

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ЗОЛОТО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАМОВСКОЕ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ, ДВ РОССИИ)

А.А. Гребенникова^{1,3}, К.Н. Доброшевский^{2,3}, А.С. Вах¹, Н.А. Горячев^{3,4}, В.Б. Хубанов⁵

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: anylotina@mail.ru

²ООО «Малиновское», ул. Дубова 29, с. Ариадное, Приморский край, 692117

³ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000

⁴ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, Иркутск, 664033

⁵ФГБУН Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой 6 а, г. Улан-Удэ, 670047

Поступила в редакцию 11 мая 2023 г.

На основе результатов комплексного геологического и минералого-геохимического исследования руд Намовского месторождения получены новые данные, отражающие специфику оруденения. Руды месторождения сформировались в тесной связи с проявлением монцитонитовидного магматизма раннемелового возраста на фоне активных левосторонних перемещений по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Авторами получена U-Pb датировка рудовмещающей дайки 103 млн лет. Руды месторождения помимо самородного золота содержат высокие концентрации Ag, Bi, Cu. В рудах выявлены разнообразные минералы висмута: сульфид (висмутин), теллурид (хедлеит), сульфотеллуриды (тетрадимит, жозеит -А, -В), сульфовисмутит Ag (матильдит), Pb-Bi сульфосоли (ашамальмит, канницарит, козалит, лилианит, нафильдит, козалит, галеновисмутит), интерметаллид золота (мальдонит) и самородный висмут. Установлены минералы серебра: хлорид (кераргирит), сульфид (акантит), теллурид (гессит). Типоморфные особенности вещественного состава руд и геологического строения месторождения Намовское указывают на его принадлежность к типу золоторудных месторождений обстановок трансформной континентальной окраины. Высказано предположение мантийного источника рудной минерализации.

Ключевые слова: золото-мышьяк-медно-висмутровая минерализация, сульфотеллуриды и сульфосоли Bi, альб-сеноманские золоторудные месторождения трансформной окраины, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Намовское, которое образует вместе с известным месторождением Малиновским [3, 12, 14, 19] единый рудный узел, локализовано в зоне регионального Центрально-Сихотэ-Алинского разлома и является потенциально перспективным на промышленное золотое оруденение. Здесь и далее термин месторождение используется исключительно в геологическом смысле. По сравнению с Малиновским месторождением, сведения о геологическом строении и минералогии Намовского месторождения имеют весьма ограниченный характер [30, 39]. Это, а также начавшиеся поисково-разведочные работы в пределах рудного поля и месторождения побудили авторов выступить с данной публикацией, представ-

ляющей первые результаты изучения руд Намовского месторождения.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе полевых исследований проводились маршрутные наблюдения и документация канав и керн разведочных скважин с отбором образцов пород и руд в пределах Намовского месторождения.

Отобранный материал исследован в лабораториях аналитического центра Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток), U-Pb датирование проведено в аналитическом центре «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным

проботбором [38]. В качестве внешнего стандарта измерялись эталонные цирконы 91500, в качестве контрольного образца – эталоны Plešovice и GJ-1. Обработка данных анализа выполнена в программах Glitter [43] и Microsoft Excel с надстройкой Isoplot [45]. С помощью последней программы проводились: ^{207}Pb -коррекция на присутствие в $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопной системе обыкновенного свинца, при этом изотопные отношения общего свинца определялись с помощью двухстадийной модели эволюции свинца, по [50]; рассчитывались значения средневзвешенных возрастов и строились графики распределения изотопных отношений с U-Pb конкордией.

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, лаборатория стабильных изотопов. Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена по методике В.А. Гриненко. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Измерения изотопного состава проведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Вес анализируемых образцов составляет 10 мг. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.2\%$ (1σ) для образцов. Идентификация минерального состава, определение текстуры и структурных особенностей взаимоотношений минеральных индивидов проведены на основе полированных шлифов с применением высокоразрешающего микроскопа Axioplan 2 (CarlZeiss).

Химический состав рудных минералов исследован с применением электронно-зондового микроанализатора JXA-8100 с системой INCA-sight. В качестве эталонов использованы природные и синтетические соединения, близкие по составу к анализируемому материалу: висмутин (Bi-La), антимонит (Sb-La), галенит (Pb-La), сфалерит (Zn-Ka), золото чистое (Au-La), серебро чистое (Ag-La), медь чистая (Cu-Ka), Fe, S-FeS₂ (Fe-Ka, S-Ka), Te-CdTe (Cd-La, Te-La), Se-Se чистый (Se-La). Пределы обнаружения элементов составляют (мас.%): Au 0.05, Ag 0.04, Bi 0.05, Te 0.03, Sb 0.04, S 0.01, Se 0.05, Pb 0.05, Fe 0.02, Cu 0.02, Zn 0.02.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сведения о геологии месторождения

Первые данные о золотоносности рассматриваемой территории получены в результате геолого-съемоч-

ных работ (Максименко Г.И., 1970 г.) на основе знаковой золотоносности аллювиальных отложений правых притоков р. Малиновка. В 80-е годы прошлого века специалистами Геолого-съемочной экспедиции ППГО «Приморгеология» на данной площади были проведены поисковые работы на рудное золото, по результатам которых были выявлены перспективные проявления: Малиновское и Намовское (Родионов А.Н., Зенин А.Л., 1983 г.; Родионов А.Н., 1988 г.; Родионов А.Н., 1991 г.). Месторождение Намовское (рис. 1) находится на продолжении рудоносных структур Малиновского золото-медного месторождения [12] и фактически является его северо-восточным флангом. В региональном плане месторождение Намовское локализовано в переходной зоне между Евразийским континентом и Тихоокеанской плитой [6, 33], в пределах зоны влияния Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР), который представляет собой левосторонний сдвиг [17, 32] с амплитудой в пределах 60–200 км [16, 17]. Разрывные нарушения северо-восточного простирания в пределах изучаемой площади являются опережающими к ЦСАР. Наиболее крупные из них – это Намовский и Геофизический разломы (Родионов А.Н., 1988 г.) (рис. 1). Намовский разлом частично рассекает со смещением Водораздельный массив монзонитов, расположенный непосредственно на площади месторождения. Геофизический разлом контролирует распространение эффузивных образований и экструзивов позднемелового возраста, которые сопровождают основной сместитель, и отделяет их с севера от терригенных образований нижнего мела. По характеру деформаций эти разрывы относятся к левосторонним сдвигам и сбросо-сдвигам, которые сопровождаются развитием сопряженных с ними разрывов, зон дробления, трещиноватости различной ориентировки (Родионов А.Н., 1988 г.).

ЦСАР одновременно является и границей между двумя террейнами Самаркинским и Журавлевско-Амурским [19, 35]. Самаркинский террейн (фрагмент юрской аккреционной призмы) сложен преимущественно юрскими слоистыми и хаотическими терригенными образованиями с аркозовой кластикой, содержащими фрагменты преимущественно позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры [36]. Журавлевско-Амурский террейн (фрагмент окраинного синдвигового турбидитового бассейна) сложен главным образом аркозовыми песчаниками и алевролитами раннемелового возраста [5, 20]. Месторождение Намовское локализовано в пределах Журавлевско-Амурского террейна, среди терригенных отложений журавлевской и ключевской свит (рис. 2). Журавлевская свита (берриас-валанжин) представлена алевролитами, песчани-

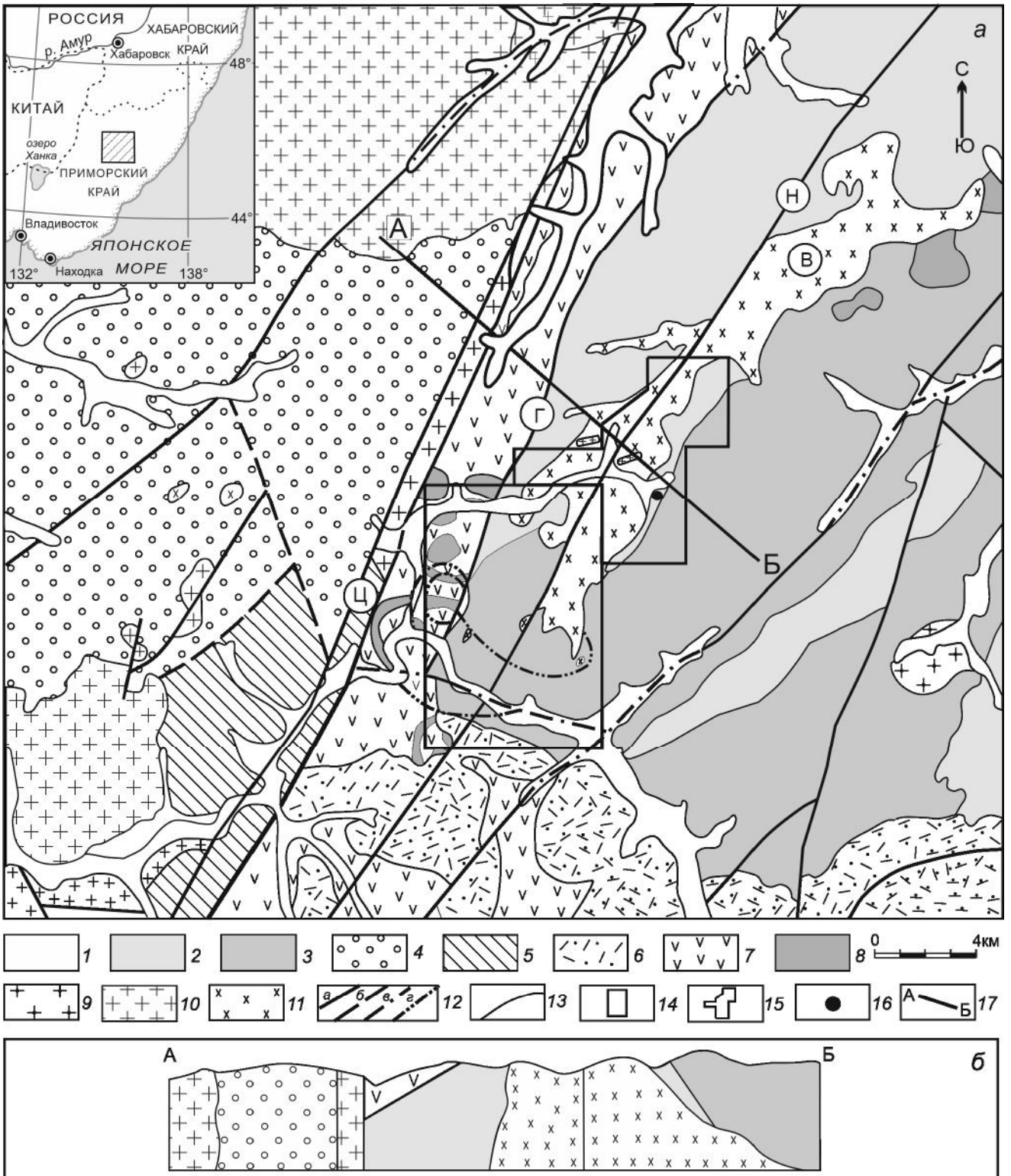


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема северо-восточной части Скрытого рудного узла (по Белянскому Г.С. (2012 г.), Михайлову В.А. (1987 г.), Доброшевскому К.Н. (2012 г.)) (а), схематический геологический разрез по линии А-Б месторождения Намовское (по материалам Белянского Г.С. (2012 г.), Михайлова В.А. (1998 г.), Доброшевского К.Н. (2012 г.)).

1 – аллювиальные отложения. Галечники, валуны, пески, глины и суглинки (VI). Отложения первой, второй и третьей надпойменной террас и высокой поймы, глины, суглинки, супеси (III); 2 – ключевская свита нерасчлененная, песчаники, алевролиты,

стыми алевролитами, реже мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими прослой аргиллитов, алевритистых аргиллитов, гравелитов, кремнистых алевролитов, туфопесчаников, конгломератов, редко туфов среднего состава. Общая мощность отложений оценивается порядка 1400 м (Белянский Г.С., 2011 г.). Ключевская свита (валанжин) сложена среднезернистыми массивными, иногда волнисто-слоистыми песчаниками с редкими прослоями и линзами алевролитов, алевропесчаников, реже аргиллитами и конгломератами. Мощность отложений составляет до 3000 м. Породы, как правило, ороговикованы, иногда сульфидизированы, турмалинизированы (Белянский Г.С., 2011 г.). Весь комплекс осадочных образований смят в линейные складки северо-восточного простирания шириной от 2 до 5 км, несогласно перекрытые вулканическими образованиями турон-кампанского возраста (рис. 1, 2).

Осадочные породы прорваны монцонитами Водораздельного интрузива татибинского диорит-гранитового комплекса, а также дайками пестрого состава и возраста (рис. 2). Интрузив Водораздельный занимает около 60 % площади месторождения и вытянут в северо-восточном направлении вдоль ЦСАР под острым углом к нему на 17 км при средней ширине 1.5–2 км [28]. По данным аэромагнитной съёмки, он имеет форму усеченной трапеции, где северо-западный контакт круто наклонный, а юго-восточный пологий (Родионов А.Н., 1988 г.). Горными выработками на поверхности вскрыты пологие (до 30°) контакты между монцодиоритами и вмещающими терригенными породами. Отчетливо просматривается тенденция погружения интрузива Водораздельного на юго-восток. Многочисленные мелкие тела и дайки монцонитов в юго-восточной части могут свидетельствовать о неглубоком залегании юго-восточного контакта и близости кровли. Юго-восточный контакт, по данным полевых наблюдений и разведочного бурения, характеризуется рвущим взаимоотношением между монцодиоритами и вмещающими породами (рис. 3).

Северо-западная часть интрузива срезана и частично смещена Намовским разломом

Согласно наблюдениям над морфологией контакта и наличию реликтов кровли в осевой части массива (рис. 2), он незначительно эродирован, что вероятно, обуславливает его значительную фациальную изменчивость с постепенными, едва уловимыми переходами между различными разновидностями пород. Наиболее бедные кремнеземом разновидности пород локализируются в центральной части массива, а к краевым тяготеют более кремнекислые. Основными разновидностями пород являются габбро- и монцодиориты, реже отмечаются граносиениты и кварцевые сиенит-порфиры, которые встречаются в виде шпильчатых выделений в монцодиоритах. Согласно U-Pb SHRIMP датам, возраст интрузива составляет 105–103 млн лет [29].

Дайковые образования представлены маломощными телами диорит-порфиритов и лампрофиров (камptonит) заключительной фазы татибинского комплекса. В пределах зоны Зимней (рис. 4) установлено наложение золотоносной минерализации на дайку лампрофиров, которая была нами датирована U-Pb методом с лазерной абляцией (рис. 5) в 103.1 млн лет, что соответствует ранее полученным методом SHRIMP датировкам Водораздельной интрузии. Реже встречаются дайки интенсивно гидрослюдизированных и хлоритизированных трахиандезитобазальтов и трахиандезитов, которые условно были отнесены к дорофеевскому (маастрихт) комплексу. Кроме того, в пределах площади месторождения выявлены дайки риолитов, которые на соседнем месторождении Малиновском являются пострудными и датированы U-Pb методом в 67 млн лет [14].

Рудные тела месторождения Намовское локализованы в восточном экзоконтакте Водораздельного интрузива монцонитов (рис. 1). Рудные тела залегают преимущественно в терригенных породах журавлевской и ключевской свит, реже непосредственно в мон-

алевроаргиллиты, их переслаивание, линзы гравелитов; 3 – журавлевская свита нерасчлененная, алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники; 4 – самаркинская свита, алевролиты, переслаивание алевролитов и песчаников, миксты с олистолитами базальтов, кремней, известняков; 5 – тудовакская свита, глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, печаники, кремнистые породы; 6 – богопольский комплекс, туфы, туфолавы, игнибриты риолитов, реже дациты, туффиты, лавы риолитов, дайки риолитов и риодацитов; 7 – дорофеевская свита, верхняя подсвита, андезиты, андезитобазальты, реже их туфы, единичные прослой туфов риолитов; 8 – дорофеевский комплекс риолит-андезитовый, субвулканические образования, дайки андезитов, андезитобазальтов; 9 – дальнегорский комплекс гранитовый, третья фаза, граниты, гранит-порфиры; 10 – татибинский комплекс диорит-гранитовый, вторая фаза, граниты лейкократовые, гранит-порфиры; 11 – татибинский комплекс диорит-гранитовый, первая фаза, монцодиориты, монцогаббродиориты; 12 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые, в – перекрытые аллювием, г – выделенные по дешифрированию аэроснимков; 13 – геологические границы; 14 – контур месторождения Малиновское; 15 – контур месторождения Намовское; 16 – месторождение Намовское; 17 – разрез по линии А–Б (рис. 1, б). В кружках буквами обозначены: Ц – Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР); Н – Намовский разлом; Г – Геофизический разлом; В – Водораздельный массив габбромонцодиоритов. На врезке схема расположения месторождения Намовское (заштрихованный квадрат).



цонитах Водораздельной интрузии (зоны Намовское 1 и 2). Они представлены сульфидными, сульфидно-кварцевыми жилами, зонами сульфидно-кварц-турмалиновых метасоматитов, а также минерализованными зонами дробления (рис. 6).

Жилы и жильные зоны образуют два участка, расположенных в 1.5 км друг от друга, северный – Верхне-Намовский (Намовская-1, 2 и Дальняя) и южный – Лево-Намовский (Широтная, Ближняя, Зимняя, Придорожная, Арсенопиритовая, Кварцевая, Майская, Пологая), характеризующиеся различной ориенти-

ровкой простирания: субширотно-северо-восточной и субширотно-северо-западной, соответственно. Первая совпадает с ориентировкой апофиз интрузива и даек основного состава дорофеевского комплекса (рис. 2), вторая – с ориентировкой редких даек риолитов предположительно палеоценового возраста (по аналогии с месторождением Малиновским [14]). Однако, вероятнее всего, такая смена ориентировки отражает, прежде всего, начало смены вектора напряжений в зоне главного сдвига. В пределах месторождения намечаются элементы минеральной зональности отно-



Рис. 3. Секущий контакт между монцогаббродиоритами ($\mu K_1 t_1$) и ороговикованными алевролитами журавлевской свиты ($K_1 zr$). Скважина 61, интервал 122.9–126.0 м.

сительно главного тела Водораздельного интрузива. Рудные тела участка Верхне-Намовский, локализованные непосредственно в монзонитах интрузива, представлены зонами сульфидно-кварц-турмалиновых метасоматитов мощностью от 4 до 10–11 метров при протяженности в первые сотни метров. Сульфидные и сульфидно-кварцевые жилы (0.1–0.6 м) слагают рудные тела других участков за пределами интрузива и сопровождаются прожилково-вкрапленной минерализацией во вмещающих породах, особенно характерной для южной части месторождения (зона Зимняя). Одинокими скважинами они прослежены до глубины 100–250 м. Рудные тела зон Зимней, Арсенопиритовой, Кварцевой, Придорожной, Дальней, как правило, – сульфидно-кварцевые, кварц-сульфидные жилы с вкрапленностью и прожилками кварц-сульфидного состава во вмещающих породах. Иногда жилы переходят в зоны кварц-сульфидного (кварц-лимонитового из-за процессов окисления) прожилкования во вмещающих породах. Вторичные изменения, сопровождающие рудные тела, – окварцевание, хлоритизация, серицитизация и турмалинизация. Характерно, что турмалинизация сопровождает все рудные тела Намовского месторождения в той или иной степени, но в северной части (зоны Намовская, Намовская 1) она преобладает.

Рудная минерализация сопровождается многочисленными, контрастными литохимическими ореолами рассеяния Au, As, Cu, Ag, Bi, которые образуют обширные мультипликативные ореолы.

Всего в результате поисковых работ на месторождении Намовском было выявлено 12 рудных зон с промышленными или близкими к промышленным содержаниями полезных компонентов: Cu – от 0.01 до 2.44 %; Au – 0.1 до 112 г/т; Ag – от 1 до 280 г/т; Bi – от

11 до 1 170 г/т. Таким образом, здесь, как и на Малиновском месторождении [12], проявлена медно-висмутовая геохимическая специфика. Отличительной особенностью руд Намовского рудопроявления являются высокие концентрации мышьяка (0.7–10.2 %) и локально повышенные – серебра.

В результате комплекса детальных исследований установлено, что на месторождении Намовском в основном преобладают руды с прожилково-вкрапленными и массивными текстурами (рис. 6), которые по составу достаточно четко разделяются на сульфидно-кварцевые и более поздние сульфидные. Жильные минералы в основном представлены кварцем, карбонатом, реже турмалином.

Сульфидно-кварцевые руды распространены повсеместно во всех изученных зонах. Руды сложены преимущественно кварцем (70–80 %) и сульфидными минералами (15–25 %); в небольшом количестве присутствуют хлорит, турмалин, калишпат (ортоклаз) и карбонат. Среди сульфидных минералов преобладает арсенопирит первой генерации (I), менее распространены пирит первой генерации (I), халькопирит (с вкрапленниками сфалерита) и пирротин. Арсенопирит (I) образует крупнокристаллические скопления с включениями мальдонита (от 1 до 7 мкм), теллуридов (от 2 до 50 мкм) и сульфотеллуридов висмута (от 5 до 50 мкм), самородных золота (от 3 до 40 мкм) и висмута (от 1 до 50 мкм) (рис. 7). Самостоятельно проявленные минеральные фазы (в порядке убывания содержания): висмутин, ашамальмит, каннисарит, козалит, лилианит, матильдит, нафильдит, самородное золото гессит и аргентит (рис. 8) – образуют позднюю ассоциацию. Типоморфной особенностью прожилков данного типа является присутствие сложных сульфосолей Pb-Bi и Ag-Bi. Название этих сульфосолей дается условно, исходя из того, что они часто образуют тесные сростания, имеют близкие оптические характеристики, а также широкие вариации элементного состава. Изученные сульфосоли относятся к минеральным соединениям системы Pb-Bi-Sb-S. В связи с мелким размером зерен (2–20 мкм) провести их рентгенографическое изучение не представляется возможным. Характерной особенностью состава практически для всех изученных висмутовых минералов является спорадическая примесь Fe и Ag.

Сульфидные прожилки и массивные руды встречаются заметно реже относительно ранних сульфидно-кварцевых прожилковых. В них в основном преобладают халькопирит, пирротин, пирит II, III, а количество арсенопирита II редко превышает 10 % (от общего объема сульфидов). Арсенопирит II образует номинеральные агрегаты или сростания с пиритом II. В пирите II зафиксированы вкрапленники теллурида

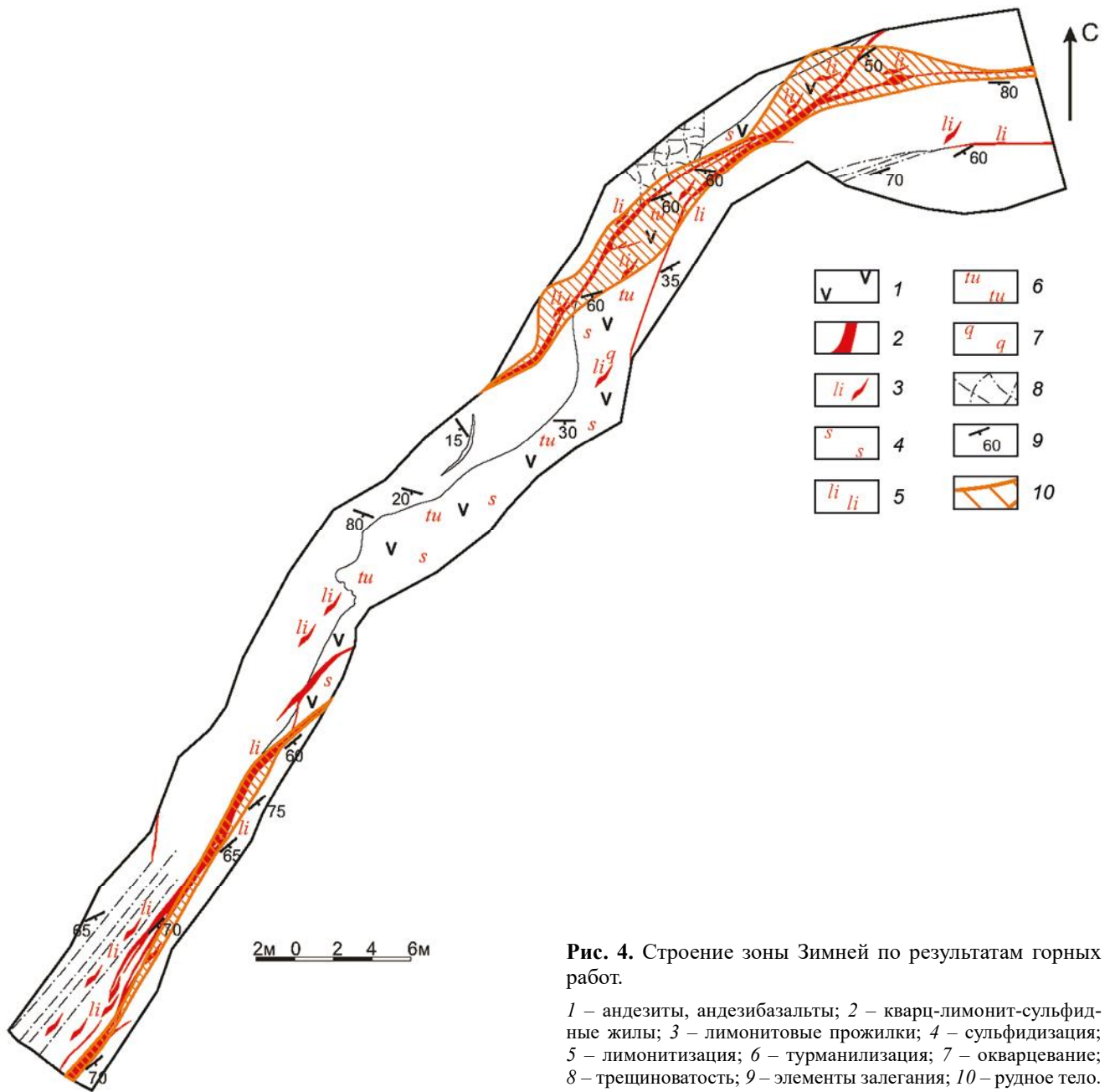


Рис. 4. Строение зоны Зимней по результатам горных работ.

1 – андезиты, андезибазальты; 2 – кварц-лимонит-сульфидные жилы; 3 – лимонитовые прожилки; 4 – сульфидизация; 5 – лимонитизация; 6 – турмалинизация; 7 – окварцевание; 8 – трещиноватость; 9 – элементы залегания; 10 – рудное тело.

висмута, галенита I, гессита и самородного золота. Пирит II пространственно ассоциирует с прожилками халькопирита, образуя метазерна. В отдельных случаях брекчированные зерна пирита I залечиваются пиритом второй генерации. Пирит III образует поздние мономинеральные прожилки, которые наблюдались как в сульфидных, так и кварц-сульфидных жилах и прожилках. Халькопирит часто содержит «звездчатые» вкрапленники сфалерита, мелкие (не более 0.08 мм), и образует сростание с самородным золотом. Халькопирит развивается по трещинам в арсенопирите I, пирротине, пирите (I). Пирротин образует срост-

ки с халькопиритом, сфалеритом, иногда с канницитом. Зафиксированы вкрапленники касситерита в прожилках.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Арсенопирит является одним из наиболее распространенных рудных минералов. На месторождении Намовское выделены две генерации арсенопирита, различающиеся по морфологии, взаимоотношениям с минеральными ассоциациями, а также по химическому составу.

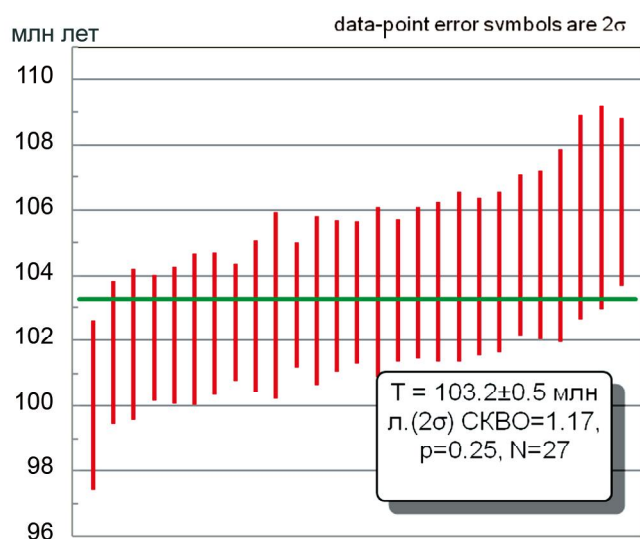


Рис. 5. Диаграмма результатов LA-ICP-MS датирования представительных проб месторождения Намовское.

Арсенопирит I образует крупнокристаллические скопления или короткопризматические кристаллы. Он более характерен для сульфидно-кварцевых руд. Для него присуще нечетко выраженное зональное строение за счет изменения концентрации As. Местами арсенопирит (I) катаклазирован, трещины в нем заполняет халькопирит. Для него характерны включения сульфотеллуридов и теллурида висмута, мальдонита, самородных золота и висмута. Арсенопирит I по химическому составу нестехиометричен и относится к мышьяковистой разновидности ($As/S > 1$). В качестве изоморфной примеси в нем отмечен Co (0.85–3.27 мас. %) и никель (0.80 мас. %) (табл. 1).

Данаит образует сростание с арсенопиритом I или включения в нем от 10 до 100 мкм. Содержания Co – 3.44–6.14 мас. % (табл. 1).

Арсенопирит II образует мономинеральные агрегаты или сростания с пиритом II. В нем установле-

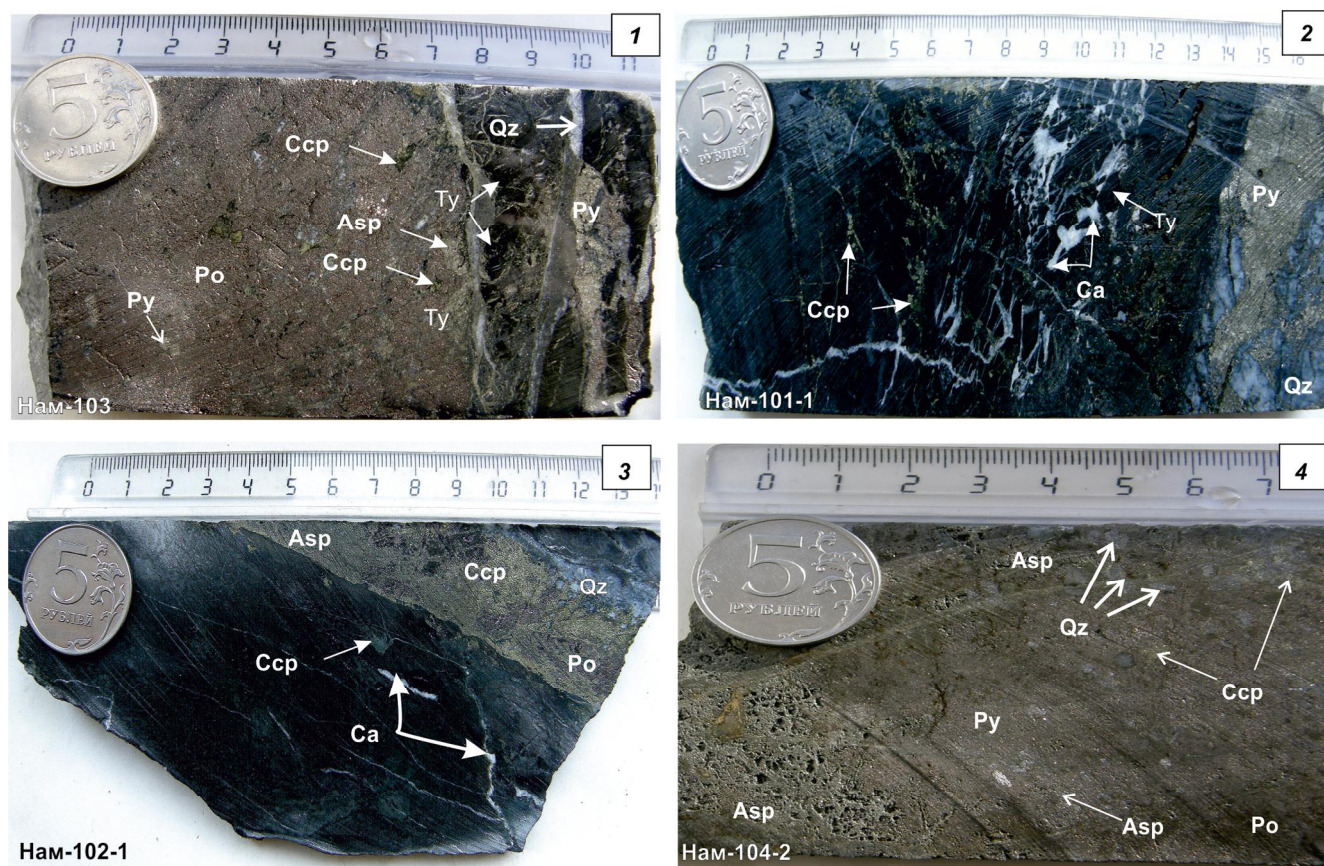


Рис. 6. Типы руд (зона Зимняя).

Сульфидно-кварцевые: 1–4 – пирротиновые руды, в альбанде кварц-пиритовые; 2 – контакт кварц-пиритового прожилка с вмещающей породой, которая рассечена халькопирит-карбонатными прожилками), и сульфидные: 3 – прожилок кварц-пирротин-халькопиритовый (существенно сульфидизированный, до 80 % сульфидов в роговиках); 4 – прожилок кварц-арсенопирит-пирротин-пиритового состава. Принятые сокращения минералов на рисунках: Asp – арсенопирит; Ca – кальцит; Csp – халькопирит; Po – пирротин; Py – пирит; Qz – кварц; Ty – турмалин.

Таблица 1. Химический состав арсенопирита, пирита и халькопирита (мас. %) месторождения Намовское.

№ п/п	№ образца	Содержание элементов, мас. %							
		As	Fe	Co	Ni	Ag	Cu	S	Сумма
1	НМ-104-2	43.03	35.38	-	-	-	-	23.11	101.52
2	НМ-104-2	44.01	34.17	-	-	-	-	21.95	100.13
3	НМ-1	47.50	33.12	0.85				18.75	100.22
4	НМ-103	45.9	31.3	3.44	0.80	-	-	20.10	101.54
5	НМ-1	44.85	32.32	3.27	-	-	-	21.09	101.53
6	НМ-101	47.93	29.14	6.14	-	-	-	18.40	101.58
7	НМ-101	48.84	29.87	4.49	-	-	-	18.60	101.77
8	НМ-103-1	1.16	46.13	-	-	-	-	52.75	100.49
9	НМ-103-1	-	46.24	-	0.87	-	-	53.88	100.99
10	НМ-104-2	-	47.01	-	-	-	0.69	54.05	101.75
11	НМ-103-1	-	60.74	-	-	-	-	40.68	101.42
12	НМ-102-1	-	59.55	-	-	-	-	40.59	101.33
13	НМ-103-1	-	30.46	-	-	-	33.78	36.30	100.54
14	НМ-102-1	-	27.49	-	-	8.60	29.44	34.02	99.55
15	НМ-102-1	-	27.77	-	-	6.15	31.14	34.28	99.34

Формульные коэффициенты									
№ п/п	№ образца	As	Fe	Co	Ni	Ag	Cu	S	Сумма
1	НМ-104-2	0.89	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	3.00
2	НМ-104-2	0.94	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	3.00
3	НМ-1	1.05	0.97	0.02	0.00	0.00	0.00	1.00	3.00
4	НМ-103	1.02	0.92	0.10	0.02	0.00	0.00	0.9	3.00
5	НМ-1	0.95	0.92	0.09	0.00	0.00	0.00	1.00	3.00
6	НМ-101	1.04	0.85	0.17	0.00	0.00	0.00	0.93	3.00
7	НМ-101	1.06	0.87	0.12	0.00	0.00	0.00	0.94	3.00
8	НМ-103-1	0.02	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.98	3.00
9	НМ-103-1	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.01	3.01
10	НМ-104-2	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.01	1.99	3.00
11	НМ-103-1	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.86
12	НМ-102-1	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.89
13	НМ-103-1	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.96	2.05	4.00
14	НМ-102-1	0.00	0.94	0.00	0.00	0.15	0.88	2.02	4.00
15	НМ-102-1	0.00	0.94	0.00	0.00	0.11	0.93	2.02	4.00

Примечание. 1–5 – арсенопирит; 6–7 – данаит, 8–10 – пирит; 11–12 – пирротин, 13–15 – халькопирит, – – содержание ниже предела обнаружения элемента. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Аналитик: Г.Б. Молчанова.

ны включения галенита I и золото в сростании с козалитом. По составу арсенопирит II относится к сернистой разновидности ($As/S < 1$).

Пирит представлен тремя генерациями. Пирит I кристаллизуется почти одновременно с арсенопиритом I. Он образует идиоморфные выделения размером до нескольких сотен мкм, в нем наблюдается много трещин, которые залечены халькопиритом, пиритом II или кварцем. Характерной особенностью является

примесь Ni (0.87 масс. %, табл. 1). В нем установлено включение хедлеита.

Пирит II ассоциирует с халькопиритовыми прожилками. В отличие от пирита I имеет зональное строение, что обусловлено примесью As (1.16 мас. %, табл. 1). В пирите II установлены включения галенита I и гессита.

Пирит III образует поздние мономинеральные прожилки, которые наблюдались как в сульфидных,

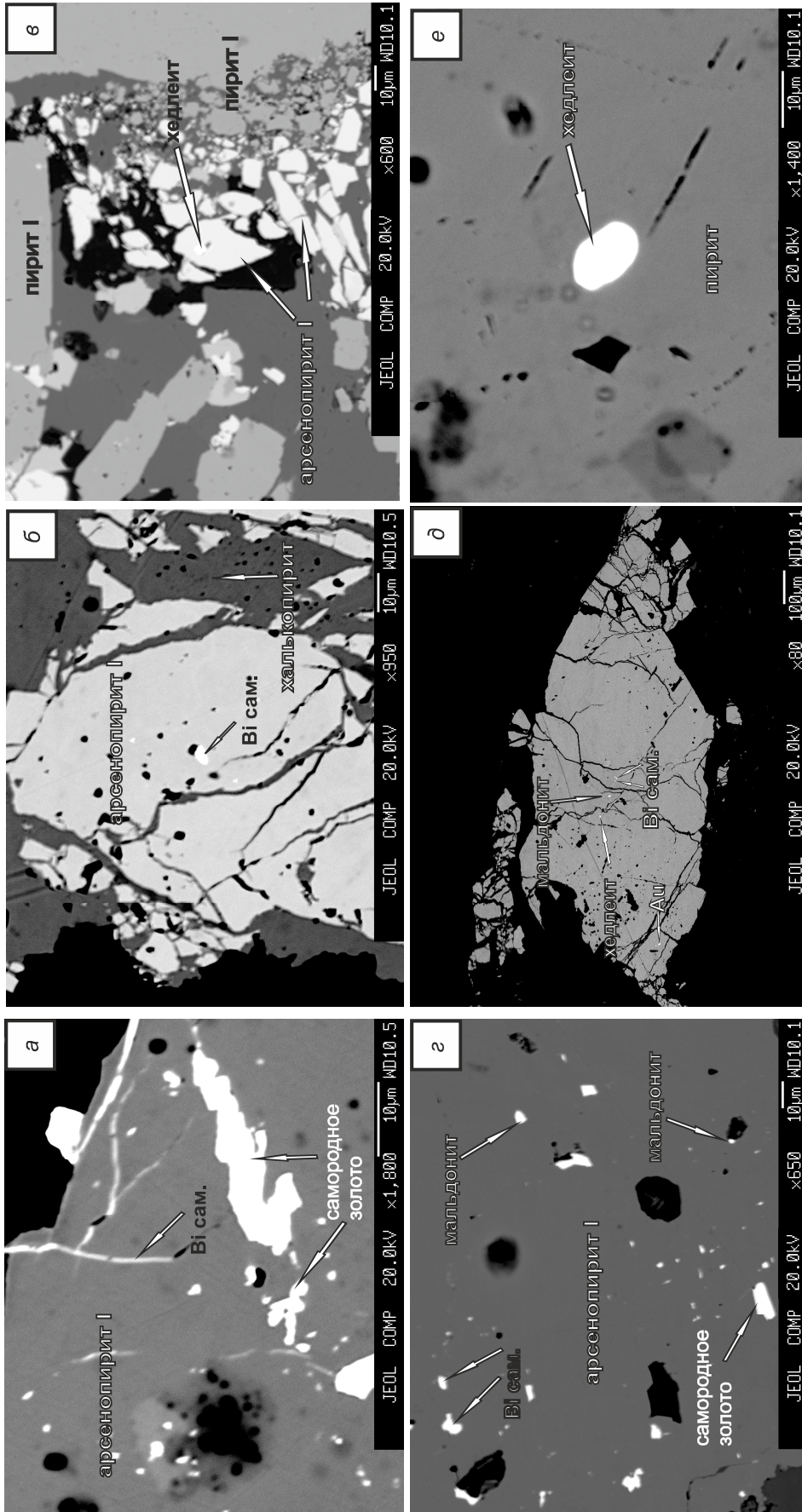


Рис. 7. Взаимоотношение редких минералов в кварц-сульфидных рудах проявления Намовского (зона Зимняя). а – микропрожилки самородного золота и висмута в арсенопирите I, б – трещины в арсенопирите I замещены халькопиритом, в – выделение хеддеита на контакте арсенопирита (I) и пирита, г – формы выделения самородного золота и висмута, мальдонита, д – включения самородного золота и висмута, мальдонита, хеддеита в арсенопирите, е – выделение хеддеита в пирите.

Таблица 2. Химический состав галенита и сфалерита (мас.%) месторождения Намовское.

№ п/п	№ образца	Содержание элементов, мас. %									
		Zn	Fe	Cu	Pb	Ag	Bi	Te	Se	S	Сумма
1	НМ-103-1	53.73	9.88	1.34	-	-	-	-	-	35.13	100.08
2	НМ-104-2	56.82	9.31	0.99	-	-	-	-	-	34.33	101.45
3	НМ-1-1	53.19	10.76	2.9	-	-	-	-	-	36.01	102.86
4	НМ-102-1	55.31	8.73	-	-	-	-	-	-	35.31	99.35
5	НМ-104-2	-	-	-	83.24	1.62	-	-	-	13.26	98.11
6	НМ-104-2	-	-	-	85.26	0.99	-	-	0.69	13.24	100.38
7	НМ-102-1	-	-	-	86.3	1.11	-	-	0.79	13.63	101.83
8	НМ-102-1	-	-	-	84.96	1.31	-	-	0.20	13.5	99.97
9	НМ-102-1	-	-	-	87.01	0.82	-	-	0.65	13.95	102.42
10	НМ-106-1	-	-	-	86.63	-	-	-	-	13.23	99.86

Формульные коэффициенты											
№ п/п	№ образца	Zn	Fe	Cu	Pb	Ag	Bi	Te	Se	S	Сумма
1	НМ-103-1	0.78	0.17	0.02	0.00	0.00	-	-	0.00	1.04	2.01
2	НМ-104-2	0.82	0.16	0.01	0.00	0.00	-	-	0.00	1.01	2.00
3	НМ-1-1	0.75	0.18	0.04	0.00	0.00	-	-	0.00	1.03	2.00
4	НМ-102-1	0.80	0.15	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	1.05	2.00
5	НМ-104-2	0.00	0.00	0.00	0.97	0.04	-	-	0.00	1.00	2.01
6	НМ-104-2	0.00	0.00	0.00	0.98	0.02	-	-	0.02	0.98	2.00
7	НМ-102-1	0.00	0.00	0.00	0.97	0.02	-	-	0.02	0.99	2.00
8	НМ-102-1	0.00	0.00	0.00	0.97	0.03	-	-	0.01	1.00	2.01
9	НМ-102-1	0.00	0.00	0.00	0.96	0.02	-	-	0.02	1.00	2.00
10	НМ-1	-	-	-	1.00	-	-	-	-	1.00	2.00

Примечание. 1–4 – сфалерит; 5–10 – галенит, – – содержание ниже предела обнаружения элемента. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Аналитик: Г.Б. Молчанова.

так и в кварц-сульфидных рудах. Для пирита III характерно зональное строение, которое обусловлено примесью Cu (0.69 мас. %, табл. 1).

Пирротин характерен для сульфидных жил и прожилков. Он образует сростания с халькопиритом, арсенопиритом II и сфалеритом, иногда с канницаритом. Пирротин в крупных вкрапленниках халькопирита образует скопления зерен изометричной формы, похожие на грубопеллетчатые структуры распада твердого раствора пирротина в халькопирите.

Халькопирит характерен для сульфидных жил и прожилков. Он замещает арсенопирит I, образует сростания с пирротинном и сфалеритом. Для халькопирита характерна структура распада твердого раствора, которая представлена эмульсионной или звездчатой вкрапленностью сфалерита. Наличие в нем примеси Ag (6.15–8.60 мас. %, табл. 1) обусловлено тем, что он содержит тончайшую вкрапленность Pb-Bi сульфосолей и гессита.

Сфалерит – встречается преимущественно в сульфидных жилах. Он образует изометричные выделения или эмульсионные и звездчатые вкрапленники в халькопирите (структуры распада твердого раствора). По химическому составу сфалерит относится к желе-

зистой разновидности (табл. 2), кроме того в нем отмечена примесь индия.

Галенит I – встречается редко, образует просечки или округлые выделения в арсенопирите I, II и в пирите II. По составу галенит I близок к стехиометричному (табл. 2).

Галенит II более распространен, он образует рассеянную вкрапленность, мелкие гнезда с самородным висмутом, иногда гесситом в халькопирите. Установлено сростание галенита II с матильдитом. Для него характерны примеси Ag и Se (табл. 2).

В рудах выявлены разнообразные по составу минералы висмута: сульфид (висмутин), теллурид (хедлеит), сульфотеллуриды (тетрадимит, жозеит -А, -В), сульфовисмутит Ag (матильдит), интерметаллид золота (мальдонит) и самородный висмут. Они образуют изометричные зерна с размером выделений от 1 до 5 мкм. Их включения установлены в арсенопирите I, пирите I или халькопирите. Pb-Bi сульфосоли (ашамальмит, канницарит, козалит, лилианит, нафильдит, козалит, галеновисмутит) образуют как самостоятельные выделения, так и установлены в виде включения в халькопирите. Размер их выделений от 1 до 30 мкм. В сульфотеллуридах висмута зафиксированы посто-

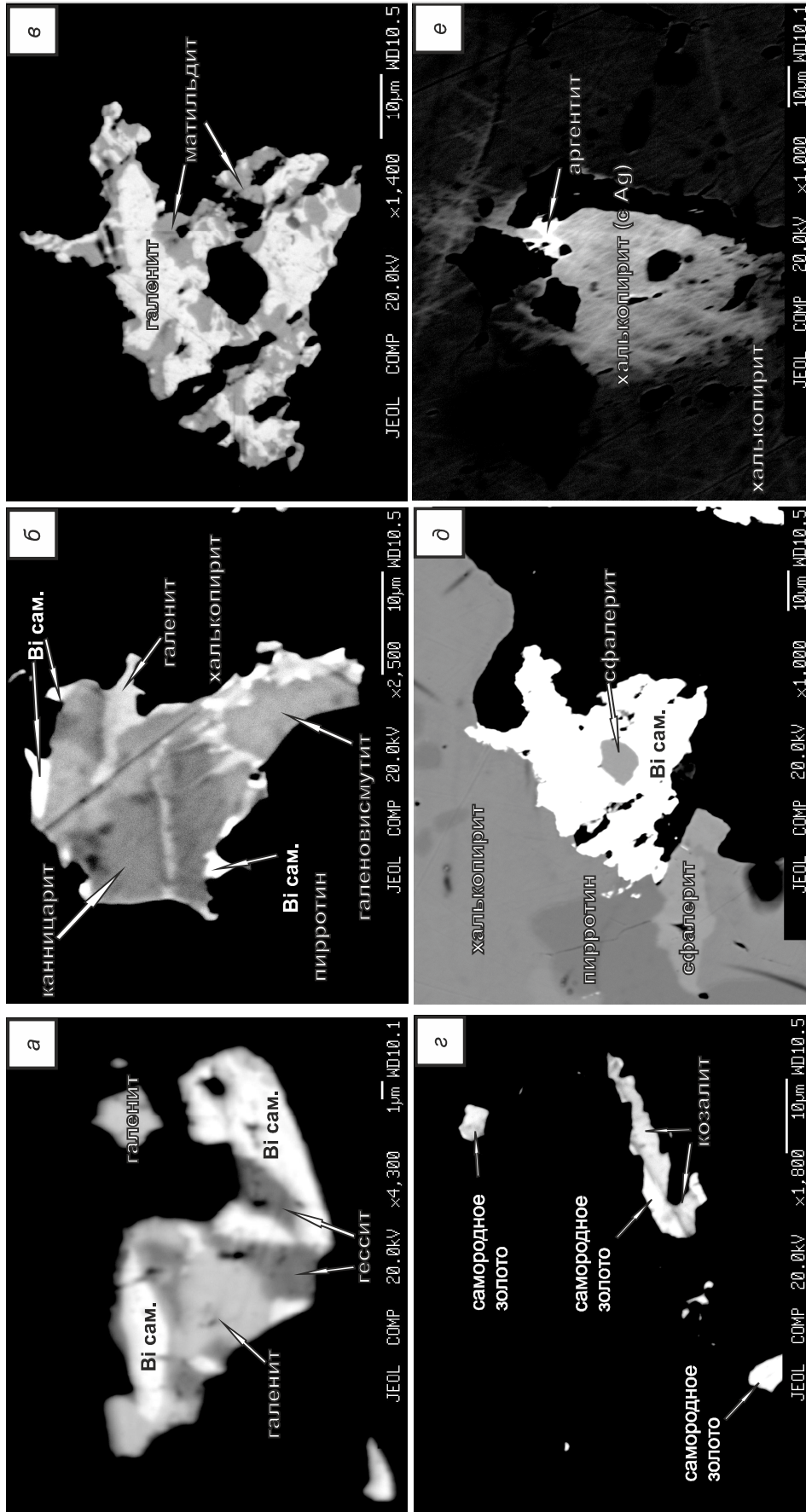


Рис. 8. Формы выделений и характер взаимоотношений редких минералов в сульфидных рудах месторождения Намовского (зона Зимняя).

a – сростание самородного висмута, галенита и гессита; *б* – выделение каницарита в сростании самородным висмутом, галеновисмутитом и галенитом; *в* – характерное взаимоотношение матильдита и галенита; *г* – сростание самородного золота с козалитом в арсенопирите; *д* – выделение самородного висмута в сростаниях с галенитом и сульфосолями висмута в пирротин-халькопиритовой массе с гнездами сфалерита и эмульсионной вкрапленностью сфалерита в халькопирите; *е* – выделение аргентита и сербросодержащего халькопирита в халькопирите.

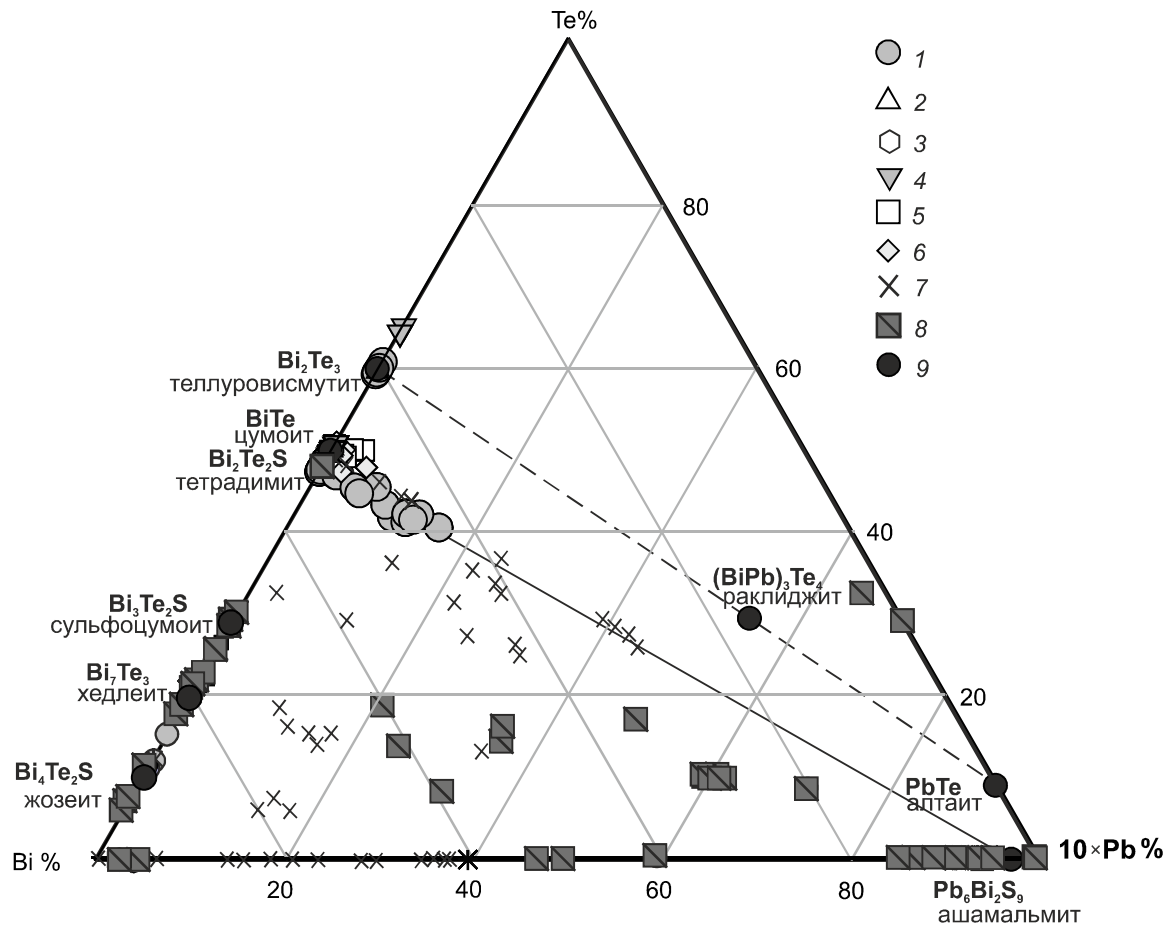


Рис. 9. Диаграмма Bi-Te-10×Pb (ат. %) для висмут-теллуридных минералов золоторудных объектов.

Золоторудные месторождения с висмутовой минерализацией: 1 – Болотистый (Западный Сихотэ-Алинь) [23, 24]; 2 – Восточно-Сергеевское рудопоявление (Среднее Приднепровье) [18]; 3 – Прасоловское (о. Кунашир) [21]; 4 – Джугаджак (Магаданская обл.) [31]; 5 – Новы Книн (Чехия) [49]; 6 – Портовело-Зарума (Эквадор) [55]; 7 – Средне-Голготайское (Забайкалье) [4]; 8 – Намовское (Южный Сихотэ-Алинь) [10]; 9 – эталонные значения висмут-теллуридных минералов.

янные примеси Pb (10–17.23 мас.%) (рис. 9) и спорадически фиксируется Se (0.98–1.76 мас.%) (табл. 3). Изученные сульфосоли относятся к минеральным соединениям системы Pb-Bi-Sb-S (рис. 10). Характерной особенностью Pb-Bi сульфосолей является постоянная примесь Ag (от 1.14 до 7.21 мас.%), Fe (от 0.69 до 3.31 мас.%) и Cu (от 1.06 до 1.58 мас.%) (табл. 4).

Минералы серебра на месторождении Намовское представлены хлоридом (кераргирит), сульфидом (акантит), теллуридом (гессит), размер их выделений от 1 до 40 мкм. Они образуют самостоятельные выделения или сростания с халькопиритом, галенитом II и самородным висмутом.

Самородное золото образует выделения, выполняющие микротрещины и пустоты округлой формы в арсенопирите, а также изометричные, бесформенные и удлиненные формы в пирите и халькопирите (рис. 7, 8). Размер выделений самородного золота

от 1 до 20 мкм. Для самородного золота характерны широкие вариации состава (Au 60.63–79.31 мас.%, Ag 21–39 мас.%; в редких случаях Au 43.6 мас. % и Ag 56.4 мас. %), иногда встречаются высокопробные зерна (Au 98.89 мас. % и Ag 1.11 мас. %) (рис. 11). Для ранних ассоциаций (арсенопирит I, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, самородный висмут, мальдонит) характерно самородное золото средней и редко высокой пробы (775–875 ‰, до 990 ‰). Для поздней полиметаллической ассоциации с сульфосолями висмута (с висмутином, сульфосолями висмута и серебра, матильдитом, гесситом, акантитом, кераргиритом (AgCl)) для самородного золота характерна низкая и средняя проба (600–750 ‰).

Интерметаллид золота (мальдонит) образует выделения только в арсенопирите I округлой формы размером от 1 до 20 мк, часто в ассоциации с самородным золотом и висмутом.

Таблица 3. Химический состав минералов висмута и серебра (мас. %) месторождения Намовское.

№ пп	№ пробы	Bi	Au	Ag	Pb	Se	Te	Fe	S	Сумма
1	Нам-104	76.66	-	-	-	-	28.48	-	-	100.13
2	Нам-101	80.89	-	-	-	-	18.50	-	-	99.39
3	Нам-101	73.60	-	-	-	-	30.16	-	-	103.76
4	Нам-104	72.68	-	-	-	1.76	20.77	1.37	2.26	98.83
5	Нам-104	70.56	-	-	-	-	23.56	2.04	2.69	98.85
6	Нам-104	80.90	-	-	4.00	-	11.05	-	5.69	101.40
7	Нам-104	58.56	-	-	7.13	0.98	25.98	2.04	5.48	100.17
8	Нам-102	56.74	-	26.85	-	0.82	-	-	13.68	98.08
9	Нам-104-2-3	34.08	65.75	-	-	-	-	-	-	99.83
10	Нам-104-2-17	30.54	68.94	-	-	-	-	-	-	99.48
11	Нам-104	-	-	62.83	-	-	36.51	-	-	99.34
12	Нам-104	-	-	72.77	7.32	-	-	-	12.8	100.98
Формульные коэффициенты										
	№ пробы	Bi	Au	Ag	Pb	Se	Te	Fe	S	Сумма коэф
1	Нам-104	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00	1.18	0.00	0.00	3.00
2	Нам-101	2.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00	3.00
3	Нам-101	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	1.20	0.00	0.00	3.00
4	Нам-104	3.88	0.00	0.00	0.00	0.25	1.81	0.27	0.79	7.00
5	Нам-104	3.68	0.00	0.00	0.00	0.00	2.01	0.40	0.91	7.00
6	Нам-104	4.04	0.00	0.00	0.20	0.00	0.90	0.40	1.85	7.00
7	Нам-104	1.90	0.00	0.00	0.23	0.08	1.38	0.25	1.16	5.00
8	Нам-102	1.13	0.00	1.04	0.00	0.04	0.00	0.00	1.78	4.00
9	Нам-104-2	1.46	1.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00
10	Нам-104-2	1.46	1.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00
11	Нам-104	0.00	0.00	2.01	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	3.00
12	Нам-104	0.10	0.00	1.76	0.09	0.00	0.00	0.00	1.04	3.00

Примечание: 1–3 – хедлеит (Bi_2Te), 4–5 – жозеит В ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$), 6 – жозеит А (Bi_4TeS_2), 7 – тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), 8 – матильдит (AgBiS_2), 9–10 – мальдонит (Au_2Bi), 11 – гессит (Ag_2Te), 12 – акантит (Ag_2S), - - содержание ниже предела обнаружения элемента. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Аналитик: Г.Б. Молчанова.

Изотопный состав серы сульфидов

Изучен изотопный состав $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ пирита, пирротина и халькопирита из руд месторождения Намовское (табл. 5). Данные изотопного анализа показали узкие пределы вариаций (+0.3÷-1.6 ‰), свидетельствующие об эндогенном источнике серы, характерном для зон глубинных сдвигов [41]. Исходя из минераграфических и геологических наблюдений, последовательность отложения рудных минералов можно представить в таком порядке: ранняя стадия (1) – мышьяковистый арсенопирит-1 (иногда с кобальтом) – теллуридно-висмутовая ассоциация; поздняя стадия (2) – сернистый арсенопирит-II–пирит-II – полиметаллическая с сульфосолями висмута и серебра ассоциация; пострудная стадия (3) – поздняя пиритовая (пирит-III) ассоциация (рис. 12).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По минеральному составу, пробности золота, времени формирования и взаимоотношениям минералов на месторождении Намовском можно выде-

лить две продуктивных стадии: (1) главную рудную с двумя минеральными ассоциациями арсенопирит-(турмалин) кварцевой и золото-теллурид-сульфотеллуридно-висмутовой с мальдонитом, самородным золотом (775–875 ‰, редко 990 ‰, рис. 11); (2) позднюю продуктивную также с двумя последовательными ассоциациями арсенопирит-пирит-халькопиритовой и полисульфидно-сульфосольной с висмутином, сульфосолями висмута и серебра, матильдитом, гесситом, акантитом, кераргиритом (AgCl) и золотом (600–750 ‰).

На основании арсенопиритовой термометрии [44] образование арсенопирита первой генерации (I) в рудах Намовского месторождения, происходило в пределах температуры 400 °С, а кристаллизация арсенопирита (II) – в процессе понижения температуры до 350 °С. По данным [1, 25, 26, 52–54], известно, что при наличии мальдонита в рудах может присутствовать золото высокой пробы, возникшее как результат разложения мальдонита на самородное золото и висмут, с образованием субграфических мирмекитовых

Таблица 4. Химический состав свинцово-висмутовых сульфосолей (мас. %) месторождения Намовское.

№ п/п	№ пробы	Bi	Ag	Pb	Fe	Cu	S	Сумма
1	НМ-102-1	41.40	3.06	36.95	1.70	-	15.55	98.66
2	НМ-102-1	42.30	3.06	36.91	1.57	-	15.50	99.34
3	НМ-102-1	39.58	7.21	35.89	1.55	1.58	15.43	101.24
4	НМ-102-1	42.08	3.95	38.00	2.28	-	16.04	102.35
5	НМ-102-1	31.49	4.30	43.95	0.69	1.06	15.52	97.01
6	НМ-102-1	35.82	3.81	44.40	3.31	-	15.49	102.83
7	НМ-102-1	21.74	1.14	60.64	2.86	-	13.92	100.27

Формульные коэффициенты								
№ п/п	№ пробы	Bi	Ag	Pb	Fe	Cu	S	Сумма коэф.
1	НМ-102-1	48.87	7.00	43.99	7.51	0.00	119.63	227.00
2	НМ-102-1	49.92	7.00	43.93	6.93	0.00	119.22	227.00
3	НМ-102-1	2.56	0.90	2.34	0.37	0.34	6.50	13.01
4	НМ-102-1	1.88	0.34	1.71	0.38	0.00	4.68	8.99
5	НМ-102-1	1.81	0.48	2.55	0.15	0.20	5.81	11.00
6	НМ-102-1	1.96	0.40	2.45	0.68	0.00	5.52	11.01
7	НМ-102-1	1.98	0.20	5.57	0.98	0.00	8.27	17.00

Примечание. 1–2 – каннизарит ($Pb_{46}Bi_{54}S_{127}$) (расчет коэффициентов проведен на 227 атомов), 3 – нафильдит ($Pb_2Cu(Pb,Bi)Bi_2S_7$) (расчет коэффициентов проведен на 13 атомов), 4 – козалит ($Pb_2Bi_2S_5$) (расчет коэффициентов проведен на 9 атомов), 5–6 – лилианит ($Pb_3Bi_2S_6$) (расчет коэффициентов проведен на 11 атомов), 7 – ашамальмит ($Pb_6Bi_2S_9$) (расчет коэффициентов проведен на 17 атомов). При расчетах коэффициентов использовались формулы минералов, опубликованные в работе Y. Moelo с соавторами [46]. Анализы минералов выполнены в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Аналитик: Г.Б. Молчанова.

Таблица 5. Изотопный состав серы сульфидов Намовского месторождения.

№	Шифр	Рудное тело	Минерал	$\delta^{34}S_{VCDT}$, ‰
1	НМ-102-1	Зимнее	халькопирит	+1.6
2	НМ-101/1	Зимнее	пирротин	+0.3
3	НМ-104-2	Зимнее	пирит	+0.4

структур. Для золоторудных месторождений с висмутовой минерализацией характерно сосуществование мальдонита с самородным висмутом [52–54] в виде эвтектической ассоциации, образовавшейся при 241 °С в системе Au–Bi. Мальдонит устойчив в температурном диапазоне 371–116 °С [25, 26, 52–54]. Учитывая наличие в рудах месторождения Намовского высокомышьяковистого арсенопирита (I), звездчатых структур распада твердых растворов сфалерита и халькопирита, наличие железистого сфалерита, а также исходя из температур кристаллизации самородного висмута и мальдонита [1, 22, 25, 26, 40, 44, 51–54], можно предположить, что температурные условия минералообразования ранней стадии варьировали в пределах от 400 до 270 °С. А тесная ассоциация руд этой стадии с дайками, датированными в 103 ± 1 млн лет,

позволяют предполагать связь рудообразующего процесса непосредственно с главной фазой (105–103 млн лет) становления Водораздельного интрузива.

Формирование руд второй стадии минералообразования характеризуется увеличением фугитивности серы, данный факт отражается в кристаллизации более сернистого арсенопирита (II), массовым отложением сульфидов, Pb–Bi сульфосолей и серебряной минерализации. Возможно, что вторая рудная стадия связана с заключительной дайковой фазой становления магматической системы Водораздельнинского интрузива (возможно дайками дорофеевского комплекса). Известно, что происхождение висмутовых сульфосолей [47] связано с проникновением низкотемпературных флюидов (около 100–250 °С) в открытые трещины и заполнением пустот в более ранних рудных жилах, сложенных пиритом, арсенопиритом и другими минералами. Форма выделения матильдита в галените на месторождении Намовском также свидетельствует о более низких температурах образования руд второй стадии. По данным [27], матильдит при 250 °С является твердым раствором галенита и кубической модификации в-матильдита (шапбахит), ниже этой температуры данные минералы существуют самостоятельно.

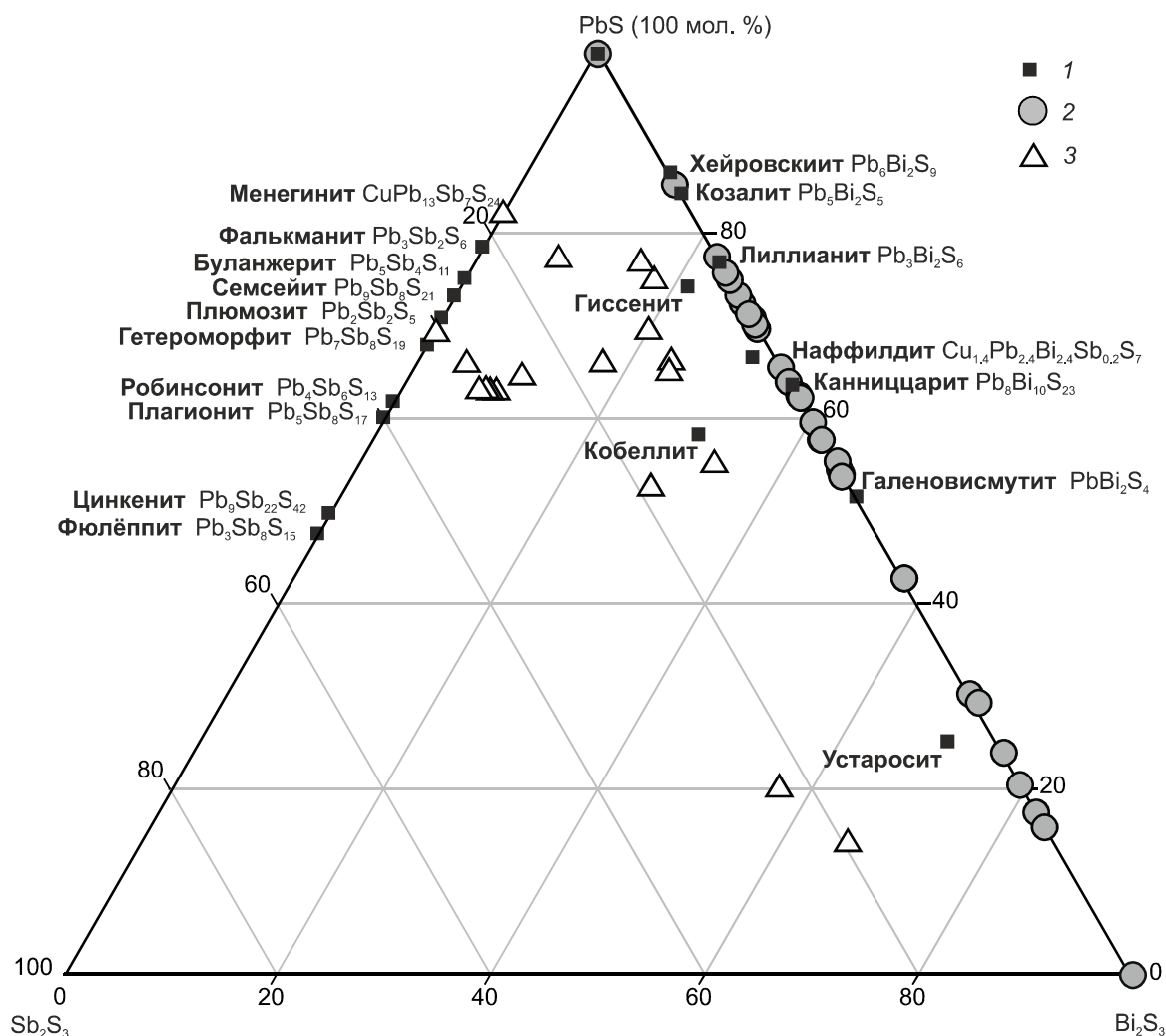


Рис. 10. Диаграмма составов минералов системы Pb-Bi-Sb-S Намовского рудопроявления в координатах PbS-Bi₂S₃-Sb₂S₃ (моль. %).

1 – теоретический состав; 2 – Малиновское месторождение; 3 – Намовское месторождение.

На фазовое отношение в гидротермальной системе большое влияние имеет изменяющееся соотношение активности рудных компонентов и температуры [26]. Для месторождения Намовское характерны два импульса формирования висмутовой минерализации, которые характеризуются закономерной сменой активности теллура и висмута (уменьшение), серы и серебра (рост) в рудообразующем флюиде. На примере месторождения Намовское видно, что при наличии выше указанных условий происходит смена теллуридов Bi и самородного Bi свинцовыми сульфовисмутитами, содержащими низкопробное золото (600–750 ‰). Значительные концентрации Bi и Pb в рудообразующих растворах способствовали образованию Pb-Bi и Ag-Bi сульфосолей. Это подтверждается и повсеместной примесью Pb в сульфотеллуридах

висмута и в Ag-Bi сульфосолях. На завершающем этапе в рудоносном растворе доминировало Ag. Данный факт доказывается не только наличием серебряной минерализации во второй рудной стадии, но и постоянной примесью Ag в Pb-Bi сульфосолях и в галените. Как было показано выше, для первой рудной стадии (1) арсенипирит-теллурид-сульфотеллуридно-висмутовой с самородными золотом, висмутом, мальдонитом (дефицит серы) характерна значительная f_{Te} , что отражается в наличии теллуридов и сульфотеллуридов висмута, в то время, как для второй стадии (2) характерна значительная f_S , что проявляется в наличии разнообразия сульфидов, сульфосолей висмута и серебряной минерализации.

Типоморфные характеристики рудных минералов (примеси Pb, Ag и Se в теллуридах и сульфотеллу-

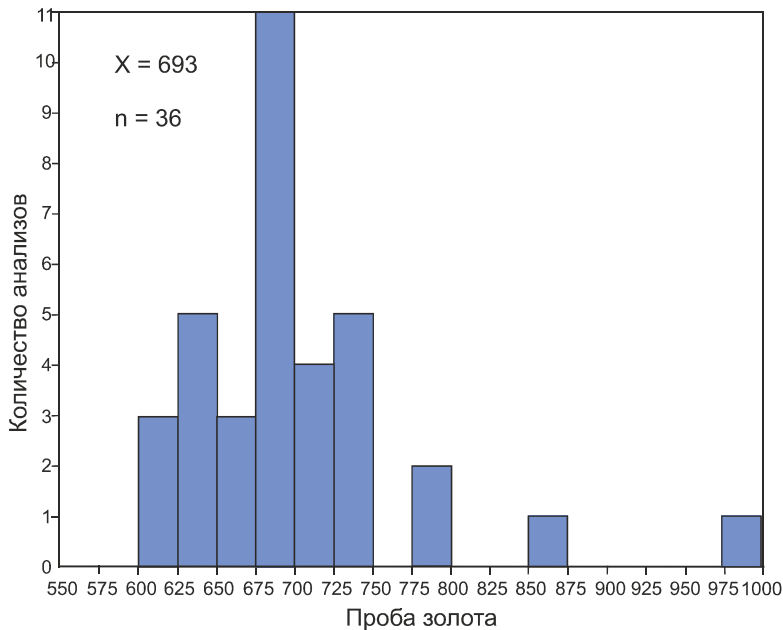


Рис. 11. Гистограмма частоты встречаемости самородного золота различной пробы Намовского месторождения.

ридах висмута; постоянные примеси Co и Ni в арсенопирите I и пирите I; значительные примеси Fe в сфалерите; примесь Se и Ag в галените II; наличие широкого спектра высокотемпературных свинцово-висмутовых сульфосолей (ашамальмит, бурсаит, козалит, лилианит, нафильдит)) позволяют сопоставить месторождение Намовское с золоторудным месторождением Малиновское [3, 12]. Отличительной особенностью руд Намовского месторождения, не отмеченной на месторождении Малиновское, является наличие минералов Ag – теллурида (гессит), сульфида (акантит), хлорида (кераргирит) – и присутствие сульфосолей Pb-Bi-Ag состава и касситерита, с одной стороны. А с другой стороны, для руд месторождения Намовское характерно отсутствие Pb-Bi-Sb и Pb-Cu-Sb сульфосолей (рис. 10), а также молибденита и шеелита (табл. 6).

Выявленные особенности Намовского и Малиновского месторождений позволяют предполагать существование минералого-геохимической зональности размещения оруденения в пределах единой рудно-магматической системы, отражающей закономерные изменения физико-химических условий минералообразования в пространстве на фоне движений по ЦСАР. Характерно, что на Малиновском месторождении пострудный этап проявился лишь в кварц-кальцит-флюоритовых прожилках в связи с внедрением даек поздне-меловых-раннепалеогеновых риолитов субширотной ориентировки [14], а на месторождении Намовском он представлен локально поздним пиритом, возможно, с карбонатами.

Учитывая датировки магматических пород Водораздельного интрузива и руд соседнего Малиновского месторождения, характер движений по зоне ЦСАР,

вариации ориентировки разнотипных рудных зон Намовского месторождения и особенности минерального состава его руд, можно предполагать формирование рудной системы месторождения в связи с альб-сеноманским магматическим этапом (103–95 млн лет). Выявленная стадийность рудной минерализации (ранняя – 400–270 °С, поздняя 350–200 °С) предполагает эволюцию данной системы на фоне начавшихся левосторонних движений по зоне ЦСАР.

Необходимо отметить, что мезозойско-кайнозойская геологическая история СВ Азии характеризуется чередующимися эпизодами субдукционного или трансформного сдвигового движения океанической плиты вдоль континентальной окраины Евразии. Это, в свою очередь, привело к закономерному формированию гранитоидных массивов, характеризующихся разным возрастом, составом и тектонической обстановкой. Готерив-сеноманский орогенный этап Сихотэ-Алиня связан со сдвиговым смещением раннепалеозойских континентальных блоков, последовательным деформированием юрских и раннемеловых террейнов и внедрением синорогенных известково-щелочно-магнезиальных (S- и I-типы) и железистых (A-тип) гранитоидов в синразломные бассейны сжатия и растяжения, соответственно [37]. Вероятно, стадийность формирования руд Намовского месторождения обусловлена чередующимися процессами левосторонних синсдвиговых дислокаций на трансформной окраине, сопровождающих становление Водораздельнинского интрузива и его дайковых комплексов, и происходила в интервале 103–95 млн лет. Этому соответствуют и практически близнулевые отношения стабильных изо-

Таблица 6. Сравнительная характеристика месторождений Малиновское и Намовское.

Важнейшие признаки	Объекты	
	Малиновское	Намовское
Местоположение	Журавлевский террейн	Журавлевский террейн
Формационный тип	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-кварцевый
Вмещающие породы	Монцогаббродиориты, монцодиориты, алевролиты	Алевролиты, песчаники, монцодиориты
Возраст пород, вмещающих оруденения	102.3 ± 1.8 до 106.6 ± 1.7 млн лет (ранний мел, альб [29], возраст продуктивной рудной минерализации от 96 до 102 млн лет [14])	102.3 ± 1.8 до 106.6 ± 1.7 млн лет (ранний мел, альб) ([29]; данные авторов)
Морфология рудных тел	Жилы, линейные жильные зоны, прожилково-вкрапленная минерализация	Жилы, прожилки
Текстуры руд	Прожилково-вкрапленная, массивная	Прожилково-вкрапленная, массивная
Жильные минералы	Кварц, карбонат и турмалин.	Кварц, карбонат и турмалин
Рудные минералы	<p>Сульфиды (халькопирит, пирит, арсенопирит (Со от 1 до 8 мас. %), пирротин, сфалерит, галенит), молибденит).</p> <p>Сульфосоли: сульфоантимонит меди (тетраэдрит), сложные <i>Pb-Bi-Sb</i> (кобеллит, <i>Sb-козалит</i>), <i>Pb-Cu-Sb</i> (бурнонит) и <i>Pb-Bi-Ag</i> (лиллианит-густавит).</p> <p>Висмутовые минералы: Самородный висмут. <i>Сульфиды висмута</i> (висмутин, икунолит); <i>сульфотеллуриды</i> (группа жозеита) и <i>теллуриды</i> (хедлейит) висмута. Интерметаллид золота (мальдонит); антимонид золота (ауростибит). Молибденит, самородное золото. Шеелит, флюорит.</p>	<p>Сульфиды (арсенопирит (Со от 1 до 4 мас. %; Ni от 0.69 до 0.82 мас. %), пирит (Со от 0.17 до 0.22 мас. %; Ni от 0.87 до 2.33 мас. %), халькопирит, пирротин, сфалерит (с примесью In) и галенит).</p> <p>Сульфотеллуриды (протожозеит, жозеит, сульфоцумоит и тетрадимит) и теллуриды (хедлейит, цумоит) висмута.</p> <p>Сульфосоли: <i>Pb-Bi</i> (козалит, лиллианит, каннисарит, галеновисмутит, нафильдит, ашамальмит) <i>Ag-Bi</i> (матильдит).</p> <p>Минералы серебра: <i>Теллурид и хлорид</i> серебра (гессит и кераргирит), сульфид серебра (акантит). Висмутин, самородный висмут, золото, мальдонит.</p>
Проба золота (‰)	Преобладает 750–775 ‰ и 825–850 ‰. Редко 620 ‰ и 960 ‰.	Преобладает 600–790 ‰. Редко 980 ‰

Примечание. Данные по [3, 12, 14, 29].

топов серы, характеризующие глубинный ее источник. Смена направления движения плит произошла в среднепалеоцен-эоценовый этап [8, 42], которому соответствует пострудная минерализация.

Характерный медный профиль золото-висмутовой минерализации вполне соответствует медной специфике альб-сеноманского этапа Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [37].

Стадийность минералообразования и приведенные типоморфные особенности минералов (дисперсия пробности самородного золота, разнообразный состав висмутовых минералов, наличие сульфосолей свинца и серебра) свидетельствуют о сходстве Намовского

месторождения с золоторудными объектами, содержащими висмутовую минерализацию, Дальнего Востока (Криничное, Болотистое, Пасечное, Малиновское и другие [3, 9, 10, 12, 13, 23, 24, 30, 34, 39, 48]) и Забайкалья (Средне-Голготайское [4]). В то же время, своим медным профилем и эволюционным сочетанием в рудах сульфотеллуридно-висмутовой и сульфосольно-висмутовой минерализации они отличаются от типичных золото-висмутовых (связанных с гранитоидами) месторождений мезозойского Северо-Востока России [2, 7, 56] и наиболее близки объектам Монголо-Охотского орогенного пояса трансформной природы [41]. Появление объектов такого типа в ассоциации с медно-пор-

3. Стадийность формирования руд Намовского месторождения обусловлена активными левосторонними синсдвиговыми дислокациями в условиях существования трансформной окраины Азиатского кратона. Первая стадия связана с альб-сеноманской главной фазой синорогенного магматизма 105–95 млн лет, а вторая – с завершающей дайковой фазой этого этапа. Пострудная гидротермальная минерализация обусловлена палеогеновой активизацией (61–55 млн лет).

4. Минералого-геохимические особенности руд и данные по изотопному составу серы минералов, а также монцитонитовидный тип рудоносного магматизма, возрастная близость с ним оруденения предполагают ведущую роль мантийных источников в рудогенезе.

5. По геологическим и минералого-геохимическим критериям месторождение Намовское сопоставимо с известными золоторудными месторождениями Сихотэ-Алиня (Малиновское) и Забайкалья (Средне-Голготайское), что предполагает его промышленную перспективность.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ № 23-47-00064.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Самусиков В.П. Мальдонит из золоторудных проявлений Восточной Якутии // Минер. журн. 1986. Т. 8, № 3. С. 65–71.
2. Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Востока России // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 94–103.
3. Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 1. С. 37–53.
4. Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометалльных руд Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 70–91.
5. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
6. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северозападного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 239.
7. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология.: Труды III Всерос. симпозиума. Магадан, 2006. С. 50–62.
8. Гребенников А.В., Касаткин С.А., Федосеев Д.Г., Ханчук А.И. Среднепалеоцен – раннеэоценовый (60.5–53 млн лет) этап магматизма на юге Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 34–40.
9. Гребенникова А.А. Самородное золото Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Хабаровский край) Типоморфные особенности как показатель связи в системе россыпь-коренной источник // Руды и металлы. 2013. №1. С. 60–70.
10. Гребенникова А. А., Саядян Г. Р., Шлыков С. А. Новые данные по минералогии золоторудного месторождения Пасечное (южный Сихотэ-Алинь, Россия) // Зап. Рос. минерал. об. 2021. Ч. CL. № 2. С. 28–41.
11. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Док. РАН. 2019. Т. 489, № 4. С. 405–408. doi:10.1134/S1028334X19080026.
12. Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И., Шлыков С.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Вещественный состав и геохимические особенности руд Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 5. С. 59–74.
13. Доброшевский К.Н. Геологическая позиция и минералого-геохимические особенности Малиновского золоторудного месторождения (Центральное Приморье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2019. 30 с.
14. Доброшевский К.Н., Горячев Н.А. О возрасте и геодинамических факторах формирования золотого оруденения Малиновского месторождения (Сихотэ-Алиньская золотоносная провинция, Россия) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 28–40.
15. Жао Дапенг, Пираино Франко, Лиу Люси. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.
16. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 57–78.
17. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 116 с.
18. Иванов В.Н., Монахов В.С., Рязанцева Л.А. и др. Золото-молибденитовая с теллуридами ассоциация Восточно-Сергеевского рудопоявления (Среднее Приднепровье) // Минерал. журн. 2004. Т. 26, № 4. С. 78–83.
19. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое: Дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 317 с.
20. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
21. Кемкина Р.А., Кемкин И.В. Вещественный состав руд и минералого-геохимическая методика оценки потенциального загрязнения окружающей среды токсичными элементами (на примере Прасоловского Au-Ag месторождения). Владивосток: Дальнаука, 2007. 212 с.
22. Колонин Г.Р. О самородном висмуте как о геологическом термометре. Кристаллизация висмута в гидротермальных условиях // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 15–25.
23. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 97–107.
24. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация в коренных источниках и россыпях месторождения Болотистого (Хабаровский край): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2011. 26 с.

25. Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условий образования интерметаллидов серебра и золота // Минерал. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 61–71.
26. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
27. Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. 126 с.
28. Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И., Родионов А.Н. О полигенности и полихромности Ороченско-Приманкинского вулканического поля Центрального Сихотэ-Алиня // Соотношение разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 95–110.
29. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 1. С. 1–8.
30. Степанов В.А. Металлогения золота Приморья // Вест. Амурского гос. ун-та. Серия: Естественные и экономические науки. 2012. № 59. С. 112–119.
31. Фомина М.И. Золото-редкометалльное оруденение в экзоконтактах палеозойских интрузивов (Омолонский срединный массив) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России / Сб. науч. статей. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 77–92.
32. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
33. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 56с.
34. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1635–1645.
35. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
36. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
37. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37.
38. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
39. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск, 2003. 148 с.
40. Ciobanu C.L., Birch W.D., Cook N.J., Pring A., Grundler P.V. Petrogenetic significance of Au-Bi-Te-S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia // Lithos. 2010. V. 116. P. 1–17.
41. Goryachev N.A., Borisenko A.S., Vakh A.S., Dril S.I., Gvozdev V.I., Efremov S.V., Spiridonov A.M., Grebennikova A.A., Dobroshevsky K.N. Gold mineralization of large suture zones (on the example of the Mongolo-Okhotsk and Sikhote-Alin orogenic belts, Southeast Russia) // ASEAN Geosciences and Earth Resources for Sustainable Development: 15th Regional Congr. on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia, 16–17 October, 2018 / Abs-s. Hanoi-GEOSEA, 2018. P. 367–368.
42. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
43. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences. / Ed. P.J. Sylvester. Mineral. association of Canada short course series. 2008, V. 40. P. 204–207.
44. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canad. Mineral. 1976. V. 14. P. 364–386.
45. Ludwig K.R. User's Manual for isoplot 3.70: A geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2008, V. 4, 76 p.
46. Mořlo Y., Makovicky E., Mozgova N. N., Jambor J.L., Cook N., Pring A., Paar W., Nickel E.H., Graeser S., Karup-Møller S., Balic-Žunic T., Mumme W.G., Vurro F., Topa D., Bindi L., Bente K., Shimizu M. Sulfosalt systematics: a review. report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineral. // Eur. J. Mineral. 2008. N. 20. P. 7–46.
47. Pažout R., Sejkora J. and Šrein, V. Bismuth and bismuth-antimony sulfosalts from Kutná Hora vein Ag-Pb-Zn ore district // Republic. J. Geosci. 2017. V. 62. P. 37–57.
48. Sayadyan G.R. Geology, magmatism and gold mineralization of South Primorye (the Askold strikeslip fault zone, Sergeevka terrane) / Metallogeny of the Pacific Northwest (Russian Far East): Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Interim IAGOD Conf. Excursion Guidebook. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 137–146.
49. Sejkora J., Litochleb J., Plasil J. et. al. Tsumoite and associated tellurides from the Au deposit Libčice near Nový Knín, Czech Republic: mineralogy and genetic significance // J. Geosci. 2009. V. 59. P. 73–82.
50. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26 (2). P. 207–221.
51. Sugaki A., Yamae N. Thermal studies in the intergrowth of chalcopyrite and sphalerite // Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai. 1952. P. 103–110.
52. Tooth B., Brugger J., Ciobanu C.L., Liu W. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids // Geol. 2008. V. 36. P. 815–818.
53. Tooth B., Ciobanu C.L., Green L., O'Neill. B., Brugger J. Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: An experimental study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 5423–5443.
54. Tooth B., Etschmann, B., Pokrovski G.S., Testemale D., Hazemann J., Grundler P.V., Brugger, J. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: an X-ray absorption spectroscopy and

- solubility study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 101. P. 156–172.
55. Vikentyev I., Banda R., Tsepin A., Prokofiev V., Vikentyeva O. Mineralogy and formation conditions of Portovelo-Zaruma gold-sulphide vein deposit, Ecuador // *Geochem., Mineral. Petrol.* 2005. V. 43. P. 148–154.
56. Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyarin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. P. 240–259.
57. Zhao D., Pirajno, F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // *Russian Geol. and Geophysics*. 2010. V. 51. P. 925–938.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым
после доработки 23.05.2023 г.
принята к печати 06.07.2023 г.

A.A. Grebennikova, K.N. Dobroshevsky, A.S. Vakh, N.A. Goryachev, V.B. Khubanov

**Geological position and gold-bismuth mineralization of the Namovskoye deposit
(southern Sikhote-Alin)**

Based on the results of a comprehensive geological and mineralogical-geochemical study of the ores of the Namovskoye deposit, new data have been obtained that reflect the specifics of mineralization. The ores of the deposit were formed in close connection with the manifestation of Early Cretaceous monzonitoid magmatism against the background of active left-hand movements along the Central Sikhote-Alin fault. U-Pb dating of the ore-bearing dike yielded an age of 103 Ma. The ores of the deposit, in addition to native gold, contain high concentrations of Ag, Bi, and Cu. A variety of bismuth minerals were found in the ores: sulfide (bismuthinite), telluride (hedleyite), sulfotellurides (tetradymite, joseite-A and joseite-B), Ag sulfobismuthite (matildite), Pb-Bi sulfosalts (aschamalmite, cannizzarite, cosalite, lillianite, nuffieldite, galenobismuthite), an intermetallic compound of gold (maldonite), and native bismuth. Silver minerals were also found: chloride (cerargyrite), sulfide (acanthite), and telluride (hessite). The typomorphic features of ore minerals and the geological structure of the Namovskoye deposit assign it to the gold deposits formed in a transform continental margin setting. A mantle source of ore mineralization is suggested.

Key words: gold-arsenic-copper-bismuth mineralization, Bi-sulfotellurides and Bi-sulfosalts, Albian-Cenomanian gold deposits in a transform margin setting, Sikhote-Alin.