

**МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТА И ПЛАТИНЫ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОМ АРИАДНЕНСКОМ
УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОМ МАССИВЕ (СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС)****В.П. Молчанов, А.И. Ханчук, Д.В. Андросов***ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022; e-mail: vpmol@mail.ru*

Поступила в редакцию 28 марта 2024 г.

В ультрабазит-базитах Ариадненского массива Сихотэ-Алинского орогенного пояса выявлено присутствие золото-платиноидной минерализации. Показано, что ультраосновные (перидотиты и пироксениты) и основные (ильменитовые и амфиболовые габбро) породы образуют единую серию с постепенным накоплением редких и редкоземельных элементов в более дифференцированных разновидностях. Приведены новые определения возраста циркона из ильменитового габбро (164.8 ± 0.48 млн лет). Выделено четыре разновидности золота, отличающиеся различным соотношением Au, Ag, Cu и Hg. Минералы платины представлены изоферроплатиной и куперитом. Изотопный состав сульфидов ультраосновных пород отвечает мантийному источнику, в то время как сульфиды ильменитовых габбро характеризуются изотопно-легкой серой, указывая на возможность участия в рудогенезе коровых пород. Изотопно-углеродный анализ углеродсодержащего вещества ультрабазит-базитов свидетельствует о присутствии в них производных глубинных флюидов и изотопно-легкого биогенного вещества осадочных пород. Приведенные данные показывают, что в формировании рудоносных интрузий ультрабазит-базитов участвовали мантийные и коровые процессы.

Ключевые слова: золото, платина, минералогия, геохимия, изотопия, ультрабазиты, базиты, Ариадненский массив, Сихотэ-Алинь, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный орогенный пояс (САОП) представляет собой участок континентальной литосферы, который сформировался в альбе-сеномане в результате прижима к континентальной окраине или коллизии с ней коллажа террейнов юрско-раннемеловых аккреционных призм с офиолитами и другими фрагментами океанической коры, раннемелового турбидитового бассейна и раннемеловой островной дуги [6, 7, 12, 24, 25, 39]. В южной части САОП выделяется кокшаровский комплекс ультрабазит-базитовых интрузий (рис. 1), внедрившийся в верхнюю и наиболее древнюю часть юрской аккреционной призмы с турбидито-меланжевым матриксом от конца ранней до средней юры и синсубдукционными включениями фрагментов океанической плиты: базальтов, палеозойских и триас-раннеюрских ленточных кремней, юрских кремнистых аргиллитов и палеозойских известняков (Самаркинский террейн). Комплекс включает несколько относительно крупных массивов ультрабазит-базитовых пород, металлогени-

ческий облик которых определяют не только титан, но и благородные металлы [4, 11, 29].

Благодаря уникальному набору полезных компонентов эти интрузивы кокшаровского комплекса неоднократно становились объектами пристального внимания исследователей. Но многие из них к настоящему времени так и остались малоизученными. Примером тому могут послужить руды и россыпи, генетически и пространственно тяготеющие к Ариадненскому массиву ультраосновных пород. В связи с вовлечением их в сферу промышленного освоения многие вопросы формирования золотой и платиновой минерализации, особенностей концентрирования и происхождения в настоящее время становятся достаточно острыми. Раскрытие отдельных аспектов обозначенной проблемы будет способствовать всестороннее изучение проявлений золото-платиновой минерализации, выявленных авторами в ультрабазит-базитах массива.

В настоящей работе рассмотрены петрохимические и геохимические характеристики базит-уль-

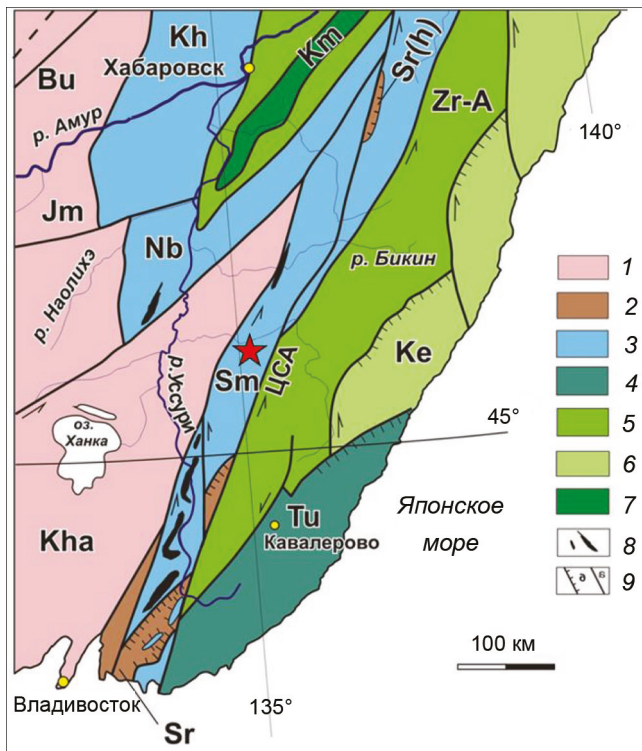


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алинского орогенного пояса [6]. Звездой обозначено местоположение Ариадненского массива.

1 – домезозойский Бурей (Bu)–Цзямусы (Jm)–Ханка (Kha) супертеррейн; 2–7 – террейны: 2 – палеозойской континентальной окраины, залегающей на юрской аккреционной призме (Sr – Сергеевский, Sr(h) – Хорский), 3 – юрской аккреционной призмы (Sm – Самаркинский, Nb – Наданьхада-Бикинский, Kh – Хабаровский), 4 – раннемеловой (неокомской) аккреционной призмы (Tu – Таухинский), 5 – раннемелового турбидитового бассейна (Zr-A – Журавлевско-Амурский), 6 – раннемеловой (готерив-альбской) островной дуги (Ke – Кемский), 7 – раннемеловой (готерив-альбской) аккреционной призмы (Km – Киселевско-Маноминский); 8 – офиолиты; 9 – разломы: а – сдвиги, б – надвиги, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский.

трабазитов, определены основные черты связанной с ними рудной и россыпной благороднометалльной минерализации, изучен изотопный состав серы сульфидов и углерода ультраосновных и основных пород, оценены источники рудного вещества. Особое внимание было уделено изучению состава самородного золота и платиноидов, поскольку исследования минеральных форм их нахождения в рудах и россыпях, установление индикаторных свойств, особенностей площадного распространения, как отмечалось ранее [17, 21, 33, 40, 42, 48], будут способствовать объективной оценке как золотого, так и платинометалльного потенциала изученной территории.

Главным источником информации, положенной в основу предлагаемой статьи, послужил каменный и

шлиховой материал, отобранный из старых поверхностных горных выработок, обнажений коренных горных пород и рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Малиновка, входящей в систему водосбора р. Уссури (правый приток р. Амур).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленные задачи решались с использованием минералого-геохимических, изотопно-геохимических и геохронологических методов исследований. Минералогические исследования осуществлялись с применением электронно-зондового микроанализатора Jeol Superprobe JXA 8100 с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments и электронного сканирующего микроскопа EVO-500XVP с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments.

Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [38].

Изотопный анализ серы сульфидов выполнен лазерным методом с использованием фемтосекундной лазерной абляции NWR Femto [37, 49]. Анализ серы отдельных мономинеральных проб сульфидов проведен после соответствующей пробоподготовки [8]. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Определения изотопного состава приведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.2\text{‰}$.

Изотопный анализ углерода в магматических породах выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [3]. Воспроизводимость метода составляет $\pm 0.1\text{‰}$.

Предметом геохронологических исследований избраны цирконы габброидов, выделенные из неизмененных вторичными процессами образцов горных пород. Выделение цирконов осуществлялось по стандартной схеме с применением методов дробления, магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручного отбора с использованием бинокулярного микроскопа. Все отобранные зерна, запрессованные эпоксидной смолой в монтировку, полировались и покрывались слоем золота толщиной 50 нм. Для вы-

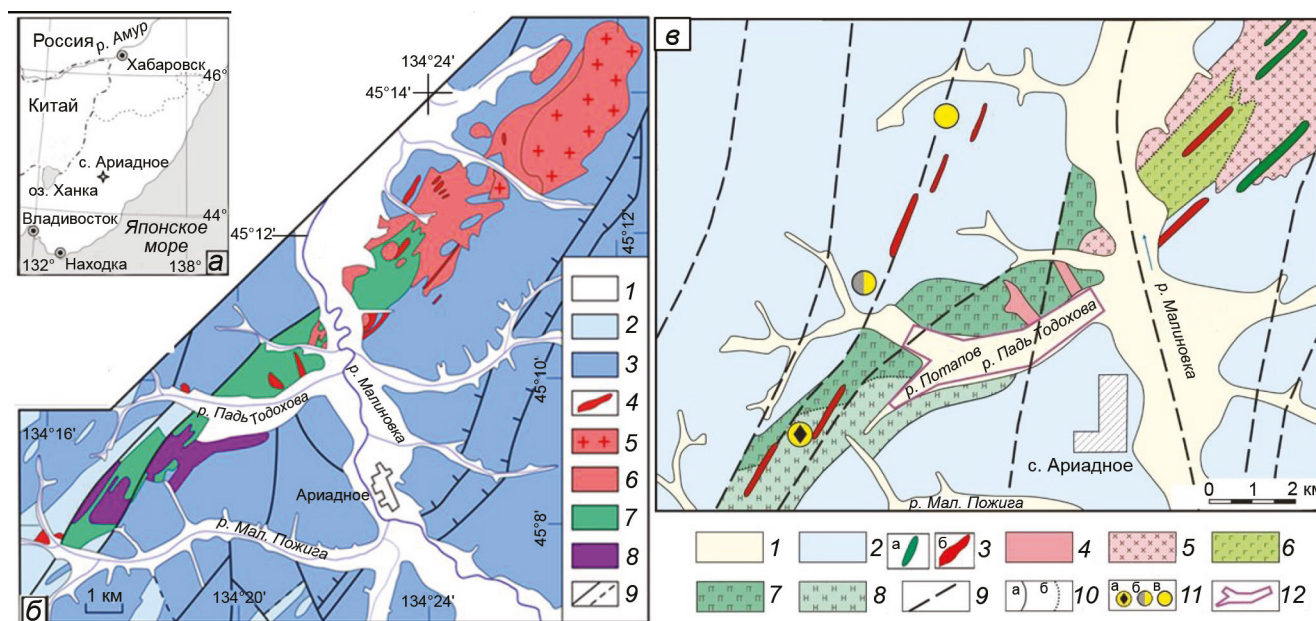


Рис. 2. Схемы геологического строения района Ариадненского массива (б) и размещения рудно-россыпной минерализации (в). Составлены авторами с использованием материалов В.М. Лосива (1990 г.), Г.С. Белянского (2011 г.) и А.И. Ханчука с соавторами [39].

а: Врезка – местоположение изученной площади; *б:* 1 – четвертичные отложения; 2 – ранне-среднеюрский субдукционный меланж с алевролитовым матриксом и включениями пермских и триасовых кремней, базальтов и раннеюрских кремнистых аргиллитов; 3 – среднеюрские турбидиты; 4 – позднемеловые интрузии и дайки основного и кислого состава; 5–8 – породы Ариадненского массива: 5 – граниты, 6 – габбродиориты, диориты, монцодиориты и сиениты, 7 – габбро, ильменитовые габбро, 8 – перидотиты и пироксениты; 9 – разломы; *в:* 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – ранне-среднеюрские турбидиты и олистостромы аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и раннемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов; 3 – дайки основного (а) и кислого (б) состава (K_2); 4 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K_2); 5–8 – породы Ариадненского массива (K_1): 5 – диориты, 6 – габбро, 7 – габбро с ильменитом и шлирами перидотитов, 8 – перидотиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – границы разновозрастных стратиграфических и интрузивных образований: достоверные (а), фациальные (б); 11 – месторождение и рудопоявления: Ариадненское (а), Тодоховское (б), Конторское (в); 12 – контур золото-ильменитовой россыпи.

бора конкретных участков датирования использовали изображения цирконов в проходящем и отраженном свете и катодolumинесцентные снимки (CLI), на которых видны внутренняя структура, зональность, трещиноватость, включения. U-Pb датирование и микроэлементный анализ цирконов проводились методом LA-ICP-MS в Аналитическом центре Цзилинского университета (г. Чанчунь, КНР), а также в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на высокоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP II.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ариадненский двухфазный массив представляет собой веретёновидное тело (2×20 км), согласно удлинению генеральному СВ простиранию пликативных структур обрамления; расположен в зоне крупного СВ разлома (рис. 2, б, в). Вследствие этого на значительном протяжении его границы с вмещающими породами прямолинейные тектонические. Геофизические данные и резко асимметричная форма контакто-

вого ореола шириной до 200 м вдоль СЗ контакта и до 3 км вдоль ЮВ границы свидетельствуют о пологом погружении кровли плутона в юго-восточном направлении [1].

В геологическом строении изученной площади принимают участие среднеюрские турбидиты и микститы (субдукционный меланж) аккреционной призмы с включениями позднепалеозойских и раннемезозойских океанических кремней, сланцев, известняков и базальтов (рис. 2, б, в).

Вулканогенно-осадочные породы прорваны Ариадненской интрузией ультраосновного состава, юго-западная часть которой сложена ультраосновными породами первой фазы – перидотитами и оливковыми пироксенитами, постепенно переходящими к центру в ильменитовые и амфиболовые габбро. На северо-востоке интрузии преобладают диориты, монцодиориты и сиениты второй фазы. Ко второй фазе отнесены также немногочисленные, маломощные

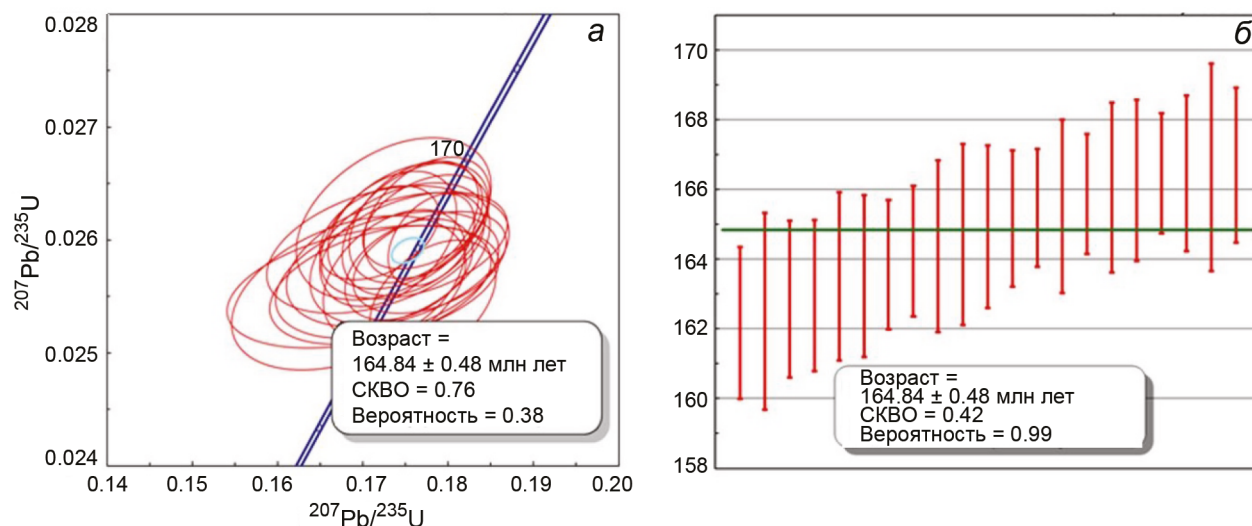


Рис. 3. Диаграмма с конкордией (а) и график средневзвешенного возраста (в) для цирконов из ильменитовых габбро Ариадненского массива (обр. Ар1-17).

дайки диабазов, сиенитов, трахибазальтов и умереннощелочных пикритов в интрузии первой фазы и во вмещающих массив роговиках, а также своеобразные дайки флюидоэксплозивных брекчий умереннощелочных пикритов, приуроченные к ЮВ экзоконтакту плутона. Возможно, что граниты на СВ окончании массива являются фазой Ариадненского массива [29].

Ариадненский рудно-россыпной узел, совпадающий с контурами изученного массива, включает в себя Ариадненское золото-ильменитовое месторождение с россыпями р. Падь Тодохова и кл. Потапова, а также золото-сурьмяное Тодоховское и золото-медное Конторское рудопроявления (рис. 2, в).

Возраст пород Ариадненского массива является предметом дискуссии. Сотрудниками Института Карпинского (ранее ВСЕГЕИ) А.А. Аленичевой и Т.Е. Салтыковой на высокоразрешающем ионном микрозонде SHRIMP II были датированы цирконы из пород Ариадненского массива и получены конкордантные возрасты для амфиболового габбро 161 ± 2 , а для оливинового габбро 97.8 ± 1 млн лет. Эти данные приведены в Геохронологическом атласе-справочнике [20]. Нами в этом же институте проведено датирование цирконов из ильменитового габбро, представленных округлыми, зональными зернами, центральные части которых имеют более древний возраст ~ 150 млн лет, а краевые ~ 130 млн лет. Вероятно, это связано с привнесом U и Th в центральные части зерен, и истинному возрасту они не соответствуют, тогда как их края формировались на последней стадии кристаллизации и возраст краевых частей ближе к истинному.

Для проведения дополнительного U-Pb датирования в каждой предварительно издробленной пробе габброидов было отобрано по 25 наиболее представительных зерен циркона, не содержащих видимых включений. Выделенные зерна цирконов в основном прозрачные, идиоморфные, удлиненно-призматические, размером 100–350 мкм, реже встречаются обломки размером до 150 мкм. К настоящему времени в Аналитическом центре Цзилинского университета (г. Чанчунь, КНР) проанализировано две пробы цирконов ильменитовых габбро. В первой из них конкордантный возрастной кластер образует 21 точку в 10 зернах. На диаграммах с конкордией и средневзвешенного возраста получены идентичные датировки, составляющие 164.8 ± 0.48 млн лет (рис. 3). Во второй пробе было обнаружено несколько зерен со средневзвешенным U-Pb возрастом 195 млн лет, а U-Pb датировка других соответствует 880 млн лет. Возможно, все эти зерна были захвачены ильменитовыми габбро в процессе формирования массива. Полученные результаты указывают на необходимость более детальных исследований цирконов для определения U-Pb возраста Ариадненского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВ

Ультраосновные породы Ариадненского массива характеризуются широкими вариациями структурно-текстурных особенностей и представлены в различной степени амфиболитизированными перидотитами, пироксенитами, серпентинитами и горнблендитами [19, 23, 32]. В изученной нами коллекции ультрама-



Рис. 4. Зерна оливина (светлое) с каймой серпентина в клинопироксените. Увел.10 диаметр 2.3 мм.

фиты представлены перидотитами и пироксенитами (клинопироксенитами).

Перидотиты – мелко- и среднезернистые породы темно-зеленого до черного цвета, сложенные в основном ксеноморфными выделениями оливина (60–70 %) и изометричными зернами клинопироксена (20–30 %). Пространство между ними заполняет измененный плагиоклаз (до 10 %). Встречаются округлые зерна хромистой шпинели и скопления рудных минералов (ильменита, магнетита). Оливин замещается ассоциацией вторичного серпентина и магнетита. В то же время, в серпентинизированных разновидностях сохраняются только зерна оливина. Ильменит и сульфиды в большинстве случаев выполняют межзерновое пространство, однако нередко они содержатся в виде тонкой эмульсионной вкрапленности. Изученные образцы перидотитов по минеральному составу можно отнести к серпентинизированным плагиоклазовым верлитам.

Пироксениты – массивные, слабо трещиноватые, темные, зеленовато-серые породы, выполненные мелкозернистыми агрегатами моноклинного пироксена (до 80 %). Среди других минералов выделяются оливин, ромбический пироксен и основной плагиоклаз (рис. 4). К наиболее распространённым вторичным минералам относится гидрогранат. Из рудных минералов отмечено присутствие ксеноморфных зерен ильменита и тонкой вкрапленности сульфидов, местами образующих относительно крупные скопления.

Основные породы представлены ильменитовыми и амфиболовыми габбро. Контакт между перидотитами и габброидами тектонический. Ильменитовые габбро – серые мелкозернистые массивные породы, состоящие из идиоморфных зерен пироксена и плагиоклаза. Межзерновое пространство заполняют ксеноморфные округлые и удлиненные зерна ильменита,

присутствующие в повышенных количествах. По соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов выделяются меланократовые и лейкократовые разновидности. Меланократовые ильменитовые габбро содержат от 30 до 15 % плагиоклаза и, вероятно, являются переходной породой к пироксенитам. На них приходится наибольший процент содержания рудных минералов (до 35 %). Лейкократовые разновидности включают до 70 % плагиоклаза и 10 % рудных минералов. В структуре последних отмечаются меланократовые шпильеры (рис. 5).

Состав перидотитов и пироксенитов (табл. 1, 2) характеризуются низкими железистостью ($f = 18.1-24.6$) и глиноземистостью ($Al' = 0.02-0.07$), обогащенностью титаном, никелем и хромом при низких концентрациях щелочей ($Na_2O + K_2O = 0.1-0.5$ мас. %). По типу щелочности (табл. 3) они относятся к натровому типу ($Na_2O/K_2O > 4$). Перидотиты отличаются высокими содержаниями магния ($MgO = 31-32$ мас. %), а пироксениты – кальция ($CaO = 16$ мас. %). На классификационной TAS-диаграмме перидотиты попадают в область ультраосновных пород, в то время как более кремниевые пироксениты – в поле низкощелочных габброидов (рис. 6).

Ультрамафитам Ариадненского массива свойственно (табл. 2) низкое суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), полого-наклонный тренд их распределения за счет слабого фракционирования легких РЗЭ по отношению к тяжелым ($LREE/HREE = 3.36-4.65$; $Lan/Lun = 3.45-5.22$). На мультиэлементной диаграмме породы образуют единую серию с общими минимумами по Sr, Zr, Hf и максимумом по Pb, что контролируется минеральным составом пород (рис. 7, а, б).

Меланократовые ильменитовые габбро – низкоглиноземистые, умереннощелочные ($Na_2O + K_2O =$

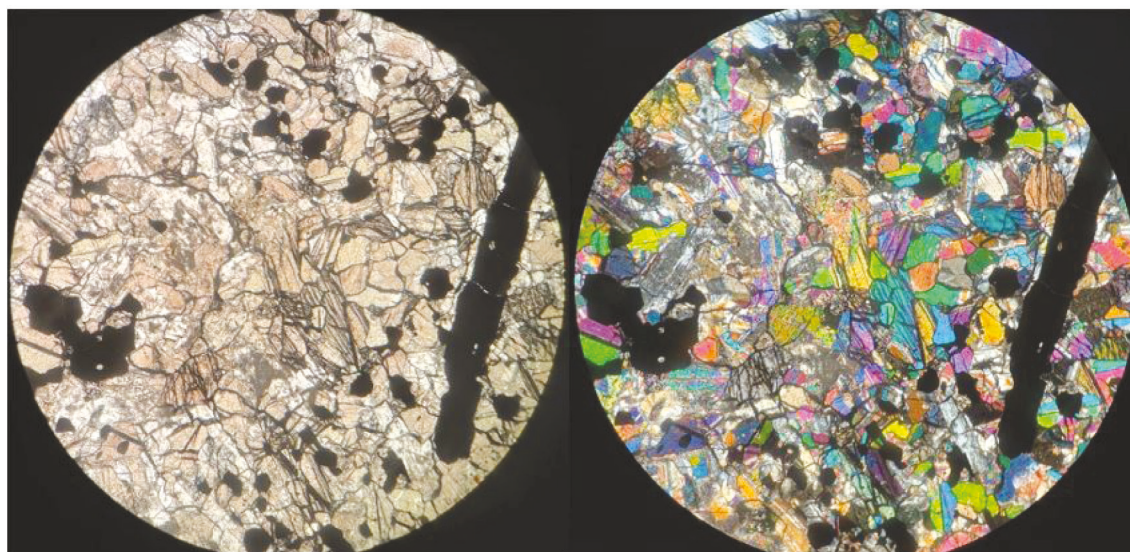


Рис. 5. Меланократовые шпирь и основная масса ильменитовых габбро. Увел. 2,5 диаметр 9,2 мм.

1.13–1.36 мас. %), низкокальцевые породы, обогащенные рудными компонентами. Их химический состав (табл. 1) отличается резко повышенным содержанием титана (TiO_2 до 10 мас. %), высокими концентрациями кальция (CaO до 15 мас. %) и пониженным кремнеземом ($\text{SiO}_2 = 36\text{--}37$ мас. %). Лейкократовые разновидности – значительно более щелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.57$ мас. %) и высокоглиноземистые породы, отличающиеся меньшими содержаниями Ti (4.87 мас. %), и большими – Ca, Al и Si. На классификационной TAS-диаграмме лейкократовые и меланократовые разновидности попадают в область ультраосновных щелочных пород (рис. 6).

Меланократовые ильменитовые габбро (табл. 3) характеризуются низкими концентрациями РЗЭ (ΣREE до 20 ppm) и слабой степенью их фракционирования ($\text{La/Lu} = 1.95\text{--}1.97$). Спектры распределения

РЗЭ демонстрируют преобладание лантаноидов средней группы по отношению к легким и тяжелым. Лейкократовые разновидности отличаются более высокими концентрациями РЗЭ, фракционированием легких лантаноидов относительно тяжелых ($\text{La/Lu} = 7.73$) и наличием положительной европиевой аномалии ($\text{Eu/Eu}^* = 1.47$). Конфигурация тренда распределения РЗЭ характеризуется отрицательным наклоном. Для ильменитовых габбро присущи положительные аномалии по Pb, Sr, Ti, отрицательные – по отношениям Th/U и La/Ce.

Амфиболовые габбро – зеленовато-серые, мелко-среднезернистые породы, состоящие в основном из ксеноморфных зерен плагиоклаза (60–70 %), пироксена (10–20 %) и зеленовато-бурого амфибола (до 10 %). Среди акцессорных минералов выделяются апатит и биотит. Отмечается постоянное при-

Таблица 1. Химический состав ультраосновных и основных пород (мас. %).

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ППП	Σ
23/3А	35.08	1.08	1.96	9.58	9.62	0.21	31.37	2.58	0.20	0.08	0.06	0.72	7.39	99.88
23/6А	38.02	0.30	0.99	7.34	6.22	0.16	32.52	5.66	0.08	0.02	0.03	0.40	8.00	99.75
23/6В	47.42	0.73	2.26	1.79	7.04	0.14	21.68	16.12	0.43	0.09	0.05	0.25	1.76	99.78
23/3В	36.08	9.64	13.13	3.13	10.11	0.12	10.45	13.53	0.99	0.37	0.02	0.20	2.06	99.84
23/4	37.17	8.02	11.12	3.17	9.77	0.13	12.97	14.83	0.83	0.31	0.02	0.10	1.26	99.70
23/5	43.53	4.87	19.22	0.89	7.52	0.12	6.50	9.30	2.18	2.40	0.07	0.20	3.09	99.87
23/7А	45.89	3.50	12.61	2.70	10.15	0.17	7.78	8.86	3.17	1.57	0.51	0.10	2.66	99.76
23/7С	46.70	2.84	12.60	1.32	10.29	0.16	8.77	8.97	2.85	1.58	0.46	0.10	2.92	99.56
23/15	48.13	3.56	8.92	13.27	-	0.16	9.95	10.37	2.08	1.14	0.40	0.26	1.42	99.65

Примечание. 23/3А, 23/6А – перидотиты; 23/6В – пироксенит; 23/3В, 23/4, 23/5 – ильменитовые габбро; 23/7А, 23/7С, 23/15 – амфиболовые габбро.

Таблица 2. Микроэлементы (г/т) в базитах и ультрабазитах.

Элементы	Пробы								
	23/3А	23/6А	23/6В	23/3В	23/4	23/5	23/7А	23/7С	23/15
Li	0.883	2.461	2.378	3.381	1.603	9.536	10.365	12.29	-
Be	0.314	0.094	0.332	0.203	0.201	0.513	2.011	1.885	1.229
Sc	16.717	22.823	40.871	43.654	43.133	20.813	27.758	30.731	38.939
V	150.273	55.442	133.137	461.723	388.550	282.591	292.622	233.287	407.291
Cr	1462.321	1603.348	2084.689	160.604	319.587	101.501	265.986	334.011	449.049
Co	121.221	107.261	57.925	72.090	81.037	40.660	34.798	38.827	56.300
Ni	671.610	749.565	436.915	75.659	105.729	61.479	78.033	102.346	262.787
Cu	88.669	139.693	233.708	66.447	82.109	26.050	45.392	43.584	93.678
Zn	121.612	84.908	51.305	33.703	39.404	51.905	119.112	110.111	102.302
Ga	4.397	1.771	3.851	11.273	10.241	19.578	21.133	18.776	16.809
Ge	1.024	1.241	2.071	1.188	1.252	0.932	1.758	1.481	-
As	0.232	0.626	0.160	0.126	0.103	0.290	0.624	0.769	-
Se	0.191	0.186	0.367	0.232	0.422	0.285	1.262	0.952	-
Rb	0.357	0.664	2.345	8.970	3.223	67.978	28.943	26.845	32.683
Sr	31.303	13.601	64.406	486.149	315.032	802.658	761.976	593.609	427.700
Y	2.967	2.745	6.840	5.207	6.188	8.615	38.731	26.560	25.886
Zr	20.721	8.676	25.325	33.035	34.995	66.967	222.723	293.293	260.160
Nb	2.348	1.120	2.042	7.501	6.608	18.407	44.615	33.299	30.074
Mo	0.041	0.067	0.120	0.077	0.083	0.502	0.770	0.219	1.644
Cd	0.075	0.085	0.149	0.083	0.090	0.129	0.204	0.134	-
Sn	2.719	0.707	0.736	0.690	2.817	2.634	5.550	2.373	2.508
Sb	0.110	0.258	0.094	0.018	0.011	0.205	0.204	0.134	-
Te	0.054	0.065	0.070	0.036	0.013	0.034	0.057	0.034	-
Cs	0.119	0.191	0.631	0.722	0.385	1.394	0.778	0.769	0.801
Ba	11.412	8.844	21.562	48.401	28.066	309.985	428.059	364.501	250.150
La	1.854	1.319	2.675	1.092	1.356	8.259	49.381	37.307	34.027
Ce	4.675	3.315	7.491	3.515	4.601	19.323	121.172	89.887	74.957
Pr	0.661	0.477	1.121	0.628	0.826	2.457	14.443	10.453	9.825
Nd	3.171	2.350	5.914	3.859	4.940	11.041	62.431	45.278	41.927
Sm	0.858	0.627	1.745	1.346	1.631	2.566	13.549	9.837	9.686
Eu	0.253	0.205	0.558	0.521	0.611	1.248	3.356	2.851	3.044
Gd	0.828	0.729	1.928	1.479	1.826	2.533	12.864	9.252	7.092
Tb	0.126	0.121	0.299	0.223	0.277	0.366	1.819	1.277	1.178
Dy	0.728	0.654	1.708	1.340	1.600	2.066	9.502	6.457	5.544
Ho	0.126	0.114	0.298	0.234	0.291	0.391	1.688	1.156	1.134
Er	0.337	0.351	0.783	0.615	0.714	0.988	4.545	2.971	3.081
Tm	0.045	0.037	0.097	0.082	0.092	0.132	0.546	0.359	0.360
Yb	0.243	0.274	0.608	0.486	0.525	0.836	3.411	2.228	2.233
Lu	0.037	0.040	0.077	0.058	0.072	0.111	0.435	0.294	0.243
Hf	0.573	0.307	0.784	1.325	1.506	1.540	2.906	5.648	6.518
Ta	0.164	0.095	0.138	0.672	0.613	1.339	2.759	1.954	1.948
W	0.149	1.977	0.084	0.070	0.024	0.898	0.920	0.615	1.065
Tl	0.038	0.011	0.012	0.016	0.013	0.102	0.086	0.087	-
Pb	0.582	0.790	1.362	0.523	1.356	5.442	4.192	2.932	3.238
Bi	0.023	0.021	0.081	0.001	0.002	0.016	0.034	0.013	-
Th	0.210	0.195	0.341	0.042	0.570	0.973	3.396	4.013	4.513
U	0.059	0.062	0.091	0.013	0.135	0.233	0.668	0.618	0.940

Примечание. 23/3А, 23/6А – перидотиты; 23/6В – пироксенит; 23/3В, 23/4, 23/5 – ильменитовые габбро; 23/7А, 23/7С, 23/15 – амфиболовые габбро.

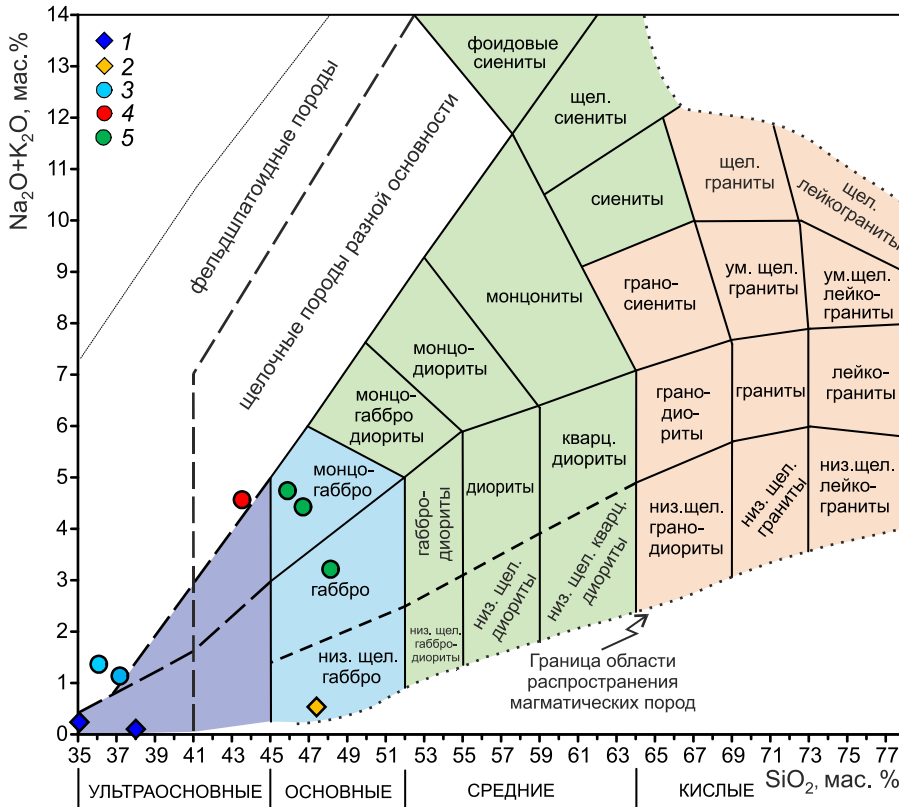


Рис. 6. TAS-диаграмма [30] для plutонических пород Ариадненского массива.

1 – перидотиты, 2 – пироксениты, 3 – меланократовые ильменитовые габбро, 4 – лейкократовые ильменитовые габбро, 5 – амфиболовые габбро.

Таблица 3. Индикаторные геохимические показатели изученных образцов.

	23/3А	23/6А	23/6В	23/3В	23/4	23/5	23/7А	23/7С	23/15
f	24.60	18.12	18.30	40.98	35.33	41.80	47.58	42.33	40.24
Na ₂ O+K ₂ O	0.23	0.10	0.53	1.36	1.13	4.57	4.74	4.42	3.21
Na ₂ O/K ₂ O	6.78	5.23	4.68	2.66	2.71	0.91	2.02	1.81	1.82
Al'	0.04	0.02	0.07	0.55	0.43	1.29	0.61	0.62	0.38
Σ REE	13.94	10.61	25.30	15.48	19.36	52.32	299.14	219.61	194.33
Σ LREE	11.47	8.29	19.50	10.96	13.97	44.89	264.33	195.61	173.47
Σ HREE	2.47	2.32	5.80	4.52	5.40	7.42	34.81	24.00	20.86
LREE/HREE	4.65	3.57	3.36	2.43	2.59	6.05	7.59	8.15	8.31
Nb/Ta	14.34	11.79	14.77	11.17	10.79	13.75	16.17	17.04	15.44
Zr/Hf	36.14	28.29	32.29	24.92	23.23	43.48	76.64	51.93	39.91
Eu/Eu*	0.90	0.92	0.92	1.12	1.08	1.47	0.76	0.90	1.07
La/Lu	5.22	3.45	3.61	1.97	1.95	7.73	11.79	13.16	14.52
La/Yb	5.18	3.27	2.99	1.53	1.75	6.71	9.83	11.37	10.35
Ce/Yb	5.05	3.18	3.24	1.90	2.30	6.07	9.33	10.59	8.82
La/Sm	1.35	1.31	0.96	0.51	0.52	2.01	2.28	2.37	2.19

Примечание. $f = 100 \times \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$; $\text{Al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$

сутствие незначительных количеств рудных минералов. Для них характерен щелочной уклон ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.21\text{--}4.74$ мас. %) и низкая глиноземистость. По сравнению с ильменитовыми габбро отмечаются значительно меньшие концентрации титана (TiO_2 до 3.5 мас. %), но возрастают содержания кремнезема, щелочей и фосфора. На классификационной TAS-диаграмме (рис. 6) их фигуративные точки

попадают в поля габбро и монцогаббро. Для амфиболовых габбро типичны высокие содержания РЗЭ (ΣREE до 300 ppm), преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и отсутствие ярко выраженных аномалий. По характеру распределения РЗЭ и микроэлементов, а также уровню их концентрации ариадненские амфиболовые габбро соответствуют ОІВ [43, 47].

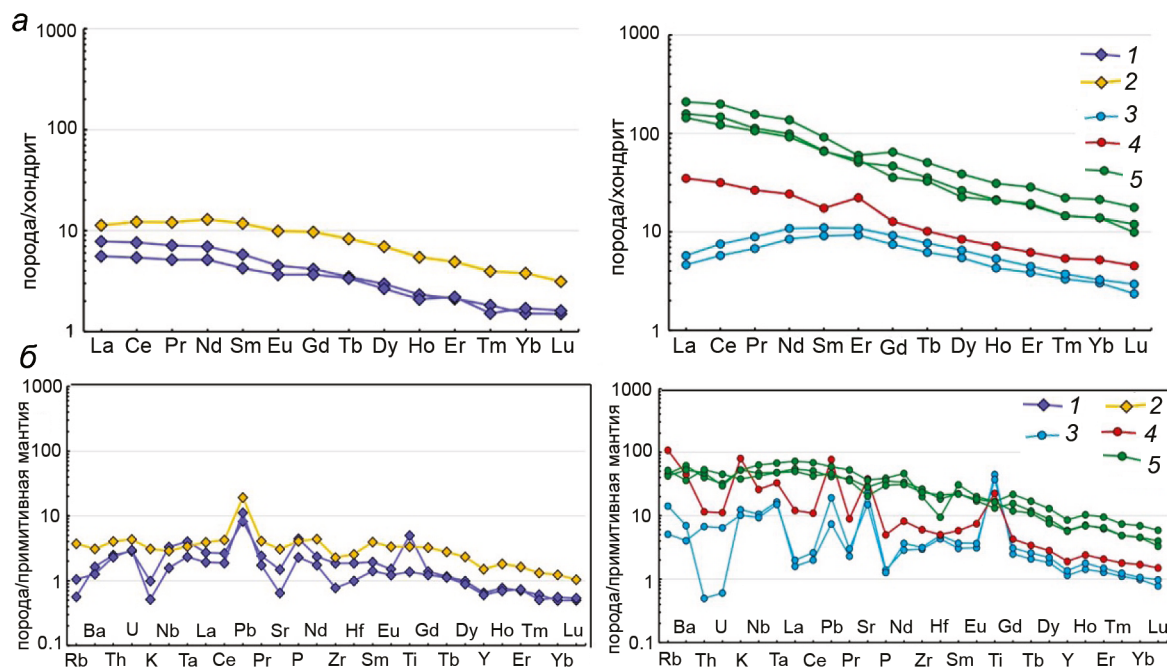


Рис. 7. Графики распределения редкоземельных элементов (а), нормированных по хондриту, редких и рассеянных (б) – по примитивной мантии [47].

1 – перидотиты, 2 – пироксениты, 3 – меланократовые ильменитовые габбро, 4 – лейкократовые ильменитовые габбро, 5 – амфиболовые габбро.

СПЕЦИФИКА СОСТАВА МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Одной из отличительных черт ультрабазит-базитов Ариадненской интрузии является присутствие первичной (магматической) благороднометалльной минерализации. Как показали наши исследования, в перидотитах и пироксенитах концентрации золота редко превышают 0.02–0.03 г/т. В рудных ильменитовых габбро содержания золота колеблются в интервале от 0.03 до 0.2 г/т и лишь в единичных случаях достигают 1.0 г/т. При этом ресурсы благородных металлов оцениваются весьма высоко. Судя по фоновым материалам (В.М. Лосив, 1990 г.), прогнозные запасы благородных металлов составляют несколько десятков тонн.

Золото. Самородное золото ультраосновных пород (23 зерна) по особенностям химизма подразделяется на три группы. В первую из них, входят микронные выделения (рис. 8) практически беспримесного золота (проба до 1000 ‰). Лишь в отдельных золотилах отмечается присутствие углерода.

Ко второй группе (доминирующей) относятся мелкие частицы металла ярко-желтого цвета размером не более 0.05 мм, основу макросостава которых составляют Au (экстремум в пределах от 94.3 до 95.3 мас. %) и Ag (3.7–5.6 мас. %). Третья группа

состоит из мелких изометричных частиц золота желтого цвета с красноватым оттенком. Типоморфной примесью этих высокопробных (4–5 мас. % Ag) золотинов можно считать медь, содержание которой обычно колеблется в пределах 2.1–3.5 мас. % (рис. 9).

Отличительной чертой ильменитовой россыпи, продуцируемой рудными ильменитовыми габбро, является присутствие трех групп самородного золота – медистой, ртутистой и серебристой [26]. Первая из них представлена тонкими (менее 0.1 мм) изометричными золотинами ярко-желтого цвета с красноватым оттенком средней пробы (850–900 ‰), характеризующихся постоянным присутствием Cu (0.1–3.2 ат. %). Во вторую входят мелкие зерна (менее 0.1 мм) изометричных очертаний, примечательных постоянным присутствием примесей (мас. %) Hg от 3.5 до 4.3. Концентрации Au и Ag колеблются, соответственно, от 53.7 до 55.4 и от 39.1 до 41.4. Они характеризуются невысокой гипергенной устойчивостью. Своеобразие вторичных преобразований выразилось в образовании высокопробной пористой диффузионной зоны, в которой практически полностью отсутствует Hg. Схожие изменения претерпевало гипогенное ртутистое золото в процессе формирования многих россыпей Урала, тяготеющих к интрузиям ультрабазитов [15]. Третья группа состоит из низко-, средне- и высокопробных, в

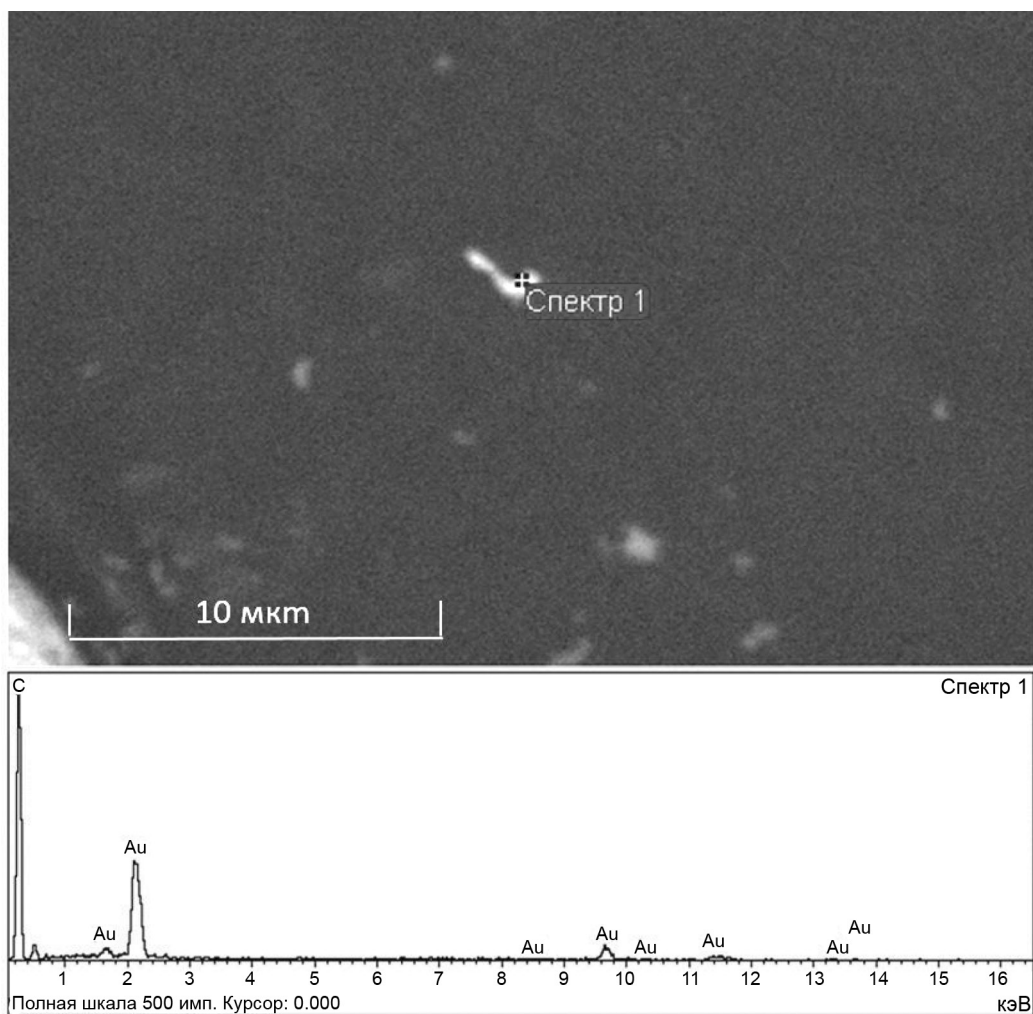


Рис. 8. Изображение беспримесного золота с соответствующим энергодисперсионным спектром.

понимании [21], разновидностей золото-серебряных соединений. Наиболее широко представлены золотины средней пробы. Макроскопически эти обособления – комковидные (до 0.3 мм в поперечнике), редко пластинчатые частицы желтого цвета. Поверхность частиц – мелкоямчатая, окатанность – средняя, иногда плохая. Они характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний значений пробы от 850 до 930 ‰.

Ртутистый и медистый состав самородного золота россыпей [16, 34, 44] является важным информативным признаком «ультрабазитового» типа коренного источника. Так, находки самородного золота с высокими концентрациями Cu и Hg неоднократно отмечались в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к базит-гипербазитам Урала [22], Приамурья [13]. 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 первично-магматического генезиса имеет принципиальное значение, поскольку может использоваться при металлогенических построениях, а также оценке перспектив ресурсного потенциала территорий не только юга Дальнего Востока, но и других регионов.

Платина. Минералы платиноидов, выделенные из протолок ультрабазитов, образуют округлые, комковидные зерна (рис. 10). Размер их варьирует в пределах 0.05–0.15 мм. Анализ 7 изученных зерен с применением сканирующей электронной микроскопии показал, что их также можно отнести к изоферроплатине (Pt от 88.45 до 90.11 мас. %), соответствующей формализованной формуле Pt_3Fe .

Поверхности зерен изоферроплатины фрагментарно покрыты наноразмерной пленкой толщиной порядка 500–600 нм, состоящей из углерода, железа, циркония, кремния, хлора и серы (рис. 11). На ней обнаружены микронные изометричные выделения

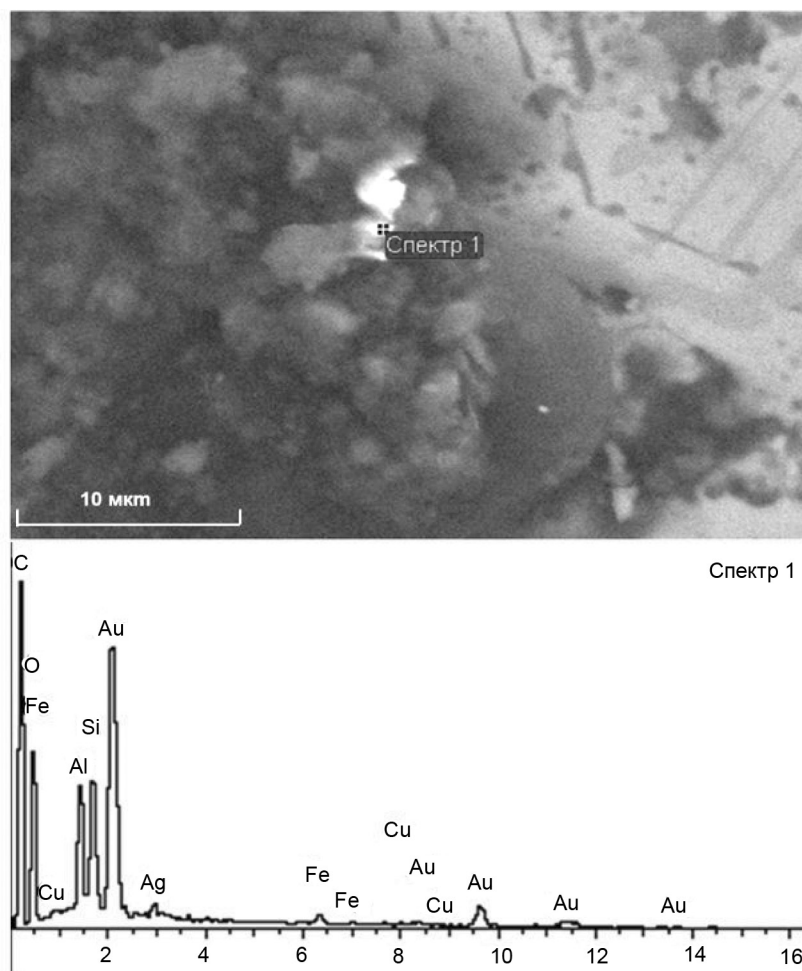


Рис. 9. Изображение медистой золотины.

сульфида платины – куперита (Pt от 84.4 до 86.1, S от 10.8 до 15.6 мас. %). Исходя из взаимоотношений минералов, можно заключить, что метасоматические преобразования Fe-Pt сплавов осуществлялись с выносом Pt и привносом S. Из литературных источников известно об интенсивных преобразованиях платиноидов при серпентинизации ультрабазитов [10]. В нашем случае можно предположить, что изменение платиноидов происходили в процессе гидротермальной переработки на поздних этапах ультрабазитового магматизма.

Шлиховая платина россыпи обычно встречается в виде комковатых обособлений неправильной или овальной, уплощенной формы, в поперечнике не превышающих 0.3 мм. Анализ изученных 8 зерен показывает, что они представлены твердыми растворами Fe-Pt, где ведущим минералообразующим элементом является Pt (87.1–90.8 мас. %). Их можно отнести, используя известную номенклатуру [35], к изоферроплатине с концентрацией Fe+Cu в интервале

25.7–27.9 ат. %. Минералы системы Fe-Pt близкого состава наблюдались и в других платиноидно-золотых россыпях Приморья, тяготеющих к интрузиям ультрабазит-базитов [14, 31]. Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что ультрабазит-базиты Ариадненского узла активно участвовали в формировании россыпей, поставляя в них ильменит, серебристое, медистое и ртутистое золото, минералы металлов платиновой группы.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В последние годы на юге Дальнего Востока России выявлен новый тип проявлений стратегических металлов (Ti, Au, Pt, Cu, Sb и т.д.), пространственно и генетически связанных с базит-ультрабазитами [26–28]. Примером тому может послужить Ариадненский массив, где среди ультрамафитов располагается проявление золото-платиноидной минерализации, в мафической части – золото-титановые руды, в эндоконтакте – золото-сурьмяные, а в околоинтрузив-

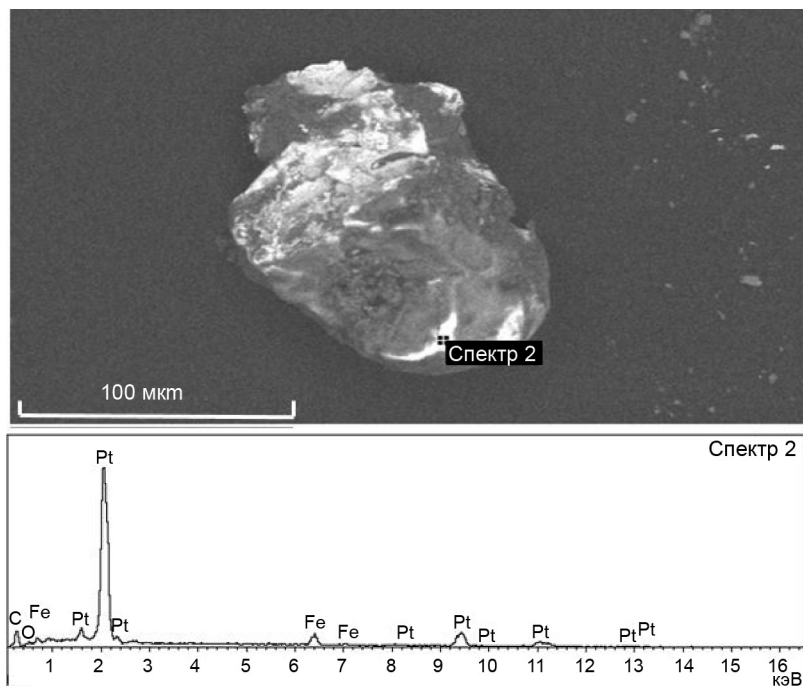


Рис. 10. Морфология выделений изоферроплатины.

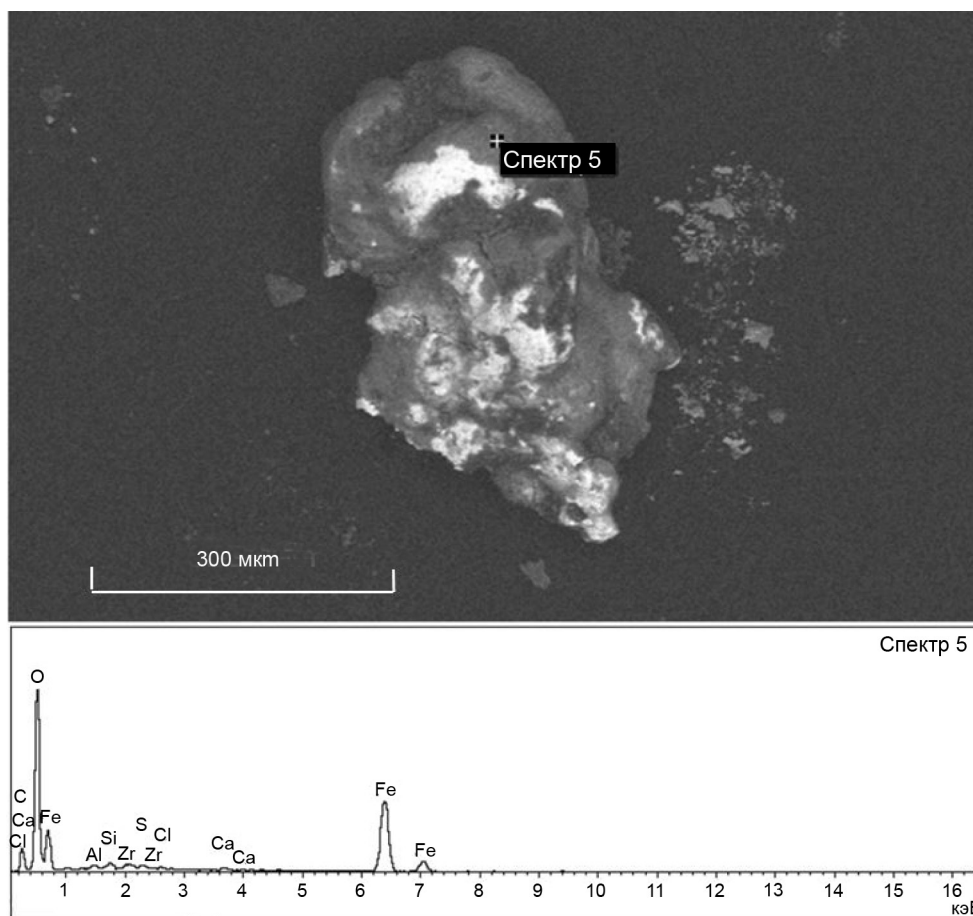


Рис. 11. Изображение пленки на зерне изоферроплатины с соответствующим энергодисперсионным спектром.

ной зоне – золото-медные образования. Для оценки источников рудного вещества был проанализирован изотопный состав серы пиритов ультраосновных пород, а также рудных образований, а точнее пирротина золото-титановых руд, антимонита золото-сурьмяных образований и пиритов медных руд (рис. 12).

Изотопные характеристики серы сульфидов ультраосновных пород (12 анализов) обладают высокой степенью гомогенности, укладываясь в довольно узкий интервал значения $\delta^{34}\text{S}$ от 0.5 до -1.3 ‰, отвечающий мантийному источнику серы [45]. Диапазон изменений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов рудных образований несколько облегчен. Так, значения $\delta^{34}\text{S}$ (6 анализов) пирротина меняются от -3.0 до -3.7 ‰. По близкой схеме меняются значения $\delta^{34}\text{S}$ во внешнем контуре интрузии: антимониты золото-сурьмяных руд (6 анализов) экзоконтакта содержат в себе изотопно-легкую серу с $\delta^{34}\text{S}$ от -1.8 до -0.3 ‰, тогда как значение $\delta^{34}\text{S}$ для пиритов медных руд (4 анализа) в удаленной зоне варьируется от -3.1 до -3.5 ‰. Изотопное фракционирование обусловлено, скорее всего, изменениями физико-химических характеристик рудообразующих флюидов (Eh-pH, температуры) в направлении от юга-западной (перидотиты и пироксениты) через центр интрузии (ильменитовые габбро) к ее периферии, обусловивших развитие в экзоконтакте и околоинтрузивной зоне золото-сурьмяных и золото-медных образований.

Изотопно-легкий состав сульфидной серы разнотипных руд может свидетельствовать об участии в их формировании коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были коровые породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления Ариадненской интрузии. Сульфат-редукция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода [46]. Этот сероводород участвовал как в формировании сульфидов титановых руд, так и сурьмяной и медной минерализации. Появление сурьмы и меди в рудоносных флюидах также может быть связано с их мобилизацией из корового вещества. К настоящему времени накоплен значительный материал [18], указывающий на возможность корового происхождения многих металлов, в том числе сурьмы и меди.

Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить углеродистое вещество ультрабазит-базитов, а точнее изотопный состав его углерода. Как показал элементный анализ, отличительной чертой ультраосновных пород является довольно высокая степень углеродизации (содержание углерода в них достигают 0.3–0.4 мас. %). При этом,

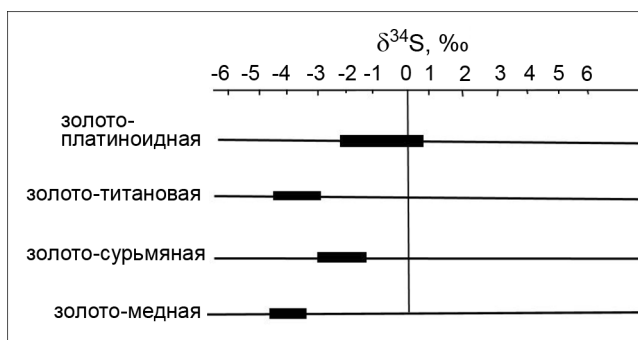


Рис. 12. Изотопный состав сульфидов разнотипной минерализации.

среди составных компонентов углеродистого вещества значимое место занимает графит. Его образование в природе, как отмечалось ранее [5], возможно при метаморфизме органического вещества, воздействии магматических интрузий на карбонатные породы, восстановлении из флюида мантийного происхождения, насыщенного CH_4 , CO , CO_2 . Поскольку эти источники характеризуются различными величинами изотопных соотношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, то эти параметры можно считать индикаторами генезиса графита. Так, изотопные характеристики углерода органического вещества варьируют в диапазоне $\delta^{13}\text{C}$ от -17 до -40 ‰ при средних значениях $\delta^{13}\text{C}$ от -26 до -28 ‰ [36]. Морские карбонаты ($\delta^{13}\text{C}$ от -2.0 до +2.0 ‰) и мантийный углерод (от -5 до -7 ‰) по изотопно-углеродному весу значительно тяжелее органического вещества [41]. Наиболее подходящими для выяснения источников рудного вещества является углеродистое вещество ультрабазит-базитов. Как показал изотопно-углеродный анализ, изученные ультраосновные и основные породы характеризуются широким диапазоном колебаний $\delta^{13}\text{C}$, изменяясь в интервале от -17.5 до -26.6 ‰, отражающим различный вклад биогенного углерода.

Для выяснения природы рудного вещества партия проб ультраосновных пород прошла обогащение флотационным методом. При этом, в качестве вспенивателя использовали сосновое масло, а в качестве собирателя – длинноцепочечный амин. Установлено, что в пенном продукте значения $\delta^{13}\text{C}$ меняются в пределах от -24.1 до -25.8 ‰, тогда как значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода камерного продукта, где концентрируются минералы благородных металлов, сдвинуты в сторону мантийного источника, характеризуясь низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -13.2 до -15.9 ‰). Полученные данные по изотопии углерода базит-ультрабазитов позволяют полагать, что в формировании сингенетичной им рудной минерализации провинции участвовали,

по меньшей мере, два изотопно-контрастных источника: флюиды мантийного происхождения и осадочные породы с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -13.2 до -26.6 ‰) отражают различный вклад биогенного углерода [36]. В любом случае, одним из главных поставщиков углерода при формировании рудного вещества Ариадненской интрузии были глубинные флюидные потоки.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что полученные данные минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований указывают на первично-магматический генезис благороднометалльной минерализации Ариадненского массива. Благородные металлы транспортировались к поверхности в форме карбониллов, алогенкарбониллов, металлофуллеренов, устойчивых при температурах выше 400–500 °С, мантийными флюидами, насыщенными разнообразными летучими углеродистыми соединениями (CO , CO_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 и др.), а также свободным водородом и азотом [2, 9]. Органическое вещество коровых пород вступает в реакцию взаимодействия с восходящими флюидами. Отложение рудного вещества осуществлялось в восстановительной среде, чему способствовал водородно-метановый газовый режим минералообразующей среды.

ВЫВОДЫ

Таким образом, выполненные исследования позволили установить присутствие в ультрабазитах Ариадненского массива золото-платиновой минерализации. Показано, что ультраосновные (перидотиты и пироксениты) и основные (ильменитовые и амфиболовые габбро) породы образуют единую серию с постепенным накоплением редких и редкоземельных элементов в более дифференцированных разновидностях. Приведены новые определения возраста циркона из ильменитового габбро (164.8 ± 0.48 млн лет). Выделено четыре разновидности золота – беспримесная, серебристая, медистая и ртутистая. Платиновые минералы представлены изоферроплатиной и куперитом. Установлено, что изотопный состав серы сульфидов перидотитов и пироксенитов соответствует мантийному источнику рудного вещества. В то же время, изотопные характеристики серы сульфидов ильменитовых габбро укладываются в довольно узкий интервал, несколько облегченный относительно ультраосновных пород, свидетельствуя, скорее всего, об участии в их формировании коровых процессов. Представляется, что наиболее вероятным источником серы были осадочные породы, обогащенные органическим веществом, контаминированные в процессе становления Ариадненской интрузии. Сульфат-редук-

ция осадочных сульфатов привела к появлению значительных количеств сероводорода. Этот сероводород участвовал в формировании рудного вещества. Изотопный состав углерода из углеродистого вещества ультрабазит-базитов также свидетельствует в пользу участия в рудогенезе углеродсодержащего вещества черносланцевых пород околоинтрузивной зоны. В целом, геодинамическая обстановка ультрабазитов позволяет полагать что в формировании рудной минерализации участвовали мантийные и коровые процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (<https://rscf.ru/project/23-17-00093>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белянский. Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52), 53). Оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
2. Брянчанинова Н.И. Газовые включения в породообразующих силикатах ультрабазитов Полярного Урала, как характеристика флюидного режима мантии. Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона: Материалы Всерос. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 88–90.
3. Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Рейзе М.В., Кияшко С.И. Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // Масс-спектрометрия. 2006. Т. 3, № 3. С. 169–174.
4. Вржосек А.А., Сясько А.А., Бортина Т.И. Строение и состав гипербазитового массива р. Черемшанки // Природа базитов и гипербазитов Востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 29–39.
5. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М: Недра, 1968. 226 с.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
8. Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного состава // Журн. неорганической химии. 1962. № 7. С. 2578–2582.
9. Жмодик С.Н., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий – платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 2. С. 228–243.
10. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Геолком: Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Изд-во Геолкома, 1938. 61 с.
11. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969. 115 с.
12. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
13. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Минералы Уникальная благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принад-

- лежности коренных источников // Докл. АН. 2005. Т. 402, № 5. С. 661–664.
14. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 4. С. 536–538.
 15. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
 16. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото в рудных и россыпных месторождениях России. Атлас / Под ред. А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2003. 184 с.
 17. Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов, А.М. Геохимия самородного золота из месторождений различных типов // Геология руд. месторождений. 2013. № 55. С. 176–184.
 18. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М: Наука, 1986. 232 с.
 19. Октябрьский Р.А. Петрология палеозойских интрузивных базитов южного Приморья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1971. 256 с.
 20. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. (Интернет ресурс: <http://geochronatlas/vsegei.ru>).
 21. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
 22. 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.
 23. Старожилов В.Т. Апатитоносность и петрологические особенности фанерозойских базит-гипербазитовых комплексов Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 148 с.
 24. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 25. 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. 4–29. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-38-3-4-37.
 26. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит-ультрабазитов (Приморье) // Докл. АН. 2020. Т. 492, № 2. С. 39–43. DOI: 10.31857/S2686739720060079.
 27. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые данные о золото-сурьмяной минерализации Ариадненской интрузии ультрабазитов (Приморье) // Докл. АН. 2022. Т. 507, № 2. С. 202–208. DOI: 10.31857/S2686739722600540.
 28. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые сведения о золото-медной минерализации Конторского рудопроявления (Ариадненская интрузия ультрабазитов, Приморье) // Докл. АН. 2023. Т. 511, № 1. С. 5–11. DOI: 10.31857/S268673972260240X.
 29. Ханчук А.И., Молчанов В.П. Рудоносность позднемезозойского Ариадненского массива ультрабазитов, базитов и гранитоидов (Сихоте-Алинский орогенный пояс) // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 6. С. 5–19. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-5-19.
 30. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей - кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
 31. Пашкин В.М., Столяренко В.В. Ботова М.М. Платинотельная минерализация Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 710–714.
 32. Щека С.А., Октябрьский Р.А. Петрография и оруденение Ариадненского габбро-перидотитового массива // Инф. сб. ПГУ. Владивосток, 1968. № 4. С. 74–80.
 33. Chapman R.J., Banks D.A., Styles M.T., Walshaw R.D., Piazzolo S., Morgan D.J., Grimshaw M.R., Spence-Jones C.P., Matthews T.J., Borovinskaya O. Chemical and physical heterogeneity within native gold: Implications for the design of gold particle studies. *Miner. Depos.* 2021. N 56. P. 1563–1588. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01036-x>.
 34. Chapman R.J., Moles N.R., Bluemel B., Walshaw R.D. Detrital Gold as an Indicator Mineral; Geological Society, London, Special Publications: London, UK. 2021. V. 516. P. 313–336. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.5625450.v1>.
 35. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group elements Allous. Review and Revision // *Can. Miner.* 1991. V. 29. P. 231–237.
 36. Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin: Springer, 2015. 402 p.
 37. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.* 2018. N 493. P. 316–326. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.06.006>.
 38. Ivannikov S.I., Markin N.S., Zhelezov V.V. Nuclear Technology and Radiation Protection. 2021. V. 36, N 1. P. 12–17. <https://doi.org/10.2298/NTRP201217005I>.
 39. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sciences*. 2016. V. 120. P. 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>.
 40. Liu H., Beaudoin G. Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits // *Ore Geol. Rev.* 2021. N 132. P. 104066. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104066>.
 41. Luque F., Crespo Feo, E., Barrenechea, J., Ortega L. Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history // *Geoscience Frontiers*. 2012. N 3. P. 197–207.
 42. McClenaghan M.B., Cabri L.J. Review of gold and platinum group element (PGE) indicator minerals methods for surficial sediment sampling // *Geochem. Explor. Environ. Anal.* 2011. N 11. P. 251–263.
 43. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.
 44. Palyanova G.A., Zhegunov P.S., Beliaeva T.V., Murzin V.V., Borovikov A.A., Goryachev N.A. Palladian Gold: Chemical Composition, Minerals in Association, and Physicochemical

- Conditions of Formation at Different Types of Gold Deposits // Minerals 2023. N 13. P. 1019.
<https://doi.org/10.3390/min13081019>.
45. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Longman Group UK Ltd. 1993. 352 p.
46. Seal R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 61. P. 633–677. <https://doi.org/10.2138/RMG.2006.61.12>.
47. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42, N 1. P. 313–345.
48. Townley B.K., Héral G., MaksaeV V., Palacios C., Parseval P., Sepulveda T.F., Orellana R., Rivas P., Ulloa C. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: Application to gold exploration in covered areas // Geochem. Explor. Environ. Anal. 2003. N 3. P. 29–38.
49. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V. An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ($\delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{36}\text{S}$) in sulfides with high precision // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2019. N 33. P. 1722–1729. <https://doi.org/10.1002/rcm.8528>.

Рекомендована к печати А.В. Гребенниковым

после доработки 28.03.2024 г.

принята к печати 15.04.2024 г.

V.P. Molchanov, A.I. Khanchuk, D.V. AndrosoV

Gold- and platinum-bearing minerals of the late Mesozoic Ariadne ultrabasic massif (Sikhote-Alin orogenic belt)

Gold-platinum mineralization was discovered in the ultramafic-mafic rocks of the Ariadne massif of the Sikhote-Alin orogenic belt. In this paper we show that ultramafic (peridotite and pyroxenite) and mafic (ilmenite and hornblende gabbro) rocks form a single series with a gradual accumulation of rare and rare earth elements of more differentiated varieties. New age determinations for zircon from ilmenite gabbro are given (164 ± 0.48 Ma). We distinguished four varieties of gold differing in the content of Au, Ag, Cu, and Hg. Platinum-bearing minerals are isoferroplatinum and cuprite. The isotopic composition of sulfides from ultramafic rocks suggests the mantle source, while sulfides from ilmenite gabbros are characterized by isotopically light sulfur indicating the possible involvement of crustal rocks in ore genesis. Carbon isotope analysis of the carbon-bearing matter of mafic-ultramafic rocks showed the presence of mantle fluids and isotopically light biogenic matter from sedimentary rocks. The presented data indicate the influence of mantle and crustal processes on the formation of ore-bearing mafic and ultramafic intrusions.

Key words: gold, platinum, mineralogy, geochemistry, isotopy, ultrabasic rocks, basic rocks, Ariadne massif, Sikhote-Alin, Primorye.