношения. Рассматриваются условия формирования висмутовой минерализации, а так же черты ее сходства с минерализацией на однотипных месторождениях региона. Обсуждаются вопросы генезиса и формационной принадлежности месторождения.

Ключевые слова: шеелитовые месторождения, висмутовые минералы, генезис, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Руды большинства вольфрамовых месторождений мира являются комплексными на медь, висмут, теллур, золото и другие элементы. Сопутствующие компоненты в рудах представляют не только экономический интерес, но и могут быть использованы при определении формационной принадлежности этих месторождений, выявлении эндогенной зональности рудных тел, а также для разработки дополнительных критериев поисков и оценки перспектив вольфрамового оруденения [8].

Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая область – это один из перспективных регионов России на шеелитовое оруденение в скарнах. На территории Приморского края открыты и эксплуатируются крупные скарново-шеелит-сульфидные месторождения Восток-2 и Лермонтовское, руды которых являются комплексными на медь, свинец, висмут, золото и другие компоненты. Эти месторождения хорошо изучены [1, 3, 13] и могут быть использованы в качестве эталона при оценке перспектив малоизученных объектов. Один из таких наиболее интересных объектов – месторождение Скрытое, которое ряд исследователей считают стратиформным [24] и, исходя из этого, высокоперспективным. До настоящего времени из рудных минералов на месторождении были установлены шеелит, арсенопирит, пирротин, пирит,

халькопирит, сфалерит, галенит и др., а сопутствующая минерализация не изучалась. Редкие и сопутствующие минералы в образцах из керна буровых скважин были детально изучены автором на рентгено-спектральном микроанализаторе (Самаса SX-50) и сканирующем электронном микроскопе (Jeol. ASAM). Это позволило открыть ряд новых для месторождения минералов: самородный висмут, сульфиды (икунолит, висмутин) и сульфотеллуриды (жозеит-А) висмута, свинцово-висмутовые сульфосоли лиллианит-густавитовой серии (густавит, ширмерит, трежерит и др.), а так же изучить особенности их химического состава и возрастные взаимоотношения. На основании этого установлены элементы эндогенной зональности распределения минералов в рудных телах, предварительно оценены температурные параметры формирования руд и более детально обсуждены вопросы генезиса месторождения.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Скрытое (вставка рис. 1) расположено в Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой области в центральной части Приморского края в Малиновском рудном узле. Пространственно район месторождения находится в зоне влияния Центрального Сихотэ-Алинского разлома, который трассируется выходами крупных гранитоидных интрузивов

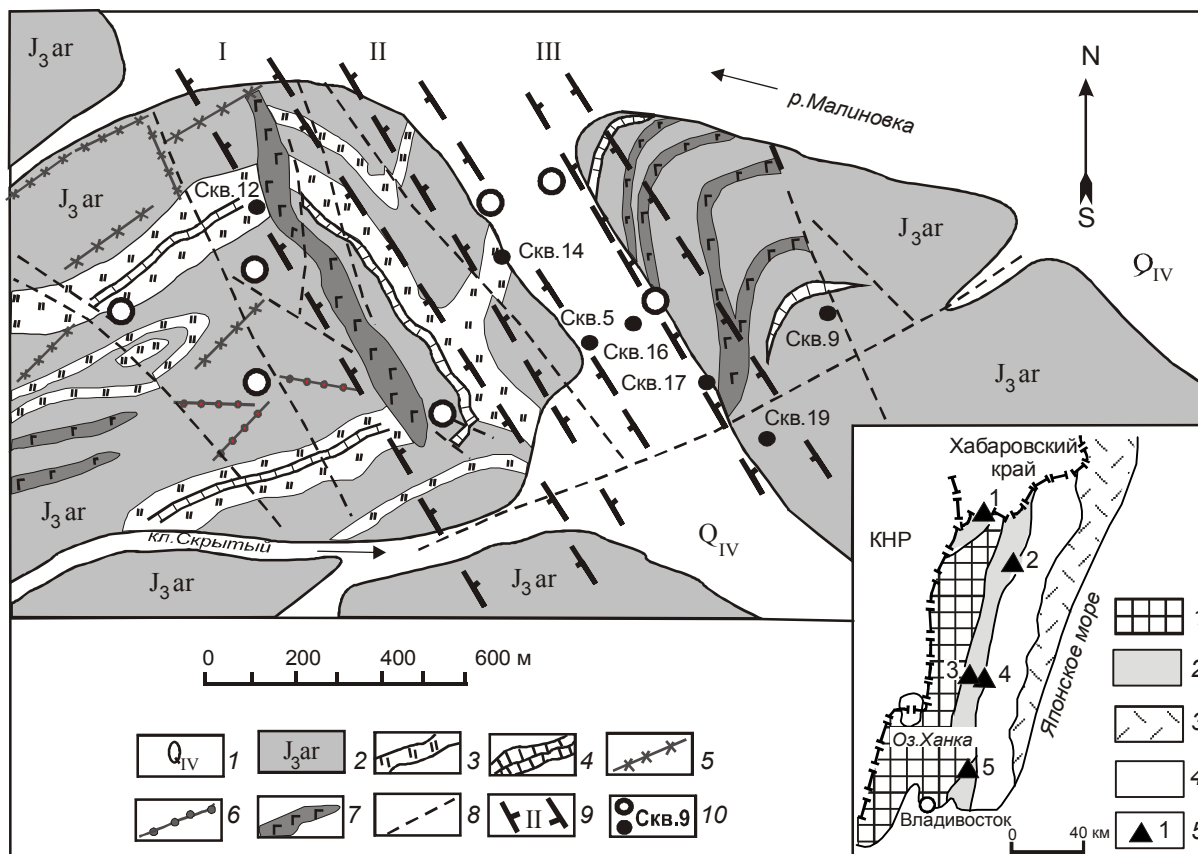


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Скрытое (по материалам П.В. Кораблинова и др., 1985 г.).

1 – четвертичные отложения, 2 – юрские отложения (ариаднинская свита): алевролиты, песчаники, туфопесчаники, 3 – кремнистые породы, 4 – известняки (иногда мраморизованные), 5 – дайки кварцевых порфиров (K₂), 6 – дайки гранит-порфиров (K₂), 7 – габбро (J), 8 – разломы, 9 – рудные структуры (зоны): I – Скрытая, II – Средняя, III – Прожилковая; 10 – буровые скважины: черным отмечены скважины, по которым использованы материалы в настоящей публикации. На врезке, по [25]: 1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление, 2 – Самаркинская призма (турбидит-олистоостромовая), 3 – Прибрежный вулканический пояс, 4 – осадки турбидитового бассейна и прилежащих к нему островных дуг, 5 – скарновые месторождения шеелита (1 – Лермонтовское, 2 – Восток-2, 3 – Скрытое, координаты E 134°35' N 45°05', 4 – Кордонное, 5 – Беневское).

мелового возраста. Площадь месторождения примыкает к этому разлому с запада. В ее строении принимают участие вулканогенные и осадочные породы (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, базальты, спилиты и др.) юрского возраста, в которых встречаются блоки и пластины пермских карбонатно-кремнистых пород (рис. 1). По данным А.И. Ханчука [25], это типичный разрез олистоостромовой толщи, в рассматриваемом случае характеризующий Самаркинскую аккреционную призму.

Магматические породы на площади месторождения имеют незначительное распространение. Среди них преобладают разновидности основного состава (базальты, габбро, пироксениты) юрского возраста. Они слагают небольшие штоки и дайки, реже межпластовые тела, часто залегающие согласно со

слоистостью вмещающих пород. Породы кислого состава встречаются редко. Это маломощные (до 1 м), сильно измененные дайки порфировых риолитов, гранит-порфиров, предположительно позднемелового возраста.

По результатам опробования на месторождении выделены три рудные зоны северо-западного простирания: Скрытая, Средняя и Прожилковая (Кораблинов и др., 1983 г., 1987 г.). По мнению ряда исследователей, рудные тела в этих зонах представляют собой пологопадающие горизонты скарнированных карбонатно-кремнистых пород, мощность которых от 0.6 до 6.9 м (рис. 2). Изучение метасоматических пород месторождения позволило выделить среди них несколько генетических групп [6], характеризующих разные процессы (этапы) минерализации: 1 – кварц-

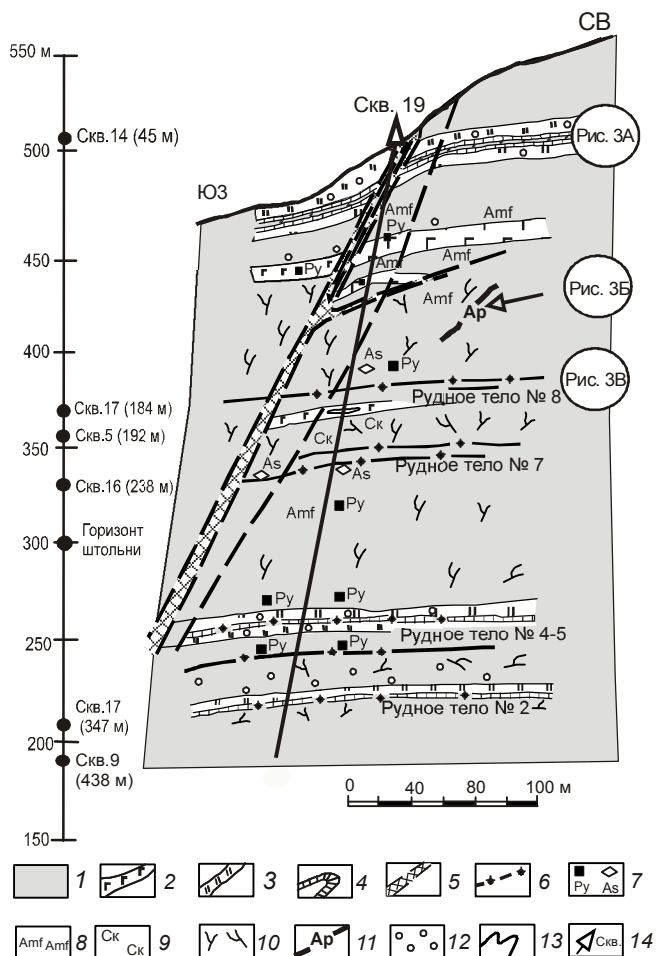


Рис. 2. Схематический типовой геологический разрез месторождения Скрытое (по материалам П.В. Кораблинова, 1985 г.).

1 – алевролиты, туфоалевролиты, песчаники в разной степени ороговикованные (ариаднинская свита), 2 – габро, 3 – кремни и кремнистые породы, 4 – известняки (часто мраморизованные), 5 – зоны дробления, трещиноватости (разломы), 6 – рудные тела с шеелитовой и висмутовой минерализацией, 7 – сульфидизация: пирит (Py), арсенопирит (As), 8 – амфиболитизация, 9 – скарнирование, 10 – кварцевые прожилки с шеелитовой и висмутовой минерализацией, 11 – жилы с апатитом, 12 – кварцевание, 13 – геологические границы, 14 – скважины. На вертикальной шкале показаны гипсометрические уровни наблюдаемых в скважинах прожилков; в скобках указана их глубина залегания от устья скважины.

полевошпат-биотитовые и кварц-полевошпат-биотит-амфиболовые роговики; 2 – волластонитовые, гранатовые, пироксен-гранатовые, пироксеновые скарны и сопровождающие их пироксен- и амфибол-плагиоклазовые околоскарновые породы; 3 – кварц-apatит-полевошпатовые жилы и околожилльные метасоматиты (эпидотовые – по зонам скарнированных и турмалиновые – по зонам ороговикованных пород).

Установлено, что горизонты скарнированных пород рудоносны только в участках их пересечения с зонами крутопадающих ($60-70^\circ$; простирание северо-восточное) кварцевых прожилков с шеелитом, строение которых показано на рисунке 3. Степень продуктивности зон (и горизонтов) зависит главным образом от количества прожилков на погонный метр, их мощности и минерального состава. Обычно мощность прожилков не превышает 5–6 см, а их максимальная концентрация достигает 7–10 прожилков на погонный метр (в рудной зоне Прожилковой). Основные минералы в прожилках – кварц, полевые шпаты и апатит. Их количество и соотношение варьируют в широком диапазоне – от единичных зерен до мономинеральных агрегатов того или иного состава. Реже встречаются карбонат и турмалин. Шеелит – главный рудный минерал. В прожилках он распространен крайне неравномерно. Наиболее обогащены шеелитом (до 5–10 %) участки пересечения прожилков с зонами скарнированных пород. Иногда встречаются тонкие (менее 2 мм) прожилки практически мономинерального (до 80 % шеелита) состава. Размеры зерен шеелита – от менее 0.5 до 2.5 мм; крайне редко наблюдаются идиоморфные кристаллы до 1.5 см. Сульфиды обычно локализованы в зальбанде прожилков или в зонах околожилльных метасоматитов. Среди сульфидных минералов в рудах месторождения преобладают арсенопирит и пирротин, а халькопирит, сфалерит и галенит имеют подчиненное распространение; еще реже отмечается присутствие в прожилках молибденита, станнина, касситерита и минералов висмута. Следует отметить, что на всех условно выделяемых гипсометрических уровнях месторождения присутствуют разные по минеральному составу прожилки: существенно кварцевые с карбонатом, полевошпатовые и апатитовые. Прожилки с апатитом чаще встречаются на более низких горизонтах. Взаимоотношений (пересечений) между прожилками разного минерального состава не наблюдалось; исключение – поздние (секущие) кварц-карбонатные прожилки, иногда с пиритом.

ВИСМУТОВЫЕ И ВИСМУТСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Висмут – один из главных попутных элементов в рудах большинства вольфрамовых месторождений. Сведения по его минералогии представляют не только технолого-экономический интерес, но и могут быть использованы в решении вопросов генезиса руд, формационной принадлежности и оценки перспектив месторождений [8].

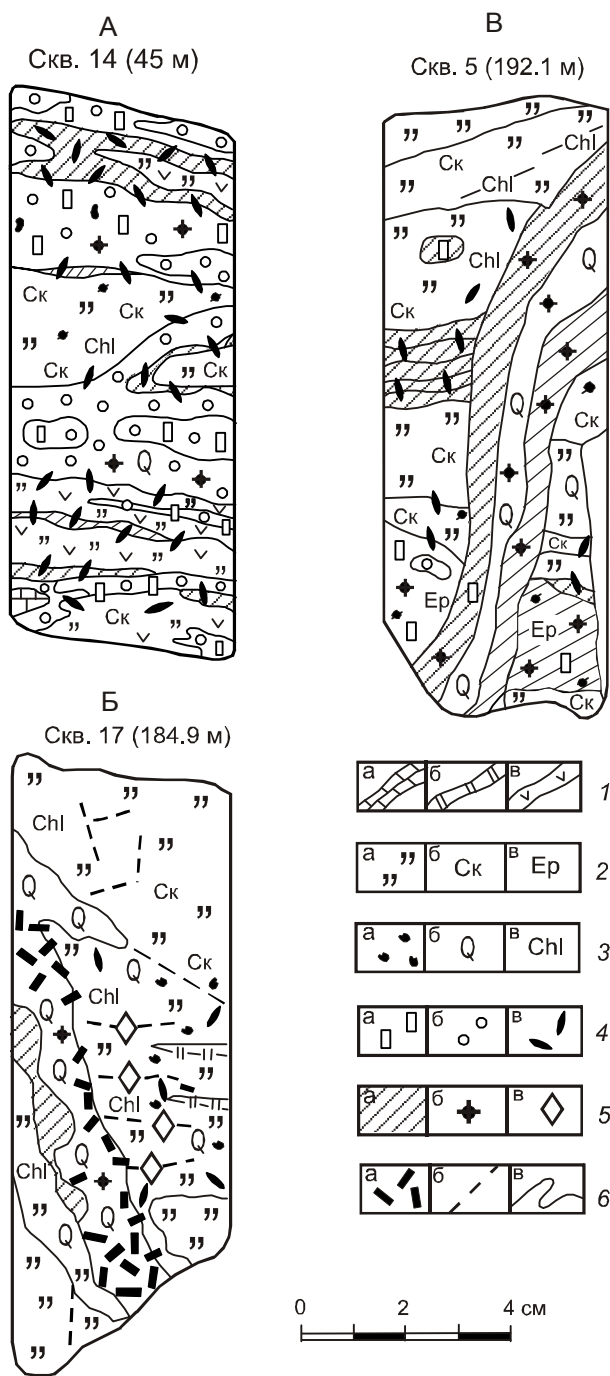


Рис. 3. Характерные взаимоотношения рудных прожилков, включающих висмутовые минералы, с роговиками и скарнами.

1 – мраморы (а), кремни (б), вулканогенные породы (в); 2 – роговики, ороговивание (а), скарнирование (б), эпидотизация (в); 3 – сульфиды (пирротин и др.) (а), кварц, окварцевание (б), хлорит, хлоритизация (в); 4 – пироксен (а); гранат (б), амфибол (по керну буровых скважин) (в); 5 – плагиоклазы (а), шеелит (б), арсенопирит (в); б – апатит (а), микротрещины (б), фациальные границы (в).

Висмутовые минералы на месторождении Скрытом встречаются в прожилках разного минерального состава на разных гипсометрических уровнях (рис. 3). Их распределение по массе прожилков крайне неравномерное. Гнезда со скоплениями висмутовых минералов редко превышают 1 см и пространственно локализованы в участках прожилков, где присутствуют слюды, хлорит, карбонат и сульфиды. Размер зерен обычно не превышает 0,1, а их агрегатов – 1 мм в поперечном сечении. Висмутовые минералы выполняют интерстиции между зернами породообразующих минералов (кварца, хлорита, карбоната) или микротрещины в ранее образовавшихся сульфидах: арсенопирите, пирите, пирротине и др. Достоверно диагностированы по оптическим характеристикам и заверены анализами на сканирующем микроскопе и рентгено-спектральном микроанализаторе следующие минералы: самородный висмут, сульфиды висмута (икунолит, висмутин), сульфотеллуриды висмута (группа жозеита), серебро-свинцово-висмутовые сульфосоли лиллианит-густовитовой серии (ЛГС). Химический состав минералов приведен в таблице. При описании висмутовых и висмутосодержащих минералов степень их распространения в рудах дается относительно друг друга в рассматриваемой группе.

Самородный висмут встречается часто в прожилках разного минерального состава (рис. 4А, Б, В, Г). Наиболее крупные (до 0,8 мм) вкрапленники имеют в сечениях изометричную форму и наблюдались в кварц-полевошпатовом прожилке (мощность 1,5 см) скважины 16. Среди сульфидов здесь преобладает арсенопирит, а пирротин и халькопирит присутствуют в виде единичных зерен. Самородный висмут образует сростки с висмутинем и икунолитом. Иногда его мелкие (менее 0,06 мм) вкрапленники концентрируются в краевых частях зерен галенита или сульфотеллуридов висмута. В химическом составе висмута отмечаются незначительные примеси сурьмы и свинца (табл., ан. 1-3).

Икунолит – редкий минерал в рудах месторождения. В скважине 16 он образует тонкие каемки на контакте висмутинина с самородным висмутом (рис. 4Б) или сростки изометричной формы с сульфотеллуридом висмута. Крайне редко очень мелкие (менее 0,01 мм) зерна икунолита округлой формы наблюдаются в виде реликтов (?) в самородном висмуте. Оптические характеристики икунолита очень близки к характеристикам жозеита-А (высокое отражение – около 50%; анизотропия – отчетливая, без цветных эффектов), что затрудняет его диагностику под микроскопом, особенно в мелких зернах. В то же время, эти минералы хорошо различаются по спек-

Таблица. Химический состав висмутовых минералов месторождения Скрытое (мас. %).

№ п.п.	Bi	Sb	Fe	Pb	Ag	Cu	Au	Te	Se	S	Сумма
1	98.96	0.00	0.00	0.13	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.07	99.24
2	98.57	0.23	0.03	0.06	0.09	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	99.06
3	99.46	0.13	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	99.68
4	88.64	0.00	0.14	0.00	0.33	0.45	0.00	0.05	0.00	10.26	99.87
5	77.99	1.34	0.04	0.00	0.04	0.12	0.07	0.00	0.16	19.13	98.89
6	79.46	1.37	0.02	0.00	0.00	0.18	0.02	0.00	0.13	19.20	100.37
7	78.73	1.23	0.01	0.00	0.01	0.13	0.00	0.01	0.09	19.09	99.31
8	77.61	1.27	0.04	0.00	0.00	0.16	0.07	0.00	0.10	18.55	97.80
9	81.72	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	16.91	98.72
10	81.21	0.53	0.03	0.00	0.00	0.06	0.05	0.01	0.00	14.07	95.95
11	81.08	0.04	0.00	0.32	0.10	0.03	0.10	11.51	0.52	6.37	100.07
12	78.18	0.13	0.00	1.18	0.01	0.01	0.06	11.63	4.79	3.30	99.31
13	44.67	0.32	0.97	25.87	11.05	0.05	0.01	0.22	0.41	16.30	99.87
14	42.42	0.34	0.05	28.43	9.25	0.00	0.00	0.07	0.38	15.75	96.69
15	43.51	0.20	0.02	25.34	15.49	0.01	0.00	0.26	0.40	16.07	99.29
16	52.33	0.34	0.03	19.23	9.38	0.00	0.00	0.11	0.56	16.77	98.75
17	43.18	0.21	0.00	26.63	11.25	0.04	0.00	0.26	0.41	15.92	97.89
18	5.90	0.00	0.45	77.00	3.22	0.05	0.00	0.12	0.30	13.74	100.77
19	4.36	0.00	0.00	79.75	2.30	0.00	0.00	0.17	0.33	13.73	100.48
20	3.98	0.00	0.15	78.95	1.97	0.04	0.00	0.09	0.34	13.33	98.83
21	4.12	0.00	0.27	78.94	1.98	0.04	0.00	0.08	0.36	13.61	99.40

Таблица. Продолжение (формульные коэффициенты).

№ п.п.	Bi	Sb	Fe	Pb	Ag	Cu	Au	Сумма Me	Te	Se	S	Сумма S	N	% Gus
1	0.993										0.01			
2	0.99	0.01												
3	1.00													
4	3.92		0.02		0.03	0.07		4.04			2.96	2.96		
5	1.89	0.06				0.01		1.96		0.01	3.03	3.04		
6	1.91	0.06				0.01		1.98		0.01	3.01	3.02		
7	1.91	0.05				0.01		1.97		0.01	3.02	3.03		
8	1.93	0.05				0.01		1.99		0.01	3.00	3.01		
9	2.12					0.01		2.13			2.87	2.87		
10	2.33	0.03				0.01		2.37			2.63	2.63		
11	3.95			0.02	0.01	0.01	0.01	4.00	0.91	0.07	2.02	3.00		
12	4.12	0.01		0.06				4.19	1.00	0.67	1.13	2.80		
13	2.41	0.03	0.20	1.40	1.15	0.01		5.20	0.02	0.06	5.72	5.80	6.02	90.5
14	2.41	0.03	0.01	1.63	1.02			5.10	0.01	0.06	5.83	5.90	6.14	68.4
15	2.37	0.02		1.39	1.42			5.20	0.02	0.06	5.71	5.79	9.70	75.9
16	2.86	0.03	0.01	1.06	0.99			4.95	0.01	0.08	5.97	6.06	4.18	95.0
17	2.40	0.02		1.50	1.21	0.01		5.14	0.02	0.06	5.78	5.86	7.90	73.1
18	0.07		0.02	0.85	0.07			1.01		0.01	0.98	0.99		
19	0.05			0.90	0.05			1.00		0.01	0.99	1.00		
20	0.04		0.01	0.91	0.04			1.00		0.01	0.99	1.00		
21	0.04		0.01	0.91	0.04			1.00		0.01	0.99	1.00		

Примечание. 1–3 – самородный висмут, 4 – икунолит, 5–10 – висмутин, 11–12 – сульфотеллуриды висмута (11 – жозеит-А, 12 – жозеит-В); 13–17 – минералы лиллианит-густавитовой серии: ан.13–14 – трезерит, 15, 17 – эскимонт-берриит, ан.16 – густавит (ширмерит); 18–21 – галенит. $N=N_{хим}$ – число октаэдров в “галенитоподобном” слое [по 29], равное в идеальном случае $N_{крст}$. Расчет N по формуле: $N = -1 + 1 / (Bi_i + Pb_i / 2 - 0.5)$; процент густавитового компонента (% Gus) по формуле: $\%Gus = 1 - (2Bi_i - Pb_i - 1) / 6(Pb_i / 2 + Bi_i - 5/6)$ при условии, что $Bi_i + Pb_i + Ag_i = 1$ [30].

программам, полученным при качественном изучении состава зерен на сканирующем микроскопе. Химический состав икунолита (табл., ан. 4) удовлетворительно пересчитывается на формулу Bi_4S_3 . Из элементов-примесей в нем присутствуют в незначительном количестве медь и сурьма.

Висмутин – один из самых распространенных минералов висмута в рудах месторождения. Он выполняет интерстиции между зернами кварца и хлорита (рис. 4А), часто образуя тесные срастания с самородным висмутом и икунолитом (рис. 4Б) или жозеитом-А (рис. 4Б). Минерал легко определяется

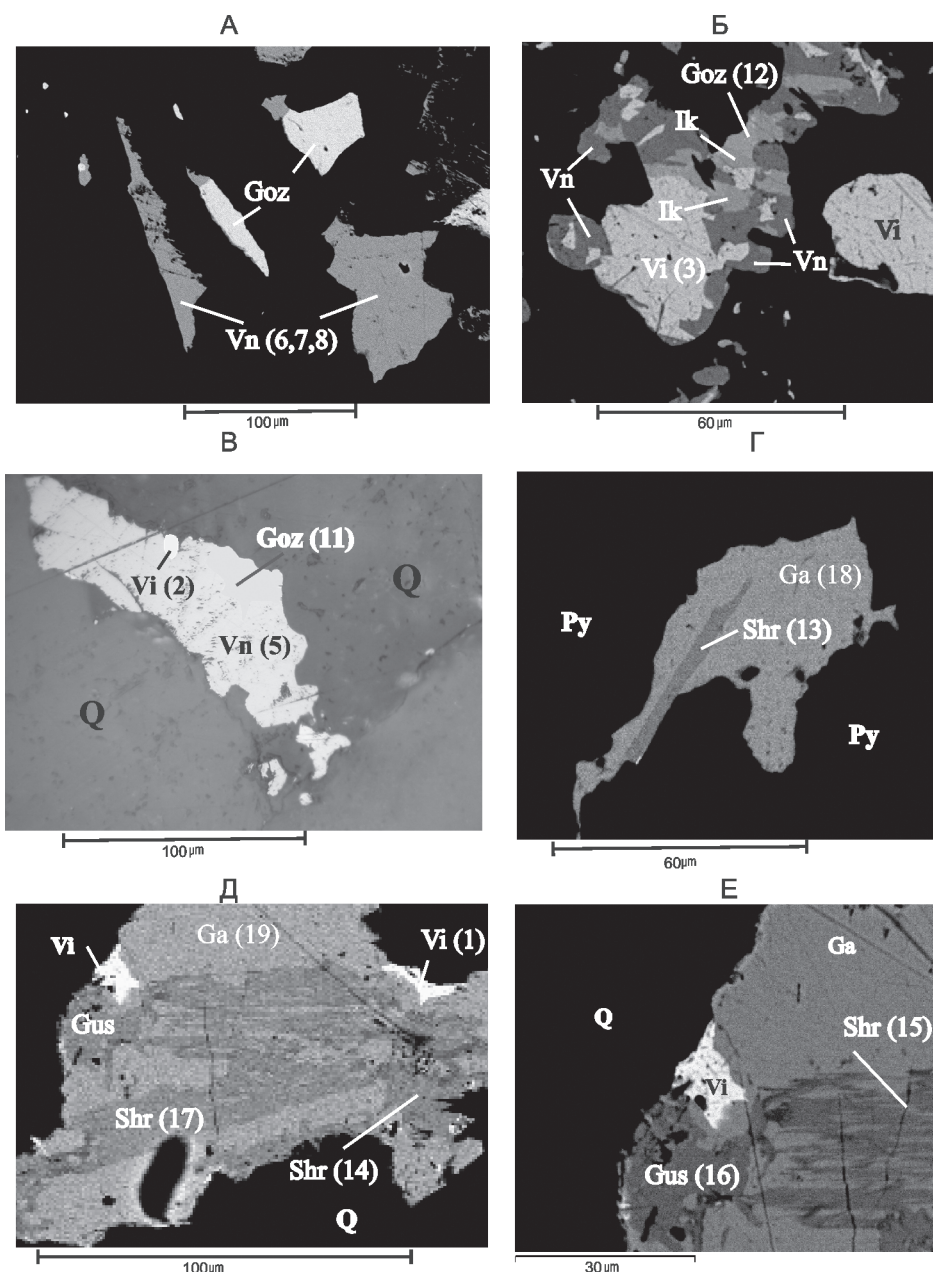


Рис. 4. Взаимоотношения висмутовых минералов в рудах месторождения Скрытое.

А. Висмутин (Vn-6-7-8, серое) и жозеит-А (Goz, белое) выполняют интерстиции между зернами кварца (черное). Сканирующий микроскоп, отраженные электроны. Здесь и далее цифры в скобках соответствуют порядковому номеру анализа таблицы.

Б. Срастания висмута (Vn) с икунолитом (Ik), сульфотеллуридом (Goz-12) и самородным висмутом (Vi-3). Икунолит часто наблюдается в виде каемок по контакту висмута с самородным висмутом. Сканирующий микроскоп, отраженные электроны.

В. В кварце (Q, темно-серое) крупный вкрапленник висмута (Vn-5, светло-серое) с включениями жозеита (Goz-11, белое) и самородного висмута (Vi-2, белое). Николи II.

Г. В пирите (Py, черное) вкрапленник галенита (Ga-18, светло-серое) изометричной формы с пластинкой трезерита (Shr-13, серое). Сканирующий микроскоп; отраженные электроны.

Д. Субграфические (мирмекитовые) срастания галенита (Ga-19, светло-серое) с Ag-Pb-Bi сульфосолями (темно-серое): густавитом (Gus-16), трезеритом (Shr-14), эскимойтом (Shr-15;17). Густавит и самородный висмут (Vi-1, белое) пространственно тяготеют к краевым частям галенита. Сканирующий микроскоп, отраженные электроны.

Е. То же самое, увеличенный фрагмент.

по оптическим характеристикам. В химическом составе висмутина отмечаются устойчивые примеси сурьмы до 1.37 мас. %, иногда меди до 0.17 мас. % и селена до 0.16 мас. % (табл., ан. 5–8). Обращает на себя внимание то, что висмутины, которые находятся в сростках с икнолитом и самородным висмутом, практически не содержат примесей (табл., ан. 9–10).

Сульфотеллуриды висмута встречены только в кварц-полевошпатовом прожилке из скважины 17. Совместно с висмутином и самородным висмутом они выполняют интерстиции между зернами хлоритизированного биотита (рис. 4А), кварца и других нерудных минералов. Размер вкрапленников обычно не превышает 0.03 мм; редко наблюдаются более крупные (0.07 мм) выделения в краевых участках висмутина (рис. 4В). Под микроскопом минерал имеет белый цвет, высокое отражение, чуть большее, чем у икнолита (наблюдается только на контакте зерен), но меньше, чем у самородного висмута, и слабую анизотропию. По химическому составу (табл., ан. 11) он относится к группе жозеита (жозеит-А) и удовлетворительно рассчитывается на формулу Bi_4TeS_2 . Из примесей в минерале присутствуют свинец до 0.31 мас. % и селен до 0.52 мас. %.

К этой же группе минералов, вероятно, следует относить сульфотеллурид висмута, который наблю-

дался в сростании с самородным висмутом, икнолитом и висмутином (рис. 4Б). Он имеет оптические характеристики, близкие к жозеиту-А, но отличается от него по химическому составу (табл., ан. 12): в минерале более низкая концентрация серы (3,3 мас. %), повышенные содержания селена (4.79 мас. %) и свинца (1.18 мас. %). Судя по отношениям $\text{A}:\text{X}$ и $\text{Te}:(\text{Se}+\text{S})$, соответственно равным 1.50 и 0.55, этот минерал следует относить к селенсодержащей разновидности жозеита-А.

Свинцово-висмутовые сульфосоли были встречены на нижнем уровне скважины 9 (рис. 2) в прожилке (мощность 5 см) молочно-белого кварца с карбонатом. В зальбанде прожилка и околожилвных метасоматитах присутствуют пирротин (до 18 %) и редкие идиоморфные кристаллы арсенопирита. Сульфосоли пространственно тяготеют к участкам скопления карбоната с пиритом и галенитом. Они наблюдаются в виде тонких пластинок в галените, заполняющем микротрещины пирита (рис. 4Г), или образуют с галенитом мирмекитовые сростания, похожие на структуры распада твердого раствора сульфосолей сложного состава (рис. 4Д, Е). По химическому составу (табл., ан. 13–17) изученные минералы относятся к лиллианит-густавитовой гомологической серии с вариациями содержаний серебра

Берриит – $\text{Pb}_2(\text{Cu}, \text{Ag})_3\text{Bi}_5\text{S}_{11}$ (по [31]) или $\text{Pb}_3(\text{Cu}_{2.5}, \text{Ag}_{1.5})\text{Bi}_5\text{S}_{16}$ (по [29]); викингит – $\text{Ag}_5\text{Pb}_3\text{Bi}_{13}\text{S}_{30}$; густавит (ширмерит) – $\text{AgPbBi}_3\text{S}_6$; лиллианит – $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$; урейит – $\text{Ag}_{12.5}\text{Pb}_{15}\text{Bi}_{20.5}\text{S}_{52}$; эскимойт – $\text{Ag}_7\text{Pb}_{10}\text{Bi}_{15}\text{S}_{36}$; трежерит – $\text{Ag}_2\text{Pb}_6\text{Bi}_{15}\text{S}_{32}$

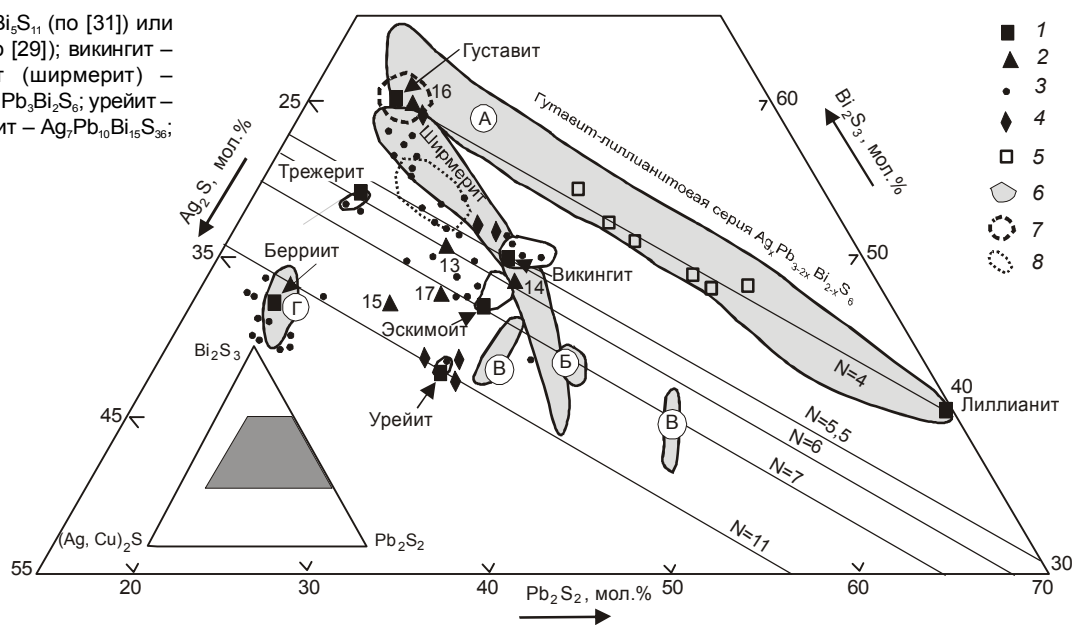


Рис. 5. Диаграмма Pb_2S_2 – $(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S}$ – Bi_2S_3 составов $\text{Ag}(\text{Cu})$ - Pb - Bi сульфосолей лиллианит-густавитовой гомологической серии.

1 – теоретические составы сульфосолей; 2 – составы сульфосолей месторождения Скрытое; 3 – составы сульфосолей по литературным данным [13, 18, 29, 30, 31]; 4 – составы сульфосолей Высокогорского и Силинского оловянных месторождений [20–22]; 5 – составы сульфосолей Партизанского полиметаллического месторождения [19]; 6 – области гомогенности, оконтуренные по литературным данным [10]; А – густавит-лиллианитовой серии, Б – ширмерита, В – сульфосолей типа IV [28], Г – берриита, 7 – поле составов сульфосолей олово-вольфрамового месторождения Забытое [5]; 8 – поле составов сульфосолей оловянного месторождения Тигриное [12]. Цифры соответствуют номерам анализов таблицы.

от 9.2 до 13.5 мас. %. Из примесей заслуживают внимания селен и сурьма, количество которых не превышает 0.56 мас. %. По классификации минералов этой группы (рис. 5), предложенной С. Каруп-Моллером [29] и Э. Маковицким с соавторами [30], анализ 16 (табл.) близок к теоретическому составу густавита; анализы 13–14 – следует относить к минералам ряда трежерита, причем последний попадает в поле состава ширмерита; анализы 15–17 – занимают промежуточное положение между теоретическими составами эскимоита и беррита. Такой широкий спектр минералов известен в рудах Кочбулагского месторождения (Курамнинская зона, Тянь-Шань), детально изученного В.А. Коваленкером с соавторами [10]. В Приморском крае минералы этой группы известны в рудах оловянных (Силинское, Высокогорское, Тигриное, Забытое) и полиметаллических (Партизанское) месторождений [19, 23]. Следует обратить внимание, что на крупных по запасам месторождениях минералы этой группы значительно обогащены сурьмой (до более 1 мас. % Sb) и часто ассоциируют с сурьмасодержащими минералами, такими как кобеллит, висмутовый джемсонит и др.

Висмутосодержащий галенит. Максимальные скопления галенита встречены в кварцевом прожилке с карбонатом в скважине 9. Здесь галенит наблюдается в тесном сростании со свинцово-висмутовыми сульфосолями, выполняя микропрожилки в пирите и интерстиции между зернами кварца (рис. 4Д, 4Е). Размеры вкрапленников обычно не превышают 0,08 мм. Иногда среди кварца встречаются более крупные (до 0.15 мм) мономинеральные зерна галенита изометричной формы. В химическом составе галенита установлены примеси серебра и висмута с отношением этих элементов, близким к 1:1 (табл., ан. 18–21). При изучении мономинеральных вкрапленников галенитов на сканирующем микроскопе микровключений минералов серебра и висмута установлено не было, в то время как распределение этих элементов по площади вкрапленников – равномерное. Основываясь на этом и результатах экспериментальных работ по исследованию системы $PbS-Ag_2S-Bi_2S_3$ [15], можно предположить, что изученный галенит является высокотемпературным (выше 195–250 °С), а висмут и серебро представлены в его структуре кубической модификацией β -матильдитом ($AgBiS_2$).

Отметим, что в кварцевых прожилках из скважины 12 встречается кадмийсодержащий (более 1 мас. % Cd) сфалерит с эмульсионными (менее 0.03 мм) вкрапленниками галенита, который, в противоположность галениту из скважины 9, примесей вис-

мута и серебра не содержит (данные качественного анализа).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По минеральному составу, времени формирования и взаимоотношениям можно выделить две ассоциации висмутовых минералов: 1 – висмутин-сульфотеллуридно-висмутовую и 2 – галенит-густавит-лиллианитовую.

Висмутин-сульфотеллуридно-висмутовая ассоциация наиболее распространена на месторождении. Она наблюдается в кварцевых прожилках с полевым шпатом, апатитом и шеелитом, пространственно тяготеет к скоплениям сульфидных минералов, преимущественно арсенопириту, реже пириту. Наблюдались две парагенетические ассоциации, разные по количественному соотношению висмутовых минералов и их типоморфным признакам. В первой ассоциации из висмутовых минералов преобладает сурьмасодержащий висмутин, а сульфотеллуриды висмута, икунолит и самородный висмут имеют подчиненное распространение. Здесь в висмутине отмечаются максимальные (до 1,37 мас. %) концентрации сурьмы, а в сульфотеллуридах – низкие свинца и селена, соответственно до 0,3 и 0.5 мас. %. Во второй ассоциации преобладает самородный висмут, и в небольшом количестве присутствуют сульфотеллуриды висмута, икунолит, висмутин. Здесь отмечается обратная закономерность распределения примесей в минералах: в висмутине концентрации сурьмы не превышают 0.6 мас. %, а в сульфотеллуридах – высокие концентрации селена более 4.5 мас. % и свинца до 1.2 мас. %. Взаимоотношений этих парагенетических ассоциаций не наблюдалось. В обеих ассоциациях последовательность кристаллизации минералов следующая: висмутин → жозеит-А (или Se-жозеит-А) → икунолит → самородный висмут.

Рассмотренные закономерности в типоморфизме минералов висмутин-сульфотеллуридно-висмутовой ассоциации, вероятнее всего, могут быть: или результатом последовательной кристаллизации разных парагенезисов в пределах одной ассоциации, что наблюдалось автором на месторождениях Приморского края Лермонтовском и Забытом [3, 4], или результатом наложения разновременных парагенетических ассоциаций, что отмечалось на месторождениях Восток-2 и Тигриное [4, 7, 12, 16, 17].

Галенит-густавит-лиллианитовая ассоциация менее распространена. Она наблюдалась в таких же по минеральному составу прожилках, как и предыдущая ассоциация. Висмутовые минералы пространственно тяготеют к скоплениям пирита, который совместно с карбонатом и хлоритом часто слага-

ет “секущие” микрозонки. Здесь преобладает висмутосодержащий галенит, менее распространены серебро-свинцово-висмутовые сульфосоли лиллианит-густавитовой серии; крайне редко встречается самородный висмут. Наблюдалась следующая последовательность кристаллизации минералов: $\text{Bi}+\text{Ag}$ -галенит \rightarrow Pb-Bi-Ag сульфосоли \rightarrow самородный висмут. Судя по взаимоотношениям Pb-Bi-Ag сульфосолей (рис. 4, Г, Д, Е), последовательность их кристаллизации такая же, как и на Кочбулакском месторождении: от минералов с $N = 4$ до минералов с $N = 9.70$ [10].

В распределении висмутовых минералов в рудах месторождения Скрытое намечаются элементы эндогенной зональности: присутствие более высокотемпературных и сложных по составу минералов (сульфосолей) на нижних, а относительно низкотемпературных простых (висмутин, икунолит, самородный висмут) – на верхних гипсометрических уровнях месторождения. В этой связи по совокупности признаков можно предположить, что процессы формирования висмутин-сульфотеллуридно-висмутовой и галенит-густавит-лиллианитовой ассоциаций на месторождении Скрытое разобщены во времени, а по минеральному составу, типоморфным особенностям минералов и их взаимоотношениям изученная висмутовая минерализация представляет собой эволюционный ряд одной $\text{As-Sb-Bi-Pb-Ag-Te-Se}$ гидротермальной системы. Похожие ассоциации с такими же типоморфными признаками минералов наблюдались на верхних горизонтах или периферии рудных тел скарново-шеелит-сульфидных месторождений Агылки (Якутия) и Восток-2 (Приморье) [5, 7]. Интересно, что на этих месторождениях в прожилках, сложенных сульфидно-висмутовой ассоциацией и локализованных в непосредственной близости от контакта с интрузивными породами (гранитоидами) или на более низком гипсометрическом уровне, встречаются сложные Pb-Sb-Bi сульфосоли: кобеллит, яскульскиит, Sb -козалит и др.

Сопоставляя литературные данные по минералогии сопутствующих компонентов в рудах вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений России и Приморского региона [5, 8, 10, 12, 18, 21, 22], нетрудно заметить, что висмутовая минерализация на этих объектах представлена двумя геохимическими типами: 1 – Pb-Sb-Bi типом с Cu , Sn , Te , Au ; 2 – Pb-Bi типом с Mo , Ag , Te , Se . Обращает на себя внимание тот факт, что на месторождениях, крупных по запасам, с размахом оруденения по вертикали более 400 м (Восток-2, Тигриное, Агылки, Солнечное), наблюдаются оба геохимических типа, а на средних и мелких (Лермонтовское, Забытое, Усть-Микула, Рудное, Искра) – только один, второй геохимический

тип. Сравнивая изученную висмутовую минерализацию месторождения Скрытое с минерализацией эталонных объектов, можно сделать вывод: по минеральному составу (отсутствие минералов с сурьмой – кобеллита, висмутового джемсонита, яскульскита, Sb -козалита и др.; присутствие в прожилках молибденита и минералов лиллианит-густавитовой серии др.) и типоморфным признакам минералов она более близка к минерализации, характеризующей объекты со средними запасами вольфрама (10–40 тыс. т WO_3) и размахом оруденения, не превышающим по вертикали 250 метров. К числу таких объектов в Приморском крае отнесены залежь Центральная скарново-шеелит-сульфидного месторождения Лермонтовского и гидротермальные олово-вольфрамовые месторождения Забытое, Усть-Микулинское и др.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Минералого-петрографическое изучение скарнов и рудных прожилков, а так же их взаимоотношений, позволило установить, что месторождение Скрытое сформировалось в результате последовательно сменявших друг друга во времени процессов (этапов минерализации): 1 – формирование роговиков, 2 – формирование скарнов, 3 – формирование руд [6].

В первый этап (ороговикование вмещающих пород) происходит образование кварц-полевошпат-биотитовых (по песчаникам или близким к ним породам), кварц-полевошпат-амфибол-биотитовых (по породам с вулканогенной составляющей: базальтам, спилитам, туфопесчанникам и др.) роговиков, перекристаллизация кремнистых пород и мраморизация известняков. Учитывая, что на рассматриваемой территории имеют место магматические породы кислого состава, можно предположить, что этот процесс связан с присутствием на глубине куполовидного выступа (штока) гранитоидов, центральная часть которого, возможно, находится за пределами рассматриваемой территории. В пользу этого предположения свидетельствует разная степень ороговикования пород в рудных зонах. Так, вмещающие породы зоны Прожилковой слабо изменены по сравнению с породами зон Скрытой и Средней.

Во второй этап (скарнирование) формировались зоны и прожилки преимущественно инфильтрационных скарнов (воластонитовые, гранатовые, гранатпироксеновые, пироксеновые) и околоскарновых пород (пироксен- и амфибол-плаггиоклазовые). Наиболее подвержены скарнированию горизонты карбонатно-кремнистых пород, типичный фрагмент строения которых показан на рисунке 3 (скв. 14). По химическому составу [6] пироксены и гранаты месторож-

дения Скрытое сходны с пироксенами и гранатами ранних (безрудных) ассоциаций скарнов месторождений Восток-2 и Лермонтовского. Рассчитанные по методике В.А. Жарикова [9] константы равновесия (K_p) сосуществующих пироксенов и гранатов имеют такой же диапазон вариаций (от 3.3 до 9.6), как на эталонных объектах [3]. Это дает возможность предполагать сходство условий формирования скарнов: принадлежность к фации нормальной щелочности (преобладание среди околоскарновых пород пироксен- и амфибол-плагиоклазовых ассоциаций); повышенные кислотность и активность алюминия, магния, фтора (присутствие диопсида, гроссуляра, гидрогоссуляра, флюорита) в скарнирующих растворах; диапазон температур кристаллизации минералов от 700° (волластонит) до 450 °С (пироксен-гранат).

В третий этап (формирование руд) образовались кварц-апатит-полевошпатовые прожилки с шеелитом и сульфидами (арсенопирит, пирротин и др.), сопровождающиеся околоскарновыми метасоматитами. Характерные примеры взаимоотношения прожилков с вмещающими породами и их строение показаны на рис. 3 (скв. 5; скв. 17). Среди метасоматических пород, ассоциирующих с такими жилами, можно выделить минеральные типы: 1) эпидотовый – по зонам гранатового, пироксен-гранатового, пироксен-плагиоклазового состава; 2) турмалиновый – по роговицам; 3) амфиболовый – по скарнированным роговицам и карбонатно-кремнистым породам. Температурный режим формирования шеелитоносных прожилков на месторождении Скрытом детально не изучался, но, судя по геохимической специализации рудогенерирующего флюида (повышенное фосфорное содержание – апатит, фтороносность – флюорит), наличие сопутствующей (мышьяк, медь, свинец, цинк) и особенностям висмутовой минерализации, он должен соответствовать режиму стадий полевошпатовых метасоматитов и кварцево-шеелитовых руд эталонных объектов. На них формирование шеелитовой минерализации происходило при последовательном увеличении роли железа, уголекислоты и серы в гидротермальном флюиде, в восстановительных условиях (в рудах преобладает пирротин), при температуре 350–400 °С. Кроме этого, на высокотемпературные (более 300 °С) условия формирования шеелитсодержащих прожилков могут указывать наблюдаемые в них структуры распада твердого раствора сфалерита в халькопирите и пирротина в сфалерите [27], установленные в проведенном автором исследовании; наличие в прожилках Ag-Pb-Bi-сульфосолей, серебро- и висмутсодержащего галенита (250 °С – твердый раствор галенита и кубической модификации β-матиль-

дита), а также самородного висмута (270 °С) [11], который из рудных минералов кристаллизовался одним из последних и более точно фиксирует нижний температурный интервал рудообразования месторождения Скрытое.

Сравнение данных по метасоматическим породам и рудам месторождения Скрытого с их характеристиками на скарновых и стратиформных месторождениях мира [2, 14, 26] не позволяет автору считать это месторождение стратиформным по следующим причинам.

1. Вмещающие породы изученного месторождения по данным геолого-съёмочных работ имеют юрский возраст, в то время как по литературным данным стратиформных вольфрамовых месторождений, локализованных среди регионально-метаморфизованных пород мезозойского возраста, до настоящего времени не установлено. Обращает на себя внимание разная интенсивность изменений вмещающих пород в пределах рудного поля, которая характерна для контактового, а не регионального метаморфизма.

2. Последовательность (стадийность) формирования минеральных ассоциаций на месторождении Скрытом такая же, как на эталонных в регионе объектах скарнового, а не стратиформного генезиса. Различие состоит только в интенсивности проявления процессов, соответствующих выделяемым стадиям минерализации. А именно, на изученном месторождении преобладают ассоциации ранних (не продуктивные на вольфрам) скарнов и полевошпатовых (с шеелитом) метасоматитов. С последними на эталонных объектах связаны наиболее богатые шеелитом участки рудных тел. Отсутствие пироксеновых (геденбергитовых) скарнов с сопутствующей шеелит-сульфидной минерализацией на изученных горизонтах месторождения Скрытого не исключает возможности предполагать их наличие в контактах гранитоидов с вмещающими породами на более глубоких горизонтах месторождения или за пределами рассматриваемой площади. На эталонных объектах удаление таких скарнов от интрузивного контакта редко превышает 150 метров.

3. Минеральный состав сопутствующих компонентов и типоморфные особенности минералов руд месторождения Скрытого такие же, как и на эталонных (Лермонтовское, Восток-2) объектах, генетическая связь которых с магматическими породами не вызывает сомнений. Это согласуется и с наблюдаемым характером изменений вмещающих пород, который более типичен для процессов, связанных с контактовым, а не региональным метаморфизмом.

В совокупности все полученные данные по месторождению Скрытое однозначно указывают на его

гидротермальный, а не стратиформный, как это предполагалось ранее, генезис.

Таким образом, изученное месторождение Скрытое по геологическим и минералого-петрографическим признакам скарнов и околожильных метасоматитов, в совокупности с данными по висмутовой минерализации в рудах, следует относить к группе объектов скарново-шеелитовой формации, уже известных на территории Приморского края (Восток-2, Лермонтовское), а по запасам вольфрама – к группе средних (до 50 тыс. т WO_3). По морфологии рудных тел и распространению шеелит-сульфидной минерализации за пределы горизонтов скарнированных карбонатно-кремнистых пород, оно более сходно с месторождениями с оруденением штокверкового типа, до настоящего времени не известными на территории Приморья.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен Р. Селтману и сотрудникам департамента минералогии Музея Истории Природы (Лондон) за организацию и выполнение аналитических работ, а также сотрудникам Дальневосточного геологического института ДВО РАН В.Г. Гоневчуку П.Г. Коростелеву и Б.И. Семеняку, принявшим активное участие в обсуждении дискуссионных вопросов генезиса месторождения.

Работа выполнена при поддержке грантов № 06-05-96084-Р_восток_a, финансируемого ДВО РАН в рамках регионального конкурса РФФИ “Дальний Восток”, и грантов ДВО РАН № 06-III-A-08-320 и № 06-III-B-08-366.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бораданов В.М., Кудрина М.А. Возможность использования особенностей состава скарнов при оценке их продуктивности на вольфрам // Критерии прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений. М., 1985. С. 30–38.
2. Бутенков А.А. Морфология и происхождение шеелитоносных жильных узлов в амфиболитах Кти-Тебердинского месторождения (Северный Кавказ): Автореф. дис....канд.-геол.-минер. наук. Новочеркасск, 2000. 24 с.
3. Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения: Автореф. дис....канд.-геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 20 с.
4. Гвоздев В.И., Недашковский А.П., Сапин В.И. Минералы висмута в рудах месторождения Забытое (Приморье) // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 72–81.
5. Гвоздев В.И. Свинцово-сурьмяно-висмутная минерализация в рудах скарново-шеелит-сульфидного месторождения Агылки (Якутия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 342–353.
6. Гвоздев В.И. Шеелитовая минерализация Малиновского рудного поля (Приморский край). Scheelite mineralization of Malinovsky ore field (Primorsky Krai) // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism, Metallogeny of Active Continental Margins Vladivostok, 2004. P. 450–453.
7. Гвоздев В.И., Цепин А.И. Висмутная минерализация в рудах месторождения Восток-2 (Приморский край) // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 2. С. 148–163.
8. Дунин-Барковская Э.А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Курамнинские горы). Ташкент: Изд-во “ФАН” Узбекской ССР, 1978. 272 с.
9. Жариков В.А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 2. С. 425–428.
10. Коваленкер В.А., Бортников Н.С., Тронева Н.В. Химический состав и минеральные парагенезисы $Ag(Cu)-Pb-Bi$ -сульфосолей в рудах Кочбулакского месторождения // Минералогический журнал. 1984. № 2. С. 15–30.
11. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. V. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 15–25.
12. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. и др. Минеральные ассоциации грейзенового вольфрамово-оловянного месторождения (Приморье) // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 17–60.
13. Кудрина М.А., Кудрин В.С. Стадийность минералообразования – один из критериев прогнозной оценки скарново-шеелитовых месторождений // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Недра, 1985. С. 134–140.
14. Лобков В.Л., Лелис В.Ю. Стратиформные вольфрамовые месторождения // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: 1982. 76 с.
15. Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. 126 с.
16. Нечелюстов Г.Н. О висмутовой минерализации вольфрамовых месторождений грейзеновой и скарновой формаций // Минералогия и генезис вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1971. С. 250–258.
17. Нечелюстов Г.Н., Минцер Э.Ф., Шумкова Н.Г., Жданова Т.А. Кобеллит – самостоятельный минеральный вид // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука. 1973. С. 38–50.
18. Онтюев Д.О., Дружинин А.В. и др. Минералы ряда густавит-лиллианит Кти-Тебердинского месторождения (Северный Кавказ) // Зап. ВМО. 1980. Ч. 100. Вып. 3.
19. Симананко Л.Ф. Висмутовые и висмутсодержащие минералы в рудах Дальнегорского рудного района // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 51–83.
20. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Романенко И.М., Чубаров В.М. Рудные минералы Высокогорского оловорудного месторождения (Приморье) // Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР. 1980. С. 79–109.

21. Финашин В.К. Редкие минералы лиллианитовой гомологической серии в сульфидных рудах Силинского месторождения // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 110–115.
22. Финашин В.К., Таскаев В.И. Викингит // Новые и редкие минералы Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 57–58.
23. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Романенко И.М. Густавит // Новые и редкие минералы Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 58–60.
24. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
25. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
26. Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 401–515.
27. Barton P.B., Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. // Econ. Geol. 1966. 61. P. 815–849.
28. Czamanske G.K., Hall W.E. The Ag-Bi-Pb-Sb-S-Se-Te mineralogy of the Darwin lead-silver-zinc deposit, Southern California // Econ. Geol. 1975/ 70, N 6/ P. 1092–1110.
29. Karup-Moller S. Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi sulphide associations // Bull. geol. Soc. Demn. 1977. 26. P. 41–68.
30. Makovicky E., Karup-Moller S. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series: part 1: General properties and definitions // N. Jb. Miner. Abh. 1977. 130. N 3. P. 264–278.
31. Nuffield E.W., Harris D.C. Studies of mineral sulphosalts. XX Berryite, a new species // Can. Miner. 1966. Pt. 4. P. 407–413.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.I. Gvozdev

Bismuth mineralization in the ores of the Skrytoe scheelite deposit, and problems of its genesis (Primorye)

The mineral composition of ore veinlets of the Skrytoe scheelite deposit (Malinovsky ore node, Primorye) has been studied in detail in the core samples of drill holes. It has been recognized that elevated bismuth and tellurium concentrations in the ores are attributed to the presence of native bismuth, silver-lead-bismuth sulfosalts of the lillianite-gustavite series (gustavite, schirmerite, tregerite, and others), sulfides (bismuthine, ikunolite) and sulfotellurides (joseite-A) of bismuth. The chemical composition of bismuth minerals is given, and their structural interrelations are described. Conditions of formation of bismuth mineralization and also features making it similar to mineralization at the likely-type deposits of the region are considered. The problems of the genesis and formational belonging of the deposit are discussed.

Key words: scheelite deposits, bismuth minerals, genesis, Primorye.

**ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ И КАЛИЕВЫХ МАГМАТИТОВ
ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ (ЧУКОТКА), ИХ РОЛЬ В
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

С.В. Ефремов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 18 мая 2006 г.

Базитовый магматизм, предвещающий внедрение больших объемов кислых магм, проявляется только в периоды крупных тектонических перестроек, захватывающих как континентальную кору, так и литосферную мантию. Изучение этого магматизма позволяет решить ряд генетических задач и получить важную информацию об источниках вещества и процессах, ответственных за гранитоидный магматизм. В этой статье изложены результаты геохимического изучения калиевых и ультракалиевых магматитов, предвещающих внедрение гранитоидного комплекса и непосредственно входящих в него. Изученные магматиты Чукотки по своим геохимическим особенностям наиболее соответствуют производным калиевых и ультракалиевых магм, что позволило нам использовать модели образования ультракалиевых базитов для объяснения генетических особенностей оловоносных гранитоидов. В первую очередь – для объяснения аномальных концентраций некогерентных элементов в этих породах. На основании современных генетических моделей, геологических, геофизических и геохимических данных установлено, что источником этой специализации был мантийный домен, расположенный в пределах литосферной мантии. Домен был сформирован в пределах конвергентной геологической границы, в результате метасоматических преобразований пород мантийного клина флюидами, выделившимися при дегидратации океанической литосферы. На основании полученных результатов предложена новая модель образования оловоносных гранитоидов в коллизионных орогенах. Базовой в этой модели является концепция специализированного литосферного источника. Его геохимическая специфика и металлогеническая специализация реализуется при интенсивных тектонических преобразованиях, затрагивающих литосферную мантию. Передача этой специализации осуществляется магмами, образовавшимися при плавлении в пределах этого домена.

Ключевые слова: оловоносные гранитоиды, метасоматизированная мантия, ультракалиевые базиты, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Базитовый магматизм, предвещающий внедрение больших объемов кислых магм, типичен для гранитоидных комплексов сложного генезиса. Он проявляется только в периоды крупных тектонических перестроек, захватывающих как континентальную кору, так и литосферную мантию. Геохимическая специфика этого магматизма является отражением генетических процессов, протекавших в литосферной мантии на время его проявления, и позволяет наиболее точно идентифицировать тектонический процесс, ответственный за гранитообразование. Использование этого приема наиболее актуально для районов с противоречивыми представлениями об их геодинамическом развитии. Одним из таких районов является восточное побережье Чаунской губы (Чукотка).

Гранитоиды восточного побережья Чаунской губы были объектом пристального изучения с 1936 г. Однако по сей день остаются дискуссионными геодинамические условия их образования и источники металлогенической специализации. На основании взаимоотношения с геологическими структурами гранитоиды отнесены к поздне-постороженным [10 и др.] и должны быть связаны с процессом коллизии Чукотки с Северо-Азиатским кратоном [32].

Согласно другой точке зрения [16 и др.], они образовались в пределах активной континентальной окраины. При этом структурный признак, являющийся краеугольным камнем первой точки зрения, не является определяющим, так как орогенез характерен и для субдукционных геологических границ (Анды и др.). Геохимическое изучение гранитоидов региона также не дало однозначных результатов.

Они имеют геохимический спектр, типичный для магматитов субдукционных геологических границ [3], что, однако, не исключает их коллизионную природу.

Неоднозначные результаты были получены и при выявлении источника металлогенической специализации гранитоидов. При использовании традиционной модели, объясняющей образование специализированных на олово и редкие элементы гранитоидных магм плавлением метаосадочных пород верхнего уровня континентальной коры [26 и др.], возник ряд трудностей, главной из которых была повышенная основность и тесная ассоциация с базитами, специализированными на олово и гранитофильные элементы [2]. Появление базитовых магм с подобными геохимическими характеристиками указывает на то, что причиной специализации были геологические процессы, протекавшие на мантийном уровне. Учитывающая эти особенности модель образования оловоносных гранитов путем глубокой магматической дифференциации первичных магм, предложенная нами в работе [4], также имеет ряд недостатков. Она довольно хорошо объясняет образование оловорудных объектов, связанных с гранитоидами повышенной основности, однако, являясь эволюционной, не может объяснить формирование наиболее поздних оловоносных гранитоидов [5], слагающих бимодальную ассоциацию с базитами. Помимо этого, она не объясняет причины геохимической специализации мантийных магм и не учитывает вклад коровой компоненты в состав гранитоидов.

Для решения этих проблем было выполнено геохимическое изучение магматитов основного и среднего состава, сопровождающих гранитоидный комплекс и непосредственно входящих в него. Результаты этих исследований приведены в данной статье.

МЕТОДИКА РАБОТ

Для изучения геохимических особенностей магматитов было отобрано 77 проб, не несущих следов изменений, из основных и средних пород ранней и главной фаз позднеорогенного гранитоидного комплекса, их вулканических и субвулканических аналогов, посторогенных субвулканических образований. Пробы были обработаны и проанализированы в лабораториях Института геохимии СО РАН, г. Иркутск. Концентрации Li, Rb, Cs определены атомно-абсорбционным, петрогенные элементы и Ba, Sr, Zr, Nb – рентгенофлуоресцентным (РФА), F, Be, B, Sn, W, Mo – количественным спектральным методами, остальные элементы – ICP-MS и количественным спектральным анализом.

Аналитические данные представлены в виде средних по фаціальным разновидностям пород. В

группу отбирались породы одной фации. В пределах фации вулканические и субвулканические породы делились на подгруппы по содержанию кремнекислоты. Для гранитоидов подгруппы были выделены по геологическому признаку (приведены средние составы гранитоидов ранней и наиболее основных гранитоидов главной фазы). Субвулканические образования были разделены на основании их взаимоотношений с гранитоидами монцонит-гранодиорит-гранитной ассоциации (МГГА). Дайки лампрофилов, секущие массивы ассоциации, отнесены нами к посторогенным. К позднеорогенным отнесены лампрофиры, тела которых секут гранитоиды МГГА. В качестве оценки математического ожидания использовалось среднеарифметическое. Показатель изменчивости данных (дисперсия) в таблице не приведен ввиду его малой информативности и незначительной величины вариаций составов магматитов в пределах групп.

Участки, на которых отбирались пробы, отмечены на геологической схеме значками, отражающими как фаціальную разновидность пород, так и их состав.

Генетические интерпретации, приведенные в статье, основаны на современных моделях образования ультракалийевых базитов. Сами модели в работе не обсуждаются. Более подробно с ними можно ознакомиться в работах авторов, их предложивших и обосновавших. Ссылки на эти работы приведены в соответствующих разделах статьи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Большинство плутонов мезозойских гранитоидов восточного побережья Чаунской губы приурочено к зоне глубинных разломов, расположенной на границе двух континентальных блоков, Чаунского и Куульского (рис. 1). По возрасту и составу гранитоиды могут быть подразделены на три группы [5]. Наиболее ранние (изотопный возраст 144 ± 14.4 млн лет) слагают небольшие массивы с отчетливой гомодромной зональностью и представлены рядом пород монцонит-гранодиорит-гранит. С этой группой гранитоидных плутонов тесно ассоциируют вулканические и субвулканические образования, представленные шошонитами, латитами, лампрофирами [2].

Гранитоиды второй возрастной группы (126.8 ± 8.6 млн лет) слагают крупные изометричные плутоны и представлены ассоциацией пород гранит-лейкоократовый гранит. По составу эти породы очень близки к наиболее кислым гранитоидам первой группы и могут рассматриваться как их глубинные дифференциаты.

Гранитоиды третьей группы имеют изотопный возраст 85.8 ± 1.9 млн лет и представлены исключи-

тельно лейкогранитами. Они слагают крупные линейно-вытянутые тела, либо образуют небольшие штоки в пределах плутонов второй возрастной группы. Их появление предвращается образованием поясов даек, в большинстве своем представленных лампрофирами.

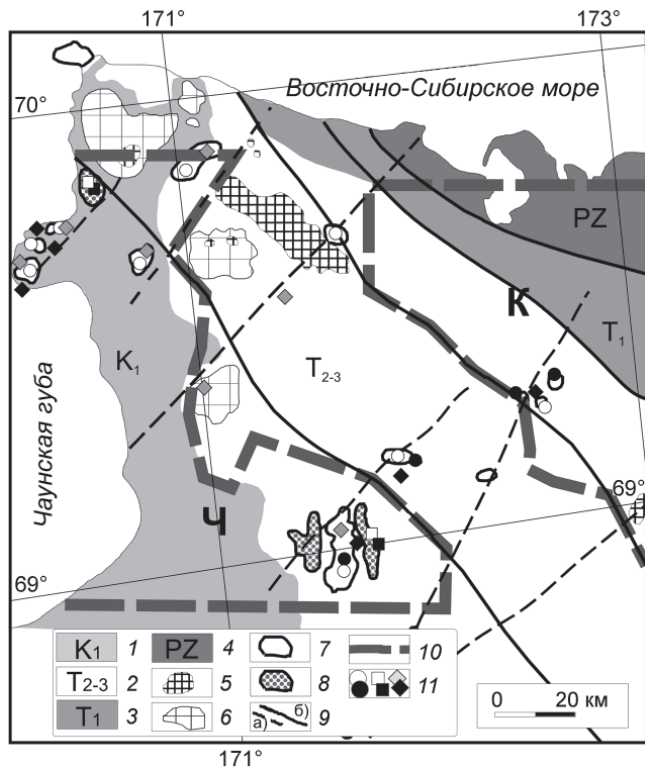


Рис. 1. Геологическая схема Восточного побережья Чаунской губы.

1–4 – стратиграфические подразделения: 1 – раннемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 2 – средне-позднетриасовые терригенные отложения, 3 – раннетриасовые терригенные отложения, 4 – позднепалеозойские терригенные и карбонатные отложения; 5–8 – меловые магматические образования: 5 – посторогенные гранитоиды (возраст 85.8 ± 1.9 млн лет), 6–7 – позднеорогенные гранитоиды: 6 – гранитоиды с возрастом 126.8 ± 8.6 млн лет, 7 – гранитоиды МГГА с возрастом 144 ± 14.4 млн лет, 8 – вулканиты, ассоциирующие с МГГА. 9–10 – геологические и геофизические границы: 9 – разломы, выделенные: а) по геофизическим данным, б) по геологическим данным; 10 – границы литосферных блоков (выделены по гравиметрическим данным)*; 11 – места отбора образцов для исследований. Значками отображены участки отбора проб. Форма значка отражает фацию глубинности, заливка – состав пород. Ромб соответствует субвулканическим породам, квадрат – вулканическим, круг – гранитоидам. Дальнейшая расшифровка значков приведена на рис. 2. Ч – Чаунский блок. К – Куульский блок.

* геофизические границы и их интерпретация взяты из производственного отчета “Карта закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых на территории деятельности Чаунской комплексной экспедиции” (Отчет ВЧГРЭ, руководитель С.Ф.Бегунов, Певек, 1975).

Изотопный возраст гранитоидов первых двух групп не согласуется с геологическими данными. Эти датировки, скорее всего, не отвечают реальному возрасту пород. В связи с этим, мы использовали традиционное подразделение гранитоидов региона, на основе их взаимоотношения со складчатыми образованиями, что позволило связать гранитоиды первых двух “возрастных” этапов с поздними стадиями орогенного цикла, проявленного в Чукотской складчатой области (ЧСО) [10], а гранитоиды третьей – с тектоническими перестройками при заложении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [5, 8]. Далее, в тексте статьи, мы будем использовать термины позднеорогенный для гранитоидов двух первых “возрастных” групп и посторогенный – для гранитоидов третьей. Каждая из этих совокупностей обладает собственным геодинамическим положением и предвращается внедрением основных и средних магм, рассматриваемых нами в качестве первичных. Именно производные этих магм являются основным объектом исследования. Сами гранитоиды, за исключением ранней фазы (РФ) и наиболее основных разновидностей главной фазы (ГФ) МГГА, в этой работе не рассматриваются.

Производные первичных магм позднеорогенного этапа слагают самостоятельные интрузивные тела, ранние фазы гранитоидных плутонов монцит-гранодиорит-гранитной ассоциации (МГГА), дайковые пояса, покровы вулканитов, образуя единую вулканоплутоническую ассоциацию [2, 3].

Производные первичных магм посторогенного этапа представлены исключительно субвулканическими образованиями, слагающими дайковые поля субмеридионального простирания, протяженностью несколько десятков километров. Они секут плутоны позднеорогенных гранитоидов. Эти магматиты составляют бимодальную ассоциацию с посторогенными гранитоидами.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По минеральному составу рассматриваемые магматиты довольно близки. Наиболее основным из них свойственны вкрапленники пироксена, флогопита, реже калишпата и полное отсутствие плагиоклаза, даже в основной массе. Более кислым, наряду с вкрапленниками пироксена, флогопита и калишпата, свойственны вкрапленники плагиоклаза, иногда кварца. Ассоциация акцессорных минералов во всех породах представлена магнетитом, гранатом, шпинелью, апатитом и цирконом.

По содержанию кремнекислоты они соответствуют основным и средним породам (таблица). Согласно классификации IUGS [6], наиболее основные

Таблица. Геохимическая характеристика ультракалийевых и калиевых магматитов восточного побережья Чанунской губы.

Геологическое положение	Позднеорогенные магматиты									Посторогенные магматиты	
	Интрузивная		Субвулканическая			Вулканическая			Субвулканическая		
	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56.67	60.40	49.21	55.41	58.20	49.68	55.24	59.62	51.70	56.42	58.92
TiO ₂	1.00	0.82	1.11	1	0.83	0.89	0.88	0.74	1.03	0.98	0.89
Al ₂ O ₃	14.74	15.91	13.64	14.14	15.11	11.90	14.77	15.78	13.34	13.33	16.47
Fe ₂ O ₃ *общ.	7.41	6.29	7.92	6.99	6.05	7.37	6.84	5.50	6.80	6.88	6.06
MnO	0.13	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.09	0.11	0.15	0.08
MgO	5.65	3.62	8.15	8.20	5.73	8.18	5.32	3.04	7.35	6.19	3.41
CaO	5.74	3.94	7.07	4.57	5.59	9.93	5.94	4.23	7.70	5.9	4.14
Na ₂ O	1.81	2.65	1.58	1.72	2.43	1.89	2.08	2.65	1.74	0.76	2.31
K ₂ O	4.79	4.70	6.19	5.91	4.70	5.87	4.89	4.38	6.04	5.58	5.71
P ₂ O ₅	0.44	0.29	0.51	0.48	0.31	0.54	0.37	0.26	0.51	0.51	0.43
п.п.п.	1.38	0.86	4.33	1.39	0.90	3.20	2.52	3.34	3.22	1.72	1.38
Сумма	99.75	99.58	99.81	99.91	99.95	99.56	98.96	99.64	99.53	98.42	99.79
Rb	266	258	312	277	218	252	245	228	332	292	313
Li	82	87	64	58	41	69	28	27	75	116	113
Cs	23	20	30	16	6	15	19	18	24	24	34
Ba	1587	1222	2360	1893	1300	1890	2079	1615	2063	2750	2026
Sr	670	539	880	605	800	1090	860	650	1019	770	733
Zr	333	245	340	350	280	330	303	268	370	390	387
Nb	40	38	70	50	42	40	40	35	30	40	44
F	2400	1519	3000	2450	1600	3000	1934	1453	3433	2500	4225
Be	3.7	5.3	8.1	4.2	4.7	8.1	4.6	4.5	6.1		7.7
B	47	27	12	6	18	12	25	73	21		39
Sn	7.2	9.8	7.4	16.6	4.4	8	4.3	5.8	12		25
W	2.1	2.9	2.3	1.5	1.8	2.5	2.3	2.4	1.9		3.1
Mo	1.3	1.7		2.6	0.4	1.9	1.2	0.8	1.3		2.5
Pb	43	41	44	36	24	37	40	38	58		41
Zn	59	67	98	170	93	70	60	59	78		78
Cu	21	23	41	17	16	28	40	27	35		85
Ni	31	42	204	135	150	240	75	57	163		42
Co	17	17	30	24	22	27	22	18	32		13
Cr	59	90	440	601	400	630	317	155	544		56
V	60	85	161	130	90	110	140	113	135		85
La	92	89	87	65	85		72	59	98		77
Ce	185	183	177	138	150		149	130	202		177
Pr	21	23	21	17	19		18	16	24		20
Nd	72	77	78	66	70		67	60	90		76
Sm	12	13	13	13	12		12	11	14		13
Eu	2.1	2.3	2.8	2.6	1.9		2.7	1.1	2.8		2.4
Gd	10	11	10	11	10		10	9	11		11
Tb	1.4	1.6	1.3	1.4			1.4		1.2		1.3
Dy	6.1	7.5	5.3	5.7	6.5		5.7	5.6	5.5		5.7
Ho	1.2	1.4	0.9	1.0	1.2		1.0	1.1	0.9		1.0
Er	3.5	3.4	3.0	3.1	2.5		3.2	2.6	2.7		3.0
Tm	0.5	0.6	0.3	0.4			0.4		0.3		0.4
Yb	2.9	3.4	2.2	2.3	2.6		2.4	2.7	2.2		2.4
Lu	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3		0.4	0.3	0.3		0.3
Y	30	35	24	25	24		26	22	25		27
Th	40	63	34	34			35		45		43
U	6.7	14.1	5.6	6.3			8.7		6.3		8.2
n	3	25	4	6	3	2	9	11	7	2	5

Примечание. 1 – монзониты; 2 – кварцевые монзониты; 3, 4 – минетты; 5, 11 – керсантиты; 6 – калиевые трахибазальты; 7 – шошониты; 8 – латиты; 9, 10 – минетты. Названия пород даны на основании минерального состава [7]. n – число анализов.

субвулканические образования и вулканиты соответствуют минеттам и калиевым трахибазальтам, средние плутонические породы – монцонитам и кварцевым монцонитам, а их субвулканические и вулканические аналоги – минеттам, керсантитам, шошонитам и латитам.

Согласно геохимической характеристике, все эти магматиты должны быть отнесены к ультракалиевой и калиевой (шошонит-латитовой) сериям в классификации S.Foley [24]. Им свойственна высокая щелочность при невысоком содержании оксида титана (<1.5 мас %), высокое содержание оксида магния (>3 мас %), значительное преобладание калия над натрием ($K_2O/Na_2O > 2$, рис. 2а, табл.). При этом, к ультракалиевым должны быть отнесены все магматиты, за исключением латитов, керсантитов и гранитоидов ГФ МГТА.

В отличие от классических представителей, ультракалиевым магматитам Чукотки свойственны несколько повышенные содержания оксида глинозема, они не являются ни щелочными ($ANK > 1$, рис. 2б), ни избыточно калиевыми ($K_2O/Al_2O_3 = 0.31-0.58$), что не позволяет отнести их к лампроитам. В качестве иллюстрации этих особенностей на диаграмме ANK-ACNK (рис. 2б) нанесены поля составов лампроитов Испании [19] и ультракалиевых базитов Тибета [29]. “Избыточная” глиноземистость Чукотских ультракалиевых магматитов вряд ли обусловлена значительной контаминацией базитовых магм веществом континентальной коры и, скорее всего, является специфической характеристикой вещества, послужившего их источником. Об этом свидетельствуют отсутствие переработанных ксенолитов коровых пород, трендов обогащения глиноземом на бинарных диаграммах и закономерное распределение точек составов, типичное для парциального плавления-дифференциации, на диаграмме ANK-ACNK (рис. 2б). Контаминация ультракалиевых магматитов Чукотки веществом континентальной коры имеет место, однако она отражена в незначительном разбросе точек на диаграмме и не приводит к существенному росту глиноземистости пород.

Для производных калиевых магм (латиты, гранитоиды ГФ МГТА), напротив, отмечаются признаки контаминации. На диаграмме ANK-ACNK (рис. 2б) их тренд резко меняет направление в сторону обогащения глиноземом, с появлением корундонормативных составов, что нетипично для магматических пород данного уровня основности [21] и свидетельствует о нарушении условий “закрытости” системы. Наиболее вероятной причиной этого является поглощение магмой алюмосиликатного вещества с невысо-

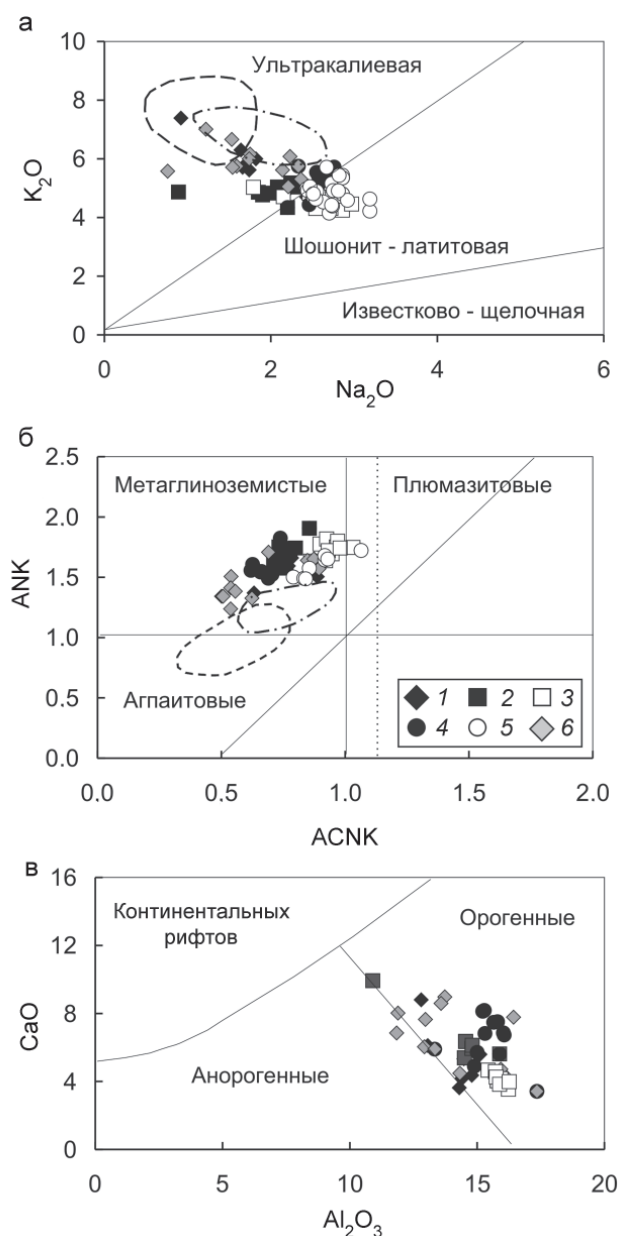


Рис. 2. Петрохимическая характеристика магматитов.

а) Диаграмма K_2O-Na_2O , по [24]. б) Диаграмма ANK-ACNK ($ANK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, $ACNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, оксиды в молекулярных количествах); в) классификационная диаграмма $CaO-Al_2O_3$ для ультракалиевых пород, по [24]. 1-5 – позднеорогенные магматиты: 1 – минетты, керсантиты; 2 – шошониты; 3 – латиты; 4 – монцониты (гранитоиды РФ); 5 – кварцевые монцониты (гранитоиды ГФ). 6 – посторогенные магматиты: минетты, керсантиты. На рис. 2б точечной линией показана граница поля плюмазитовых пород [21], штриховой линией – поле составов лампроитов Испании [19], штрихпунктирной линией – поле составов ультракалиевых базитов Тибета [29].

ким содержанием CaO (рост индекса AСNK), суммарным содержанием щелочей и SiO₂ на уровне рассматриваемых магматитов (постоянная величина индекса ANK, отсутствие роста кремнекислотности пород с повышением глиноземистости). Таким веществом, скорее всего, были алюмосиликатные метасадочные породы, либо гранитоидный расплав. Снижение содержаний CaO при росте Al₂O₃ в латитах наглядно иллюстрируется диаграммой, приведенной на рис. 2в. Подобное снижение нетипично для нормально эволюционировавшей магматической системы данного уровня щелочности [7].

Геохимические особенности ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы выражены в аномальном обогащении некогерентными элементами (табл., рис. 3, 4, 5). Содержания Rb достигают 460, Cs – 70, Ba – 3400, F – 6000, В – 140, La – 120, Се – 235, Zr – 450, Nb – 80 г/т и т.д., что зачастую превышает их концентрации в редкометалльных гранитах. Как и другим производным ультракалиевых магм, им свойственно значительное преобладание относительных концентраций элементов с большим радиусом иона (LILE) над высокозарядными катионами (HFSE), легких редкоземельных элементов (LREE) над тяжелыми (HREE), относительный недостаток Eu*/Eu < 1 [19, 29, 31, 34].

Следует особо отметить аномальные содержания в этих породах профилирующего для района Sn, достигающие 30 г/т, которые в 3–20 раз превышают его кларк в основных породах, указывая на то, что калиевые и ультракалиевые магматиты могли быть главным фактором, определившим металлогеническую специализацию региона.

Наряду с обогащением некогерентными элементами, рассматриваемым магматитам свойственны аномальные концентрации наиболее тугоплавких Cr и Ni, содержания которых достигают 810 и 240 г/т, соответственно. Эта двойственность геохимической характеристики является уникальным свойством всех ультракалиевых базитов. Она обусловлена их генетическими особенностями и является функцией состава мантийного источника [17, 19, 29, 37]. Это свойство является своеобразной геохимической меткой и может быть использовано для идентификации источника вещества в магматических породах.

Геохимические характеристики ультракалиевых и калиевых магматитов довольно близки, что, в принципе, не является неожиданным, так как эти породы входят в состав генетически единой вулканоплутонической ассоциации. Наиболее наглядно это иллюстрируется диаграммами, приведенными на рис. 3, где породы калиевой и ультракалиевой серий образуют единую совокупность составов. Калиевым

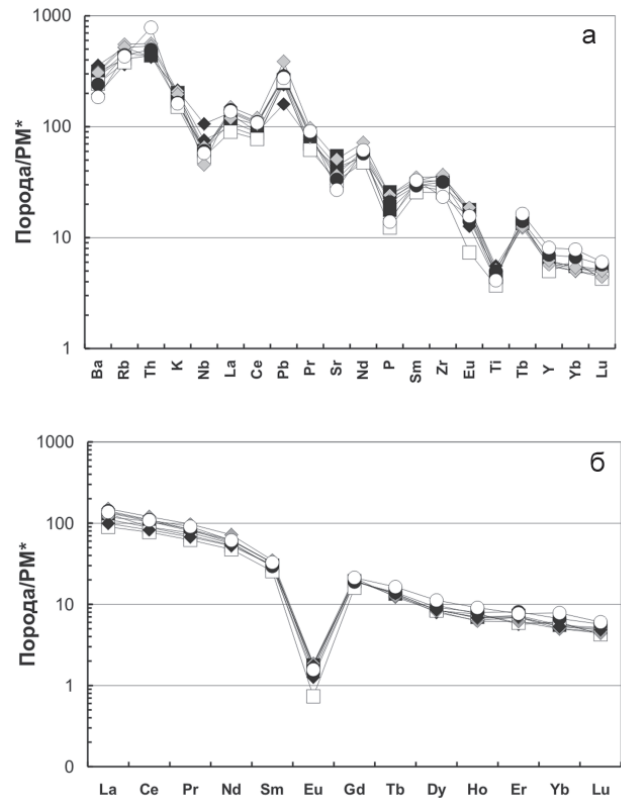


Рис. 3. Геохимические спектры магматитов.

Нормирование проведено по оценке состава примитивной мантии (PM) [39]. На диаграмме приведены средние составы магматитов (табл.). Условные обозначения см. на рис. 2.

магматитам свойственны более низкие концентрации элементов семейства железа, также отмечается незначительное снижение концентраций редких щелочных, щелочноземельных элементов и Zr. Это снижение наиболее логично объяснить “разбавлением” первичной магмы веществом континентальной коры, обладающим более низкими концентрациями этих элементов [14, 39]. Данный вывод хорошо согласуется с результатами, свидетельствующими о континентации магматитов калиевой серии, приведенными в начале раздела, и не противоречит классическим представлениям об их генезисе [19, 22, 23, 29].

К аналогичному выводу можно прийти, анализируя диаграммы, приведенные на рис. 5, где тренд, проявленный в калиевых породах, описывает снижение концентраций некогерентных элементов со снижением содержаний MgO. Учитывая то, что калиевым магматитам свойственны все геохимические черты, типичные для ультракалиевых магм, подобный тренд теоретически может быть получен при фракционировании темноцветных и аксессуарных минералов из первичной магмы с составом, соответ-

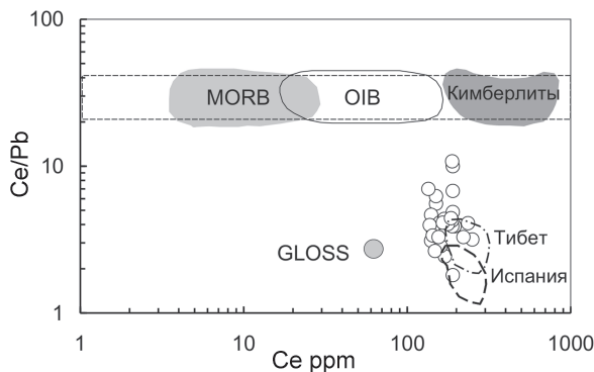


Рис. 4. Диаграмма Ce/Pb-Ce, по [28].

Незалитыми кружками даны составы ультракалиевых магматитов Ц.Чукотки. GLOSS – осадки глубоководных желобов, по [39]. MORB – базальты срединных океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов.

ствующим гранитоидам РФ МГГА, либо шошони-там. Однако более вероятной является гипотеза контаминации этих магм веществом континентальной коры, о чем свидетельствуют разрыв между составами ультракалиевых и калиевых пород, указывающий на отсутствие единого ряда дифференциатов, и отчетливо проявленная в калиевых породах “двойственность” геохимической характеристики, сохранение которой невозможно при фракционировании темноцветных минералов.

Генетическая характеристика калиевых и ультракалиевых магматитов Чукотки отражена в форме их геохимического спектра, приведенного на рис. 3. Всем им свойственен относительный недостаток Nb, Sr, P, Ti, типичный для магматитов конвергентных геологических границ [22], что позволяет говорить о важной роли “субдукционного компонента” в их генезисе. Появление “субдукционной” метки в геохимическом спектре основных пород обычно связывают с процессом метасоматических преобразований их источника (литосферная мантия) в зоне субдукции [23, 33, 34, 35].

Помимо этого, геохимический спектр магматитов обладает рядом особенностей, выраженных в аномальном обогащении Th и Rb относительно Ba, Sr, K и La, Pb относительно Ce, значительном дефиците Eu ($Eu^*/Eu=0.17-0.22$, Рис. 3б), который не может быть объяснен фракционированием плагиоклаза, так как его нет в большинстве этих пород. Все это свидетельствует о значительной доле осадочного материала в составе “субдукционного компонента” [19, 22, 23, 29, 31, 36, 37].

Присутствие вещества осадочной природы в источнике магмогенерации является очень важной ха-

рактеристикой, так как позволяет объяснить аномальное обогащение ультракалиевых и калиевых магматитов LIL, HRE элементами, летучими компонентами (F, B) [19, 23, 29, 36, 37].

Участие осадочного вещества в генезисе ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы может быть проиллюстрировано с помощью диаграммы Ce/Pb-Ce [28], приведенной на рис. 4. На диаграмме составы магматитов имеют более низкие значения отношения Ce/Pb, чем базальты, образовавшиеся при плавлении неконтаминированного осадочным веществом мантийного источника, и лежат на уровне среднего состава GLOSS (осадки глубоководных желобов), а часть фигуративных точек попадает в поля составов лампроитов Испании и ультракалиевых базитов Тибета, присутствие в которых “корового” субдукционного компонента доказано с помощью многочисленных геологических наблюдений и аналитических исследований.

Величина Ce/Pb отношения является важным геохимическим индикатором, так как наряду с присутствием осадочного вещества в источнике магмогенерации позволяет определить природу метасоматизирующего агента. Обусловлено это тем, что Pb относительно Ce фракционирует только в флюидной фазе [20]. Наличие фракционирования этих элементов (“пик” Pb на кривой состава, $Ce/Pb \ll 20$) в составах базитов свидетельствует о том, что метасоматизирующим агентом, преобразовавшим их источник, был флюид, выделившийся при дегидратации океанической литосферы, важную роль в которой играли пелагические осадки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники вещества калиевых и ультракалиевых магматитов

На основании анализа геохимической информации, приведенной в предыдущем разделе, можно сформулировать ряд положений, необходимых нам для генетических построений. Наиболее важным из них является то, что рассмотренные магматиты вполне соответствуют производным калиевой и ультракалиевой серий. Это позволяет нам использовать модели образования ультракалиевых магматитов для объяснения генетических особенностей производных калиевых и ультракалиевых магм восточного побережья Чаунской губы. В первую очередь, они могут быть использованы для объяснения геохимической специализации гранитоидов и уточнения их геодинамического положения.

Наличие калиевых и ультракалиевых пород среди гранитоидов, внедрившихся на заключительных

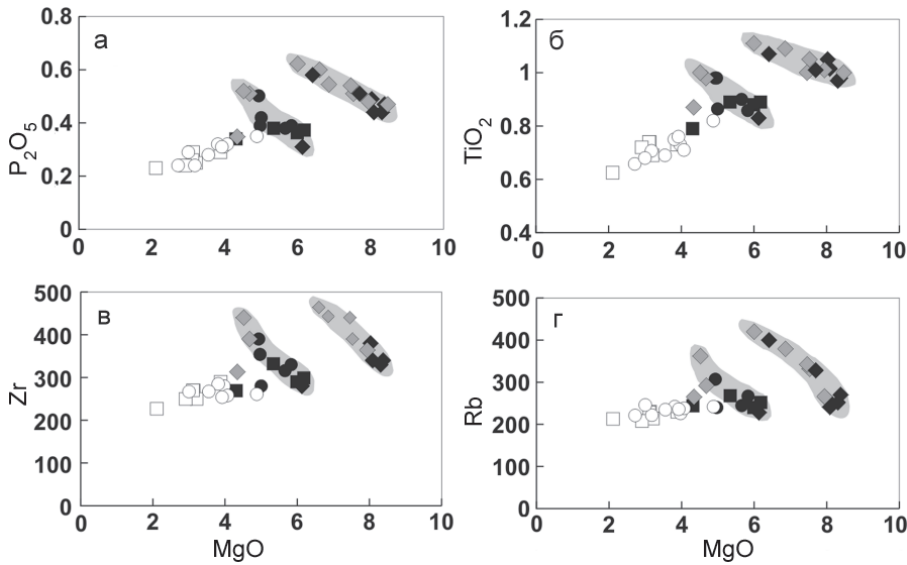


Рис. 5. Эволюция составов магматитов.

Оксиды – в весовых процентах, элементы – в г/т. Условные обозначения см. на рис. 2.

стадиях орогенного цикла, само по себе свидетельствует об их коллизионной природе. Однако геохимические данные могут быть использованы в качестве дополнительного аргумента. Для определения геодинамической обстановки проявления ультракалиевого магматизма обычно используется диаграмма $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ [24], (рис. 2в), согласно которой рассматриваемые в статье магматиты Чукотки наиболее соответствуют орогенным. Орогенные ультракалиевые магматиты имеют четкую геодинамическую позицию. Они образуются в конце коллизионного события, либо сразу после него, в зонах локального растяжения [19, 29 и др.]. Производные ультракалиевых магм с подобными геохимическими характеристиками не встречаются в пределах современных островных дуг и активных континентальных окраин. Это позволяет нам довольно уверенно связать образование позднеорогенных ультракалиевых магматитов и ассоциирующих с ними гранитоидов с процессом коллизии Чукотки с Северо-Азиатским кратоном. С посторогенными ультракалиевыми базитами дело обстоит несколько сложнее. Они также по своим геохимическим особенностям относятся к орогенным, что не позволяет явно связать их образование с эволюцией ОЧВП. Эта тема требует специального рассмотрения и будет обсуждена далее.

Производные ультракалиевых магм изначально обогащены некогерентными элементами, что является одной из важных генетических особенностей пород этого типа и связано с геологическим положением и особенностями минерального состава их источника. Все ныне существующие модели образования магм ультракалиевых базитов используют концепцию специализированного мантийного домена [18, 22, 27, 30, 31, 34, 40]. Генетическая природа этих ис-

точников может быть различной, однако появление ультракалиевого базитового магматизма является прямым свидетельством его присутствия. Это позволяет нам утверждать, что в пределах восточного побережья Чаунской губы, на период магмогенерации, существовал специализированный мантийный домен, ответственный за геохимическую специализацию ультракалиевого и калиевого магматизма и, как следствие этого, за геохимическую и металлогеническую специализацию всего гранитоидного комплекса в целом. Этот вывод является очень важным, так как позволяет указать на реальный источник олова и гранитофильных элементов в гранитоидах региона и объяснить их многие геохимические особенности.

Генетическая природа этого мантийного источника и его геологическое положение могут быть оценены с помощью геохимических данных и современных генетических моделей. Учитывая наличие “субдукционной” геохимической метки в составе магматитов, мы можем уверенно предположить, что домен располагался в литосферной мантии и был сформирован на одном из этапов в геологической истории региона, в пределах конвергентной геологической границы. Наряду с этим, данные о фракционировании Th, Rb, Pb, Eu свидетельствуют в пользу того, что он образовался в результате метасоматических преобразований пород мантийного клина флюидами, выделившимися при дегидратации океанической литосферы, важную роль в которой играли пелагические осадки.

Ассоциация метасоматических минералов в пределах этого домена может быть оценена на основе геохимических данных, согласно которым одним из наиболее распространенных минералов метасома-

тического парагенезиса был флогопит. Об этом свидетельствуют аномальные концентрации в ультракалийевых базитах K_2O , редких щелочных элементов, Ва, F, высокое Rb/Sr отношение [19, 29, 37 и др.], отсутствие корреляции $SiO_2 - Na_2O/K_2O$ [37], отчетливая корреляция между Rb (LILE) и Zr, TiO_2 (HSFE), нетипичная для нормально эволюционирующих магматических пород (рис. 5). Подобная корреляция может существовать только при нестабильности в источнике магмогенерации минералов Ti, обычно концентрирующих HSF элементы. В этом случае основным концентратором Ti и геохимически родственных ему элементов является флогопит.

Другим минералом, чье наличие в источнике магмогенерации можно предполагать на основе геохимических данных, является апатит. Об этом свидетельствуют высокие концентрации P_2O_5 и F в магматитах, а также хорошо выраженная положительная корреляция содержаний Rb и P_2O_5 , K_2O и P_2O_5 , свидетельствующая о совместном нахождении апатита и флогопита.

Согласно литературным данным, флогопит и апатит являются главными минералами, слагающими прожилки в метасоматизированных литосферных доменах [25]. Одним из наиболее известных примеров подобных объектов являются глиммериты Богемского массива [17], рассматривающиеся как эксгумированный фрагмент метасоматически переработанной литосферной мантии. Метасоматические прожилки в этом блоке преимущественно сложены флогопитом (до 90 %) и апатитом (до 10 %), что вполне согласуется с данными, полученными нами при реконструкции минерального состава метасоматической ассоциации в источнике ультракалийевых магм Чукотки.

Результаты, полученные на основе геохимических данных, хорошо согласуются с моделью образования ультракалийевых базитов, изложенной в работах [23, 25, 31, 34]. Эта модель основана на рециклинге корового компонента в зоне субдукции с образованием в пределах мантийного клина метасоматически преобразованного домена [25], содержащего прожилки, обогащенные флогопитом, калиевым рихтеритом, апатитом. Согласно модели, ультракалийевые магмы образуются при плавлении подобного источника под воздействием более поздних тектонических процессов, затрагивающих мантийную часть континентальной литосферы. В нашем случае такими тектоническими событиями были коллизия Чукотского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном и заложение ОЧВП.

Достоверность полученных выводов может быть проверена с использованием геологических и геофизических данных. Учитывая то, что все плуто-

ны гранитоидного комплекса контролируются единой геологической структурой (рис. 1), мы вынуждены связать образование гранитоидов с ее геологическим развитием. Она расположена на границе двух крупных литосферных блоков и, по сути, является зоной глубинных разломов с верхнемантийным уровнем заложения. Время образования этой структуры неизвестно, однако она не может быть моложе среднего триаса, так как контролировала осадконакопление в средне-позднерийское время (T_3) [15].

К этой структуре приурочена линейная отрицательная аномалия силы тяжести [13], интенсивность которой не может быть объяснена влиянием внутрикоровых неоднородностей [9, 12]. Большинство исследователей считают, что подобные аномалии отображают зоны разуплотнения нижней коры и верхней мантии, образующиеся в связи с процессами метасоматоза и генерацией магм [9, 11, 12]. Это позволяет нам выделить зоны метасоматических преобразований и магмогенерации в литосферном блоке. Внешние границы аномалии будут являться латеральными границами зоны эндогенных преобразований. В нашем случае аномалия повторяет форму рассматриваемой структуры, незначительно выходя за ее пределы.

Вертикальная протяженность зоны эндогенных преобразований может быть оценена по методике, предложенной в работе [9], согласно которой она прямо пропорциональна ширине гравитационной аномалии и в нашем случае составляет не менее 80 км. Учитывая мощность континентальной коры в регионе (40 км [1]), мы можем определить размеры, положение и форму зоны эндогенных преобразований. Она вытянута в северо-восточном направлении на расстояние не менее 150 км, при ширине около 80 км, и прослеживается от подошвы континентальной коры до глубины не менее 80 км.

Вполне очевидно, что зона эндогенных преобразований и есть специализированный мантийный домен. По сути, являясь геологическим телом, он выражен в геофизических и геохимических полях и контролируется конкретной геологической структурой. Все это позволяет нам настаивать на обоснованности выводов, изложенных ранее. Образование домена можно условно связать с зоной субдукции, существовавшей в позднеюрское время на южной границе Чукотского террейна. Реальность существования подобных источников проиллюстрирована в работе [38].

Используя концепцию специализированного мантийного домена, можно объяснить образование посторогенных ультракалийевых базитов в связи с ОЧВП. Для этого мы должны использовать модель

ремобилизации этого источника вещества при заложении вулканогенного пояса.

Генетическая модель

Существование специализированного литосферного домена позволяет объяснить многие геохимические и металлогенические особенности меловых гранитоидов восточного побережья Чаунской губы, в первую очередь их отчетливую связь с базитовым магматизмом [2], постоянство геохимической характеристики гранитоидов и их металлогенической специализации при разных геодинамических режимах на протяжении 50 млн лет [5], “субдукционную” геохимическую метку [2, 3], “двойственность” геохимической характеристики и калиевую специфику [2, 4], аномальное обогащение гранитофильными элементами [3].

Полученные нами результаты позволяют наметить суть генетической модели образования гранитоидов восточного побережья Чаунской губы, на основе которой может быть создана новая общая модель образования оловоносных гранитоидов в коллизионных орогенах. Базовой в этой модели является концепция специализированного литосферного домена, позволяющая разрешить главную проблему генезиса оловоносных гранитоидов, указать на реальный источник гранитофильных элементов. Основные принципы модели могут быть сформулированы следующим образом. Домен образуется на одном из ранних этапов геологического развития региона. Его геохимическая специфика и металлогеническая специализация реализуются при последующих интенсивных тектонических преобразованиях, затрагивающих литосферную мантию. Передача этой специализации осуществляется магмами, образовавшимися при плавлении в пределах этого домена.

Модель образования позднеорогенных гранитоидов Восточного побережья Чаунской губы, как и модели образования ультракалийевых базитов, должна быть двухстадийной. На первой стадии ($J_{2,3}$) в зоне субдукции формируется литосферный специализированный домен, захватывающий нижнюю кору и верхнюю часть литосферной мантии. Вторая стадия (K_1) связана с процессом коллизии Чукотки с Северо-Азиатским кратоном. В данной обстановке, на этапе постколлизионного воздымания, в зонах локального растяжения происходило декомпрессионное плавление пород в пределах мантийной части литосферного блока с образованием ультракалийевых базитовых магм. Внедрение этих магм в коровую часть континентальной литосферы привело к массовому плавлению с образованием магм гранитоидного комплекса, вертикальная миграция которых наряду с

процессами контаминации, гибридизации и магматической дифференциации привела к образованию плутонов гранитоидов, специализированных на олово и гранитофильные элементы.

Модель образования посторогенных гранитоидов мало отличается от вышеизложенной. Геодинамическим процессом, ответственным за выплавление ультракалийевых магм в пределах этого же литосферного домена, было заложение ОЧВП (K_2). Магмы ультракалийевых базитов, внедрившиеся на нижнекоровый уровень, вызвали плавление и генерацию гранитоидных магм. Но, в отличие от предыдущего этапа, плавление было менее интенсивным (отсутствовал разогрев нижнего уровня континентальной коры, типичный для коллизионных орогенов). Это отразилось как на объеме гранитоидного магматизма, так и на уровне его кремнекислотности.

Несмотря на то, что предложенная выше модель образования оловоносных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы является декларативной и требует проведения дополнительных исследований для ее обоснования, она позволяет по-новому взглянуть на проблемы генезиса “специализированных” магматических пород и природу металлогенической специализации регионов. Она применима ко всем гранитоидам с редкометалльной спецификой. Это определяется природой генетического процесса, проявленного при формировании специализированного литосферного источника, и выражено в обогащении последнего некогерентными элементами.

Существование специализированных литосферных источников требует новых подходов к металлогеническому районированию территорий и создания новых критериев для выделения перспективных в отношении редкометалльного оруденения площадей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно результатам исследований, изложенным в статье, производные первичных магм, давших начало оловоносным гранитоидам восточного побережья Чаунской губы, наиболее соответствуют магматитам калиевой и ультракалийевой серий. Это позволило использовать современные модели образования ультракалийевых магм для объяснения генетических особенностей гранитоидов, их металлогенической специализации и палеогеодинамических реконструкций.

Источником металлогенической специализации гранитоидов был мантийный домен, расположенный в литосферной мантии, сформированный в пределах конвергентной геологической границы на одном из предыдущих этапов геологической истории региона. Геохимическая специфика домена и его металлогене-

ническая специализация были реализованы при последующих интенсивных тектонических преобразованиях, затрагивавших литосферную мантию.

Геодинамическим процессом, ответственным за выплавление позднеорогенных магматитов региона, была коллизия Чукотки с Северо-Азиатским кратоном. Посторогенные магматиты образовались в период заложения ОЧВП.

Передача металлогенической специализации осуществлялась магмами, образовавшимися при плавлении в пределах домена. При взаимодействии этих магм с веществом континентальной коры формировались гранитоидные расплавы, специализированные на олово и редкие элементы.

На основании полученных результатов предложена новая модель образования оловоносных гранитоидов в коллизионных орогенах, позволяющая разрешить главную проблему их генезиса, указать на реальный источник гранитофильных элементов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность М.Л. Гельману и Н.А. Горячеву за детальный разбор и выявление недочетов представленной статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05-05-64052

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вашилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1982. 161 с.
- Дудкин Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 74–84.
- Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С. 1202–1215.
- Ефремов С.В., Дудкин Д.В., Козлов В.Д. Новые данные о происхождении редкометалльных плюмазитовых гранитов Западной Чукотки // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 5. С. 664–665.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандмирова Г.П. Rb/Sr возрасты гранитоидов Центральной Чукотки – новый взгляд на историю геологического развития региона // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 6. С. 816–819.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 245 с.
- Кокс К.Г., Белл Д.Д., Панкхерст Р.Д. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 496 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 25–44.
- Малышев Ю.С. Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток, 1985. 123 с.
- Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. М.: Наука, 1975. 128 с.
- Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Изучение купольно-рудоносных магматических структур по геофизическим данным // Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 110–115.
- Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудоматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.
- Саморуков Н.М., Матвеев В.Т. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200000 (лист R59-XXIII, XXIV). Магадан, 1984. 75 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
- Тибилев И.В., Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Пьянков А.Я. К стратиграфии триаса Чукотской структурно – фациальной области // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Магадан, 1982. Вып. 26. С. 15–22.
- Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
- Becker H., Wenzel T., Volker F. Geochemistry of glimmerite veins in peridotites from Lower Austria - implications for the origin of K-rich magmas in collision zones // J. Petrology. 1999. V. 40, N 2. P. 315–338.
- Bell K., Castorina F., Rosatelli G., Stoppa F. Large scale, mantle plume activity below Italy: isotopic evidence and volcanic consequences // European Geosciences Union, General Assembly 2003, Nice. CD with abstracts. European Geophysical Society.
- Benito R., Lypez-Ruiz J., Cebriб J. M. et al. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain // Lithos. 1999. V. 46. P. 773–802.
- Brenan J. M., Shaw H. F., Ryerson F. J. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent margin magmas // Nature. 1995. V. 378. P. 54–56.
- Conrad W.K., Nicholls J.A., Wall V.J. Water-saturated and undersaturated melting of metaaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences // J. Petrology. 1988. V. 29, N 4. P. 765–804.
- Corticelli S., Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // Lithos. 1992. V. 28. P. 221–240.
- Corticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L., Civetta L. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 189–222.
- Foley S., Green D., Toscani, L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth Science Reviews. 1987. V. 24. P. 81–134.
- Foley S. F. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // Lithos. 1992. V. 28. P. 435–453.
- Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B., Gottesmann B.

- Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany // *J. Petrology*. 1999. V. 40, N 11. P. 1613–1645.
27. Gasperini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Moro A. D., Macera P., Albarède, F. Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics // *J. Geophysical Research*. 2002. V. 107. P. 23–67.
 28. Le Roex A., Bell D.R., Davis P. Petrogenesis of Group I kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from bulk-rock geochemistry // *J. Petrology*. 2003. V. 44. P. 2261–2286.
 29. Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrology*. 1999. V. 40, N 9. P. 1399–1424.
 30. Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B. S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 981–1001.
 31. Nelson D. R., McCulloch M. T., Sun S. S. The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 231–245.
 32. Nokleberg W.J., Parfenov M.L., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // USGS Open Report, Professional Paper, 1626 / <http://geopubs.wr.usgs.gov/prof-paper/pp1626>.
 33. Pecerrillo A., Taylor R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. P. 63–81.
 34. Pecerrillo A. Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications // *Geology*. 1999. V. 27. P. 315–318.
 35. Plank T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the Continents // *J. Petrology*, 2005. V. 46. P. 921–944.
 36. Prelevic D., Foley S. F., Cvetkovic V., Romer R. L. Origin of minette by mixing of lamproite and dacite magmas in Veliki Majdan, Serbia // *J. Petrology*. 2004. V. 45. P. 759–792.
 37. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Parker R.J., Marsh J.S. The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy, and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. V. 90. P. 244–257.
 38. Schurr B., Ascha G., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V.215. P. 105–119.
 39. Supplemental data for Core/ Edited by W. McDonough/ <http://earthref.org/GERM.core.htm>
 40. Vollmer, R. Rb–Sr and U–Th–Pb systematics of alkaline rocks; the alkaline rocks from Italy // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 283–295.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

S.V. Yefremov

Geochemistry and genesis of ultrapotassic and potassic magmatites of the eastern shore of Chaun Bay (Chukotka), and their implication for metallogenic specialization of tin-bearing granitoids

Basite magmatism preceding the intrusion of abundant acid magmas becomes evident only during periods of substantial tectonic reconstructions embracing both continental crust and lithosphere mantle. The study of this magmatism makes it possible to solve genetic problems and derive essential information concerning matter sources and processes responsible for granitoid magmatism. This paper reports the results of geochemical study of potassic and ultrapotassic magmatites preceding the intrusion of the granitoid complex and directly included into it.

In terms of geochemical features, the studied Chukotka magmatites correspond to derivatives of potassic and ultrapotassic magmas, which allow us to use models of formation of ultrapotassic basites for interpreting the genetic features of tin-bearing granitoids, in particular, for explaining the anomalous contents of incoherent elements in these rocks. Based on recent genetic models and geologic, geophysical and geochemical data, it has been established that the source of this specialization was the mantle domain located within the lithosphere mantle. The domain was formed within the convergent geologic boundary as a result of metasomatic transformations of rocks of the mantle wedge by fluids, segregated during dehydration of the oceanic lithosphere. A new model of tin-bearing granitoid genesis in collision orogens is proposed based on the derived results. The conception of the specialized lithosphere source is basic in this model. Its geochemical specific character and metallogenic specialization are realized under intense tectonic transformations, which affect the lithosphere mantle. This specialization is inherited by magmas formed during melting within this domain.

Key words: tin-bearing granitoids, ultrapotassic basites, specific lithosphere source, Chukotka.

ИЗМЕНЕНИЕ СООТНОШЕНИЙ СЕРЕБРА И ЗОЛОТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ТЕЛАХ

В.Г. Невструев

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 25 июня 2007 г.

Исследовано отношение содержаний серебра и золота в рудных телах месторождений различного формационного типа. Установлено, что величина отношения функционально связана с относительной сульфидностью руд (отношение произведения содержаний свинца, цинка и меди к содержанию золота). Функциональная зависимость наиболее достоверно аппроксимируется степенной функцией. На примере 85 геохимических характеристик 29 месторождений показаны различия величин отношения серебра к золоту в рудных телах вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного типов.

Ключевые слова: соотношение серебра и золота, золоторудный, золото-серебряный, сульфидность руд, функциональная зависимость.

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемая в природе тесная ассоциация минералов золота и серебра в рудных телах, обязательное присутствие обоих элементов в природных самородных интерметаллических соединениях этих элементов (от самородного серебра и кюстелита до высокопробного золота), значимая положительная корреляция этих элементов, установленная в большинстве золотосодержащих рудных тел предопределили пристальное внимание геологов к вариациям соотношений их концентраций в рудных телах при формационном и металлогеническом анализе.

Золото-серебряное отношение использовано как классификационный признак при формационном анализе [3, 13, 15], выявлении региональной зональности [5, 12], гипогенной зональности месторождений [1, 2, 12]. Основываясь на химических особенностях золота и серебра, В.В. Щербина [16] полагал, что в вертикальном разрезе одного месторождения отношение серебра к золоту должно меняться в пользу последнего вниз по разрезу.

За константу, разделяющую собственно золотые и золото-серебряные месторождения, принимались различные величины от 2 до 50 (для удобства изложения здесь и далее приведены величины отношения серебра к золоту). Некоторые исследователи для анализа использовали директивное соотношение этих элементов в неявной форме, величина которого вы-

биралась исходя из круга рассматриваемых месторождений, формационная принадлежность которых определялась другими геологическими факторами. Существование различных взглядов исследователей на величину отношения серебра к золоту, как классификационному признаку, существенно сдерживает его использование в практической геологии.

Директивные разграничения объектов по величине отношения в значительной мере определяются либо экономическими соображениями, либо субъективными взглядами исследователя на генетическую природу месторождений. Это привело к тому, что в последнее десятилетие к золото-серебряным стали относить практически любые гидротермальные месторождения, содержащие золото и серебро. Учитывая факт, что не существует золотосодержащих месторождений без серебра, все они опосредованно относятся к золото-серебряным. Таким образом, в последние годы соотношение серебра и золота, как классификационного признака, существенно девальвировано. В то же время, очевидные различия рудных тел с высокими и низкими концентрациями серебра относительно золота вынуждают исследователей для их классификации использовать другие геологические и минералогические признаки, получение которых связано с детальными исследованиями. Такой подход безусловно применим на стадиях оценки и эксплуатации рудных тел, но на поисковой стадии, когда сведения об объекте нередко ограничива-

ются анализом единичных штуфов, требуются более оперативные методики.

Ограниченность применения соотношения серебра и золота в классификационных целях неоднократно отмечалась при исследовании золоторудных месторождений. При этом предлагалось в качестве дополнительных критериев разграничения минеральных и геохимических типов руд использовать содержания мышьяка–сурьмы–висмута, свинца–цинка, теллура–селена [11], мультипликативное отношение золота и теллура к серебру и селену [15], соотношение золота и свинца, серебра и мышьяка, сурьмы и вольфрама [6].

Важным аспектом, применительно к рассматриваемой проблеме, является определение объекта исследований. Доминирующий в геологической литературе термин “месторождение” имеет неоднозначное толкование. Этим термином описываются объекты, отработка которых рациональна при данных экономических условиях, группы пространственно сближенных рудных тел, обрабатываемых одним горнодобывающим предприятием, группа рудных тел, сформированных в единой геологической структуре (синоним рудного поля) и так далее. Таким образом, термин может описывать одно рудное тело, либо несколько рудных тел как сходных, так и различных минералого-геохимических типов. Пространственная близость рудных тел разного минералого-геохимического типа, сформированных на разных этапах геологического развития территории, является довольно обычным явлением при формировании гидротермальных рудных объектов. Примерами могут служить рудные поля: крупное – Многовершинное и небольшое – Чачикское (Прихотье). На первом из них в основных промышленных рудных телах Верхнем, Центральном и Промежуточном соотношение варьирует от менее единицы до 7. Рудное тело Тихое, расположенное на фланге, характеризуется отношением серебра к золоту более 20 и существенно отличается от названных по минералого-геохимическим характеристикам. На Чачикском рудном поле субширотной ориентированная зона Геохимическая является типичным золото-серебряным телом с кварц-аргентитовой минерализацией, которое отчетливо идентифицируется с широко известной минерализацией Хаканджинского рудного поля [10]. Рядом расположенная рудная зона Западная имеет субмеридиональную ориентировку и является типичным золоторудным убогосульфидным объектом с отношением серебра к золоту от единицы до двух.

Несомненно, что генетический анализ и прогнозная оценка таких различных тел на основе иден-

тификации с хорошо изученными рудными телами с использованием минералого-геохимических данных, включая соотношение серебра и золота в рудах, должна осуществляться по различным критериям, и объектом исследований золото-серебряного отношения должно быть рудное тело.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералого-геохимические исследования месторождений Западного Прихотья и Приамурья, проведенные автором, а также обширные опубликованные материалы позволили выявить некоторые факторы изменчивости соотношения серебра и золота в рудных телах различного генезиса.

Целью исследований являлось получение данных о вариациях соотношений химических элементов в рудных телах. Для анализа использованы результаты количественных определений концентраций элементов в борздовых, керновых и технологических пробах, а также опубликованные данные по их средним содержаниям в рудах, определенные как усредненные показатели в процессе многолетней эксплуатации.

В процессе исследований выяснено, что для рудных тел с низкими средними содержаниями серебра (первые граммы на тонну) и золота (менее 1 г/т) отношение возрастает, что объясняется субъективными причинами, включая возможность загрязнения проб серебром при пробирном анализе с использованием свинцового глета для экстракции золота и серебра. При низких содержаниях золота увеличивается коэффициент вариации отношений, что можно объяснить увеличением аналитической дисперсии при приближении к порогу чувствительности анализа, а также влиянием фоновых концентраций элементов. Поэтому анализ проводился с использованием данных с концентрациями золота в пробах от 1 г/т и выше.

Вычисление величин средних отношений обычно проводится либо по отношению средних содержаний элементов, либо как среднее из отношений в каждом наблюдении выборочной совокупности. Для проверки сопоставимости результатов проведены вычисления по двум методикам (табл. 1).

Для каждой выборки вычислены статистики для каждого параметра и на основании выборочных данных определено оптимальное количество наблюдений, достаточное для оценки среднего при двадцати-процентном уровне ошибки. В результате выяснено, что для выборок с числом наблюдений, близким к оптимальному, расхождения средних статистически не значимы. При недостаточном количестве наблю-

Таблица 1. Средние значения отношений серебра к золоту, вычисленные по разным методикам.

Месторождения	Хаканджинское					Юрьевское		
	175	267	170	194	151	155	154	157
Номера выборок	175	267	170	194	151	155	154	157
Среднее из отношений в каждой пробе	22	14	47	58	8.8	0.88	1.7	3.8
Отношение средних содержаний Ag/Au	18	86	48	58	7.4	0.74	1.6	0.8
Число проб в выборке	15	24	48	19	197	17	68	17
Число проб, статистически достаточное для оценки среднего	96	54	42	22	36	14	35	133

дений отношения оказались в одних случаях близки, а в других отличаются почти в пять раз и расхождения статистически значимы. Поэтому среднее отношение вычислялось как среднее из отношений в каждой пробе с последующей статистической оценкой его достоверности. Выборки с числом наблюдений, недостаточным для достоверной оценки среднего, отбраковывались.

В результате статистической обработки установлено, что распределение величин отношений в подавляющем большинстве выборок аппроксимируется нормальным законом, что позволяет использовать критерий Стьюдента для проверки гипотезы о равенстве средних. Для исследований отобрано около 200 выборок по Хаканджинскому и Юрьевскому месторождениям Западного Приохотья, а также на нескольких рудопроявлениях в пределах развития вулканогенных пород. Для каждой из них проверялась гипотеза о равенстве средних и дисперсий с остальными при 5% уровне значимости. Вычисления проведены на ЭВМ по специально разработанной программе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ данных позволил сделать следующие выводы:

1. Для разных природных типов руд одного месторождения средняя величина отношения серебра к золоту может быть различна и расхождения нередко статистически значимы;

2. Для однотипных руд Центрального рудного тела Хаканджинского месторождения гипотеза о равенстве не отвергается при разности отметок горизонтов около 100 м. При увеличении расстояния между горизонтами на нижних горизонтах величина отношения меньше и расхождения статистически значимы.

3. Месторождения Хаканджинское и Юрьевское характеризуются разными величинами отношения. Причем, даже самые низкие значения отношения на

Хаканджинском месторождении больше самых высоких на Юрьевском.

4. Рудопроявления с высоким суммарным содержанием полиметаллов (5–10%), особенно свинца и цинка, имеют статистически равные величины отношения с мало- и убогосульфидными золото-серебряными месторождениями и рудопроявлениями.

При этом было замечено, что отношение увеличивается и в пробах, отобранных в интервалах рудных тел с относительно повышенными концентрациями свинца, цинка и меди, что послужило основанием для более детального исследования влияния этого фактора на вариации отношения.

На рисунке 1 приведена диаграмма, построенная по отдельным пробам (горизонт 508 м, штольня 3 Хаканджинского месторождения [10]). Независимо от типа руд, вскрытых выработкой, отношение серебра к золоту отчетливо увеличивается с увеличением мультипликативного отношения полиметаллов к золоту.

Такая же тенденция проявлена на диаграмме, построенной по пробам из месторождения Ладолам

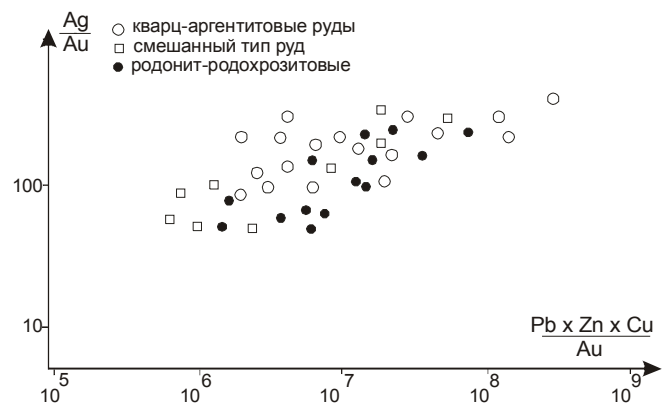


Рис. 1. Диаграмма природных типов руд горизонта 508 Центрального тела Хаканджинского рудного поля. Бороздовое опробование подземных горных выработок.

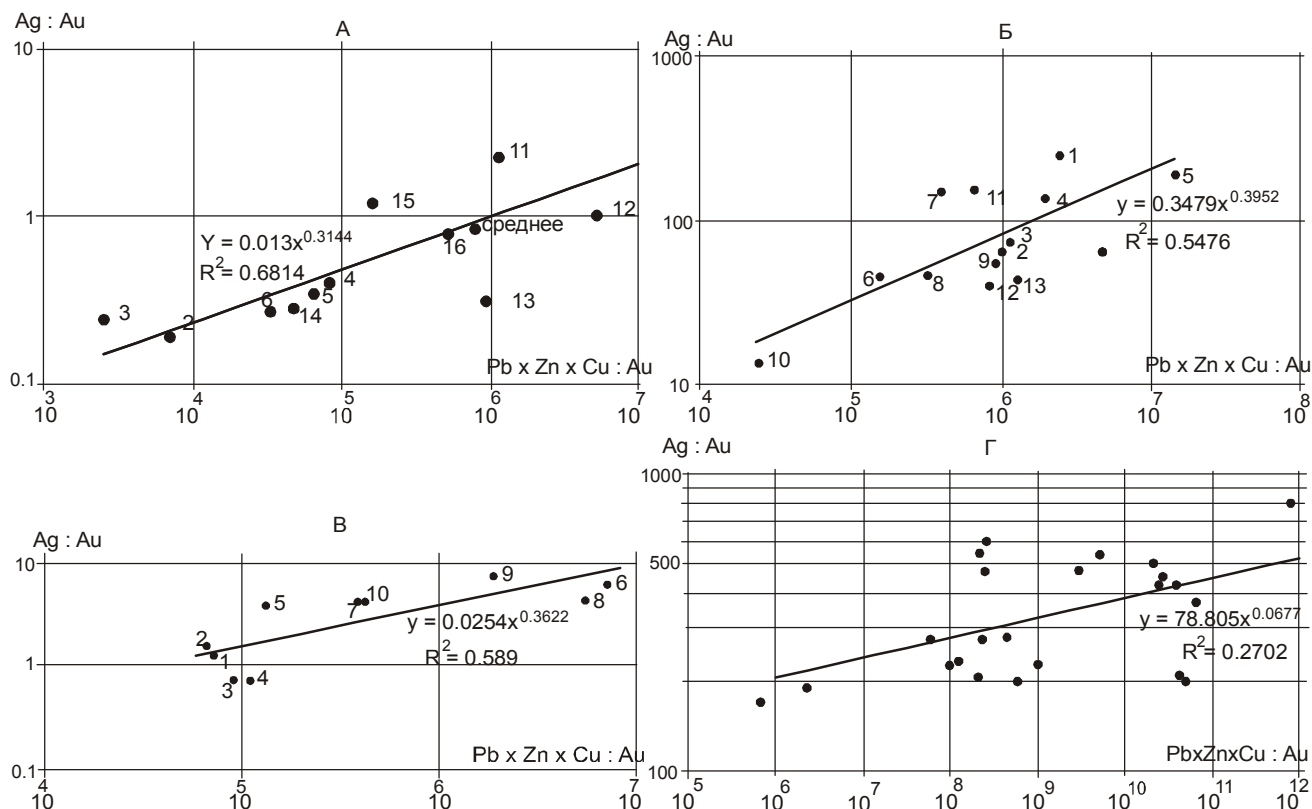


Рис. 2. Изменение отношения Ag:Au в зависимости от нормированной по золоту сульфидности руд.

А – в пробах месторождения Ладолам. Пробы по данным [18]. Номера на схеме: 2, 3 – скв.473; 4, 5, 6 – West Minifie; 11, 16 – Centr. Minifie; 12 – скв. 537; 13 – скв. 441; 14 – East. Minifie; 15 – скв.499; Б – по горизонтам Хаканджинского рудного поля, номера на диаграмме – Центральное рудное тело: 1 – поверхность, 2,3 – горизонт 508 м, 4,5 – гор. 479 м, 6,7 – гор. 448 м, 8 – гор. 390 м, 9,11 – гор.315 м, 12,13 – технологические пробы; 10 – Третье рудное тело; В – в рудных телах Многовершинного рудного поля: 1–4 – р.т. Верхнее: 1 – поверхность, 2 – гор. 845 м, 3 – гор. 785 м, 4 – гор. 706; 5 – р.т. Центральное; 6–10 – р.т. Промежуточное: 6, 7 – гор.480 м (поверхность), 8 – гор.380 м, 9 – гор.260 м, 10 – гор.180 м.; Г – в рудных телах Дукатского рудного поля, Технологические и крупнообъемные пробы.

(Ladolam), расположенном на о. Лихир, Папуа Новая Гвинея (рис. 2 А) [18] и ряда других объектов.

При построении диаграмм по средним величинам отношений различных горизонтов и рудных тел Хаканджинского (рис. 2 Б), Многовершинного (рис. 2 В), Дукатского (рис. 2 Г) и ряда других рудных полей выяснено, что тенденция увеличения отношения серебра к золоту при повышении мультипликативного отношения полиметаллов к золоту характерна для всех объектов.

Тренды изменчивости с наиболее высокой достоверностью аппроксимируются степенными функциями (приведены на рисунках). Несмотря на существенные различия возраста и генезиса объектов [7, 14], при построении в логарифмическом масштабе линии трендов прямые и показывают отчетливую положительную зависимость характеристик.

Для 29 рудных полей (табл. 2) вычислены средние величины отношения, характеризующие отдельные рудные тела и горизонты рудных тел. Исходными данными послужили материалы многолетних исследований автора и других исследователей в пределах различных рудных полей, а также опубликованные материалы (табл. 2). По этим данным построена диаграмма и вычислено уравнение регрессии для всей совокупности исследуемых объектов (рис. 3).

Зависимость переменных наиболее достоверно аппроксимируется степенной функцией. Тренд изменений сохраняет свою направленность и для множества объектов, также как для единичных проб или отдельных рудных тел. Причем, линия тренда практически полностью разделяет поля объектов, относимых к вулканогенному и вулканогенно-плутоногенному типам [6, 8, 14].

Таблица 2. Содержания элементов-спутников в рудах.

№№ на рис.6	Месторождение	Место отбора проб	Анализируемый материал	Содержания элементов (n × 10 ⁻⁴ %)						Источник информации	
				Cu	Pb	Zn	As	Sb	Au		Ag
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Юрьевское	к-301	бороздовые пробы	67.6	53.84	90	102.6	5	4.85	3.21	*
2	– “ –	к-342,346	– “ –	65.52	34.1	68.32	114.1	5	2.05	2.48	*
3	– “ –	шт.1, рас.5,6,7,8	– “ –	69.5	42.6	7.5	101.8	5	10.92	7.49	*
4	– “ –	шт.1, рас.10,12, 14,16	– “ –	60.9	222.4	10.73	163.8	5	4.39	10.73	*
5	– “ –	шт.1, рас.18,20,22,24	– “ –	63	16.7	61.5	496.7	5	1.27	3.32	*
6	– “ –	шт.1, рас.35,37	– “ –	42.3	39.2	59.5	690.8	5	1.29	2.55	*
7	– “ –	к-301;	– “ –	60	13.1	78.8	56.6	5	4	2.6	*
8	– “ –	шт.1, рас.7,8 к-301;	– “ –	65.5	42.7	61.4	313	5	23.7	20	*
9	– “ –	шт.1, рас.7,8 штольня 1	технологическая проба	20	6	5	200	50	15.2	18.2	*
10	Кулюкли	к-3	бороздовые пробы	44.28	9.8	10.57	25	5	4.8	3.23	*
11	– “ –	к-1, 5	– “ –	58	12.66	26.08	67.5	5	1.3	1.59	*
12	– “ –	поверхность	штуфные пробы	32.5	12.5	12.62	56.25	5	1.45	1.79	*
13	– “ –	поверхность	– “ –	23.33	9.16	9.5	25	5	3.77	3.53	*
14	– “ –	поверхность	– “ –	23.68	12.1	4.36	64.47	5	1.16	1.16	*
15	Буриндинское	р.т. Центральное, к-37,294,75	бороздовые пробы	48	33.6	41	50	50	1.1	35.08	*
16	– “ –	р.т. Южное, к-2,3,20,13	– “ –	17.5	20	33.3	50	102.5	5.15	29.22	*
17	Чачикское	к-157,175,186, 200,203	– “ –	115.86	719.7	354.7	105.9	5	39.54	2935.5	**
18	– “ –	зона Геохимическая, штрек	– “ –	96.8	1336.8	1513.5	76.3	5	31.37	2464.8	**
19	– “ –	зона Западная, к-219/1	– “ –	51.7	19.7	35.4	37.4	5	8.63	22	**
20	– “ –	зона Надеждинская, к-184	– “ –	217	340	35.5	133	5	1.31	151.1	**
21	Многовершинное	р.т. Промежуточное, шт.8, гор.380	– “ –	112	420	570	80	5	4.9	22	*
22	Хаканджинское	Третье р.т. Шт. 5, квершлаг	технологическая проба	400	100	200	50	100	9.8	391	*
23	– “ –	Центральное р.т. шт. 4	– “ –	300	700	1500	50	50	20.5	1199.6	*
24	– “ –	Центральное р.т., шт. 3	– “ –	300	600	300	50	100	10	320	*

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
25	Хаканджинское	Центральное р.т., шт. 6	технологическая проба	150	700	100	50	100	8	349	*
26	Покровское	поверхность	– “ –	20	70	80	700	50	11.2	15.3	***
27	– “ –	н. с	технологическая проба 2	200	25	120	600	200	7.5	13	***
28	– “ –	н. с	технологическая проба 3	50	70	100	300	200	8.1	7.5	***
29	– “ –	богатые руды	технологическая проба	74	34	147	1129	80	11.1	15.6	***
30	Валунистый	н. с	полосчатые руды	6	6	10	50	15	35.5	1000	****
31	Карамкен	н.с.	технологическая проба	100	1000	1700	320	70	39.3	114.8	****
32	– “ –	н.с.	– “ –	80	80	140	40	200	36.5	69.6	*****
33	– “ –	штольня 2, уч. Восточный	– “ –	400	2000	600	н.с.	80	39.8	106.4	*****
34	– “ –	н.с.	технологическая проба 2	300	50	500	н.с.	н.с.	40.1	69.4	*****
35	Агинское	н.с.	технологическая проба	120	200	80	300	н.с.	41.9	21.1	*****
36	Утёсное	н.с.	полосчатый кварц	30	20	20	50	100	1.5	600	****
37	– “ –	н.с.	полосчатый кварц	100	20	5	100	1000	2.3	1200	****
38	– “ –	проба из ж. 6, шт. 2, гор.992, штрек 1, 2, 3, 7, 10	технологическая проба	1200	50	200	1000	2000	19.3	5870	****
39	Дукатское	проба 2	родонит-родохрозитовые руды	800	4200	7100	н.с.	н.с.	7.6	3614.8	****
40	– “ –	проба 5	серебро-аргентитовые руды	200	2800	8000	– “ –	– “ –	17.9	10555.3	****
41	– “ –	проба 9	серебро-аргентитовые руды	500	3000	1400	– “ –	– “ –	34.4	9334	****
42	– “ –	н.с.	родонит-родохрозитовые руды	300	1000	2500	– “ –	– “ –	3.4	1850	****
43	– “ –	штольня 3	н.с.	120	1100	1800	– “ –	– “ –	2.3	504.6	****
44	– “ –	н.с.	проба 1,	460	300	450	300	700	97	16450	****
45	– “ –	н.с.	проба 3,	2700	11000	9400	40	17	6.21	1293	****
46	– “ –	н.с.	проба 4-б,	650	7500	9800	40		1.77	706.6	****
47	– “ –	н.с.	проба 4-м,	870	13500	16300	20		3.1	1138.8	****
48	– “ –	н.с.	проба 4	650	7500	9800	6500		1.7	720	****
49	– “ –	проба 4, р.з.1-3		600	5500	10400	н.с.	50	1.5	754	*****
50	– “ –	штольня 6, гор.860	проба 7,	200	4300	6600	80	н.с.	1.1	590	****
51	– “ –	поверхность, жила 1	н.с.	1200	8000	660	5500	– “ –	15	4470	****
52	– “ –	поверхность, жила 3	н.с.	1100	2500	1500	н.с.	– “ –	18	5059	****
53	– “ –	поверхность, траншея 8	н.с.	400	1500	490	– “ –	– “ –	131.2	24809	****
54	– “ –	н.с.	проба 55	2100	1900	3700	– “ –	– “ –	16.4	3682	****
55	– “ –	н.с.	проба 84	1800	280	1000	– “ –	– “ –	2.6	550	****
56	– “ –	штольня 3	н.с.	120	1100	1800	– “ –	– “ –	2.3	504.6	****
57	– “ –		проба 40	2200	9400	4100	– “ –	– “ –	0.1	82.4	****
58	– “ –	углубка до 100 м	н.с.	720	1200	1400	– “ –	– “ –	9.6	2240	****
59	– “ –	н.с.	технологическая проба Д-2	1200	1700	2000	– “ –	– “ –	6.9	1381	****
60	– “ –	н.с.	технологическая проба Д-3	3300	11200	9000	– “ –	– “ –	6	1220	****

Таблица 2. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
61	Дукатское	н.с	технологическая проба Д-4	650	8500	10000	н.с.	н.с.	1.7	720	****
62	– “ –	н.с	технологическая проба Д-5	300	1000	2500	н.с.	н.с.	3.4	1850	****
63	– “ –	н.с	технологическая проба Д-6	270	800	2100	н.с.	н.с.	1.8	846	****
64	Агатовское	участок 1, канава	технологическая проба 1	520	1700	1100	700	200	25.2	540.7	*****
65	Мутновское	проба 1	технологическая проба	440	300	660	300	н.с.	7	136	*****
66	Банное	н.с.	технологическая проба	10	3	20	100	10	12.1	42.3	*****
67	Аметистовое	н.с.	технологическая проба	120	900	420	500	300	22.6	306.5	*****
68	Асачинское	н.с.	технологическая проба	60	25	170	50	32	99.8	197.4	*****
69	Салют	рудное тело Северное, расрасчистка 7	технологическая проба	300	300	600	сл.	н.с.	6.8	689	*****
70	Приморское	проба 1, к.4, задирика	н.с.	120	110	130	96	н.с.	8.8	97.8	*****
71	Беганьское	проба	технологическая проба 6	4300	10300	62000	н.с.	н.с.	0.97	4.01	*****
72	Береговское	проба	технологическая проба 5	100	1400	300	н.с.	н.с.	6.1	16.9	*****
73	Дьёндьёшороси, ж. Карой	горизонт 460	среднее по гор.	600	31600	35700	н.с.	н.с.	2.42	40	[9]
74	– “ –	горизонт 400	среднее по гор.	800	18200	33400	н.с.	н.с.	2.12	28	[9]
75	– “ –	горизонт 300	среднее по гор.	1800	11300	43600	н.с.	н.с.	1.87	13	[9]
76	Гуанохуато,	жила San Francisco	н. с	300	200	50	н.с.	50	3.9	662	[19]
77	– “ –	жила Echada	н. с	300	200	200	н.с.	100	37.7	1499	[19]
78	– “ –	жила Reina-Isabel	н. с	300	100	100	н.с.	50	1	41	[19]
79	– “ –	жила Villalpando	н. с	400	200	600	н.с.	100	7.9	799	[19]
80	– “ –	жила Cebada	н. с	6000	9400	1200	н.с.	3400	609.6	92676	[19]
81	Веовача	н. с	н. с	1400	10000	30000	н.с.		2	5	[4]
82	Ладолам (Ladolam)	рудное тело Lienetz	зоны дробления с ан-гидритом и золотом, редкие сульфиды и теллуриды.	530	108	32	350	н.с.	2.42	2	[17, стр. 1796]
83	Tolukuma Deposit	Gold скв. TD234/1, уровень около 1550 м, сечение 7,5 м	кварц-адуляр-серицитовая жила	119	60	112	37	165	98.5	216	[17, стр. 1781]
84	Reward Polymetallic	скв. НМ047, интервал 245 - 252 м	массивные свинец-цинк-баритовые линзы	12700	116000	225000	н.с.	н.с.	24	248	[17, стр. 1542]
85	Nevoria		среднее по добыче	570	1050	1000	н.с.	н.с.	4.1	11.8	[17, стр. 301]

Примечание. * – материалы автора; ** – перс. сообщение В.В. Ивантаева; *** – перс. сообщение Н.Е. Малямина; **** – перс. сообщение Т.Н. Косовец; н.с. – нет сведений.

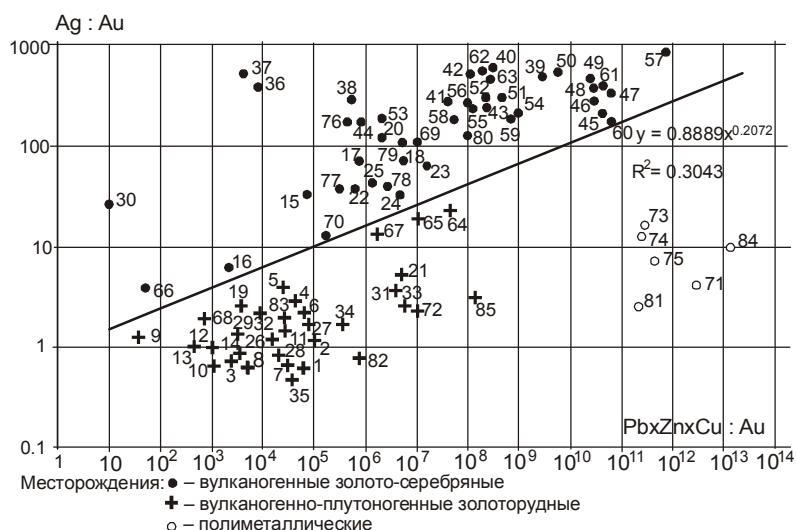


Рис. 3. Средние отношения Ag: Au в рудах различных рудных полей.

Номерами обозначены рудные поля (табл. 2): 1–9 – Юрьевское, 10–14 – Кулюкли, 15, 16 – Буриндинское, 17–20 – Чачикское, 21 – Многовершинное (р.т.Промежуточное), 22–25 – Хаканджинское, 26–29 – Покровское, 30 – Валунистое, 31–34 – Карамкен, 35 – Агинское, 36–38 – Утёсное, 39–63 – Дукатское, 64 – Агатовское, 65 – Мутновское, 66 – Банное, 67 – Аметистовое, 68 – Асачинское, 69 – Салют, 70 – Приморское, 71 – Беганьское, 72 – Береговое, 73–75 – Дендьешороси (Венгрия), 76–80 – Гуанохуато (Мексика), 81 – Веовача (Босния), 82 – Ладолом, 83 – Tolukuma, 84 – Reward Polymetallic, 85 – Nevoria. Всего рудных полей 29.

Обращает на себя внимание существенное обогащение серебром Валунистого (30) и Утесненского (36–38) рудных полей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по сравнению с типичными вулканогенными золото-серебряными телами (Хаканджинское, Гуанохуато). Наиболее вероятно, что опробованы лишь верхние части тел, где серебро обогащает надрудную часть, либо это иной тип преимущественно серебряной минерализации, еще недостаточно изученный. В любом случае требуется дополнительное осмысление имеющейся и сбор дополнительной геологической информации по объектам, что позволит объяснить эти отклонения.

Полиметаллические месторождения, несущие также и относительно высокие содержания серебра и золота (73–75 – Дендьешороси, 81 – Веовача, 84 – Reward Polymetallic, 85 – Nevoria и ряд других, не приведенных на диаграмме), имеют отношение серебра к золоту в рудах около 10 единиц и сопоставимы по этому показателю с золото-серебряными или золоторудными объектами, несмотря на то, что их генезис и минералогия явно иные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы позволяют констатировать, что величина отношения серебра и золота в гидротермальных рудных телах определяется тремя факторами: генезисом, относительной сульфидностью руд, определяемой как частное от деления произведения содержаний полиметаллов на содержание золота. Формальное использование величины отношения, заданной директивно, без учета сульфидности руд, может повлечь за собой ошибочные выводы.

ЛИТЕРАТУРА

- Амосов Р.А. Отношение золота к серебру в рудах западного участка Дарасунского месторождения // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 135–141.
- Берман Ю.С., Горельшев А.В. Золото-серебряные отношения на примере золото-серебряного месторождения Северо-Востока СССР // Геохимия. 1974. С. 1613–1632.
- Воларович Г.П., Казаринов А.Н. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 15–28.
- Колчеданные месторождения зарубежных стран. М.: Наука, 1984. 216 с.
- Константинов М.М. и др. О значении количественных связей золота и серебра (на примере золоторудных месторождений Закавказья) // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 114. С. 90–100.
- Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Науч. мир, 2000. 272 с.
- Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Науч. мир, 2006. 358 с.
- Минеральные месторождения Европы. М.: Мир, 1984. Т.2. 406 с.
- Невструев В.Г. Геохимическая типизация, зональность и прогнозная оценка золотого оруденения (на основе месторождений Западного Приохотья). Автореферат дис... канд. геол.-минер. наук. Благовещенск, 1994.
- Петровская Н.В., Шер С.Д., Сафонов Ю.Г. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976. Т.2. С. 3–110.
- Подзерский В.А. О влиянии глубины формирования кварцево-золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов на величину отношения Au/Ag в рудах // Узбекский геол. журнал. 1970. № 4. С. 62–65.
- Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.

14. Стружков С.Ф, Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Науч. мир, 2005. 320 с.
15. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток, 1989. 289 с.
16. Щербина В.В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au // Геохимия. 1966. № 3. С. 65–73.
17. Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea (in Two Volumes)/Ed. by F.E. Hughes. 1990.
18. Müller D., Kaminski K., Uhlig S. et al. The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study // Miner. Deposita. 2002. 37. P. 61–74.
19. Petruk W., Owens D. Some Mineralogical characteristics of the silver deposit in the Guanojuato. District Mexico. Econ. Geol. 1974. V. 69, N 7. P. 1078–1085.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.G. Nevstruev

A change in the silver/gold ratio in hydrothermal ore bodies

The silver/gold ratio in the ore bodies of deposits of different formational type has been investigated. It has been established that the value of the ratio is functionally related to the relative sulfur content of ores (the relation of the product of lead, zinc and copper content to gold). The functional dependence is most reliably approximated by the power function. As exemplified by 85 geochemical characteristics of 29 deposits, differences in the values of the silver/gold ratio in the ore bodies of the volcanogenic and volcanogenic–plutogenic type are shown.

Key words: silver/gold ratio, gold ore, gold-silver ore, sulfidity of ores, functional dependence.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ТИТАНОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ АРИАДНИНСКОГО УЗЛА И ЕГО КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ (ПРИМОРЬЕ)

В.П. Молчанов, Г.Р. Саядян, Е.И. Медведев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 25 июня 2007 г.

Многовековая интенсивная добыча благородных металлов из россыпей юга Дальнего Востока привела к истощению их геологических запасов. Укрепление сырьевой базы региона связано с комплексными экзогенными месторождениями, в которых минералы благородных металлов являются попутными компонентами. Изучен состав самородного золота титаноносных россыпей, пространственно и генетически связанных с Ариаднинским массивом базит-гипербазитов (левобережье р. Б. Уссурка). Полученные данные позволили сделать вывод об участии в россыпеобразовании полигенных и полихронных коренных источников. В качестве поставщика медистого и ртутистого золота выступали мафит-ультрамафиты. Другим источником питания россыпей, по-видимому, послужили кварцево-жильные образования с золото-сурьмяной минерализацией.

Ключевые слова: серебристое, медистое и ртутистое золото, титаноносные россыпи, мафит-ультрамафиты, Ариаднинский массив, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Юг Дальнего Востока относится к числу известных россыпных районов. Золото здесь добывалось задолго до прихода первых русских землепроходцев. Длительная эксплуатация экзогенных месторождений и недостаточное восполнение геологических запасов привели к резкому снижению объемов добычи благородных металлов (БМ). К настоящему времени большинство россыпей БМ практически полностью исчерпали свой ресурсный потенциал. В этих условиях укрепление сырьевой базы региона связано с комплексными проявлениями экзогенной минерализации. Именно к таким относятся титаноносные россыпи, в которых минералы БМ являются попутными компонентами. Большинство из них пространственно и генетически связано с интрузиями базитов и гипербазитов. Примером тому является Ариаднинский массив и сопровождающий его довольно широкий спектр экзогенных скоплений полезных ископаемых. Изучение типоморфных свойств россыпеобразующих минералов, в первую очередь самородного золота, позволит идентифицировать источники питания россыпей и локализовать участки их максимального распространения.

При исследованиях использовались методы локально-спектрального анализа (микроанализаторы JXA-5A и JEOL-8100).

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Ариаднинский массив располагается в среднем течении р. Малиновка (бассейн р. Б. Уссурка) (рис. 1А). Он относится к группе дифференцированных интрузий габбро-верлитовой формации, приуроченных к границе мезозойской Сихотэ-Алинской и раннепалеозойской Ханкайской аккреционных систем. Располагаются интрузивы вдоль Ханкайского массива, образуя зону, протягивающуюся в северо-восточном направлении от мыса Поворотный на юге через верховья р. Усури к верховьям р. Хор на севере [2].

В геологическом строении Ариаднинского рудно-россыпного узла (рис. 1Б) принимают участие позднеюрско-раннемеловые туфо-терригенные образования, позднепермская толща алевролитов и песчаников, а также средне-позднеюрские вулканогенно-терригенные породы с олистостромами. Вулканогенно-осадочные толщи прорваны Ариаднинским массивом, имеющим концентрически зональное строение: перидотиты (ядро тела) меняются через ильменитовые, плагиоклаз-оливиновые, мономинеральные пироксениты к ильменитовым габбро на периферии [10]. Вышеперечисленные стратифицированные и магматические образования, в свою очередь, прорваны поздними интрузивными телами – гранитоидами, дайками основного и кислого состава позднемелового возраста.

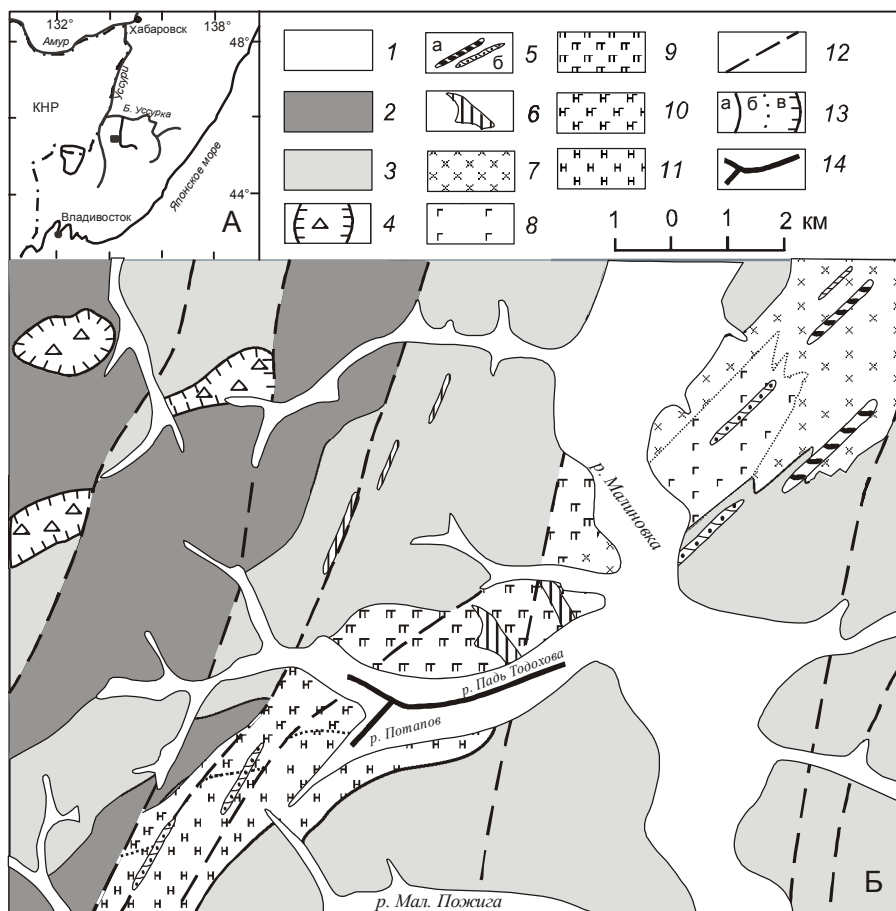


Рис. 1. Схема геологического строения Ариаднинского рудно-россыпного узла (составлена по материалам В.М. Лосива, 1990 г.).

А – местоположение изученной площади; Б: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – алевролиты, алевролиты с тонкими прослоями песчаников, туффиты (J_3 - K_1); 3 – переслаивание песчаников и алевролитов, (J_3); 4 – алевролиты, спилиты, базальты, кремни, кремнистые алевролиты (J_2 - J_3); 5 – дайки основного (а) и кислого (б) состава (K_2); 6 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K_2); 7–11 – породы Ариаднинского массива (J_3 - K_1): 7 – диориты, кварцевые диориты, 8 – габбро, ильменитовые габбро, 9 – габбро, пироксениты, 10 – габбро со шлирами перидотитов, 11 – перидотиты; 12 – разрывные нарушения; 13 – границы разновозрастных стратиграфических и интрузивных образований (а), в т.ч. фациальные (б) и надвиговые (в); 14 – титаноносные россыпи.

С габброидами связано ильменитовое оруденение. Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет 6.16 %, V_2O_5 – 0.086 %, Fe_2O_3 – 13.28 %, Sc – 0.0045 %. С глубиной в руде отмечается увеличение концентраций Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0.1 и 0.3 % (Лосив, 1990 г.).

Геохимическими особенностями мафит-ультрамафитов являются повышенные содержания золота и рутения и пониженные – основной массы элементов платиновой группы. Подтверждением этого может послужить присутствие в базит-гипербазитах первичной (магматической) благороднометалльной ми-

нерализации. Минералы БМ в протолочках неизменных ультраосновных пород, по данным С.А. Щеки и А.А. Вржосека [10], представлены сперрилитом, золотом высокой и низкой пробы. Высокопробные частицы последнего (Au – 93.53 и Ag 6.6 мас.%) находятся в сростках с силикатами – клинопироксенном, керсутитом, плагиоклазом. Низкопробное золото (Au – 50.59, Ag – 49.7 и Pd – 0.011 мас.%) появляется лишь в тех пробах, где присутствует поздний пирит.

В пределах узла широко развита сеть северо-восточных разрывных нарушений, контролирующая положение кварцевых жил с золото-сурьмяной минерализацией. Большой частью они приурочены к экзоконтакту базит-ультрабазитов с песчаниками и алев-

ролитами. По простирацию они прослежены до 4000 м, по падению – до 400 м. Главный рудный минерал – антимонит, реже встречаются арсенопирит, пирит, марказит. Содержания основных полезных компонентов варьируют в следующих пределах: Sb – 0.18–23.4 % (среднее – 2.2 %), Ag – 500–1820 г/т; Au – 0.14–0.74 г/т (среднее – 0.3 г/т) (Лосив, 1990 г.).

ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ

Ариаднинский массив продуцирует ряд крупных титаноносных россыпей. Издавна [1] они известны присутствием россыпного золота и минералов платиновой группы. Так, в аллювии руч. Виноградного С.А. Щекой и А.А. Вржосеком [10] отмечены единичные зерна сперрилита и золота. Проба шлихового золота достигает 900–910 ‰.

Авторами обнаружено [5] самородное золото в тяжелой фракции россыпей р. Тодохова и ее правого притока руч. Потапова (рис. 16). Протяженность этих аллювиальных россыпей долинного типа составляет соответственно 4 км и 1.2 км при ширине до 450 м и 250 м и средней мощности продуктивного пласта 6.9 м с содержанием ильменита до 35 кг/м³. Кроме того, в гравитационном концентрате в незначительных количествах присутствуют хромит, рутил, сфен, циркон, апатит, сульфиды (единичные зерна арсенопирита и пирита).

Шлиховое золото по особенностям химизма подразделяется на три группы: серебристую, ртутистую и медистую.

Серебристое золото. В первую группу входят низко- и высокопробные, в понимании Н.В. Петровской [7], разновидности золото-серебряных соединений. Макроскопически низкопробные фазы – мелкие (менее 0.25 мм) пластинчатые, иногда комковидные частицы желтого цвета. Поверхность золотин – мелкоямчатая, окатанность – средняя, иногда хорошая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний пробы от 670 до 740 ‰. На периферии зерен довольно часто наблюдаются коррозионные оболочки толщиной 30–50 мкм, где концентрации Ag (1.6–1.8 мас.%) значительно понижены по сравнению с центральной частью. Переход от матрицы к кайме резкий и хорошо прослеживается. Появление этих оболочек, по-видимому, связано с выносом примесей из золота в зоне гипергенеза. В отдельных зернах наблюдаются мелкие вроски арсенопирита (рис. 2). Химический состав этого минерала (Fe – 32.3, As – 42.6, S – 19.6 мас.%) отличается избытком серы и дефицитом мышьяка по отношению к стехиометрии.

Другая разновидность золото-серебряных соединений характеризуется высокими значениями пробы (до 970–999 ‰). Спорадически в этих золотинах обнаруживаются дискретные микроскопические обособления самородного серебра. Их появление, скорее всего, связано с гипергенными преобразованиями низкопробного золота. Высвободившееся при этом серебро отлагалось в виде самостоятельных минеральных фаз.

Широкое развитие в рыхлых отложениях Ариаднинского узла золото-серебряных фаз, возможно, является подтверждением участия в россыпеобразовании золото-сурьмяной минерализации, генетически связанной с гранитоидным магматизмом и приуроченной к среднему течению р. Падь Тодохова. Самородное золото подобных образований, по данным Э.М. Спиридонова и П.А. Плетнева [9], наиболее серебристое в ряду плутоногенных гидротермальных месторождений.

Ртутистое золото. Представлено низкопробными ртутьсодержащими фазами (Au от 53.72 до 55.37 мас.%, Ag от 39.1 до 41.45 мас.%, Hg от 3.47 до 4.31 мас.%). Они характеризуются невысокой гипер-

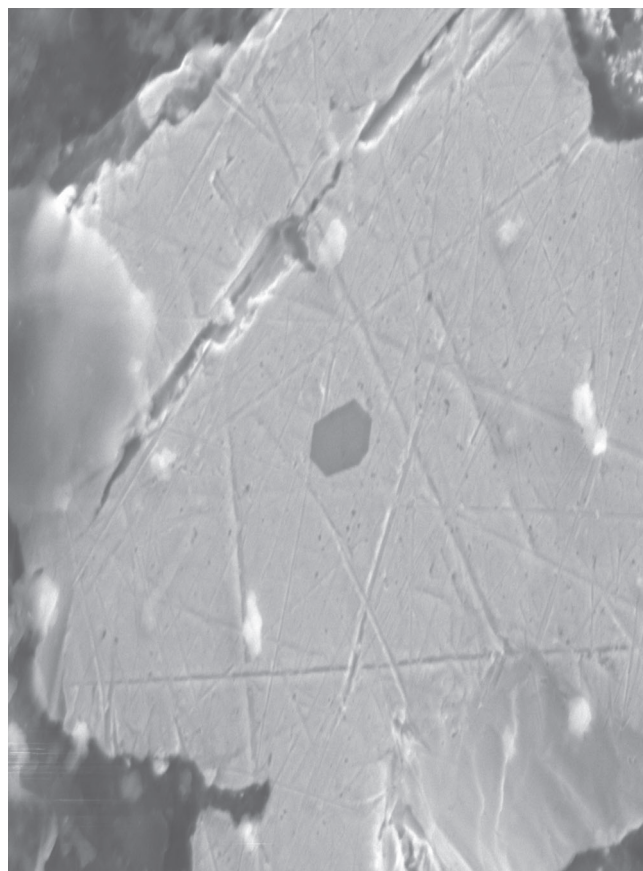


Рис. 2. Включение арсенопирита в самородном золоте, изображение в обратных электронах. Увел. 194 ×.

генной устойчивостью (рис. 3а). Свообразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны шириной до 100 мкм, в которой практически полностью отсутствует Hg (рис. 3б). Подобные изменения претерпело гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала [6]. Отличительными чертами такого золота являются пониженные значения пробы, монокристаллическое (плотное) внутреннее строение, прямая корреляция концентраций Ag и Hg. Подобными характеристиками обладают изученные ртутистые фазы. Это позволяет сделать вывод о синхронной кристаллизации ртути и золота, а не о техногенном “заражении” шлихового золота в процессе эксплуатации россыпей. Таким образом, изложенные данные позволяют уверенно относить изученное ртутистое золото к природным твердым растворам системы Au-Ag-Hg.

Медистое золото. Эта группа состоит из тонких (менее 0.1 мм), относительно изометричных выделений золота ярко-желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих золотин средней пробы (850–900 ‰) можно считать Cu (0.1–3.2 ат.%). В процессе микрозондовых исследований установлен неравномерный характер распределения этого элемента. Размер гомогенных участков редко превышает первые десятки микронов.

Ртутистый и медистый состав самородного золота россыпей указывает на “ультрабазитовый” тип коренного источника. Так, находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к базит-гипербазитам Урала [8, 9], Приамурья [3]. В пользу этой точки зрения, в нашем случае, свидетельствует близость макросоставов шлихового золота “ультрамафитового” профиля и его аналогов из ультраосновных пород. Факт сохранения геохимических характеристик россыпных золотин первичномагматического генезиса имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также при оценке перспектив ресурсного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока, но и других регионов.

В то же время, нельзя до конца исключать гипотетической возможности обогащения самородного золота Hg и Cu за счет мафит-ультрамафитов, послуживших боковыми породами для флюидов, формировавших золото-сурьмяную минерализацию. При этом метасоматические преобразования могли сопровождаться выносом Au, Cu, Hg из ультраосновных пород, отличавшихся их повышенной концентрацией по сравнению с эдуктом, с последующим по-

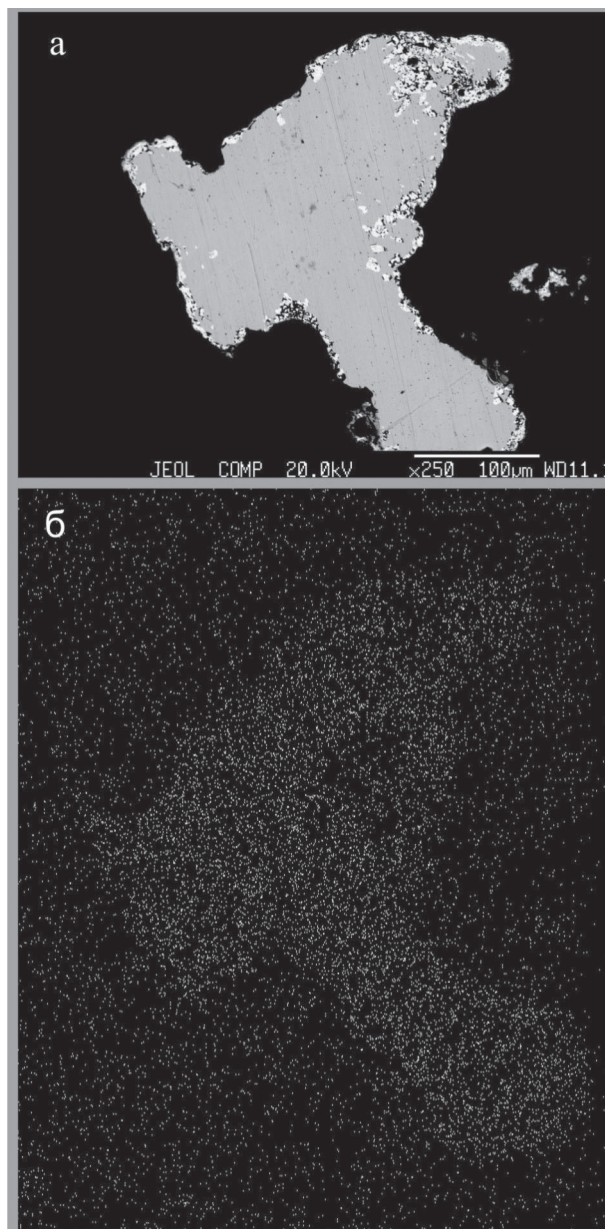


Рис. 3. Гипергенное преобразование Hg-электрума. Изображение: а – в обратных электронах; б – в рентгеновских лучах ртути.

ступлением этих элементов в гидротермальную систему. Поликомпонентные природные соединения Au, Ag, Hg, Cu в ассоциации с Pt-Fe сплавами были обнаружены авторами в россыпях Фадеевского узла на юго-западе Приморья [4], где их присутствие увязывается с гидротермальной переработкой находящихся на глубине тел базит-гипербазитов.

Интерпретация полученных материалов приводит к выводу о том, что процесс формирования коренных источников россыпей Ариаднинского узла охватывает длительный период времени. Его можно

разделить на два этапа. На первом этапе, предположительно (J_2 - K_1), формировались собственно магматогенные ильменитовая и благороднометалльная минерализации, связанные со становлением дифференцированного массива гипербазитов. Последующая магматическая активизация на втором этапе (K_2) привела к появлению золото-сурьмяных руд, ассоциирующих с поздними гранитоидными интрузиями. Разрушение вышеупомянутых магматических и рудных образований привело к поступлению в россыпи ильменита и минералов БМ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что базит-гипербазиты Ариадненского узла активно участвовали в формировании россыпей, поставляя в них ильменит, медистое и ртутистое золото, минералы металлов платиновой группы. Распространенность золотин с включениями арсенипирита отражает факт участия в россыпеобразовании и других коренных источников. Выявленные индикаторные свойства шлихового золота позволяют не только уточнить особенности его генезиса, но и наметить локальные участки территорий, потенциально перспективные на тот или иной тип золотых руд.

Извлечение минералов БМ из титаноносных песков может повысить рентабельность разрабатываемых объектов. Сказанное позволяет нам предполагать, что благороднометалльный потенциал комплексных россыпей Приморья далеко не исчерпан и можно надеяться на выявление новых экзогенных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН: проекты №№ 15-ИН-07, 06-3-А-08-325, 06-1-ОХНМ-134.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. дело, 1928. 923 с.
2. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В. и др. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
3. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. и др. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2, Т. 2. С. 219–232.
4. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Минералы благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принадлежности коренных источников // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 5. С. 661–664.
5. Молчанов В.П., Саядян Г.Р., Медведев Е.И., и др. Ртутистое золото россыпей Ариадненского узла (Приморье) как индикатор формационной принадлежности коренных источников // Россыпи месторождений кор выветривания: факты, проблемы, решения. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2005. С. 173–175.
6. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.
8. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н. и др. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
9. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о “золото-родингитовой” формации). М.: Науч. мир, 2002. 220 с.
10. Щека С.А., Вржосек А.А. Редкий тип магматической платино-золотой минерализации в базит-гипербазитовых интрузиях // Типоморфные ассоциации акцессорных минералов и микроэлементов. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 82–85.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.P. Molchanov, G.R. Sayadyan, E.I. Medvedev

Native gold from titanium-bearing placers of the Ariadnensky unit and its native sources (Primorye)

Centuries-old intensive mining of precious metals from placers of the south of the Far East has led to a depletion of their geological reserves. Strengthening of a raw-material base of the region is associated with complex exogenous deposits where precious metal minerals are secondary constituents. The structure of native gold from titanium-bearing placers spatially and genetically connected with the Ariadnensky massif of basic-ultrabasic rocks (left bank of the Bolshaya Ussurka River) has been studied. Data obtained let us draw a conclusion that the placer origin occurred with the participation of polygenetic native sources. Mafite-ultramafites were copper and mercury gold suppliers. Apparently, quartz veined formations containing gold and antimony were the other mineral source for the placers.

Key words: argentiferous gold, copper gold, mercury gold, titanium-bearing placer, mafite-ultramafite, Ariadnensky massif, Primorye.