



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 67, номер 1, 2025

Гидротермальные месторождения олова и вольфрама: исторические аспекты и современные направления исследований (к 115-летнему юбилею О. Д. Левицкого) <i>С. Г. Соловьев, Н. С. Бортников</i>	3
Минералого-геохимические характеристики шеелита из скарнового Au-Bi-Cu-W месторождения Восток-2 (Приморский Край) <i>А. Е. Кешиков, П. А. Неволько, Д. В. Бондарчук</i>	29
«Новое» золото в корях выветривания и техногенных россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) <i>И. В. Кузнецова, П. П. Сафронов</i>	50
Металлические включения в природных алмазах и их эволюция в посткристаллизационный период <i>В. М. Сонин, А. И. Чепуров, Е. И. Жимулев, А. А. Чепуров, А. М. Логвинова, Н. П. Похиленко</i>	70

Научная дискуссия

Периодичность и кинематика формирования медно-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса за последние 125 миллионов лет <i>А. Н. Диденко, М. Ю. Носырев, Г. З. Гильманова</i>	85
---	----

Contents

Vol. 67, No. 1, 2025

Hydrothermal tin and tungsten deposits: historical aspects and present directions of research (to the 115 th anniversary of O. D. Levitsky) <i>S. G. Soloviev, N. S. Bortnikov</i>	3
Mineralogical and geochemical characteristics of scheelite from the Vostok-2 Au-Bi-Cu-W Skarn Deposit (Primorsky Krai) <i>A. E. Keshikov, P. A. Nevolko, D. V. Bondarchuk</i>	29
«New» gold in weathering crusts and technogenic placers Nizhneselemdzhinsky gold-bearing nodes (Amur region) <i>I. V. Kuznetsova, P. P. Safronov</i>	50
Metallic inclusions in natural diamonds and their evolution in the postcrystallization period <i>V. M. Sonin, A. I. Chepurov, E. I. Zhimulev, A. A. Chepurov, A. M. Logvinova, N. P. Pokhilenko</i>	70

Scientific discussion

Periodicity and kinematics of the formation of porphyry copper deposits in the Pacific Belt over the past 125 million years <i>A. N. Didenko, M. Y. Nosyrev, G. Z. Gilmanova</i>	85
--	----

УДК 553.45:553.463

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА: ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ (К 115-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ О.Д. ЛЕВИЦКОГО)

©2025 г. С. Г. Соловьев^а,*, Н. С. Бортников^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*E-mail: serguei07@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2024 г.

После доработки 30.09.2024 г.

Принята к публикации 30.09.2024 г.

В статье рассматриваются главные результаты работ О.Д. Левицкого по изучению месторождений олова и вольфрама и их последующее развитие в контексте эволюции металлогенических представлений. Отмечается его вклад в создание современной металлогенической классификации месторождений олова и вольфрама с выделением типов полиметалльно-вольфрамовых и полиметалльно-оловянных месторождений, связанных с интрузиями глубинной основной магмы, в отличие от олово-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидными магматическими комплексами преимущественно коровой природы. В соответствии с представлениями О.Д. Левицкого был показан контроль крупных вольфрам- и оловорудных районов и месторождений в их пределах крупными «скрытыми» разломами («фотолинеаментами») и связь рудных районов с разноранговыми очаговыми структурами, с характерным для этих рудных районов ярусным размещением минерализации. Значительное внимание в работах О.Д. Левицкого уделено минеральной стадийности и зональности месторождений олова и вольфрама, с выделением пост-грейзеновых стадий минерализации, включая кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты и последующие, более низкотемпературные метасоматиты со светлыми слюдами, в отличие от грейзенов относимые к филлизитовым и карбонат-филлизитовым разновидностям. Им обоснована пульсационная центробежная «чехловая» минеральная и рудная зональность ряда Sn месторождений. Заметное место в трудах О.Д. Левицкого уделено вопросам особенностей состава минералообразующих флюидов на Sn и W месторождениях, агрегатного состояния флюидов и их эволюции при многостадийном рудообразовании. При этом он обращал особое внимание на существование колломорфных разновидностей касситерита, которые являются высокотемпературными и формировались на ранних стадиях постмагматического рудообразования. Рассмотрены некоторые современные направления в изучении месторождений вольфрама и олова, в том числе вопросы классификации Sn и W месторождений и их место в рядах родственных металлогенических типов рудных месторождений, возможность мантийных источников продуктивного магматизма, металлов и флюидов, аспекты выделения гидротермальных стадий в связи с эволюцией многофазных магматических интрузий, возможная роль «транзмагматических» флюидов и аспекты обоснования унифицированной систематики гидротермально-метасоматических образований на рудных месторождениях.

Ключевые слова: месторождения олова, месторождения вольфрама, металлогения, магматизм, рудные районы, гидротермальные метасоматиты, стадийность и зональность рудных месторождений

DOI: 10.31857/S0016777025010018, EDN: vdpzcl

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения олова и вольфрама представляют собой важнейшую составную часть минерально-сырьевой базы промышленности индустриального и постиндустриального общества.

С ускорением промышленного развития использование этих металлов существенно возрастает, и вопросы выявления их новых месторождений получают приоритетное значение. Успешному решению данных вопросов, в свою очередь, способствует разработка теоретических основ

прогнозирования, поисков, оценки и разведки этих месторождений, что базируется на понимании различных аспектов их геологической и металлогенической классификации, геологических обстановок размещения месторождений, причин, условий и форм проявления процессов, приводящих к их образованию. Соответственно, вопросы разработки генетических концепций формирования месторождений вольфрама и олова привлекают особое внимание.

В историческом контексте за последние 100 лет понимание указанных геолого-генетических аспектов претерпело значительную эволюцию, с особой ролью периода 1930–1950-х гг., когда были заложены основы систематики месторождений олова и вольфрама в отношении их металлогенических и промышленно-генетических (геолого-промышленных) типов, каждый из которых требует особого методического подхода при выборе критериев их прогнозирования и оценки. В это же время были в основном определены важнейшие олово- и вольфрамосные провинции на территории бывшего СССР, а в их пределах выявлены многие крупные рудные районы. По этим вопросам в отечественной геологической науке в этот период важное значение имели работы А.Е. Ферсмана, С.С. Смирнова, О.Д. Левицкого, Е.А. Радкевич, Ив. Ф. Григорьева, Е.И. Доломановой, Г.П. Воляровича, Г.Л. Падалки, Я.Д. Готмана, М.П. Русакова, М.Ф. Стрелкина, Г.Л. Вазбуцкого, М.И. Ициксона, Б.Л. Флерова, М.П. Материкова, В.Т. Матвеевко, П.А. Эпова, С.Ф. Лугова, М.Г. Руб, И.Н. Говорова, Х.М. Абдуллаева, В.С. Мясникова, А.Д. Каленова, Г.Н. Щербы, Г.Б. Жилинского, Е.В. Зив и других геологов, которые показали разнообразие типов месторождений вольфрама и олова, открыли и впервые описали многие новые месторождения этих металлов и рассмотрели их главные металлогенические особенности.

Среди научных работ периода 1930–1950-х гг., освещающих закономерности условий образования и размещения месторождений олова и вольфрама, особое место занимают труды С.С. Смирнова и его учеников и последователей, в первую очередь О.Д. Левицкого (1909–1961), заложивших основы систематики и металлогенического анализа этих месторождений. Ниже, в связи с 115-летием со дня рождения, рассматриваются главные результаты работ О.Д. Левицкого по изучению месторождений вольфрама и олова и их последующее развитие в контексте эволюции металлогенических представлений.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Олег Дмитриевич Левицкий родился 19 марта 1909 г. в Санкт-Петербурге в семье горного инженера Дмитрия Гавриловича Левицкого, одного из основателей горноспасательной службы в угольной промышленности Донбасса. В 1926–1930 гг. О.Д. Левицкий обучался в Ленинградском горном институте, где слушал лекции ведущих ученых страны в области петрографии, минералогии и рудной геологии – А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, А.К. Болдырева, С.С. Смирнова. Еще будучи студентом, он начинает под руководством А.К. Болдырева изучение Шерловгорского месторождения в Восточном Забайкалье. После окончания института О.Д. Левицкий работает начальником Малосоктуйской геолого-разведочной партии в Восточном Забайкалье, сочетая это с работой ассистентом С.С. Смирнова, ближайшим учеником и помощником которого он был в течение последующих лет. В соавторстве с Е.Т. Шаталовым он участвует в написании ряда глав в учебнике «Рабочая книга по минералогии» (1932 г.) и в «Курсе минералогии» (1936 г.) под редакцией А.К. Болдырева. В 1931–1932 гг. О.Д. Левицкий возглавляет геолого-поисковую партию Восточно-Сибирского геологического треста, а в 1932–1935 гг. – отдел редких металлов этого же треста.

В истории научной деятельности О.Д. Левицкого выделяются несколько периодов, связанных, главным образом, с расширением регионов его полевых и экспедиционных работ, а также с вовлечением в сферу его интересов новых направлений изучения рудных месторождений. В частности, к раннему периоду относятся его работы по вольфрамовым и оловянным месторождениям Восточного Забайкалья (1930-е годы). Проводимые О.Д. Левицким исследования и его общее руководство работами в данном регионе сыграли значительную роль в создании минерально-сырьевой базы вольфрама и олова. Большой материал, собранный в этот период, был обобщен О.Д. Левицким в монографии «Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья», опубликованной в 1939 г. За эту книгу, представленную в 1946 г. в качестве кандидатской диссертации, О.Д. Левицкому была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук. Кроме месторождений вольфрама и олова, он посещает ряд молибденовых месторождений Забайкалья, разрабатывает генетическую классификацию этих месторождений, консультирует работы по поискам и разведке молибденовых руд.

В 1938 г. О.Д. Левицкий переходит на работу в Институт геологических наук АН СССР. Он продолжает изучение оловянных месторождений Восточного Забайкалья, но расширяет свои работы на территорию Дальнего Востока России – Приморского края, в том числе крупных рудных районов Дальнегорского и Кавалеровского, где в это время открываются и разведываются многие полиметаллические и оловянные месторождения. О.Д. Левицкий изучает месторождения Кавалеровского рудного района, в том числе Лифудзинское (ныне Дубровское), Хрустальное, Лудьевское, Приморское, Дальнее (месторождение Лудьевское теперь носит его имя – Левицкое полиметалльно-оловянное месторождение). В Дальнегорском рудном районе О.Д. Левицкий занимается месторождениями полиметаллических скарнов (Верхнее и др.). В годы Великой Отечественной войны О.Д. Левицкий был откомандирован для работы в Комитет по делам геологии при Совнаркоме СССР, где направлял работы по редким металлам. За исследования по геологии олова и активную роль в создании минерально-сырьевой базы страны О.Д. Левицкий неоднократно удостоивался правительственных наград, а в 1946 г. ему вместе с группой геологов была присуждена Государственная (Сталинская) премия 1-й степени.

В 1945 г. О.Д. Левицкий возвращается в Институт геологических наук АН СССР, где продолжает работы по геологии месторождений олова и вольфрама. В 1947 г. публикуется коллективная монография «Геология олова», в создании которой О.Д. Левицкому принадлежала ведущая роль. Им написаны важнейшие разделы этой книги: «Генетическая классификация оловорудных месторождений», «Месторождения касситерит-кварцевой формации», «Пространственное расположение оловорудных месторождений» и другие. Эта монография на долгие последующие годы стала основным руководством при поисках и разведке месторождений олова, а предложенная в ней классификация этих месторождений, разработанная С.С. Смирновым и О.Д. Левицким, послужила основой для дальнейших металлогенических классификаций. Начиная с 1947 г., О.Д. Левицкий неоднократно посещает месторождения олова и вольфрама на Северо-Востоке России, дает рекомендации по их оценке и прогнозированию новых месторождений. Он намечает важнейшие геологические особенности месторождений олова Северо-Востока, обращает внимание на широкий масштаб касситерит-сульфидной минерализации, развитой как по площади, так

и на глубину в Валькумейском рудном районе. О.Д. Левицкий посещает месторождения олова в Якутии, подчеркивает значительное развитие касситерит-сульфидных зон в крупных тектонических узлах Янских рудных районов. Он является редактором крупной монографии Е.А. Радкевич «Касситерит-сульфидные месторождения», изданной в 1953 г.

В 1953 г., в возрасте 44 лет, О.Д. Левицкий был избран членом-корреспондентом АН СССР. Он продолжает работать над теоретическими вопросами эндогенного рудообразования. В опубликованном в 1953 г. сборнике «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», в создании которого участвовали ведущие геологи-теоретики страны, им составлен раздел о роли коллоидных растворов в эндогенном рудообразовании. После того как Институт геологических наук в 1956 г. был разделен на два института – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) и Геологический институт (ГИН), О.Д. Левицкий возглавляет отдел геологии эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР. Он ведет научную и организационную работу в Отделении геолого-географических наук АН СССР, продолжая курировать геологические исследования по олову и вольфраму в СССР и уделяя особенно большое внимание расширению минерально-сырьевой базы этих металлов восточных регионов страны. Кроме месторождений Забайкалья, Приморья, Якутии и Северо-Востока России, он посещает рудные объекты Урала, Ангаро-Илимского региона, Тувы, Алтая, Центрального Казахстана, Средней Азии, Камчатки, Курильских островов, а также Внутренней Монголии (КНР).

В последние годы жизни, во второй половине 1950-х г., О.Д. Левицкий сконцентрировал свое внимание на проблемах первичной минеральной и геохимической зональности рудных месторождений и ее значении для поисков скрытого оруденения. Он был инициатором созыва и руководителем оргкомитета Первого Всесоюзного совещания по методам исследований и поисков скрытых рудных тел, проведенного в Москве в 1958 г. и много давшего теории рудообразования и практике геолого-поисковых работ. Центральным на конференции был доклад О.Д. Левицкого и В.И. Смирнова о значении первичной зональности для поисков скрытых, не выходящих на поверхность рудных тел.

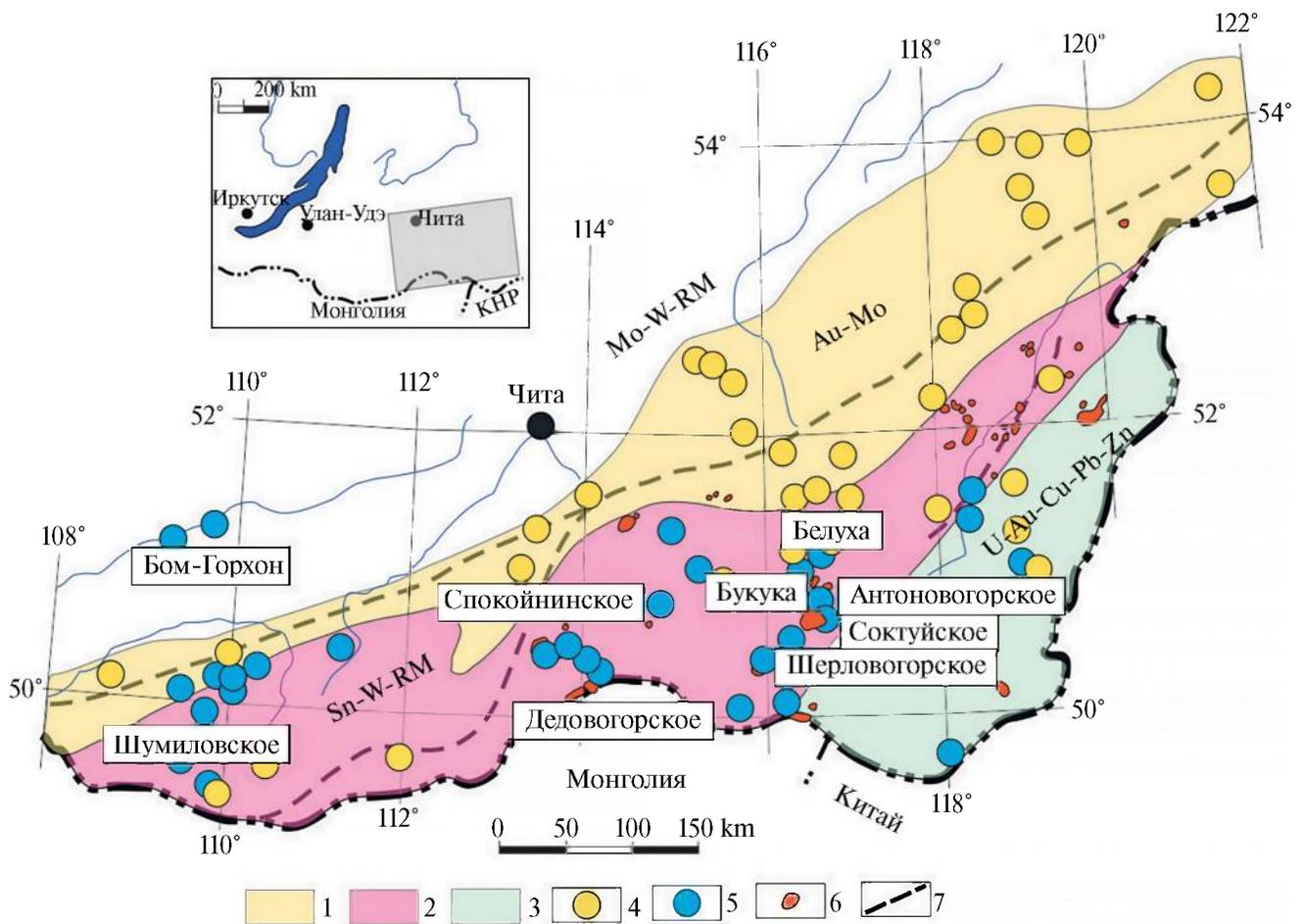
Как отмечали В.И. Смирнов, М.С. Сахарова (1964), О.Д. Левицкий был одним из крупнейших

и авторитетнейших ученых в области геологии рудных месторождений, широко известным геологам всей страны своей огромной эрудицией, умением быстро ориентироваться в сложных вопросах геологической теории и практики, способностью находить пути для правильного решения проблем. Широта геологического кругозора, высокая наблюдательность, четкость мышления и целеустремленность при разработке вопросов научной и практической рудной геологии обеспечили О.Д. Левицкому роль одного из признанных лидеров отечественной геологической науки 1950-х годов. Он участвовал в работах по прогнозированию и оценке рудных ресурсов страны, в планировании и разработке стратегии их изучения. Многие из научных положений, впервые выдвинутых и разработанных О.Д. Левицким, получили дальнейшее развитие в работах его многочисленных учеников и сотрудников

(Е.А. Радкевич, Р.М. Константинов, И.Н. Томсон, Д.О. Онтюев, В.Н. Дубровский, И.Н. Кигаи, О.П. Полякова и др.) и в трудах новых поколений геологов, изучавших рудные месторождения.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Известная монография О.Д. Левицкого «Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья», опубликованная в 1939 г. (переизданная в 1964 г.), явилась одной из первых работ по геологии месторождений вольфрама, в которой предложена их металлогеническая и геолого-генетическая классификация. В частности, на основании изучения рудных полей и месторождений вольфрама Восточного Забайкалья (фиг. 1), О.Д. Левицкий (1939, 1964) подчеркивает их

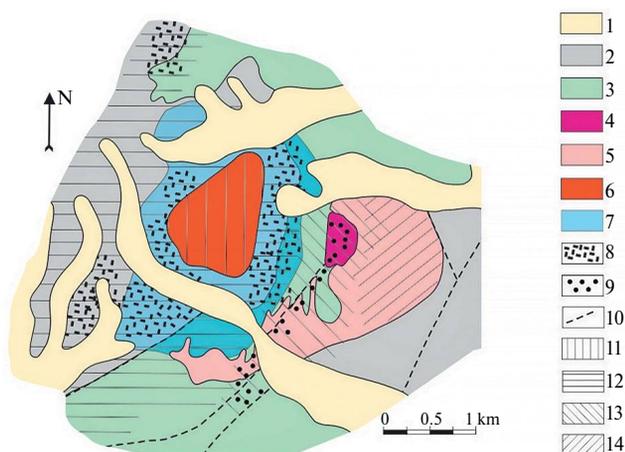


Фиг. 1. Металлогеническая схема Восточного Забайкалья (по С.С. Смирнову, А.В. Волкову и др.). 1–3 – металлогенические пояса (1 – золото-молибденовый, 2 – олово-вольфрам-редкометалльный, 3 – уран-золото-медно-полиметаллический); 4 – месторождения золота; 5 – месторождения вольфрама и олова; 6 – интрузивы кукульейского комплекса; 7 – разломы.

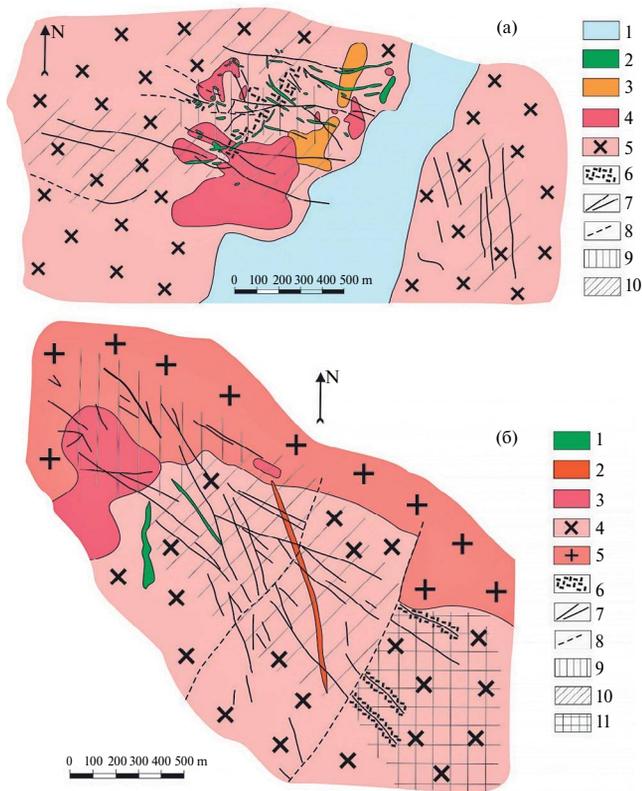
вещественное разнообразие и выделяет среди них металлогенические типы олово-вольфрамовых (касситерит-вольфрамитовых) и полиметалльно-вольфрамовых (сульфидно-вольфрамовых) месторождений. К олово-вольфрамовому типу он относит, например, раннюю минерализацию Шерловогорского месторождения (фиг. 2), отмечая, что эта минерализация сравнительно незначительна и проявлена в зонах кварц-топазовых и кварц-мусковитовых (часто с бериллом) и особенно – кварц-топаз-сидерофиллитовых грейзенов. Вместе с этим О.Д. Левицкий (1939, 1964) отмечает существенно большую роль на этом месторождении послегрейзеновых кварц-турмалиновых и кварц-хлоритовых метасоматитов, иногда с флюоритом, с оловянной и полиметаллической (арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин, минералы висмута и др.) минерализацией. Развивая характеристику

олово-вольфрамовых месторождений, О.Д. Левицкий (1939, 1964) приводит описания нескольких рудных объектов, связанных с массивом гранитов кукульбейского комплекса, в том числе участков Мало-Соктуйского олово-вольфрамового месторождения, представленного зонами кварц-топазовых и кварц-мусковитовых грейзенов с вольфрамитом и небольшими количествами флюорита, касситерита, берилла и сульфидов (арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит).

Напротив, в качестве контрастного олово-вольфрамовому (касситерит-вольфрамитовому) сульфидно-вольфрамового типа О.Д. Левицкий (1939, 1964) рассматривал минерализацию месторождений Букука и Белуха (фиг. 3). Эти месторождения пространственно ассоциируют с небольшими интрузивами биотит-амфиболовых и биотитовых гранодиоритов, отличающимися от массивов кукульбейского гранитного комплекса повышенными основностью и магнетиальностью, а с также полями даек кварцевых диоритовых порфириров, лампрофиров и различных гранитоидных пород. Для некоторых мощных даек диоритов и гранодиорит-порфириров был установлен более древний возраст, чем возраст гранитов кукульбейского комплекса (Онтоев, 1974). Месторождения представлены большим числом жил существенно кварц-вольфрамитового состава с характерным для них почти полным отсутствием касситерита (а также берилла) и, напротив, весьма интенсивным развитием сульфидов (пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, более редкие арсенопирит, станнын и др.), различных и весьма обильных минералов висмута (самородный висмут, висмутин, галеновисмутит, лиллианит, козалин и др.; более поздним, чем эти сульфиды, является редкий тонкочешуйчатый молибденит) (Онтоев, 1974). Распространены также обширные рудоносные зоны «площадных» и «сплошных» гидротермальных изменений (метасоматитов) существенно мусковитового, кварц-мусковитового, кварц-флюорит-мусковитового состава. Определенные черты близости к данным месторождениям обнаруживает Антоновогорское месторождение, представленное кварцевыми жилами с кварц-мусковитовой оторочкой, содержащими вольфрамит при отсутствии касситерита, иногда с бериллом, флюоритом, шеелитом и сульфидами, и более поздними кварц-сульфидными жилами с пиритом, пирротинном, сфалеритом (Левицкий, 1939, 1964).



Фиг. 2. Геологическая схема Шерловогорского месторождения в Восточном Забайкалье (по Д.О. Онтоеву, 1974; Л.В. Таусону и др., 1987; Б.А. Гайворонскому, 1995, с изменениями). 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – каменноугольные осадочно-вулканогенные породы; 3 – палеозойские магматические породы; 4 – магматические брекчии кварцевых порфириров; 5 – кварцевые порфиры; 6 – граниты мезозойского (позднеюрского) кукульбейского комплекса; 7 – биотитовые роговики; 8 – зоны кварц-топазовых и кварц-мусковитовых грейзенов и последующих кварц-мусковитовых метасоматитов; 9 – зоны кварц-турмалиновых грейзенов; 10 – разломы; 11 – зона преимущественного развития кварц-топазовых грейзенов с вольфрамитом и бериллом; 12 – зона преимущественного развития кварц-топазовых, кварц-сидерофиллитовых, кварц-флюоритовых грейзенов с касситеритом и сульфидами; 13 – зона преимущественного развития кварц-турмалиновых грейзенов с касситеритом и арсенопиритом; 14 – зона преимущественного развития кварц-сульфидных жил и прожилков.



Фиг. 3. Геологические схемы Букукинского (а) и Белухинского (б) месторождений в Восточном Забайкалье (по Д.О. Онтоеву, 1974; Б.А. Гайворонскому, 1995, с изменениями). а (Букукинское месторождение): 1 – нижне-среднеюрские песчаники с прослоями сланцев и конгломератов; 2 – дайки и мелкие штоки лампрофиров и диоритовых порфиров; 3 – мелкозернистые гранодиориты; 4 – порфировидные гранодиориты; 5 – среднезернистые гранодиориты, 6 – зоны грейзенов и кварц-мусковитовых метасоматитов; 7 – кварцевые жилы с вольфрамитом и сульфидами; 8 – разломы; 9 – зоны жильной и штокверковой преимущественно кварц-вольфрамитовой минерализации; 10 – зоны жильной и штокверковой преимущественно кварц-вольфрамит-сульфидной минерализации. б (Белухинское месторождение): 1 – дайки лампрофиров и диоритовых порфиров; 2 – дайки гранофиров; 3 – мелкозернистые амфибол-биотитовые гранодиориты; 4 – биотит-амфиболовые гранодиориты; 5 – биотитовые граниты крупнозернистые; 6 – кварц-турмалиновые грейзены; 7 – кварцевые жилы с вольфрамитом и сульфидами; 8 – разломы, зоны жильной и штокверковой преимущественно кварц-вольфрамитовой минерализации; 10 – зоны жильной и штокверковой преимущественно кварц-вольфрамит-сульфидной минерализации; 11 – зоны кварц-турмалиновых грейзенов.

Указанное различие металлогенических типов этих месторождений, впервые отмеченное О.Д. Левицким (1939, 1964), а затем в больших деталях охарактеризованное другими

авторами (Онтоев, 1974; Барабанов, 1975; Гайворонский, 1995_{1,2}; и др.), нашло свое отражение в современной металлогенической систематике месторождений вольфрама (Апельцин и др., 1980). Согласно последней, среди вольфрамовых месторождений выделялось три металлогенических типа (олово-вольфрамовый, полиметалльно-вольфрамовый и молибден-вольфрамовый), а в каждом из них – по три геолого-промышленных или промышленно-генетических типа (скарновый, грейзеновый и штокверковый). Позже эта классификация была дополнена с выделением золото-медно-молибден-вольфрамового (Кудрин, Соловьев, 1992) и редкометалльно-олово-вольфрамового (Павловский, 1993) металлогенических типов. В совокупности эта классификация наиболее объективно отражает металлогеническое и геолого-генетическое разнообразие месторождений вольфрама (Покалов, 1992; Соловьев, 2008).

Соответственно, в олово-вольфрамовом рудном поясе Восточного Забайкалья, наряду с олово-вольфрамовыми месторождениями, были выделены месторождения полиметалльно-вольфрамового металлогенического типа, включая месторождения Букука и Белуха (Апельцин и др., 1980). Сочетание полиметалльно-вольфрамовых и несколько более молодых олово-вольфрамовых месторождений в единых вольфрамурудных районах и металлогенических поясах, сформированных на постколлизиионном этапе, является их характерной особенностью при последовательном развитии продуктивного магматизма с различной глубиной магматических источников и отмечается в других регионах (Соловьев, 2008; Soloviev et al., 2017, 2020). В этой эволюции важно подчеркнуть роль мантийной магмогенерации, с интенсивным мантийно-корovým взаимодействием на ранних стадиях, отвечавших внедрению монзонитовых и гранодиоритовых интрузий и формированию полиметалльно-вольфрамовых месторождений, и последующее развитие преимущественно коровых магматических очагов, с которыми связаны гранитоидные интрузии и олово-вольфрамовые месторождения (Руб и др., 1982; Коваленко и др., 1988; Соловьев, 2008; Гвоздев, 2010).

Вместе с этим вопросы металлогенической классификации месторождений вольфрама Восточного Забайкалья, несмотря на почти столетний период изучения этой территории, еще далеки от окончательного выяснения. В частности, выделение указанных выше и, возможно, других месторождений полиметалльно-вольфрамового

металлогенического типа подразумевает выделение соответствующих им продуктивных интрузий в виде обособленного магматического комплекса. Традиционно месторождения вольфрама, расположенные в пределах олово-вольфрамового рудного пояса Восточного Забайкалья, связываются с интрузиями позднеюрского-раннемелового кукульбейского магматического комплекса (Козлов, 1985; Сырицо и др., 2018; Редина и др., 2019), относимого к типу редкометальных плюмазитовых гранитов (по классификации Л.В. Таусона (1977)). При этом еще на ранних этапах изучения многими авторами признавалась гетерогенность данного комплекса с выделением среди его интрузий (1) собственно вольфрамоносных, (2) танталоносных и (3) ниобий-фтороносных (Гребенников, 1971). Частично этот вопрос был решен выделением интрузий литий-фтористого типа, сопровождаемых редкометальной (Ta-Nb-Li) минерализацией и отличающихся от олово-вольфрамоносных интрузий; эти литий-фтористые интрузии или рассматривались в составе кукульбейского комплекса (как его крайние дифференциаты), или выделялись в обособленный комплекс либо даже несколько комплексов (Козлов, 1985; Сырицо, 2002; Андреева и др., 2020). Однако возможно, что на данной территории присутствуют и иные магматические образования, в том числе связанные с более глубинными магматическими источниками и сопровождаемые полиметалльно-вольфрамовой минерализацией.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

В результате исследований С.С. Смирнова, О.Д. Левицкого и Е.А. Радкевич еще в 1930–1940-е гг. были выделены типы оловоносных пегматитов, касситерит-кварцевый (вольфрамит-касситерит-кварцевый) и касситерит-сульфидный металлогенические типы месторождений олова, впоследствии дополненные менее определенными касситерит-силикатным (с вариациями до касситерит-силикатно-сульфидного) типом и риолитовым типом (деревянистого олова) (Геология оловорудных месторождений ..., 1986). Эта классификация сохранялась в отечественной литературе до середины 1980-х гг., когда в качестве альтернативы указанной классификации было предложено выделять вольфрам-оловянный (или олово-вольфрамовый) (аналог касситерит-кварцевого или

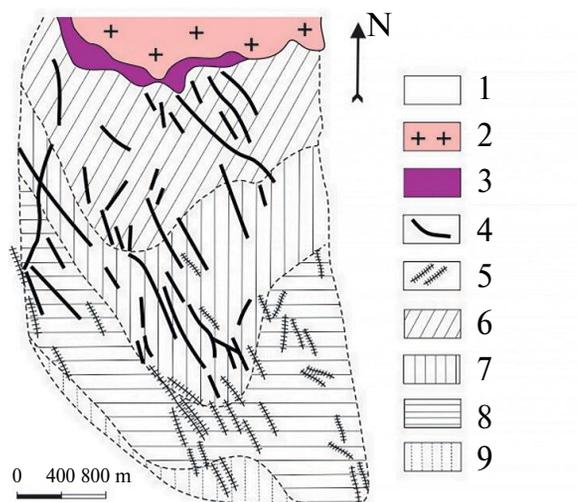
вольфрамит-касситерит-кварцевого), существенно оловянный (отчасти аналог касситерит-силикатно-сульфидного) и полиметалльно-оловянный (аналог касситерит-сульфидного) металлогенические типы (Павловский, 1993; Родионов, 2005). Это, с учетом отмеченной выше классификации месторождений вольфрама (Апельцин и др., 1980), а также молибдена (Покалов, 1972, 1992), в известной мере унифицировало металлогеническую типизацию месторождений вольфрама, олова и молибдена, и представляется наиболее оптимальным.

Развитие металлогенической и вещественной классификации месторождений олова сопровождалось обсуждением вопросов их связи с различными магматическими комплексами. В частности, на упомянутом выше Шерловогорском месторождении О.Д. Левицкий (1939, 1964) отмечает присутствие двух различных магматических комплексов (фиг. 2) – комплекса гранитоидов, отнесенных позже к кукульбейскому интрузивному комплексу (Аристов и др., 1961; Онтоев, 1974; Гайворонский, 1995), кристаллизовавшихся в глубинных условиях, и комплекса многофазных (Онтоев, 1974) малых интрузий «кварцевых порфиоров» и их магматических брекчий («сопка Большая»), внедрявшихся в малоглубинных субвулканических (приповерхностных) условиях. При этом М.Г. Петрова и П.Т. Белов (1966), а затем Б.А. Гайворонский (1995) отмечали более позднее внедрение кварцевых порфиоров в приконтактных частях массива гранитоидов. Еще более сложную историю эволюции магматизма можно предположить ввиду присутствия на месторождении субвулканических тел топазовых риолитов (онгонитов) (Антипин и др., 1980).

О.Д. Левицкий (1939, 1964) первым обратил внимание на сходство рудной минерализации Шерловогорского месторождения, особенно ее олово-полиметаллической составляющей, с полиметалльно-оловянными месторождениями оловянного рудного пояса Боливии. Этот пояс включает плутоногенные Sn-W месторождения, связанные с плутонами гранитоидов, и широкий спектр жильных полиметалльно-оловянных (включая серебро-оловянные) месторождений, в том числе крупнейших месторождений олова, серебра, полиметаллов и др. (Лялягуа, Потоси, Оуро и др.). Полиметалльно-оловянные месторождения Боливии связаны с вулканоплутоническими комплексами, относимыми к производным высококальциевой известково-щелочной или шошонитовой серий, которые в интрузивной фации представлены монцонитами, кварцевыми

монцонитами, гранодиоритами, а в эффузивной – латитами, дацитами и риолитами (Sillitoe et al., 1975; Cunningham et al., 1996; Dietrich et al., 2000). Именно связь с гипабиссальными и приповерхностными интрузиями монцонитоидов (а не гранитов), имеющими глубинные магматические источники и, соответственно, малоглубинные условия формирования (с чем связано, в том числе, обилие сульфидов и сульфосолей в рудах), обнаруживающие сходство с таковыми меднопорфировых месторождений, позволили впоследствии генетически обособить данные месторождения Боливии в качестве олово-порфировых и противопоставить их «традиционным» грейзеновым олово-вольфрамовым месторождениям, связанным с более глубинными плутонами гранитов (Sillitoe et al., 1975).

Работами О.Д. Левицкого (1939, 1947₁, 1964 и др.) было показано существенное сходство Шерловогорского месторождения с другим крупным полиметалльно-оловянным (касситерит-сульфидным) месторождением Восточного Забайкалья – Хапчерангинским (фиг. 4; Гонгальский, Сергеев, 1995; и др.), оловянная минерализация в сульфидных рудах которого была впервые выявлена С.С. Смирновым. Дальнейшие исследования, в том числе выполненные Л.В. Таусоном и др. (1987), показали, что в главных чертах развитие рудного процесса на Шерловогорском и Хапчерангинском месторождениях протекало по одной схеме. Для обоих месторождений характерно проявление двух этапов минерализации, ранний из которых генетически связан с однотипными интрузиями плюмазитовых редкометалльных гранитов, а поздний парагенетически – с экструзиями более молодых высококалийных пород (кварцевых порфиров и др.). Как подчеркивают Л.В. Таусон и др. (1987), вероятно, имеет смысл говорить о сопряженном во времени и пространстве развитии двух рудно-магматических систем, являющихся производными различных геохимических типов магм, плюмазитовой гранитной и латитовой (шошонитовой). Эти авторы, со ссылкой на О.Д. Левицкого (1964), подчеркивают, что в других рудных районах олово-вольфрамового рудного пояса Восточного Забайкалья, где производные шошонитовой магмы не получили распространения, отмечены рудные проявления только первого этапа, связанные с гранитами кукульбейского комплекса. Более того, можно предположить, что сопряженное развитие рудоносных очагов двух типов магм способствует интенсификации рудного процесса в каждом из них (Таусон и др., 1987).



Фиг. 4. Геологическая схема Хапчерангинского месторождения в Восточном Забайкалье (по Б.И. Гонгальскому и А.Д. Сергееву, 1995, с изменениями). 1 – переслаивание песчаников и алевролитов; 2 – шток гранит-порфиров; 3 – вольфрам-оловорудные грейзены; 4 – оловорудные жилы; 5 – жилы с Pb-Zn сульфидной минерализацией; 6–9 – зоны жильного ареала (6 – зона преимущественно кварц-касситеритовых жил, 7 – зона преимущественно касситерит-сульфидных жил, 8 – зона преимущественно Pb-Zn сульфидных жил, 9 – кварц-кальцитовые жилы с редкой сульфидной минерализацией).

О.Д. Левицкий (Левицкий, 1964; Левицкий и др., 1964) одним из первых изучал Этыкинское месторождение, которое, наряду с Орловским и другими похожими месторождениями, представляет собой иной, отличный от олово-вольфрамового, вольфрам-олово-редкометалльный металлогенетический тип. Эти месторождения, в связи с открытием на них промышленной редкометалльной (танталовой) минерализации в метасоматически-измененных лейкогранитах-аляскитах, впоследствии изучались многими исследователями (Бескин и др., 1994_{1,2}; и др.). Кроме этого, было показано широкое распространение литий-фтористых редкометалльных гранитов в Восточном Забайкалье, в том числе в виде отдельных штоков и даек топазовых риолитов (онгонитов) (Антипин и др., 1980; Коваленко, 1977), причем их внедрение, по-видимому, было более поздним, чем становление не только массивов редкометалльных плюмазитовых гранитов (кукульбейского комплекса), сопровождаемых олово-вольфрамовой минерализацией, но и высококалийных субвулканических интрузий, сопровождаемых полиметалльно-оловянной минерализацией.

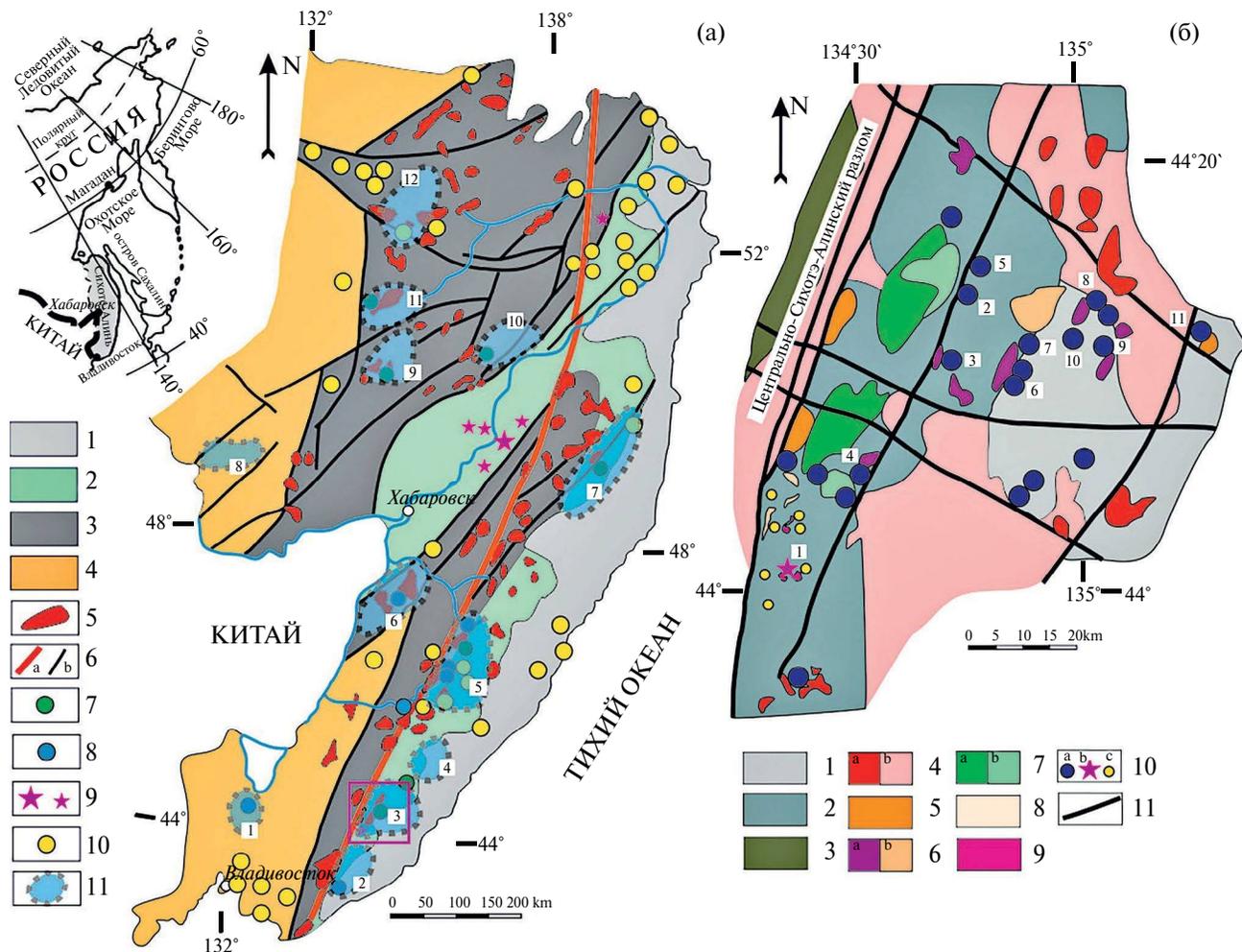
Выделение касситерит-сульфидного (полиметалльно-оловянного) металлогенического типа, наряду с касситерит-кварцевым (олово-вольфрамовым или вольфрам-оловянным), явилось важным вкладом в понимание металлогении месторождений олова (Смирнов, 1937; Левицкий, 1947_{1,2}; Радкевич, 1953). Классификация месторождений олова и последовательность их формирования, намеченные О.Д. Левицким в Восточном Забайкалье, были затем подтверждены в регионах Приморья (Сихотэ-Алиня) и Якутии. В этих регионах, наряду с олово-вольфрамовыми (касситерит-кварцевыми), вскоре были также обнаружены многочисленные крупные полиметалльно-оловянные (касситерит-сульфидные), а также вольфрам-олово-редкометалльные месторождения (Ставров, 1985).

В частности, в Сихотэ-Алине олово-вольфрамовые (касситерит-вольфрамит-кварцевые) месторождения являются наиболее ранними и связаны с крупными гранитоидными плутонами (Тананаева, 1984; Финашин, 1986; Родионов, 2005). Более молодые полиметалльно-оловянные (касситерит-сульфидные) месторождения связаны с высококаалиевыми вулканоплутоническими комплексами, относимыми к шошонитовой серии (Баскина, 1982; Коваленко и др., 1988; Соловьев, 2014). Вместе с этим генетическая связь данных месторождений с магматизмом остается предметом дискуссии до сих пор, как и указывалось О.Д. Левицким (1955): «*Генетическая связь их с определенными интрузивными телами в большинстве случаев устанавливается лишь предположительно, но в целом их можно довольно уверенно относить к группе рудных образований, связанных с комплексом разнообразных по составу гранитоидов, общей чертой которых является формирование в условиях умеренных и малых глубин*» (Левицкий, 1955, с. 313). В последующие годы были накоплены сведения об эволюции магматизма и связи оловянных (касситерит-силикатно-сульфидных) и вольфрам-олово-редкометалльных месторождений с ним. Например, в Кавалеровском рудном районе Сихотэ-Алиня (фиг. 5) с ранне-поздне меловым березовско-араратским вулканоплутоническим комплексом, относимым к шошонитовой серии, ассоциируют полиметалльно-оловянные (Ag-Sn-Sb-Pb) месторождения (Финашин, 1986; Коваленко и др., 1988). С еще более молодым (поздне меловым-палеогеновым) угловским базальт-андезит-дацит-риолитовым (с диоритами и гранодиоритами) комплексом, относимым к умеренно- и высококаалиевой известково-щелочной сериям, связаны

существенно оловянные (касситерит-силикатно-сульфидные) месторождения. Наконец, еще позже (в палеогене) был сформирован комплекс литий-фтористых гранитов, с которыми связана вольфрам-олово-редкометалльная минерализация (Финашин, 1986; Руб, Руб, 2006; Алексеев, 2014). Минерализация, связанная с разными магматическими комплексами, отмечается и на отдельных месторождениях (Томсон и др., 1984; Гоневчук, 2002). Например, на Арсеньевском месторождении (фиг. 6), в позднем мелу, со становлением березовско-араратского комплекса, K-Ag и Rb-Sr возраст которого 120–85 млн лет, связывается ранний этап оловянных руд (Гоневчук, 2002; Gonevchuk et al., 2010): сульфидно-сульфосольная минерализация и турмалиновые метасоматиты, возраст которых 93–95 млн лет (Томсон и др., 1984). Главные промышленные оловянные жилы ассоциируют с дайками пород основного состава. K-Ag возраст внутрирудных даек и околорудных метасоматитов составляет 58–53 млн лет (Томсон и др., 1984). Различные этапы становления месторождения происходили в разных геодинамических условиях (Бортников и др., 2005).

В Фурмановском рудном районе Сихотэ-Алиня к полиметалльно-оловянному типу относятся Щербаковское, Юбилейное и другие месторождения (Финашин, 1986). Существенно оловянные (касситерит-силикатно-сульфидные) месторождения с широким развитием турмалина и хлорита сосредоточены в центральной части рудного района (Снежинский рудный узел), где они залегают в нижних горизонтах верхнемеловых-палеогеновых вулканитов андезит-дацитового состава, которые могут быть сопоставлены с породами угловского комплекса Кавалеровского района. Среди субвулканических и дайковых образований, наряду с породами известково-щелочной серии, встречаются обогащенные калием латиты, дациты и риолиты. На Щербаковском полиметалльно-оловянном (касситерит-сульфидном) месторождении отмечено пересечение олово-сульфидных жил слюдисто-флюорит-топазовыми жилами с касситеритом, представляющими олово-редкометалльную минерализацию (Томсон и др., 1984; Финашин, 1986).

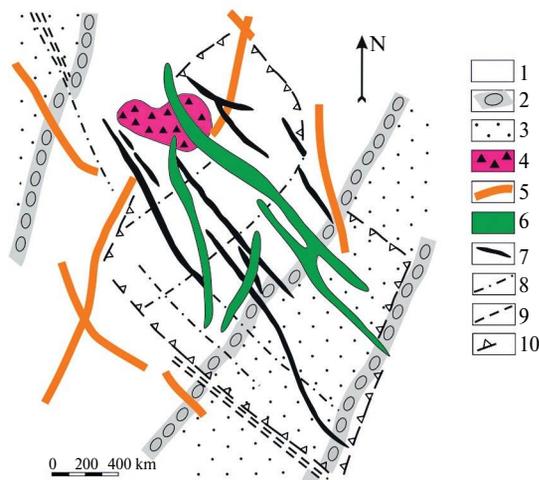
В Якутии, в Верхояно-Колымской орогенной области, олово-вольфрамовые месторождения связаны с поздними производными крупных гранодиорит-гранитных интрузий преимущественно коровой природы. Вместе с этим, кроме коровых гранитоидов, в регионе выявлены массивы гранитоидов с признаками смешанных



Фиг. 5. Металлогеническая схема Сихотэ-Алинской орогенной системы (а) и геологическая схема Кавалеровского рудного района (б) (по А.И. Ханчуку, 2000; В.Г. Гоневчуку, 2005; с изменениями). а: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 2 – раннемеловые турбидитовые бассейны; 3 – палеозойские до юрских террейны; 4 – докембрийские до раннепалеозойских террейны; 5 – ранне- и позднемеловые плутоны гранитоидов; 6 – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (а) и другие крупные разломы (б); 7 – месторождения олова; 8 – месторождения вольфрама; 9 – золото-медные и молибден-медные порфировые месторождения и рудопроявления; 10 – месторождения золота; 11 – контуры олово- и вольфраморудных районов (рудные районы: 1 – Вознесенский, 2 – Фурмановский, 3 – Кавалеровский, 4 – Верхне-Уссурийский (Тернейский), 5 – Арминский, 6 – Бикинский (Лермонтовский), 7 – Северо-Сихотэ-Алинский, 8 – Хингано-Олоновский, 9 – Баджалский, 10 – Комсомольский, 11 – Дуссе-Алинский, 12 – Эзоп-Ямалинский. В рамке – фиг. 5б
 б: 1 – Таухинский террейн (меловая аккреционная призма); 2 – Журавлевский террейн (раннемеловой турбидитовый бассейн); 3 – Самаркинский террейн (юрская аккреционная призма); 4 – позднемеловые-палеоценовые (70–60 Ма) гранит-порфиры (а) и риолитовые; дацитовые и андезит-дацитовые лавы и туфы (б); 5 – позднемеловые-палеоценовые (85–60 Ма) лейкограниты; 6 – позднемеловые (100–85 Ма) кварцевые диориты; гранодиориты (а); андезиты (б) (угловский комплекс); 7 – ранне-позднемеловые (115–95 Ма) монцогаббро; монцитоны (а); трахиандезиты-трахибазальты (б) (березовской-араратский комплекс ильменитовой серии); 8 – позднемеловые (95–80 Ма) гранодиориты-граниты (синанчинский комплекс); 9 – раннемеловые (110–102 Ма) монцогаббро, монцодиориты, диориты, гранодиориты (лазурный комплекс магнетитовой серии); 10 – месторождения олова (а), золото-медно-порфировые (б), золота (в); 11 – крупные разломы. Месторождения (номера на схеме: 1 – Лазурное, 2 – Арсеньевское, 3 – Новогорское, 4 – Искра, 5 – Ивановское, 6 – Дубровское, 7 – Юбилейное, 8 – Темногорское, 9 – Силинское, 10 – Хрустальное, 11 – Высокогорское.

корово-мантийных источников, локализованные в зонах региональных разломов и в локальных узлах длительной эндогенной активности.

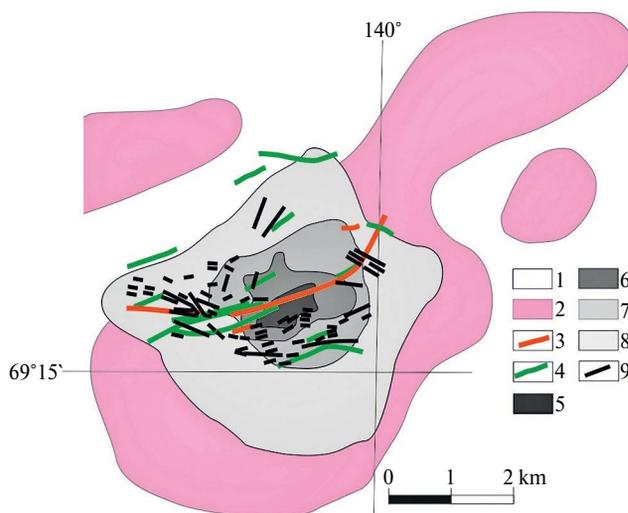
По данным В.А. Труниловой и др. (1996), именно последние вносят ведущий вклад в металлогенический облик оловорудных районов.



Фиг. 6. Геологическая схема Арсеньевского месторождения в Кавалеровском рудном районе Сихотэ-Алиня (Геология оловорудных месторождений ..., 1986). 1 – переслаивание песчаников и алевролитов; 2 – конгломераты; 3 – алевропесчаники; 4 – агломераты и туфобрекчии калиевых риолитов вулканических жерловин; 5 – монзониты; 6 – трахибазальты; 7 – рудные тела; 9 – зоны дробления; 10 – контур цокольной части палеокальдеры.

В частности, такая специфика характерна для магматогенно-рудной системы крупного (более 500 тыс. т олова) Депутатского месторождения (фиг. 7).

Как показано работами многих авторов (Некрасов, 1962; Борисенко и др., 1997; Холмогоров и Трунилина, 2006; и др.), месторождения Депутатского рудного района образовались в несколько этапов, включая ранний олово-вольфрамовый, главный оловорудный (касситерит-силикатно-сульфидный) и поздний серебро-полиметаллический. Ранний (олово-вольфрамовый) этап связывается с формированием кварц-мусковит-топазовых и кварц-мусковитовых грейзенов в приконтактной области куполов Депутатского гранитного массива. В оловорудном этапе выделяются пять стадий: дорудная кварц-турмалин-хлоритовая, продуктивная касситерит-кварцевая, сульфидная (пирротиновая), сульфидно-карбонатная и гипс-кальцитовая. Серебро-полиметаллический этап представлен мелкими месторождениями, полукольцом окружающими Депутатское оловорудное поле. Они характеризуются преобладанием галенита в наиболее распространенных галенит-сфалеритовых рудах. Связь их с Sn-месторождениями подчеркнута постоянной примесью в полиметаллических рудах касситерита,



Фиг. 7. Геологическая схема Депутатского месторождения в Якутии (по Б.Л. Флерову, 1965; В.Н. Дубровскому, И.Н. Кигаю, 1974; М.П. Материнову, 1978; с изменениями). 1 – юрские терригенные отложения; 2 – контуры выступов гранитоидного массива (по геофизическим данным); 3 – дайки кварцевых порфиров; 4 – дайки диоритовых порфиров и лампрофиров; 5 – зона распространения турмалиновых и кварц-турмалин-касситеритовых жил; 6 – зона распространения касситерит-кварц-турмалиновых и кварц-сульфидных жил; 7 – зона распространения кварц-сульфидных жил с хлоритом и карбонатами; 8 – зона распространения кварц-карбонатных жил с галенитом; сфалеритом и Ag минерализацией, 9 – отдельные крупные рудные жилы.

станнина и франкеита (Холмогоров и Трунилина, 2006). Указанные минеральные ассоциации проявляют зональное расположение по отношению к гранитоидам, что позволило рассматривать их как продукты эволюции единой магматогенно-флюидной системы (Некрасов, 1962), что в последующем было подтверждено сведениями о последовательном изменении температур минералообразования и химического состава минералообразующих флюидов (Борисенко и др., 1997).

Вместе с этим, как подчеркивают А.И. Холмогоров, В.А. Трунилина (2006), Депутатское месторождение не могло быть сформировано только в результате эволюции гранитов, а главный этап оловянной минерализации следует за внедрением послегранитных даек калиевых риолит- и гранит-порфиров. Распространены также дайки трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, лампрофиров, которые вместе с калиевыми риолит- и гранит-порфирами отвечают переходным разновидностям от высококалиевой

известково-щелочной до калиевой субщелочной (шошонитовой) серий (Соловьев, 2014). Дайки основных пород различны по возрасту и соотношениям с минерализацией: отмечено пересечение ранними основными дайками касситерит-кварцевых руд, но эти дайки пересекаются пирротиновыми и хлорит-сфалеритовыми прожилками, а поздние основные дайки секут эти прожилки. Показана ассоциация касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил с дайками кварцевых порфиров и лампрофиров, а серебро-полиметаллической минерализации — с дайками основных пород и лампрофиров (Материков, 1978). По данным Л.Н. Индолева (1979), внедрение диабаз-порфириновых (лампрофировых) даек протекало после образования касситерит-кварцевой, но до сульфидной минеральной ассоциации (ранняя фаза порфиринов) или после сульфидно-карбонатной ассоциации (поздняя фаза порфиринов). Еще более молодой возраст предполагается для биотит-пироксеновых лампрофиров, пересекаемых только галенит-сфалеритовыми прожилками.

Таким образом, современное понимание оловорудных месторождений базируется на выделении их нескольких металлогенических типов при связи с разными магматическими комплексами, причем не только и не столько с гранитоидными комплексами коровой природы, но скорее (для наиболее продуктивной минерализации) — с магматическими комплексами смешанной мантийно-коровой природы (Руб и др., 1982; Трунилина и др., 1996; Холмогоров и Трунилина, 2006). Основы именно такого общего подхода к изучению оловорудных месторождений были заложены еще работами С.С. Смирнова и О.Д. Левицкого. При этом устанавливается отчетливая связь месторождений наиболее продуктивного полиметалльно-оловянного металлогенического типа, а также наиболее продуктивной полиметалльно-оловянной минерализации на крупных полигенных месторождениях, с высококалийным известково-щелочным и шошонитовым магматизмом (Sillitoe et al., 1975; Cunningham et al., 1996; Dietrich et al., 2000; Соловьев, 2014). Важной особенностью оловоносных высококалийных известково-щелочных и шошонитовых комплексов является их восстановленный характер, отвечающий ильменитовой серии (по Ishihara, 1981), что резко отличает оловоносные высококалийные серии от таковых, продуктивных, например, на золото-меднопорфириновые месторождения (Соловьев, 2014; Soloviev et al., 2019; Sillitoe and Lehmann, 2022). Становление этих

комплексов протекало после завершения активной субдукции, в условиях разрушения субдукционной пластины и возникновения слэб-виндоу, т.е. близко соответствовало постколлизийным условиям (Ханчук, 2000; Гоневчук, 2002; Gonevchuk et al., 2010). При этом формирование существенно оловянных (касситерит-силикатно-сульфидных, или «олово-порфириновых»; Родионов, 2005) месторождений, может быть связано с развитием менее глубоких магматических очагов известково-щелочных магм в коровом субстрате, протекавшее, тем не менее, вероятно, под влиянием мантийных магм и связанных с ними флюидов. Надо отметить, что формирование и вольфрам-олово-редкометалльных месторождений, ассоциирующих с литий-фтористыми гранитами и их производными в виде онгонитов и т.п., также обнаруживает признаки связи с глубинными магматическими источниками в области метасоматически-обогащенной мантии, особенно в отношении источников фтора и некоторых редких металлов (Ta, Nb и др.) (Christiansen et al., 1983).

ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ВОЛЬФРАМ- И ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ, ЯРУСНОСТЬ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

О.Д. Левицкий (1947₃; и др.) отмечал важную роль скрытых разломов фундамента в размещении рудных районов и отдельных месторождений в их пределах и подчеркивал значение этого фактора по сравнению с ранее преобладавшей точкой зрения об их преимущественном контроле региональными складчатыми структурами или морфологией контактов крупных плутонов гранитоидов. На примере месторождений олова он показал, что контроль складчатыми структурами или морфологией интрузивных контактов более характерен, соответственно, для крупных гранитоидных интрузий и связанной с ними олово-вольфрамовой (касситерит-кварцевой) минерализации. Напротив, полиметалльно-оловянные (касситерит-сульфидные) месторождения менее отчетливо связаны с интрузиями, нередко располагаются на большом удалении от них и контролируются, главным образом, зонами разрывных нарушений, в том числе скрытыми. На этой основе могут быть выделены и различные ярусы развития Sn- и W-минерализации.

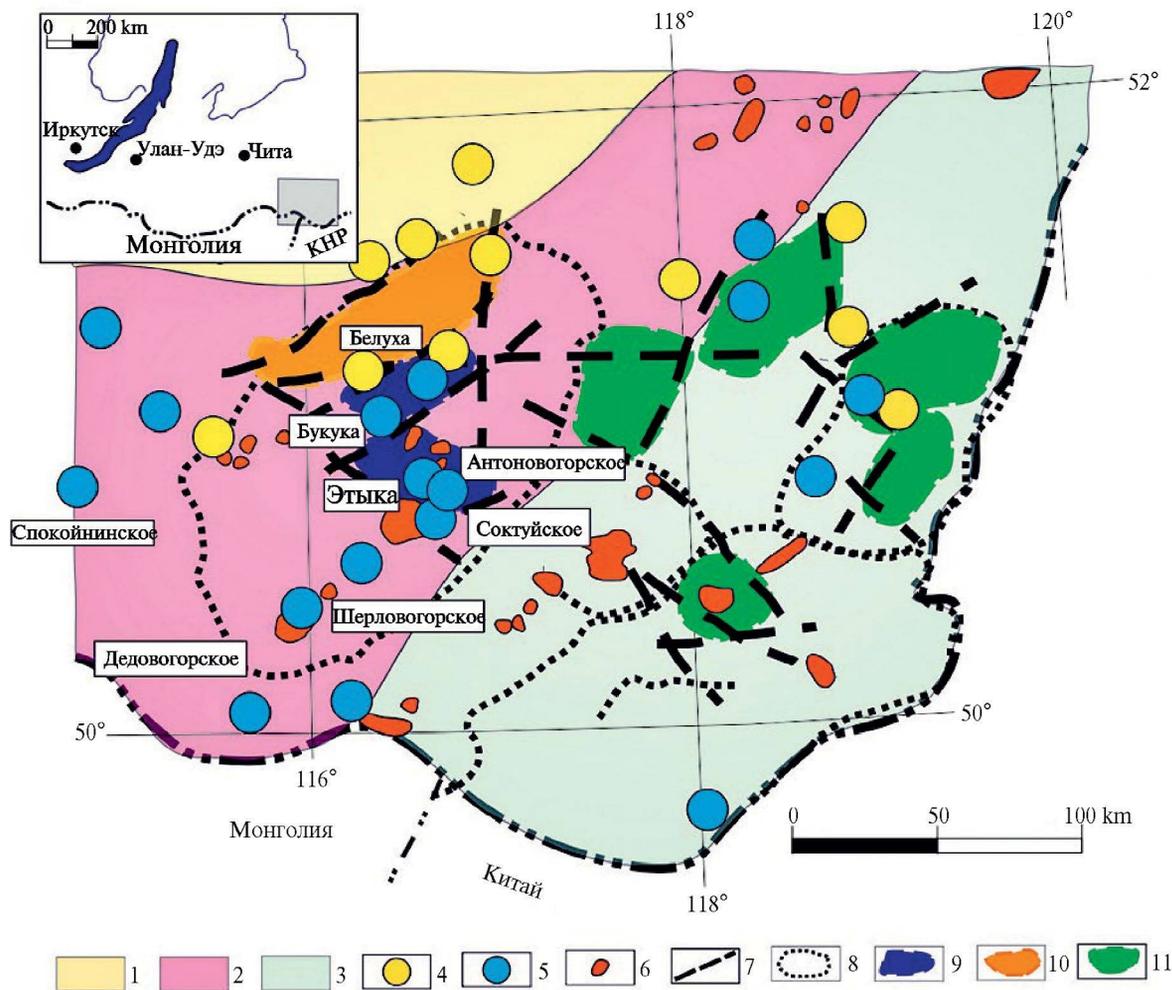
Действительно, как было показано позже, в большинстве случаев локальные площади интенсивной эндогенной рудной минерализации контролируются крупными разломами, в том

числе разломами скрытой природы («фотолине-аментами»), и очаговыми (очагово-сводовыми) тектоно-магматическими структурами, возникающими на пересечении этих разломов (Томсон и др., 1984; Металлогения орогенов, 1992; и др.). Такие очаговые структуры имеют глубинную природу, формируются под воздействием эндогенных факторов диапиризма и по своей природе носят скрытый характер; им соответствуют наиболее крупные площадные концентрации рудной минерализации, в том числе рудных месторождений, определяемые как рудные районы, или группы сближенных рудных районов (Томсон, 1988 и др.). Рудные районы представляют собой обычно изометричные рудоносные площади, которые характеризуются повышенным фоном рудоносности – повышенной концентрацией рудопоявлений и месторождений, а также сгущением геохимических аномалий, плотность которых скачкообразно убывает за границами рудного района (Металлогения орогенов, 1992; и др.). Дополнительная концентрация рудной минерализации происходит в рудных полях, которые в структурном плане обособлены в рамках рудных районов.

В соответствии с этим, рядом авторов были предложены металлогенические модели многих рудных районов, в том числе упомянутых выше Восточного Забайкалья и Приморья (Сихотэ-Алиня) с значительной Sn- и W-минерализацией. При этом то обстоятельство, что во многих рудных районах развита не только эта, но также и иная (Pb-Zn, Au-Ag, Au, U, Mo, Cu-Mo, Au-Cu и др.) минерализация, послужило основой для дальнейшего моделирования в отношении «латеральных» (в пространстве) и «вертикальных» (во времени) эволюционных серий (рядов) металлогенических типов месторождений разных металлов (Константинов, 1973 и др.). Было показано также полигенное и полихронное развитие многих рудных районов с совмещением и наложением разновременных и разноранговых очаговых структур и связанной с ними минерализации (Томсон, 1988; Металлогения орогенов, 1992; и др.). В частности, рассмотренные выше W- и Sn-месторождения в Восточном Забайкалье соответствуют серии разноранговых очаговых (очагово-сводовых) структур и определяемых ими рудных районов или их групп, причем в них присутствуют также месторождения золота, полиметаллов и др.; W- и Sn-месторождения пространственно тяготеют к центральным зонам этих рудных районов (фиг. 8; Томсон, 1988).

В Кавалеровском рудном районе Сихотэ-Алиня (фиг. 5), наряду с оловянными, в том числе связанными с шошонитовым магматизмом, присутствуют близсинхронные им золото-медно-порфировые месторождения, также связанные с магматизмом шошонитовой серии, однако отличающимся от оловоносных интрузий своей принадлежностью к магнетитовой серии (Soloviev et al., 2019). Наличие близсинхронных, но столь контрастных по степени окисленности интрузий и контрастных металлогенических типов рудных месторождений связывается с сосуществованием и взаимодействием очагов мантийной основной и коровой кислой магмы в пост-коллизивной обстановке (Sillitoe and Lehmann, 2022). Для этого рудного района было установлено зональное размещение месторождений олова с внешней дуговидной зоной эоценовой касситерит-хлорит-кварц-сульфидной минерализации от восточной границы района (Эрдагуусское и Силинское месторождения) вдоль южного обрамления (Левичское месторождение) к его восточной границе (Новогорское и Арсеньевское месторождения). Во внутренней зоне района известны месторождения (Темногорское, Ивановское и Дубровское) с турмалин-сульфидно-сульфосольной минерализацией позднемелового-палеоценового этапа (Томсон, 1988).

В Арминском рудном районе Сихотэ-Алиня, ассоциирующим с Дальненским орогенным сводовым поднятием, распространены как оловянные, так и вольфрамовые месторождения (фиг. 9). При этом полиметалльно-вольфрамовые месторождения (в том числе крупное скарновое месторождение Восток-2; Соловьев и Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017₁) являются наиболее ранними. Они связаны с ранне-позднемеловым монцодиорит-гранодиорит-гранитным комплексом, породы которого обнаруживают признаки связи с глубинными источниками и интенсивного мантийно-корового взаимодействия (Руб и др., 1982; Коваленко и др., 1988; Соловьев, 2008; Гвоздев, 2010). Несколько более поздними являются многочисленные олово-вольфрамовые (касситерит-кварцевые) рудопоявления в связи с позднемеловыми гранодиорит-гранитными интрузиями, развитые преимущественно в центральной части Дальненского свода (фиг. 9). Еще более поздними являются небольшие позднемеловые и палеогеновые габбро-монзонит-сиенит-гранитные интрузивы высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий, приуроченные к периферии сводовой структуры, с которыми ассоциируют

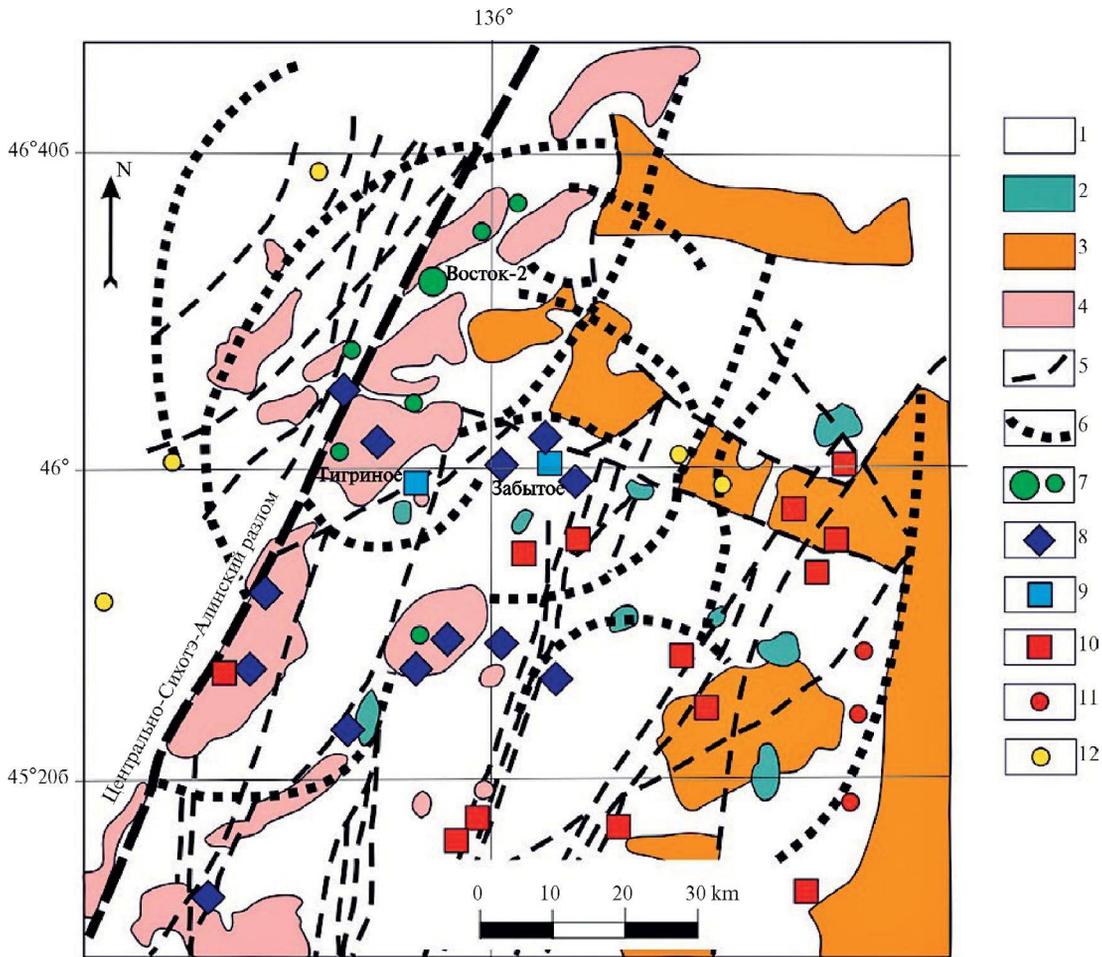


Фиг. 8. Геологическая схема некоторых рудных районов Восточного Забайкалья (по И.Н. Томсону, 1988, с изменениями). 1–3 – металлогенические пояса (1 – золото-молибденовый; 2 – олово-вольфрам-редкометалльный; 3 – уран-золото-медно-полиметаллический); 4 – месторождения золота; 5 – месторождения вольфрама и олова; 6 – интрузивы кукульбейского комплекса; 7 – разломы; 8 – контуры сводовых структур; 9–11 – контуры рудных районов (9 – олово-вольфрамовых, 10 – золоторудных, 11 – полиметаллических).

полиметалльно-оловянные (касситерит-сульфидные) месторождения (Дальнетаежное, Голубое, Зимнее и др.). Присутствуют также существенно оловянные (касситерит-силикатно-сульфидные) месторождения (Тернистое, Лысогорское и др.), связанные с вулканическими постройками андезитового состава. Другие месторождения (Янтарное, Звездное, Ледяное и др.) включают как олово-сульфидные руды (со станнином и касситеритом), так и хлорит-касситеритовые руды, и приурочены к вулканическим постройкам, в которых развиты риолиты, трахириолит-трахиандезиты и базальт-андезиты, и к вулканическим жерловинам, сложенным калиевыми и ультракалиевыми риолитами (Родионов, 2005). Наиболее молодыми являются

олово-вольфрам-редкометалльные месторождения (Забытое, Тигриное и др.), связанные с литий-фтористыми гранитами, внедрившимися в центральной части сводовой структуры (фиг. 9; Финашин, 1986; Руб и др., 1998; Руб, Руб, 2006; Крылова и др., 2012; Алексеев, 2014).

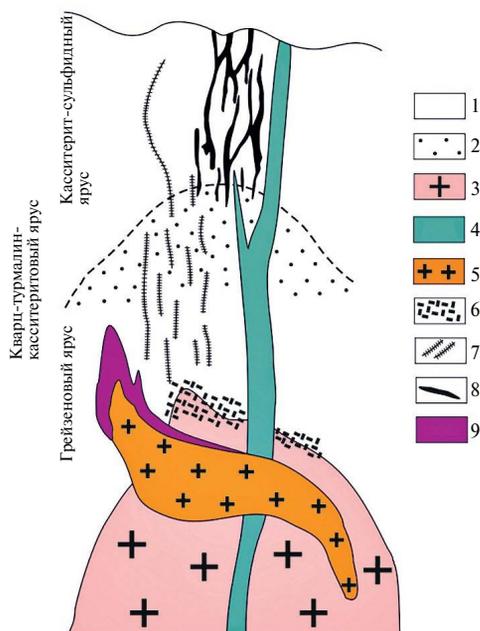
Во многих рудных районах с месторождениями олова и вольфрама было выявлено ярусное развитие минерализации. Например, для оловорудных районов Приморья (Сихотэ-Алиня) с многоэтапным развитием магматизма была предложена трехъярусная модель строения надинтрузивной зоны (Томсон, 1988), несколько дополненная нами по данным изучения оловорудных районов в этом и других регионах (фиг. 10). В нижнем ярусе расположены интрузивы лейкократовых



Фиг. 9. Геологическая схема Арминского рудного района (по С.М. Родионову, 2003; В.Г. Гоневчуку, 2005; С.Г. Соловьеву, 2008, с изменениями). 1 – терригенные и вулканогенные отложения меловых и юрских террейнов Сихотэ-Алиня; 2 – палеогеновые габбро-монзонит-сиенитовые интрузии; 3 – позднемеловые-палеогеновые базальты; андезиты и риолиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 4 – ранне- и позднемеловые плутоны гранитоидов; 5 – линейные разломы; 6 – дуговые разломы разнопорядковых концентрических структур – элементов Дальненского сводового поднятия; 7 – полиметалльно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления; 8 – олово-вольфрамовые месторождения; 9 – олово-вольфрам-редкометалльные месторождения; 10 – полиметалльно-оловянные месторождения; 11 – полиметаллические месторождения; 12 – месторождения золота.

гранитов с характерной приконтактовой пегматоидной фацией «штокшайдеров», ниже которой находятся измененные (альбитизированные и др.) граниты с вкрапленностью топаза, флюорита и различных ассоциаций рудных минералов, включающих касситерит и сульфиды (сфалерит, арсенопирит, станнин, халькопирит, пирротин и др.). Вероятно, на этом ярусе в альбитизированных редкометалльных гранитах могут развиваться вкрапленные Ta-Nb минералы (танталит-колумбит и др.), а также первично-магматические до гидротермальных («грейзеновых») минералы лития (циннвальдит, протолиитионит и др., возможно, также сподумен) (Руб и др., 1982; Руб, Руб, 2006; Soloviev et al., 2020₂). На этом же

или несколько более высоком ярусе, по-видимому, могут присутствовать и более ранние (чем редкометалльные лейкограниты) интрузивы гранитоидов (биотитовых и турмалин-биотитовых гранитов и др.). Средний ярус представлен штокверками кварцевых (иногда – кварц-турмалиновых) прожилков с приальбандовыми слюдами (в том числе Li-слюдами), полевыми шпатами и касситеритом, а также сульфидами (сфалерит, арсенопирит). Эти прожилки наиболее развиты в надинтрузивной зоне интенсивной биотитизации (биотитовых роговиков и др.), но могут проникать и в нижележащие граниты, в том числе в биотитовые и турмалин-биотитовые граниты, в связи с внедрением и кристаллизацией которых



Фиг. 10. Схема глубинных ярусов минерализации в оловорудных районах (по И.Н. Томсону, 1988, с изменениями), включающая нижний грейзеновый ярус, средний кварц-касситеритовый ярус и верхний касситерит-сульфидный ярус. 1 – переслаивание песчаников и алевролитов; 2 – зона интенсивной биотитизации («биотититы»); иногда также турмалинизации; 3 – биотитовые и турмалин-биотитовые граниты; 4 – габбро-монзонит-сиенит-трахибазальт-трахиандезит-риолитовый комплекс; 5 – редкометалльные литий-фтористые граниты; 6 – ранние кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом и вольфрамитом; 7 – кварц-касситеритовые штокверковые зоны (с турмалином; хлоритом и др.); 8 – касситерит-сульфидные жилы и штокверки; 9 – поздние кварц-турмалиновые, кварц-топазовые, кварц-мусковитовые, кварц-флюоритовые грейзены с касситеритом, вольфрамитом, бериллом, Ta-Nb-Li минерализацией.

этот штокверковый ореол кварц-турмалиновых прожилков был сформирован. Наконец, верхний ярус представлен касситерит-сульфидными жилами, сульфидными жилами со станнином и иными сульфидными жилами, главным образом с (Ag)-Pb-Zn минерализацией. На этом верхнем ярусе могут размещаться различные вулканы как в форме вулканических жерл и иных аппаратов центрального типа, так и в виде покровных формаций, а также субвулканических даек.

Похожие системы глубинных ярусов минерализации установлены в системе «интрузив-надинтрузивная зона» и в других регионах. В частности, на Иульгинском вольфрам-оловянном месторождении установлено три яруса

минерализации, с развитием грейзенов в интрузивном куполе на наиболее глубоком ярусе, линейных штокверков в биотитизированных породах интрузивной рамы на среднем ярусе и рудных жил в слабоизмененных породах интрузивной рамы на верхнем ярусе (Глубинное строение ..., 1983). Похожим образом для молибден-вольфрамовых месторождений Казахстана было показано развитие нижнего яруса штокверковой и жильной минерализации в гранитных куполах и верхнего яруса штокверковой минерализации в породах интрузивной рамы (Томсон, 1988). Для скарновых месторождений вольфрама предложена интегрированная модель ярусного развития разных типов минерализованных скарнов в зависимости от удаления от интрузивного контакта (Соловьев, 2008; Soloviev et al., 2020₁).

СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА

Значительное внимание в работах О.Д. Левицкого (1939, 1947₁, 1964 и др.) уделено стадийности и зональности месторождений вольфрама и олова. В частности, еще в одной из ранних своих работ, посвященной месторождениям вольфрама Восточного Забайкалья, он подчеркивает распространение на многих изученных месторождениях не только и не столько грейзенов, сколько последующих низкотемпературных минеральных ассоциаций. В этих работах подчеркивается развитие на многих месторождениях послегрейзеновых минеральных ассоциаций кварц-турмалин-хлоритовых метасоматитов, столь характерных, в частности, для касситерит-силикатно-сульфидных и касситерит-сульфидных месторождений. Более того, на многих W- и Sn-месторождениях выделяются еще более поздние гидротермалиты и метасоматиты со светлыми слюдами; в то время когда все гидротермальные ассоциации, включавшие светлые слюды, априори относились к грейзенам, это было, несомненно, весьма важным выводом. Впоследствии многие из таких низкотемпературных минеральных ассоциаций, в том числе на вольфрамовых месторождениях Забайкалья, были отнесены к карбонат-кварц-серицитовым метасоматитам (березитам) (Ходанович, Смирнова, 1991). Это вполне отвечало выводам, полученным в результате парагенетического и физико-химического анализа минеральных ассоциаций околорудных метасоматитов (Омельяненко, 1978; Жариков, 1982), с выделением

низкотемпературных парагенезисов карбонат-кварц-серицитовых метасоматитов (березитов), кварц-серицитовых метасоматитов, а также низкотемпературных кварц-турмалиновых метасоматитов и др. Впоследствии такому же пересмотру подверглись и выводы о наличии грейзенов на многих других Sn- и W-месторождениях, в том числе ранее относимых к «скарново-грейзеновому» типу (Соловьев и Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017).

О.Д. Левицкий и В.И. Смирнов (1959, 1963) выделили два больших класса зональности: стадийную, соответствующую пульсационной зональности С.С. Смирнова, и фаціальную, в той или иной мере соответствующую зональности отложения Ю.А. Билибина. При этом они отмечали концентрически-зональное центробежное распределение продуктов различных гидротермальных стадий в оловорудных телах и месторождениях с образованием, в том числе безрудных карбонатных «чехлов» по их периферии; формирование этой минеральной зональности связывалось с развитием трещинных структур на фоне многостадийного минералообразования. Такие представления о симметричной концентрической («чехловой») зональности касситерит-сульфидных тел были затем подтверждены детальными исследованиями месторождений Приморья (Сихотэ-Алиня) – Хрустального, Дубровского (Лифудзинского), Тернистого и др.; при этом было отмечено, что при преобладающей роли структурных условий на зональность в этих месторождениях оказывали влияние и другие факторы (физико-химические, в том числе температурные и др.) (Дубровский, Кига́й, 1974). В частности, на Хрустальном месторождении олова была установлена отчетливая смена ранних минеральных ассоциаций поздними в направлении от центра рудных тел к их флангам. Если в центре рудных тел пирротин встречается вместе с кварцем и касситеритом, но количественно подчинен им, то уже в промежуточных зонах начинается преимущественное развитие ранних сульфидов с редкими кварц-касситеритовыми линзами и наложенной полиметаллической минерализацией. В более удаленной фланговой зоне концентрируются сфалерит и галенит, а в самой внешней зоне (безрудной) развиты кварц и кальцит. В рудных телах Дубровского (Лифудзинского) месторождения олова также проявлена всесторонняя концентрическая зональность с формированием минеральных ассоциаций более поздних стадий как в участках развития более ранних, так

и шире последних в обе стороны по простиранию, по восстанию и падению жильных рудных тел. В результате этого фланговые части жил и их верхние и нижние окончания сложены минералами поздней кварц-карбонатной или наиболее поздней (аргиллизитовой) стадии (каолинит, диккит, марказит и халцедоновидный кварц) (Дубровский, Кига́й, 1974).

Изучение минеральной и рудной зональности на большом числе Sn- и W-месторождений другими авторами выявило и иные, более сложные варианты, связанные, в первую очередь, с совмещением (наложением) разностадийных минеральных образований, с формированием комбинированной стадийной и фаціальной зональности (Смирнов, 1960). Такие варианты, в общем случае (и в соответствии с взглядами О.Д. Левицкого) связанные с разрастанием трещинного каркаса минеральных систем разного ранга (от рудных тел до месторождений, рудных полей и рудных районов), определяются различными временными и пространственными соотношениями между сопряженными процессами – рудообразования и образования, подновления, разрастания рудовмещающих трещин (Дубровский, Кига́й, 1974). Разные рудные стадии могут отвечать как «прогрессивному» этапу трещинообразования, связанному с внедрением продуктивных интрузий (возможно, интрузий разных фаз), так и «регрессивному» этапу, обусловленному остыванием интрузий и соответствующими контракционно-просадочными процессами в самих интрузивных телах и в породах интрузивной рамы (Осипов, 1974; Старостин, 1988; Макеев и др., 1983; Соловьев, 2008). Как следствие, могут возникать варианты центробежной (при использовании минерализующими флюидами трещинного каркаса, обусловленного внедрением интрузий), так и центростремительной (при развитии трещин в связи с остыванием интрузий) зональности. При этом ранние минеральные и рудные ассоциации могут контролироваться процессами центробежного развития трещин (с формированием «прямой» зональности), тогда как размещение поздних ассоциаций может отражать их центростремительное развитие (с формированием «обратной» зональности); те и другие могут накладываться на еще более ранние ассоциации, местами с частичной переработкой последних (Соловьев, 2008). Вещественная и структурная неоднородность интрузивной рамы, различия положения трещин (вертикальных, пологих) в зависимости от специфики полей тектонических напряжений

внедряющегося и остывающего интрузива, вариации структурного положения продуктивных интрузий, а также иные осложняющие факторы (наличие древних разломов и т.п.) могут приводить к еще большему разнообразию вариантов минеральной и рудной зональности, в том числе асимметричной, с тесным соответствием такой зональности общему структурному положению месторождений. Еще большее осложнение разноранговой минеральной и рудной зональности может быть связано с ярусным развитием минерализации (Томсон, 1988).

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ

Заметное место в трудах О.Д. Левицкого уделено вопросам роли коллоидных растворов при образовании оловорудных месторождений (Левицкий, 1955), особенностей состава минералообразующих флюидов на Sn- и W-месторождениях, агрегатного состояния флюидов и их эволюции при многостадийном рудообразовании. При этом он обращал особое внимание на существование колломорфных разновидностей касситерита, которые *«бесспорно являются гипогенными и притом ранними образованиями, так как они часто отчетливо рассекаются прожилками, состоящими из наиболее распространенных минералов рудных тел, в том числе и из явнокристаллического касситерита, характерного для обычных гипогенных оловянных руд»* (Левицкий, 1953). По мнению О. Д. Левицкого, колломорфные текстуры могли служить свидетельством участия коллоидных растворов в минералообразовании. Он описывает также пространственную ассоциацию явнокристаллических и колломорфных разновидностей касситерита, с частым постепенным переходом одних в другие, что, по его мнению, свидетельствует о сближенном отложении рудного вещества из слабопересыщенных и резкопересыщенных растворов. Кварц в таких рудах местами также присутствует в виде колломорфных образований, в том числе халцедон-кварцевых сферолитов, нередко с концентрическими зонами скрытокристаллического касситерита; эти сферолиты рассечены кварцевыми прожилками с зернистым касситеритом. Последующие работы Н.В. Гореликовой и др. (2019) подтвердили раннее образование колломорфного касситерита и показали его структурно-химическую неоднородность, с присутствием в этих минеральных агрегатах станнатов и гидростаннатов Са, Fe, Cu, In переменного состава и дальнейшей их перекристаллизацией в касситерит. Надо отметить,

однако, что представления о роли коллоидных растворов в минералообразовании подвергались критике; в частности, Э. Реддер (Roedder, 1984) отмечал кристаллическую форму сфалерита в колломорфных сфалеритовых рудах месторождений типа Миссисипи и присутствие в них флюидных включений, содержащих истинные растворы.

Месторождения олова и вольфрама отличаются широким разнообразием состава, физико-химических параметров и агрегатного состояния минералообразующих флюидов, с признаками их непосредственного отделения от кристаллизующейся магмы (Рейф, Бажеев, 1982; Рейф, 1990; Жариков и др., 1992; Audetat et al., 2000; Webster et al., 2004; Бортников и др., 2005, 2019; Смирнов и др., 2014; Soloviev et al., 2020b, 2021). В зависимости от глубины (давления) кристаллизации магмы возможно отделение от нее как высококонцентрированного, так и малосоленого (а также газового) флюида (Becker et al., 2019). Соответственно, последующая эволюция флюидов при формировании рудных месторождений, в том числе месторождений олова и вольфрама, может включать постепенное или скачкообразное изменение как высококонцентрированных флюидов в сторону их разбавления, так и, наоборот, изменение малосоленых водных и газовых флюидов в сторону их концентрирования.

В этом разнообразии высокотемпературных магматогенных флюидов, сосуществующих с магматическим расплавом или отделяющихся от него, и путей их эволюции, вероятно, можно допустить и формирование высокотемпературных коллоидных растворов, в том числе особо обогащенных рудными элементами. Участие металлонесных коллоидных растворов в рудообразовании давно и широко отмечается на разных рудных месторождениях (Чухров, 1955), но особенно часто документируется на низкотемпературных (эпитермальных и др.) месторождениях золота и серебра (Saunders, 1990; Saunders and Schoenly, 1995; Saunders et al., 2010), обычно при температурах от 300–325°C и ниже. Однако причины, приводящие к появлению (обособлению) коллоидных растворов и обуславливающие их устойчивость в гидротермальных средах, до сих пор остаются неясными. В частности, предложена модель обособления золотоносных коллоидных растворов в результате кипения флюидов, причем часть коллоидного золота не отлагается на уровне кипения, и соответствующий золотоносный коллоидный раствор в виде суспензии транспортируется вместе

с восходящими флюидами на менее глубокие уровни (Hannington et al., 2016; Gartman et al., 2018). Коллоидные частицы золота, возможно, «герметизировались» и предохранялись от осаждения путем их соединения с углеводородами (метаном и др.), что могло приводить к дополнительному и весьма значительному обогащению флюида этим металлом (Gartman et al., 2018). Другая модель предполагает образование коллоидных растворов в процессе кристаллизации пересыщенных водно-солевых флюидов, захороненных в замкнутых пространствах, по сути – с расслоением флюида на несмешивающиеся фазы, одной из которых является гелеподобный коллоидный раствор с высокими концентрациями металлов, с колебательной нуклеацией центров кристаллизации малоразмерных частиц, обуславливающих характерную полосчатую («колломорфную») текстуру соответствующих минеральных образований (Чухров, 1955; Филимонова, Трубкин, 2022).

Похожая модель, предусматривающая обособление золотоносных коллоидных растворов в результате кипения флюида, была предложена и для мезотермальных месторождений золота (Herrington and Wilkinson, 1993). При этом предполагается, что присутствие коллоидного кремнезема будет стабилизировать коллоидное золото в гидротермальной суспензии, обеспечивая транспорт этого металла. Вероятно, можно предположить проявление подобных процессов и в отношении других металлов, в том числе олова, при мезотермальных (порядка 350–500°C) температурах, которые могут отвечать температурам магматического-гидротермального перехода во флюидонасыщенных магмах (Manning, 1981) и ранним стадиям формирования Sn- и W-месторождений. Это согласуется с существованием оловоносных коллоидных растворов при высоких температурах, причем обособление коллоидных растворов, вероятно, включало процессы кипения и фазовой сепарации (несмесимости) флюидов, широко проявленные на Sn- и W-месторождениях. Обращает внимание и распространение на ряде скарно-вых Sn- и W-месторождений характерных тонкополосчатых текстур высоко- и среднетемпературных минеральных агрегатов с обильным флюоритом, напоминающих «кольца Лизеганга» (Kwak and Askins, 1981; Dobson, 1982; Brown et al., 1984). Для их объяснения привлекается механизм колебательного насыщения флюида/отложения минералов в насыщенной летучими (фтором и др.) среде при диффузионном замещении

боковых пород (Kwak and Askins, 1981), с проявлением также осцилляционного редокс-режима, объясняющего контрастные окисленные/восстановленные парагенезисы (Русинов и Жуков, 1994). Экстремальная гетерогенизация кристаллизующихся магматических расплавов, с многими сосуществующими несмесимыми фазами (расплав, флюид, твердые фазы) в форме магматических (до магматогебно-гидротермальных) суспензий, является обычной на заключительных стадиях магматической (флюидно-магматической) дифференциации (Kamenetsky et al., 2002; Kamenetsky and Kamenetsky, 2010).

Исследование природы и химического состава минералообразующих систем, формирующих месторождения олова и вольфрама показали существование, как минимум, двух крайних систем: магматогебно-флюидные минералообразующие системы, в которых преобладал магматический флюид, и высокотемпературные гидротермальные системы, в которых значительная роль принадлежала метеорным флюидам. В частности, были получены свидетельства того, что оловянные и олово-вольфрамовые месторождения Сихотэ-Алиня образовались из флюидов, непосредственно отделившихся при магматической кристаллизации (Аранович и др., 2024; Бортников и др., 2005, 2013, 2019; Крылова и др., 2012; Соколова и др., 2023; Смирнов и др., 2014). В минералообразовании принимали участие контрастные по химическому и фазовому составу флюиды: от рассолов до малоплотных низкоконцентрированных флюидов. Одним из механизмов, обусловивших отложение руд, стала фазовая сепарация флюида на два несмешивающихся флюида, что вызвало сильное пересыщение флюида, появление большого числа зародышей и, как следствие, отложение колломорфных агрегатов касситерита и кварца.

Особое внимание О. Д. Левицкий (1955) обратил на широкое развитие брекчиевых текстур в касситерит-сульфидных (полиметалльно-оловянных) месторождениях. Их роль пока недостаточно изучена. Однако есть свидетельства того, что брекчии, установленные на Высокогорском месторождении, являются флюидно-магматическими (Бортников и др., 2013), что роднит месторождения этого типа с гипабиссальными (в том числе порфиоровыми) минералообразующими системами, указывает на роль в этих оловорудных системах высокого флюидного давления и свидетельствует об участии магматического флюида в рудообразовании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше обзор исследований в области металлогении и рудной геологии в контексте положений, ранее выдвинутых О.Д. Левицким, показывает значимость его работ, определивших многие направления исследований месторождений олова и вольфрама. Эти научные направления не потеряли свою актуальность до настоящего времени. Такая актуальность обусловлена тем, что соответствующие научные проблемы не решены до настоящего времени или нуждаются в пересмотре ввиду полученных новых данных.

В частности, заслуживает дальнейшего изучения вопрос о вертикальных (временных) и латеральных (пространственных) рядах родственных металлогенических типов месторождений вольфрама и олова, особенно в контексте ассоциации этих месторождений с месторождениями золота, полиметаллов, золото-медно-порфиоровыми месторождениями и др. Выше уже отмечалось развитие в единых рудных районах как месторождений олова, связанных с высококалийевыми магматическими комплексами ильменитовой серии (по Ishihara, 1981), так и одновозрастных им золото-медно-порфиоровых месторождений, связанных с высококалийевыми магматическими комплексами магнетитовой серии (Soloviev et al., 2019; Sillitoe and Lehmann, 2022). Вполне проявлено также сосуществование в единых рудных районах и металлогенических поясах, например, золото-серебряных и оловянных месторождений, золотых и молибден-вольфрамовых месторождений и т.д. Все это связывается с функционированием синхронных и/или последовательных разноглубинных магматических очагов и многофазных интрузий, имеющих как отчетливые признаки связи с мантийными источниками, так и признаки формирования в коровых субстратах под влиянием мантийных магм и флюидов, с развитием соответствующих комплексных магмато-генно-рудных систем (Руб и др., 1982; Таусон и др., 1987; Коваленко и др., 1988; Томсон, 1988; Холмогоров и Трунилина, 2006; Соловьев, 2014). Напротив, устанавливается вполне отчетливое пространственное обособление металлогенических провинций и поясов месторождений олова и молибдена (Попов, 1984), что, надо сказать, так и не получило убедительного объяснения ни с позиций особенностей состава глубинных мантийных и коровых субстратов, ни с позиций особенностей различия эволюции продуктивных магматических комплексов. Остаются неясными и причины разнообразия металлогении литий-фтористых гранитов, с которыми

могут быть связаны как вольфрам-олово-редкометалльные (например, Орловское, Этыкинское и др.), так и вольфрам-молибден-редкометалльные (Центральный Казахстан; Щерба и др., 1973, 1988) месторождения.

К настоящему времени уже не идет речи о единственно возможной или даже преимущественной связи Sn- и W-месторождений с кремнекислыми (гранитоидными) магмами. Как отмечено выше, значительная часть месторождений вольфрама и особенно олова связана с более глубинным магматизмом более основного (менее кремнекислого) состава, в том числе монцитонитовыми – высококалийевыми (до шошонитовых) (Руб и др., 1982; Холмогоров и Трунилина, 2006; Соловьев, 2014). При этом и само формирование металлоносных гранитоидных магм связывается с лампрофировым (калийевым субщелочным) магматизмом (Soloviev et al., 2017, 2020₁; Song et al., 2023). Сложность выявления связи Sn- и W-месторождений с гранитными интрузиями усугубляется еще и обычным присутствием на них значительной минерализации «негранитофильных» элементов (As, Sb, Zn, Pb, Cu, Bi и др.). То же следует сказать и о проблеме связи с гранитными интрузиями серы, а также углекислоты и метана, столь обычных для гидротермальных флюидов на Sn- и W-месторождениях (Наумов, Шапенко, 1983). Данные компоненты крайне слабо растворяются в гранитных магмах и отделяются от них еще на самых ранних стадиях магматической дифференциации (Lowenstern, 2001). Известные сомнения в связи с гранитными магмами также фтора (Christiansen et al., 1983) затрудняют интерпретацию литий-фтористых гранитов исключительно в качестве продуктов кристаллизационной дифференциации гранитной магмы. Фтор является индикаторным элементом процессов тектономагматической активизации, связанных с деструкцией континентальной коры при мантийном диапиризме на пост-коллизиионном и внутриплитном этапах (Щеглов, Говоров, 1985). Не случайно поэтому даже для вольфрам-олово-редкометалльных месторождений, наиболее отчетливо ассоциирующих с литий-фтористыми гранитами, рассматриваются магматические источники, связанные с лампрофирами (Баскина, 1988; Руб, Руб, 1991; Seifert, 2010; Stemprok, Seifert, 2011). В тесной связи с проблемой источников вещества оловянных и вольфрамовых (а также молибденовых) месторождений находятся вопросы возможности мантийных источников самих олова, вольфрама и молибдена (Некрасов, 1983; Томсон и др., 1984; Chiaradia, 2003; Audetat, 2010; Pettke et al., 2010).

Вопросы стадийности формирования Sn и W-месторождений также нельзя признать до конца решенными. Это особенно относится к выделению и классификации гидротермальных стадий в связи с эволюцией многофазных магматических интрузий. Речь здесь может идти как об отчетливой связи конкретных гидротермальных стадий с определенными интрузиями в их многофазной последовательности (Кигаи, 1966; Косалс, Колонин, 1983), так и об относительной «независимости» развития магматического и гидротермального процессов (Соловьев, 2008). Последнее может быть интерпретировано в пользу связи гидротермальных флюидов с более глубоким кристаллизующимся магматическим телом (или магматическим очагом, в том числе, возможно, мантийным) и, в целом, в пользу «транзмагматической» природы этих флюидов (Коржинский и др., 1987; Зотов, 1989). Что касается известной концепции накопления рудных металлов в продуктах заключительных фаз магматической дифференциации, следует отметить также и варианты «сброса» их концентраций в наиболее поздних гранитных фазах, связанного, вероятно, с переходом данных металлов в магматогебно-гидротермальный флюид (Соловьев, 2008). Разумеется, заслуживает внимания классификация гидротермально-метасоматических образований, с обоснованием их унифицированной систематики, близкой наиболее разработанной в настоящее время систематике гидротермально-метасоматических образований медно-порфировых месторождений (Sillitoe, 2010). В связи с этим отметим упомянутую выше принадлежность многих метасоматитов со светлыми слюдами, развитых на Sn и W-месторождениях, к группе филлизитовых (кварц-серицитовых) и карбонат-филлизитовых (березитовых) метасоматитов. Возможную принадлежность турмалин-кварц-хлоритовых метасоматитов, столь характерных для многих месторождений олова, к разновидностям пропилитов отмечала еще Е.А. Радкевич (1971). Пропилитовые (кварц-амфиболовые, кварц-амфибол-хлоритовые и др.) метасоматиты широко распространены и на месторождениях вольфрама (Соловьев, 2008; Soloviev et al., 2017, 2020, 2021 и др.).

В целом приведенный обзор состояния исследований в области металлогении Sn и W-месторождений, выполненный в контексте теоретического наследия О.Д. Левицкого и его последующего развития, показывает историческую преемственность данных исследований и позволяет наметить возможные направления дальнейших работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.И.* Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. Санкт-Петербург: Национальный минерально-сырьевой университет “Горный”, 2014. 244 с.
- Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В.* Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 76–104.
- Антипин В.С., Гайворонский Б.А., Сапожников В.П., Писарская В.А.* Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье) // Доклады АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 228–232.
- Апельцин Ф.Р., Гетманская Т.И., Лисицын А.Е. и др.* Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Акинфиев Н.Н.* Физико-химические факторы, благоприятствующие образованию грейзеновых месторождений олова: новый взгляд на старые проблемы // Докл. РАН. 2024. Т. 519. № 2. С. (2325–2330.)
- Аристов В.В., Петрова М.Г., Королев Б.Н., Белов П.Т., Гуцин В.А.* Структура рудопоявления и условия образования Шерловогорского гранитного интрузива // Геология руд. месторождений. 1961. № 6. С. 41–53.
- Барабанов В.Ф.* Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Л.: ЛГУ. 1975. Т. 1. 360 с. Т. 2. 360 с.
- Баскина В.А.* Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. М., Наука. 1982. 260 с.
- Баскина В.А.* Щелочные базиты месторождения Тигриное (Приморье) // Известия АН СССР, серия геологическая. 1988. № 12. С. 38–50.
- Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В.* Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское танталовое месторождение, Забайкалье // Петрология. 1994. № 2. С. 68–87.
- Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. и др.* Этхинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. 1994. № 4. С. 310–325.
- Борисенко А.С., Холмогоров А.И., Боровиков А.А., Шибанин А.П., Бабич В.В.* Состав и металлоносность рудообразующих растворов Депутатского оловорудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1830–1841.
- Бортников Н.С., Аранович Л.Я., Кряжев С.Г., Смирнов С.З., Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Дубинина Е.О., Гореликова Н.В., Соколова Е.Н.* Баджалская оловоносная магматогебно-флюидная система (Дальний Восток, Россия): переход от кристаллизации гранитов к гидротермальному отложению руд // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 3. С. 3–30.

- Бортников Н.С., Кряжев С.Г., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В., Рябченко В.М., Балашов Ф.В.* Смещение магматогенных рассолов и метеорных флюидов в Высокотгорском олово-порфировом месторождении (Приморье, Россия) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 453. № 4. С. 429.
- Бортников Н.С., Ханчук А.И., Крылова Т.Л., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Игнатъев А.В., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Ломм Т.* Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537–570.
- Гайворонский Б.А.* Шерловогорское месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва. Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 130–133.
- Гайворонский Б.А.* Букукинское месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва. Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 146–148.
- Гвоздев В.И.* Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока России. Владивосток. Дальнаука, 2010. 337 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР / Под ред. С.Ф. Лугова. М.: Недра, 1986. Т. 1. 332 с.
- Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений / Казанский В.И., Томсон И.Н., Онтоев Д.О. и др. М.: Наука. 1983. 237 с.
- Гонгальский Б.И., Сергеев А.Д.* Хапчерангинское оловорудное месторождение. // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва. Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 1. С. 101–105.
- Гоневчук В.Г.* Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
- Гореликова Н.В., Таскаев В.И., Рассулов В.А.* Структурно-химическая неоднородность колломорфного касситерита и минералы In, Pb, As в оловянных рудах месторождения Верхнее (Приморье, Россия) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 4. С. 11–18.
- Гребенников А.М.* Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающих их продуктивные формации (на примере Восточного Забайкалья) // В сб. Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ. 1971. С. 51–59.
- Дубровский В.Н., Кига́й И.Н.* Зональность оловорудных месторождений // В кн. Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1974. С. 19–88.
- Жариков В.А.* Физико-химические исследования околорудного метасоматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1754–1787.
- Жариков В.А., Дубинина Е.О., Шаповалов Ю.Б., Суворова В.А.* Происхождение рудоносного флюида редкометального месторождения Акчатау // Геохимия. 1992. № 2. С. 163–170.
- Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Индолев Л.Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 196 с.
- Кига́й И.Н.* О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения // В кн. Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966. С. 60–87.
- Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
- Коваленко В.И., Руб М.Г., Осипов М.А. и др.* Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. 231 с.
- Козлов В.Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М.: Наука, 1985. 304 с.
- Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
- Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Трансмагматические флюиды, метасоматизм и рудообразование // В кн. Закономерности метаматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5–28.
- Косалс Я.А., Колонин Г.Р.* Генетические основы модели редкометального рудообразования, связанного с многофазными гранитными интрузиями. // В кн. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 39–48.
- Крылова Т.Л., Pandian M.S., Бортников Н.С., Vijay Anand S., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г.* Вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения Дегана (Раджастан, Индия) и Тигриное (Приморье, Россия): состав минералообразующих флюидов и условия отложения вольфрамита // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 329–349.
- Кудрин В.С., Соловьев С.Г.* Кенсуйское вольфрам-молибденовое месторождение в Восточной Киргизии // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 66–82.
- Левицкий О.Д.* Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 271 с.
- Левицкий О.Д.* Генетическая классификация оловорудных месторождений // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 82. № 8. 1947. С. 27–37.
- Левицкий О.Д.* Месторождения касситеритово-кварцевой формации // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 82. № 8. 1947. С. 115–147.

- Левицкий О.Д.* Пространственное расположение оловорудных месторождений // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 82. № 8. 1947₃. С. 249–275.
- Левицкий О.Д.* К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 309–331.
- Левицкий О.Д.* Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 336 с.
- Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А.* Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 100).
- Левицкий О.Д., Смирнов В.И.* Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность // Сов. геология. 1959. № 2. С. 118–131.
- Левицкий О.Д., Смирнов В.И.* Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 273–285.
- Макеев Б.В., Павловский А.Б., Покалов В.Т. и др.* Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова. М.: Недра, 1983. 234 с.
- Материиков М.П.* Месторождения олова // В кн. Геология рудных месторождений СССР. М.: Недра, 1978. С. 223–291.
- Металлогения орогенов. Томсон И.Н., Кривцов В.С., Кочнева Н.Т. и др. М.: Недра, 1992, 272 с.
- Наумов В.Б., Шапенко В.В.* Метан в гидротермальных растворах, формирующих месторождения олова и вольфрама // Геохимия. 1983. № 9. С. 1335–1341.
- Некрасов И.Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1962. 333 с.
- Некрасов И.Я.* Физико-химические условия образования оловянной минерализации двух геохимически различных типов // В кн. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 56–62.
- Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.
- Онтеев Д.О.* Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
- Осинов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Павловский А.Б.* Формационные типы и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 7. С. 41–56.
- Петрова М.Г., Белов П.Т.* О генетической связи кварцевых порфиров с гранитным интрузивом Шерловой Горы // Известия ВУЗов, Геология и разведка. 1966. № 11. С. 67–75.
- Покалов В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972. 272 с.
- Покалов В.Т.* Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992. 288 с.
- Попов В.С.* Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления // Записки ВМО. 1984. Т. 113. № 1. С. 3–14.
- Радкевич Е.А.* Касситеритово-сульфидные месторождения. М.: АН СССР, 1953. 319 с.
- Радкевич Е.А.* (ред.). Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
- Редина А.А., Мокрушников В.П., Редин Ю.О.* Условия формирования и возраст редкометального оруденения Кукульбейского рудного района (Восточное Забайкалье) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 9. С. 90–102.
- Рейф Ф.Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 124 с.
- Родионов С.М.* Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2003. 327 с.
- Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И.* Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 261 с.
- Руб М.Г., Руб А.К.* Соотношение даек основных пород и руд в палеозойских и мезозойских грейзеновых месторождениях Приморья // Геология рудн. месторождений. 1991. №4. С. 59–68.
- Руб М.Г., Руб А.К.* Редкометальные граниты Приморья. М.: ВИМС, 2006. 86 с.
- Руб А.К., Руб М.Г., Чистякова Н.И., Кривошеков Н.Н., Руб И.А.* Минералого-геохимические особенности оловянно-вольфрамовой минерализации месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 78–88.
- Русинов В.Л., Жуков В.В.* Модель образования ритмично-полосчатых текстур в экзогенных и гидротермально-метасоматических системах // Геология руд. месторождений, 1994. № 6. С. 520–535.

- Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В.* Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W месторождения (Приморье) // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 95–100.
- Смирнов С.С.* Некоторые замечания о сульфидно-каситеритовых месторождениях // Изв. АН СССР, серия геологическая. 1937. № 5. С. 853–862.
- Смирнов В.И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел // Генетические проблемы руд. (21 сессия МГК. Докл. сов. геологов; Пробл. 16). М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 5–15.
- Смирнов В.И., Сахарова М.С.* Геологическая деятельность О.Д. Левицкого // В кн. Левицкий О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. С. 3–10.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Секисова В.С., Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Томас В.Г.* Магматогенно-флюидная система олово-порфирового Высокогорского месторождения (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье, Россия): магматический этап развития // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 7S. С. 700–721.
- Соловьев С.Г.* Металлогения фанерозойских скарновых месторождений вольфрама. М.: Научный мир, 2008. 368 с.
- Соловьев С.Г.* Металлогения шошонитового магматизма. М.: Научный мир, 2014. Т. 1. 528. Т.2. 472 с.
- Соловьев С.Г., Кривошеков Н.Н.* Скарновое золото-полиметалльно-вольфрамовое месторождение Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Геология руд. месторождений. 2011. № 6. С. 543–568.
- Ставров О.Д.* Новая провинция литий-фтористых гранитов в Приморье // Геохимия. 1985. № 5. С. 1510–1513.
- Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.
- Сырицо Л.Ф.* Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2002. 360 с.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В.* Продуктивность редкометальных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 38–56.
- Тананаева Г.А.* Рудно-формационные признаки при выяснении источников олова // В кн. Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 93–103.
- Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- Томсон И.Н.* Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
- Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т., Середин В.В., Селиверстов В.А., Хорошилов Л.В.* Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
- Томсон И.Н., Кравцов В.С., Руб М.Г. и др.* Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. 127 с.
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. и др.* Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 132 с.
- Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В.* Дисперсное золото, ассоциирующие минералы рассеянной минерализации лейкогранитов Дукатского рудного поля – индикаторы условий генерации магматогенных золотоносных флюидов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1275–1293.
- Финашин В.К.* Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 176 с.
- Флеров Б.Л.* Особенности структуры Депутатского месторождения // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С. 167–206.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Выпуск 1. Владивосток, 2000. С. 5–34.
- Ходанович П.Ю., Смирнова О.К.* Вольфрамоносные березиты и локальный прогноз оруденения. Новосибирск: Наука, 1991. 208 с.
- Холмогоров А.И., Трунилина В.А.* Депутатское оловорудное месторождение // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ РАН. Т. 3. Кн. 2. 2006. С. 515–550.
- Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. Москва: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
- Щерба Г.Н., Алексеева Л.К., Малькова Р.Н. и др.* Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденения. Том 2. Рудные поля и редкометальное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1973. 276 с.

- Щерба Г.Н., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П.* Редкометальное оруденение Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 224 с.
- Audétat A.* Source and evolution of molybdenum in the porphyry Mo(–Nb) deposit at Cave Peak, Texas // *J. Petrology*. 2010. V. 51(8). P. 1739–1760.
- Audétat A., Gunter D., Heinrich C.* Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: A microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. № 19. P. 3373–3393.
- Becker S.P., Bodnar R.J., Reynolds T.J.* Temporal and spatial variations in characteristics of fluid inclusions in epizonal magmatic-hydrothermal systems: Applications in exploration for porphyry copper deposits // *J. Geochem. Exploration*. 2019. V. 204. P. 240–255
- Brown W.M., Kwak T.A.P., Askins P.W.* Geology and geochemistry of a F-Sn-W skarn system – The Hole 16 deposit, Mt. Garnet, North Queensland, Australia // *Australian Jour. Earth Sci.* 1984. V. 31(3). P. 317–340.
- Chiaradia M.* The evolution of tungsten sources in crustal mineralization from Archaean to Tertiary inferred from lead isotopes // *Econ. Geology*. 2003. V. 98. P. 1039–1045.
- Christiansen E.H., Burt M.D., Sheridan M.F., Wilson R.T.* The petrogenesis of topaz rhyolites from the Western United States // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 83. P. 16–30.
- Cunningham C.G., Zartman R.E., McKee E.H., Rye R.O., Naeser C.W., Sanjinés O., Ericksen G.E., Tavera F.* The age and thermal history of Cerro Rico de Potosi, Bolivia // *Mineralium Deposita*. 1996. V. 31. P. 374–385.
- Dietrich A., Lehmann B., Wallianos A.* Bulk rock and melt inclusion geochemistry of Bolivian tin porphyry systems // *Econ. Geology*. 2000. V. 95(2). P. 313–326.
- Gartman A., Hannington M., Jamieson J.W., Peterkin B., Garbe-Schönberg D., Findlay A.J., Fuchs S., Kwasnitschka T.* Boiling-induced formation of colloidal gold in black smoker hydrothermal fluids // *Geology*. 2018. V. 46(1). P. 39–42.
- Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., Korostelev P.G., Semenyak B.I., Seltmann R.* Tin deposits of the Sikhote-Alin and adjacent areas (Russian Far East) and their magmatic association // *Australian J. Earth Sci.* 2010. V. 57. P. 777–802.
- Hannington M., Hardardottir V., Garbe-Schonberg D., Brown K.* Gold enrichment in active geothermal systems by accumulating colloidal suspensions // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 299–302.
- Ishihara S.* The granitoid series and mineralization. *Econ. Geology*. 1981. V. 75. P. 458–484.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B.* Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport // *Geofluids*. 2010. V. 10. P. 293–311.
- Kamenetsky V.S., van Achterberg E., Ryan C.G., Naumov V.B., Mernagh T.P., Davidson P.* Extreme chemical heterogeneity of granite-derived hydrothermal fluids: an example from inclusions in a single crystal of miarolitic quartz // *Geology*. 2002. V. 30. P. 459–462.
- Kwak T.A.P., Askins P.W.* Geology and genesis of the F-Sn-W(-Be-Zn) skarn (wrigglite) at Moina, Tasmania // *Econ. Geology*. 1981. V. 76(2). P. 439–467.
- Lowenstern J.B.* Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. P. 490–502.
- Manning D.A.C.* The effect of fluorine on liquid phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar pressure // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 206–215.
- Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A.* The magma and metal source of giant porphyry-type ore deposits, based on lead isotope microanalysis of individual fluid inclusions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 296(3–4). P. 267–277.
- Roedder E.* Fluid inclusions in minerals // *Reviews in Mineralogy*. 1984. V. 12. 644 p.
- Saunders J.A., Vikre P., Unger D.L., Beasley L.* Colloidal and physical transport textures exhibited by electrum and naumannite in bonanza epithermal veins from western USA, and their significance // Steininger, R., Pennell, W., eds., *Great Basin evolution and metallogeny: Geological Society of Nevada 2010 Symposium*. 2010. P. 825–832.
- Saunders J. A., Schoenly P. A.* Boiling, colloid nucleation and aggregation, and the genesis of bonanza Au-Ag ores of the Sleeper deposit, Nevada // *Mineralium Deposita*. 1995. V. 30. P. 199–210.
- Seifert T.* Contributions to the metallogenetic importance of lamprophyres – examples from polymetallic Au-, Sn-W-Mo-Li-In-, As-Zn-Sn-Cu-In-Pb-Ag-/Ag-Sb-, and U-ore clusters // *Mineralogia*. 2010. V. 37. P. 55–58.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // *Econ. Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N.* Porphyry tin deposits in Bolivia // *Econ. Geology*. 1975. V. 70. P. 913–927.
- Sillitoe R.H., Lehmann B.* Copper-rich tin deposits // *Mineralium Deposita*. 2022. V. 57. № 1. P. 1–11.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope, and fluid inclusion characteristics of the Vostok-2 reduced W-Cu skarn and Au-W-Bi-As stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 86. P. 338–365.

- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Avilova O.V., Andreev A.V., Girfanov M.M., Starostin I.A.* The Lazurnoe deposit in the Central Sikhote-Alin, Eastern Russia: Combined shoshonite-related porphyry Cu-Au-Mo and reduced intrusion-related Au mineralization in a post-subduction setting // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 112. Paper 103063. P. 1–26.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Agylki tungsten skarn deposit, Eastern Siberia, Yakutia, Russia: tungsten deposit in a gold-dominant metallogenic province // *Ore Geol. Rev.* 2020, V. 120. Paper № 103452. P. 1–25.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, igneous geochemistry, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kougarok tin-tantalum-lithium prospect, Seward Peninsula, Alaska, USA // *Mineralium Deposita.* 2020, V. 55(1). P. 79–106.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Kryazhev V.S., Emkuzhev M.S., Bortnikov N.S.* The superlarge Tyrnyauz skarn W(-Mo) and stockwork Mo(-W) to Au (-Mo, W, Bi, Te) deposit in the Northern Caucasus, Russia: Geology, geochemistry, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 138(12). Paper № 104384. P. 1–28.
- Song S., Mao J., Zhang Z., Jian W., Chen L., Ouyang Y.* Lamprophyre magmatism triggering the formation of the Zhuxi granites related to the world-largest scheelite skarn deposit in South China // *Lithos.* 2023. V. 444–445. Paper 107106. P. 1–20.
- Stemprok M., Seifert T.* An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // *Mineralogia.* 2011. V. 42. P. 121–162.
- Webster J.D., Thomas R., Forster H.J., Seltmann R., Tappen C.* Geochemical evolution of halogen-enriched, granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany // *Miner. Deposita.* 2004. V. 39. P. 452–472.

HYDROTHERMAL TIN AND TUNGSTEN DEPOSITS: HISTORICAL ASPECTS AND PRESENT DIRECTIONS OF RESEARCH (TO THE 115TH ANNIVERSARY OF O.D. LEVITSKY)

S. G. Soloviev^{a, *}, N. S. Bortnikov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM),
Russian Academy of Sciences, 35 Staromonetny Per., Moscow 119017, Russia*

^{*}*E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper considers the main results of the works by O.D. Levitsky in studying tin and tungsten deposits and their further development in the context of the evolution of the metallogenic theory. His input to the modern metallogenic classification of tin and tungsten deposits is recognized, with distinguishing the types of tungsten-polymetallic and tin-polymetallic deposits related to the intrusions of the deeply-derived mafic magma, in contrast to tin-tungsten deposits related to granitoid igneous suites dominantly of the crustal nature. According to the metallogenic views of O.D. Levitsky, a control of large tin and tungsten mineralized districts, as well as the deposits within these districts, by large “concealed” faults (“photolineaments”) was demonstrated, together with the relationships of the districts to the variously-sized “chamber” structures, with the characteristic leveled distribution of ore mineralization. The works by O.D. Levitsky paid significant attention to the mineral stages and zonation of tin and tungsten deposits, with distinguishing post-greisen stages of mineralization including quartz-tourmaline-chlorite metasomatites and later lower-temperature metasomatites comprising light micas, in contrast to greisens referred to as phyllic and carbonate-phyllic alteration. He justified a pulsing centrifugal “case-covering” mineral and ore zonation at some Sn deposits. A viewable place in the works by O.D. Levitsky is given to the peculiarities of mineral-forming fluid composition at Sn and W deposits, aggregate state of the fluids, and their evolution during the multi-stage ore formation. He paid particular attention to the existence of collomorphic cassiterite varieties, which are high-temperature and formed at the early stages of post-magmatic ore-formation. Some modern directions in studying tungsten and tin deposits are considered, including classification of Sn and W deposits and their positions in the series of related metallogenic types of ore deposits, possibility of the mantle sources of the productive magmatism, metals and fluids, some aspects of distinguishing hydrothermal stages related to the evolution of multi-phase magmatic intrusions, possible role of the “transmagmatic” fluids, and the aspects of unified systematics of hydrothermal-metasomatic formations at ore deposits.

Keywords: tin deposits, tungsten deposits, metallogeny, magmatism, mineral districts, hydrothermal alteration, stages and zonal patterns of ore deposits

УДК 553.21/.24/550.42/553.061

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ШЕЕЛИТА ИЗ СКАРНОВОГО Au-Bi-Cu-W МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2 (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)¹

© 2025 г. А. Е. Кешиков^a, *, П. А. Неволько^a, Д. В. Бондарчук^b

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
проспект Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bООО «Норникель Технические сервисы»,
Гражданский проспект, 11а, Санкт-Петербург, 195220 Россия

*E-mail: keshikovae@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 17.11.2023 г.

После доработки 06.06.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Шеелит (CaWO_4) является главным рудным минералом скарнового месторождения Восток-2, расположенного в Приморском крае и приуроченного к центральному разлому Сихотэ-Алинь. На основании минерального состава и геохимических характеристик руд выделено два доминирующих типа руд: скарновые и кварцево-жильные. В работе приведены результаты комплексного (минераграфия, катодолюминесцентный метод, рентгеноспектральный микроанализ, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором) изучения шеелита. Такие параметры для шеелита, как внутреннее строение и характер свечения в катодном луче, и УФ-свете, содержание примесей и микропримесей, величина Eu/Eu^* , форма РЗЭ-спектров являются ключевыми индикаторами условий минералообразования. Эти признаки позволили выявить различные механизмы вхождения РЗЭ в состав шеелита из скарновых руд и кварцевых жил ($3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{РЗЭ}^{3+} + \square$ и $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} \leftrightarrow \text{РЗЭ}^{3+} + \text{Nb}^{5+}$ соответственно, где \square – вакансия в позиции Са). Выделено три типа шеелита на основании специфики распределения РЗЭ, установлены их временные отношения. Так как шеелит наследует редкоземельные элементы из минералообразующей среды, показан процесс эволюции рудообразующего флюида, пульсационный характер поступления вещества и его единый источник, а для месторождения в целом доказаны восстановительные условия минералообразования.

Ключевые слова: Восток-2, Приморский край, скарны, шеелит, типоморфизм, РЗЭ, минерал-индикатор, геохимия

DOI: 10.31857/S0016777025010026, EDN: vdfeyb

ВВЕДЕНИЕ

Шеелит (CaWO_4) является весьма распространенным минералом. Он установлен как аксессуарный и главный минерал в рудах месторождений различных генетических типов: грейзеновых, скарновых, метаморфогенных, порфириновых, плутоногенных золоторудных и др. Шеелит обладает химической и физической устойчивостью, а также содержит микропримеси в достаточном для современных аналитических методов количествах. Многочисленные исследования шеелита из месторождений различных генетических типов показывают, что содержание

и распределение примесных компонентов в шеелите напрямую зависит от условий минералообразующей среды (Brugger et al., 2008; Poulin et al., 2018; Song et al., 2014; и др.). Наиболее типичными изоморфными примесями для шеелита являются Мо, который замещает в структуре минерала W, а также Sr и РЗЭ (редкоземельные элементы), которые замещают Са в кристаллической решетке (Ghaderi et al., 1999; Sun et al., 2019). Помимо перечисленных элементов, в шеелите также повсеместно устанавливаются значимые концентрации изоморфных примесей Mn, Y, Nb, Ta, Na, U. В настоящее время разработан широкий инструментарий для изучения шеелита

¹ Электронная версия содержит дополнительные материалы, доступные по ссылке: <https://doi.org/10.31857/S0016777025010016>

и выведены основные закономерности распределения элементов-примесей в зависимости от условий образования. Так как шеелит люминесцирует в катодном луче, имеется возможность изучения его внутреннего строения (Chen et al., 2013; Gotze et al., 2013); характер распределения и содержания РЗЭ в минерале позволяет оценить условия и изменения в процессах минералообразования (Sun, Chen, 2017); такие примесные элементы, как Eu и Mo, являются индикаторами окислительно-восстановительных условий (Ghaderi et al., 1999; Sun, Chen, 2017; Poulin et al., 2018; и др.). Высокая распространенность шеелита совместно с его свойствами минерала-индикатора дает возможность оценки условий минералообразования для большого количества рудных объектов (Brugger et al., 2000, Macrae et al., 2009, Poulin et al., 2016; Poulin et al., 2018; Sun and Chen, 2017; и др.).

Комплексное Au-Bi-Cu-W скарновое месторождение Восток-2 является одним из крупнейших месторождений вольфрама на Дальнем Востоке и в России в целом (Soloviev et al., 2017₁). Содержание WO₃ в Главном рудном теле колеблется от 0.01 до 45% и в среднем составляет 1.84%. Содержания попутных компонентов: Cu — 0.4–0.7%, Au — 0.2–6.6 г/т; Ag — 5.6–18.3 г/т. Исходные запасы WO₃ до начала отработки месторождения составляли порядка 200 тыс. тонн. По состоянию на 1 января 2022 г. Государственным балансом РФ учитываются запасы (C1 + C2) в количестве: WO₃ — 14.5 тыс. тонн, Au — 0.9 тонн, Ag — 27.2 тонны, Cu — 7.3 тыс. тонн. В рудах месторождения в значимом количестве присутствует шеелит; значительная его часть приурочена к рудоносным скарнам, в кварцевых жилах с сульфидами он распространен подчиненно. За длительную историю изучения месторождения Восток-2 (Апельцин и др., 1983; Соловьев, 2008; Соловьев, Кривошеков, 2011; Степанов, 1977; Руб и др., 1982; Ханчук, 2000) многие аспекты его вещественного состава и генезиса были изучены на высоком уровне, однако вопросы типохимизма шеелита исследованы не в полной мере.

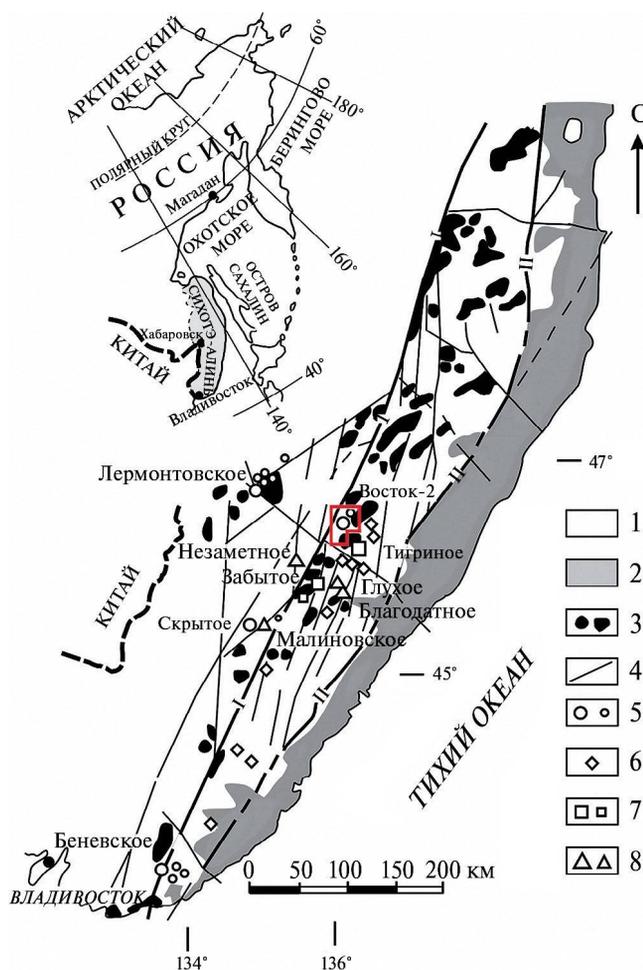
В работе обсуждаются результаты детального исследования шеелита месторождения Восток-2 современными высокоточными методами: внутреннее строение минерала, характер распределения и уровни концентрирования микропримесных элементов, а также приводятся общие минералого-геохимические характеристики руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

W-Cu-Bi-Au-месторождение скарнового типа Восток-2 находится в северной части Приморского края (фиг. 1), входит в состав Арминского рудного района. Рудный район включает в себя многочисленные месторождения и рудопроявления, специализирующиеся на полиметаллической олововольфрамовой минерализации (Гвоздев, 2007; Степанов, 1977; Руб и др., 1982; Ханчук, 2000).

Вольфрамовое оруденение региона локализуется вдоль крупного тектонического нарушения — центрального тектонического шва Сихотэ-Алинь. Месторождения (Восток-2, Лермонтовское, Скрытое, Тигриное, Забытое и др.) располагаются в центральной части мезозойской Сихотэ-Алинской орогенной системы. Период основного коллизионного процесса сопровождался интенсивным складкообразованием и внедрением преимущественно гранитных интрузий на ранних, поздних и пост-коллизионных этапах (Соловьев, 2008). Блок вмещающих оруденение пород сложен верхнеюрскими-раннемеловыми карбонатно-вулканогенно-терригенными осадочными комплексами, в том числе турбидитами, микститами и олистостромами. Общая мощность вмещающих толщ может достигать 15000 м (Ханчук и др., 1997; Ханчук, 2000; Soloviev et al., 2017₁, 2017₂; Soloviev and Kryazhev, 2017).

В рудном районе месторождения Восток-2 исследователи выделяют два магматических комплекса: раннеорогенный раннемеловой, с которым связывают полиметалльно-вольфрамовое оруденение (в том числе, Восток-2); среднеорогенный ранне-позднемеловой, к которому приурочено олово-вольфрамовое оруденение (Soloviev et al., 2017₁). К ранне-позднемеловому комплексу относятся Бисерский и Каялинский гранитные массивы, а к раннемеловому комплексу относятся Дальненский массив и система сопряженных штоков (фиг. 2). Непосредственно месторождение Восток-2 расположено на контакте гранодиоритового штока (шток “Центральный”) раннемелового комплекса и вмещающих пород, вблизи скрытого разлома северо-восточного простирания (Руб и др., 1982; Степанов, 1977; Хетчиков и др., 1999; и др.). Возраст Дальненского массива, установленный Rb-Sr методом, составляет 128±16 млн



Фиг. 1. Географическое положение месторождения Восток-2 (по Ханчук и др., 1997; Soloviev et al., 2017). 1 – палеозойские и мезозойские аккрецированные террейны; 2 – мел-палеогеновый Восточный Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 3 – ранне-позднемиоценовые гранитные интрузии; 4 – разломы (I – центральный Сихотэ-Алинский; II – Восточный Сихотэ-Алинский); 5 – месторождения и рудопроявления вольфрама; 6 – олово-вольфрамовые рудопроявления; 7 – редкометальные олово-вольфрамовые месторождения и рудопроявления; 8 – месторождения и рудопроявления золота.

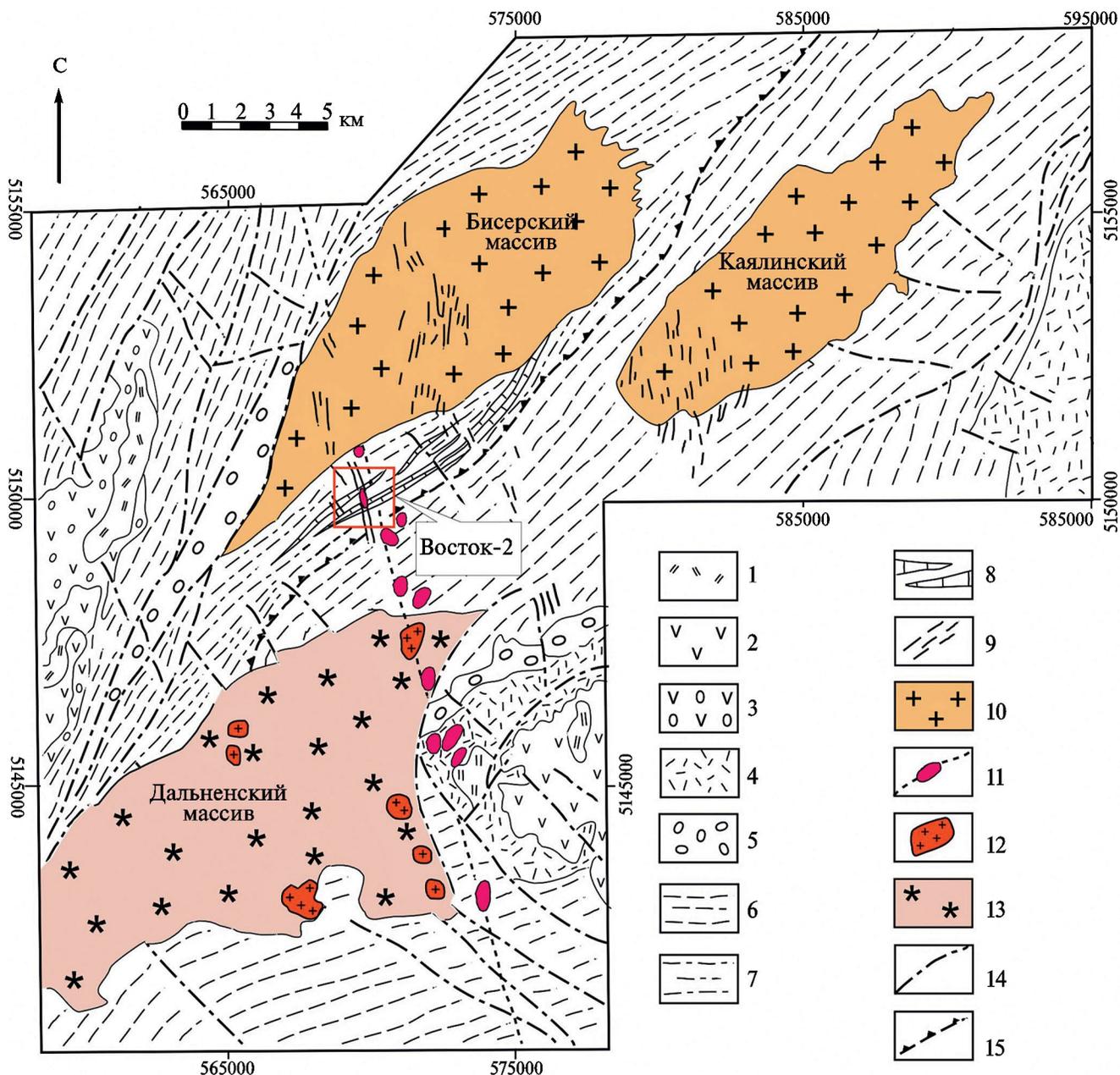
лет, а штока “Центральный” – 112 ± 4 млн лет (Руб и др., 1982).

Шеелит-сульфидное оруденение характерно для контакта гранитоидов и мраморизованных известняков, ороговикованных алевролитов, сланцев, олистостром. Форма главного рудного тела обусловлена залеганием толщи мраморов: крутопадающая на северо-запад залежь (50° – 88°), простирающаяся на северо-восток более чем на 600 м, мощность рудоносного горизонта не превышает 70 м. Вне скарновой зоны

присутствует ореол кварц-серицит-альбит-сульфидных жил и штокверков (Соловьев, Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017₁).

Основной объем промышленных руд на месторождении Восток-2 образовался на ретроградной стадии скарнового процесса (Соловьев, Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017₁). Само же скарновое тело имеет сложное строение и отвечает полистадийному образованию. Так, исследователи выделяют (Апельцин и др., 1983; Руб и др., 1982; Соловьев, Кривошеков, 2011; Степанов, 1977; Soloviev et al., 2017₁) следующие стадии: 1. Ранние пропилютоподобные метасоматиты – обширные преимущественно биотитовые и амфиболовые метасоматиты по вулканогенным и терригенным осадочным породам. Главными минералами являются биотит, кварц, кальцит, калиевый полевой шпат, амфибол, хлорит, плагиоклаз. 2. Известковые (проградные) скарны нескольких разновидностей – плагиоклаз-пироксеновые, гранат-пироксеновые и переходные типы. 3. Ретроградные скарны – развиты по проградным скарнам с замещениями пироксена и граната, являются продуктивными скарнами на шеелит-сульфидное оруденение. Сложены преимущественно амфиболом и плагиоклазом, слагают в том числе кварц-шеелит-сульфидные жильные тела. 4. Пропилиты – метасоматиты, наложенные на проградные и ретроградные скарны. Преобладают амфиболовые, кварц-амфиболовые и биотит-амфиболовые разности. Пропилитовые метасоматиты также локально вмещают массивные шеелит-сульфидные руды. 5. Кварц-серицитовые метасоматиты – локализируются в экзоконтактовых и удаленных от штока зонах. Сложены кварцем, серицитом, альбитом, карбонатом. Шеелит-сульфидные руды в кварц-серицитовых метасоматитах распространены неравномерно и образуют скопления различного масштаба.

Согласно исследованиям авторов (Soloviev et al., 2017₁), образование метасоматитов отвечает различным фазам интрузивного магматизма: известковые (проградные) и ретроградные скарны связаны с гранодиоритами и плагиогранитами; пропилюты соответствуют монцогранит-порфирам и гранит-порфирам, а кварц-серицитовые метасоматиты связаны с дайками монцодиорит-порфирами.



Фиг. 2. Положение мел-палеогеновых вулканогенных и плутоногенных образований внутри восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса (по Гладков и др., 1988; Руб и др., 1982; Soloviev et al., 2017₁ и др.). 1 – палеогеновые андезиты, андезибазальты и базальты; 2 – верхнемеловые андезиты; 3 – верхнемеловые андезитовые туфы, лавобрекчии и агломераты; 4 – нижнемеловые туфы, туффиты и туфоалевролиты; 5 – нижнемеловые туфоконгломераты и гравелиты; 6 – триас-нижнемеловые кремнистые сланцы; 7 – среднеюрские-нижнемеловые карбонатно-кремнистые песчанники; 8 – крупные линзы известняков и доломитов в среднеюрских-нижнемеловых отложениях; 9 – позднемеровые гранитные, гранитно-порфировые, диоритовые и долеритовые дайки; 10 – позднемеровые гранитные плутоны; 11 – ранне-позднемеровые гранодиоритовые штоки; 12 – ранне-позднемеровые гранитные штоки; 13 – раннемеловой монцонит-гранодиорит-гранитный плутон Дальненский; 14 – разломы; 15 – структурное несогласие между триас-нижнеюрскими и среднеюрскими-нижнемеловыми отложениями.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

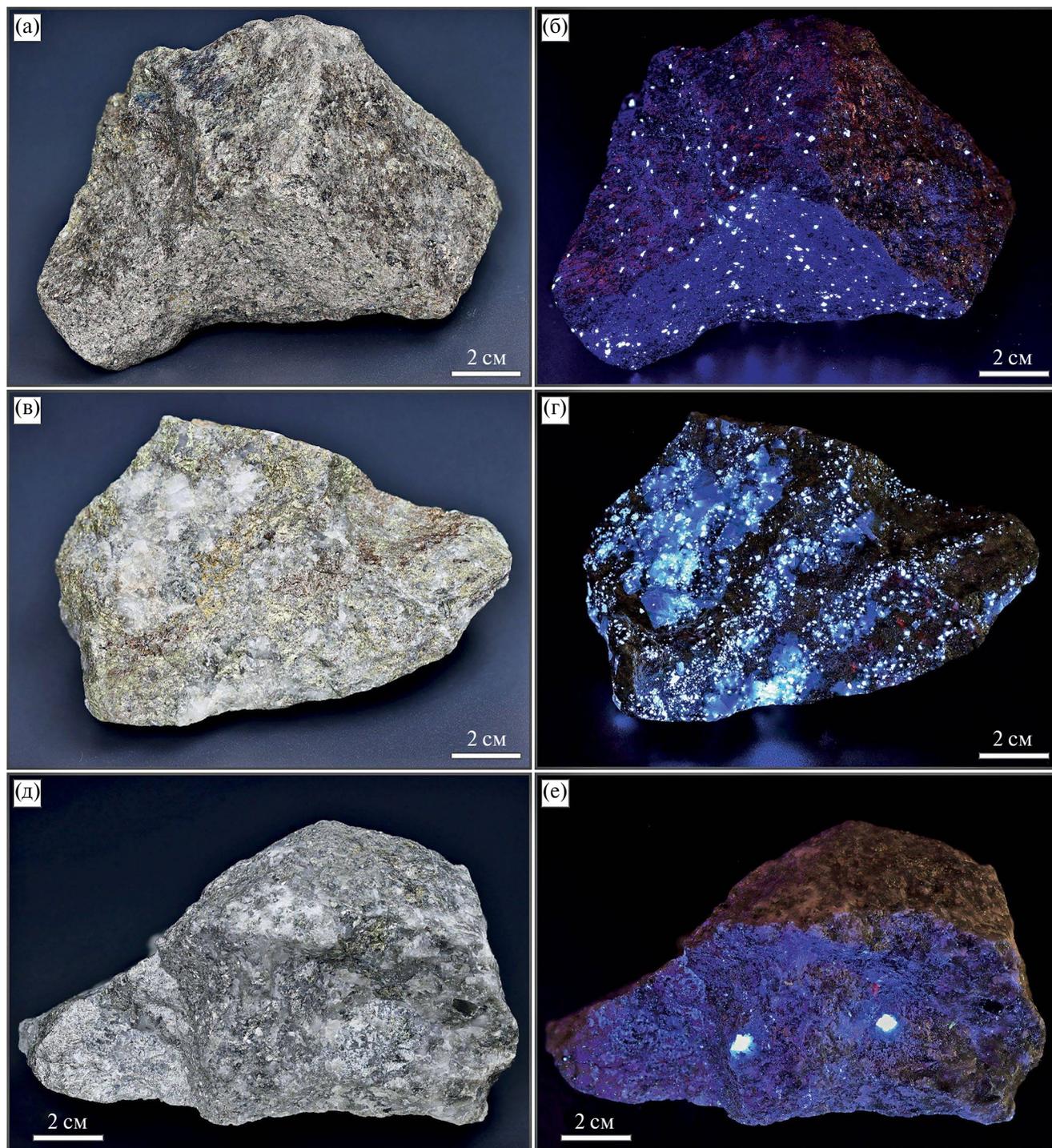
Материалом для исследований послужила коллекция из 15 штучных проб метасоматитов, из которых были изготовлены аншлифы, петрографические шлифы и шашки из полимерной смолы с зернами шеелита. Валовый состав руд и минерализованных пород определен в аналитической лаборатории геохимии и металлургии SGS, г. Чита, методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), содержание золота в пробах определялось пробирным методом анализа (ФАА). Оптические исследования прозрачных полированных шлифов и аншлифов проводились на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axio Scope A1. Катодолюминесценция (КЛ) и внутреннее строение шеелита изучались на растровом сканирующем электронном микроскопе LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus. Регистрация ч/б снимков проводилась при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 5 нА, экспозиция кадра составляла 180 с. Элементный состав некоторых сульфидных и порообразующих, а также акцессорных минералов определялся на электронном микроскопе JEOL JSM 6510LV, оснащенный системой энергодисперсионного рентгеновского микроанализа Aztec Energy X-Max 50+, измерения проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, время обработки сигнала 20 секунд, для количественного определения результаты оптимизированы по стандартной XRF процедуре. Для контроля тока зонда использовались внутренние стандарты – минералы и соединения с известным составом. Элементный состав шеелита изучался на электронно-зондовом микроанализаторе с волновым детектором Jeol JXA-8100, ток пучка составлял 50 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время съемки 60 секунд, диаметр пучка 3–4 мкм. Изучение микроэлементного состава отобранных наиболее представительных зерен шеелита проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) с использованием системы лазерной абляции UV NdYAG New Wave Research UP 213 совмещенной с масс-спектрометром Element XR (Thermo Scientific). Анализ проводился точно, размер пучка варьировал от 20 до 40 мкм в зависимости от размера исследуемых зерен. Содержание примесных элементов в шеелите калибровалось по стандартным образцам (NIST Standard Reference Material (SRM) 612). Зерна шеелита анализировались на широкий спектр элементов, включающий Na, Mg, K,

Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Cu, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Ba, Hf, Ta, Au, Pd, Bi, Th, U и все лантаноиды от La до Lu. Каждый точечный анализ включал в себя 30 секундный анализ фона и 50 секундный набор спектров. Съемка проводилась наборами по 5 анализов, после которых снимался стандартный образец (NIST 612) для корректировки временного дрейфа чувствительности. Исследования шеелита проводились в центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

По результатам проведенных минераграфических исследований было выделено 2 доминирующих типа руд – скарновые и кварцево-жильные. Для скарнового типа руд главными порообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, амфибол, пироксен, биотит, реже гранат. Среди второстепенных минералов преобладают апатит и эпидот. Доля рудных минералов в изученных скарнах может достигать 80–90 объемных %.

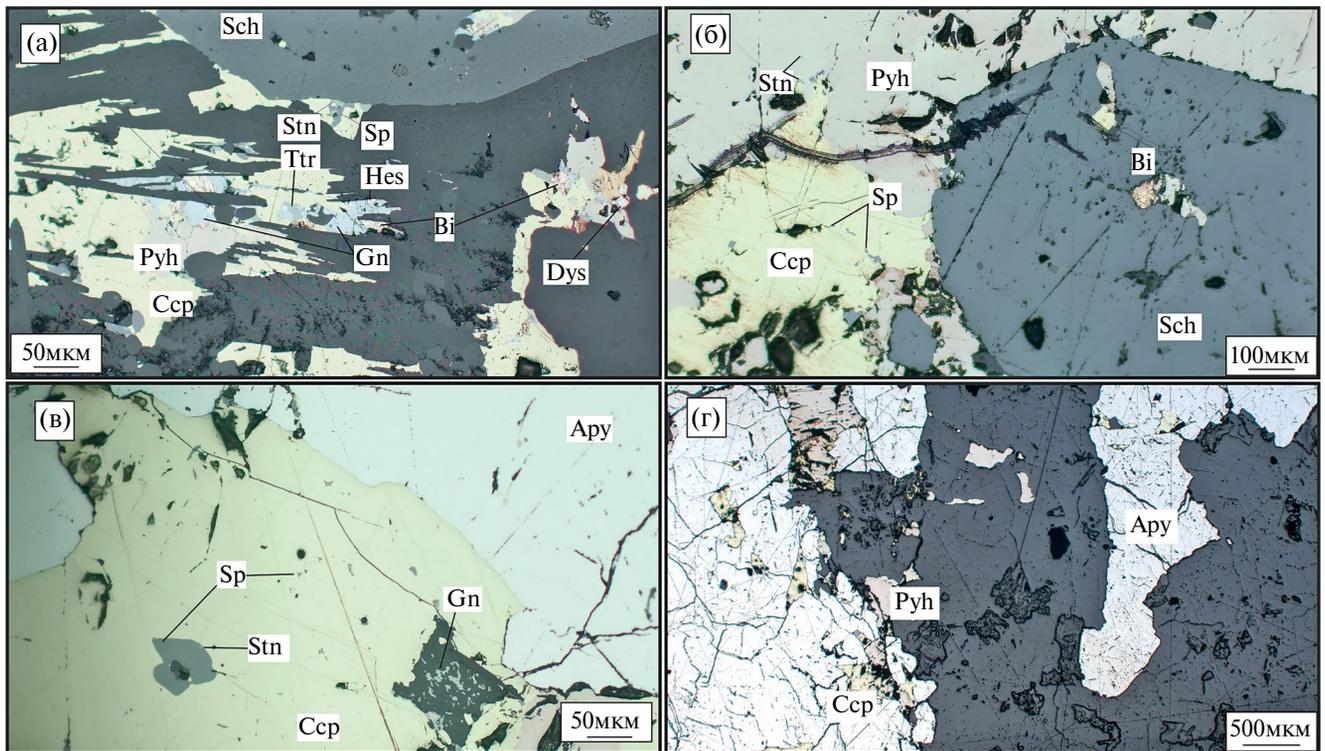
Руды первого типа представляют собой известковые скарны с богатой шеелит-сульфидной минерализацией и являются наиболее распространенными на месторождении (Soloviev et al., 2017₁) (фиг. 3а, б). Для руд первого типа характерна массивная и вкрапленная текстуры. Минерализация представлена ассоциацией шеелита, пирротина, халькопирита, сфалерита, станнина (фиг. 4б), а также самородного висмута с минералами серебра (дискразит, гессит). Наиболее распространенным является пирротин и халькопирит. Нередки структуры распада твердых растворов (халькопирита либо станнина в сфалерите, станнина либо сфалерита в халькопирите). Зерна самородного висмута в изученных образцах достигают размера 0,05 мм, имеют изометричную или каплевидную форму. Минералы серебра (гессит, дискразит) в изученных образцах всегда ассоциируют с самородным висмутом (фиг. 4а). Помимо собственных минеральных фаз, установлено, что серебро присутствует в значимом количестве в виде примеси в минералах группы блеклых руд (Ag-содержащий тетраэдрит; фрейбергит ($Ag_6(Cu_4(Zn,Fe)_2)Sb_4S_{12}S_{0-1}$)). Методами SEM-EDS и EPMA установлен их состав: содержание Ag варьирует от 20,8–24,5 мас. % в одних зернах до 47,8–49,4 мас. % в богатых серебром



Фиг. 3. Шеелит-сульфидные руды месторождения Восток-2. а, б – известковый скарн с шеелит-сульфидной минерализацией в дневном (а) и ультрафиолетовом (б) свете; в, г – кварцевая жила с шеелит-халькопирит-пирротиновой минеральной ассоциацией в дневном (в) и ультрафиолетовом (г) свете; д, е – кварцевая жила с арсенопиритом и редкими зернами шеелита в дневном (д) и ультрафиолетовом (е) свете.

разностях; содержание Cu меняется от 18–21.5 мас. % до 1.5–2.1 мас. % в богатых серебром зернах; содержания Zn и Fe колеблются в пределах 0.7–1 мас. % и 4.8–5.9 мас. % соответственно.

Второй тип руд представляет собой кварцевые жилы с шеелит-сульфидной минерализацией (фиг. 3в–е). Для него характерна прожилково-вкрапленная текстура руд и немного



Фиг. 4. Шеелит-сульфидные скарновые и минерализованные кварцевые жилы месторождения Восток-2, микрофотографии. а – закономерное расположение редких серебросодержащих минералов в рудах первого типа; б – положение шеелита в массивной текстуре первого типа руд; в – структуры распада твердых растворов и взаимоотношение сульфидов в рудах второго типа; г – прожилково-вкрапленная текстура и взаимоотношение рудных минералов в рудах второго типа. Обозначения минералов: Ару – арсенопирит, Вi – висмут самородный, Сср – халькопирит, Dys – дискразит, Gn – галенит, Hes – гессит, Pyh – пирротин, Sch – шеелит, Stn – станнин, Sp – сфалерит, Ttr – тетраэдрит.

отличная минерализация: среди сульфидов, так же как и в первом типе, преобладают пирротин и халькопирит, однако в существенном количестве в ряде образцов присутствует арсенопирит (фиг. 4в, г). Кроме того, реже встречается самородный висмут.

Зерна шеелита в рудах первого и второго типа встречаются как в виде единичных вкрапленников, так и в виде густой вкрапленности, их размер в среднем составляет 0.2–0.5 мм, однако встречаются и более крупные. Зачастую шеелит в изученных массивных сульфидных рудах покрыт пирротиновой “рубашкой”. Как отмечено, шеелит присутствует в большинстве типов метасоматитов, а его формирование проходило начиная с ретроградной стадии скарнообразования (Соловьев, Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017₁). Рудная минерализация изученных скарнов и кварцевых жил сопоставима с минерализацией кварц-серицитовых метасоматитов, описанной в работе авторов (Soloviev et al., 2017₁). Поскольку кварц-серицитовые

метасоматиты накладываются на предшествующие стадии (проградные и ретроградные скарны, пропициты), а их рудные минеральные ассоциации частично перекрываются, отнесение изученных образцов к определенному типу выделенных метасоматитов затруднительно.

По результатам валового ICP-MS анализа части образцов (Электронное приложение 1) установлено, что руды месторождения Восток-2, помимо основных компонентов W и Cu, на которые ориентирована разработка месторождения, в значительной степени обогащены такими элементами, как Au, Ag, As, Bi, Zn, Pb, Cd, Sn, In (табл. 1). Содержание золота в изученных образцах достигает 2.68 г/т, Ag – более чем 100 г/т (верхняя граница обнаружения для использованной аналитической процедуры). Отмечается высокое содержание в рудах висмута – от 46 до 1090 г/т. Концентрация в рудах Zn колеблется от первых сотен до первых тысяч г/т, а Pb и Sn не превышают 1230 и 941 г/т соответственно. Также в рудах присутствует в небольших количествах

Таблица 1. Содержание рудных элементов (г/т) в рудах месторождения Восток-2

Образец	2	6	12	12а	7	13	14
Тип руд	Скарны				Кварцевые жилы		
Au	0.832	0.042	0.075	0.06	0.254	0.072	2.68
Ag	1.33	33.9	>100	>100	>100	19.4	90.8
As	32	102	174	306	1280	>10000	39
Bi	46	141	262	1090	701	26	996
Cd	0.71	20	101	116	159	18.3	96
Co	20.9	4.9	4.5	20.2	19.5	17.4	44.2
Cu	4120	6830	>10000	>10000	>10000	5270	>10000
In	1.06	1.37	7.18	20.8	28	5.61	28.7
Mo	1.52	17.6	5.38	3.6	16.3	21.9	45.1
Ni	16.3	29.5	23.4	32.7	23	20.5	49.8
Pb	2.1	104	207	1230	917	18	6.8
Sb	2.58	7.37	17.3	144	132	51	13.2
Sn	76.2	86.7	466	841	941	129	392
W	18.7	9600	>10000	3900	>10000	>10000	>10000
Zn	182	390	2280	2580	3210	416	2860

Примечание. Анализ выполнен ICP-MS методом в аналитической лаборатории геохимии и металлургии SGS, г. Чита. Образцы 6, 12, 12а – скарны с богатой рудной минерализацией первого типа руд; 2 – скарны с бедной рудной минерализацией первого типа руд; 7, 13, 14 – кварцевые жилы с сульфидами второго типа руд.

Mo – до 45.1 г/т. Впервые описанный на месторождении касситерит совместно с молибденитом установлен в качестве редких единичных обособлений в кварцевых жилах. Содержание Cd и In находится в пределах 0.19–159 г/т и 0.33–28.7 г/т соответственно. Содержание рудных компонентов в скарновых рудах первого типа и кварцево-жильных второго типа близко, исключение составляет только As, ураганные концентрации которого установлены в кварцевой жиле с арсенипиритовой минерализацией.

РЕЗУЛЬТАТЫ

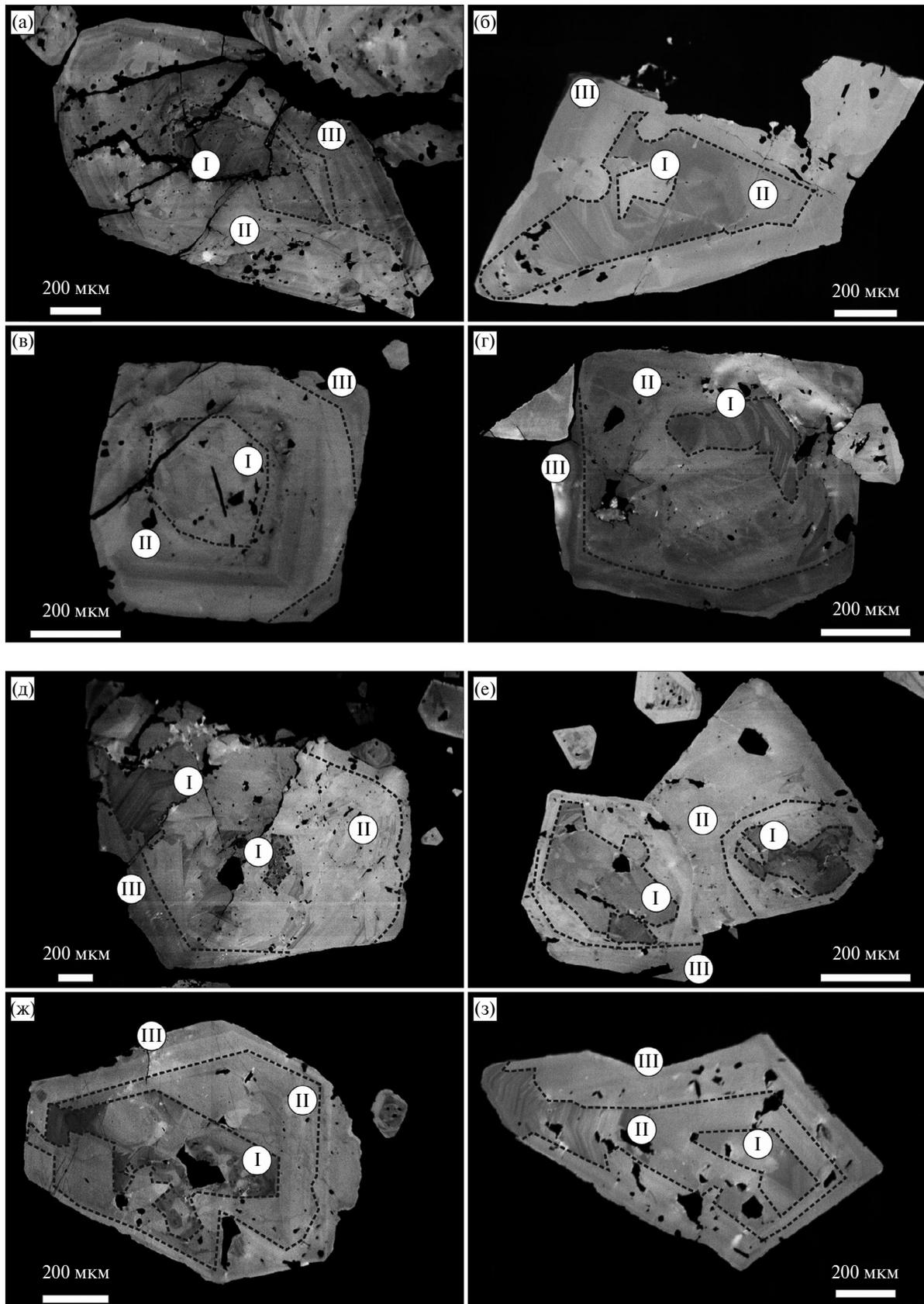
Катодолюминесцентная съемка шеелита

Катодолюминесцентным (КЛ) методом было изучено суммарно более шестидесяти зерен шеелита из руд месторождения Восток-2.

Для всех крупных (> 200 мкм) исследуемых зерен характерно неоднородное внутреннее строение (фиг. 5а–з). В более мелких (<200 мкм) зернах также прослеживалась внутренняя гетерогенность, однако наблюдались и зерна с однородным внутренним строением. Зерна шеелита имеют изометричную форму и зональное

внутреннее строение. Нередко зерна расчленены секущими трещинами (фиг. 5а, в, д).

Для большинства исследуемых зерен во внутреннем строении прослеживается закономерность: как правило, шеелит состоит из трех зон. Первая отвечает внутреннему более темному консолидированному ядру (фиг. 5а, в, г, ж, з), которое, в свою очередь, имеет либо блоковое строение (фиг. 5е, ж, з), либо полосчатую зональность (фиг. 5а, г). В некоторых зернах выделяется несколько участков, отвечающих первой зоне (фиг. 5д, е). Вторая зона обрамляет ядерную часть, имеет резкую отчетливо заметную ломаную границу с первой зоной и представляет собой более светлую, ритмично-полосчатую зону (фиг. 5а–з). Взаимоотношение первой и второй зоны – обломок, сцементированный более поздним шеелитом. Для внешней третьей зоны также характерна ритмично-полосчатая зональность, но ее направление может отличаться от внутренних зон, а зональность проявлена не так сильно, как в промежуточной второй зоне. Границы с внутренними зонами могут быть размыты, за счет этого в некоторых зернах затруднительно выделение третьей зоны (фиг. 5а, в, г). Третья



Фиг. 5. Неоднородное внутреннее строение шеелита месторождения Восток – 2, КЛ-снимки. Пунктиром обозначены границы зон, римскими цифрами в кружках – номера зон.

зона, как правило, является наиболее светлой на КЛ-снимках (фиг. 5б, е, ж, з).

Установлены зерна, в которых данная закономерность внутреннего строения реализуется лишь частично: так, обнаружены полностью гомогенные зерна (как правило, размером < 200 мкм), зерна с более светлыми внутренними участками (фиг. 5б), зерна, в которых отсутствуют те или иные зоны. Такие особенности можно связать с непредставительным сечением зерен, однако достоверно утверждать, что внутреннее строение всех зерен подчиняется выведенной закономерности, нельзя.

Таким образом, для большинства исследуемых зерен характерно выделение трех зон: 1) более темный консолидированный зональный блок из обломков либо целых зерен; 2) промежуточная ритмично-полосчатая более светлая зона, обрамляющая ядро; 3) внешняя наиболее светлая слабо зональная кайма.

Микронзондовый анализ шеелита

Все исследованные в катодолюминесценции зерна шеелита (> 60) изучались микронзондовым методом (370 точек). Проводились точечные анализы и строились поперечные профили. Анализ проводился на содержание следующих компонентов: SiO₂, Na₂O, WO₃, Ta₂O₅, CaO, Nb₂O₅, SrO, Y₂O₃, FeO, MnO, MoO₃. Установлено, что: содержание WO₃ варьирует в пределах 78.99–81.23 мас. %, среднее значение – 80.37 мас. %, содержание CaO находится в пределах 18.1–20.11 мас. % со средним значением 19.10 мас. %. Na₂O в исследуемых шеелитах содержится в незначительном количестве: в большинстве случаев ниже предела обнаружения, в среднем 0.01 мас. %. Содержание MoO₃ в исследуемом шеелите для всех исследуемых зерен ниже предела обнаружения, за исключением нескольких зерен с содержанием до 0.06 мас. %. Также присутствует FeO до 0.68 мас. % со средним значением 0.03 мас. %. Примесей SiO₂ и MnO по данным анализа не установлено. Для большинства зерен шеелита не установлены примеси SrO и Ta₂O₅, лишь в некоторых из них значения содержаний этих компонентов достигают 0.18 мас. % для SrO и 0.05 мас. % для Ta₂O₅. При построении поперечных профилей через зерна шеелита выявить какую-либо закономерность между внутренним строением (неоднородность, зональность) и примесным составом не представилось возможным, вероятно из-за низких уровней концентраций исследуемых компонентов, за исключением Y: во внешних зонах (зона 3) некоторых изученных

зерен отмечается повышение до 0.2 мас. % (Y₂O₃), при том что в большинстве точек анализа содержание Y₂O₃ ниже предела обнаружения. Последующим LA-ICP-MS исследованием было уточнено содержание и распределение Y в шеелите.

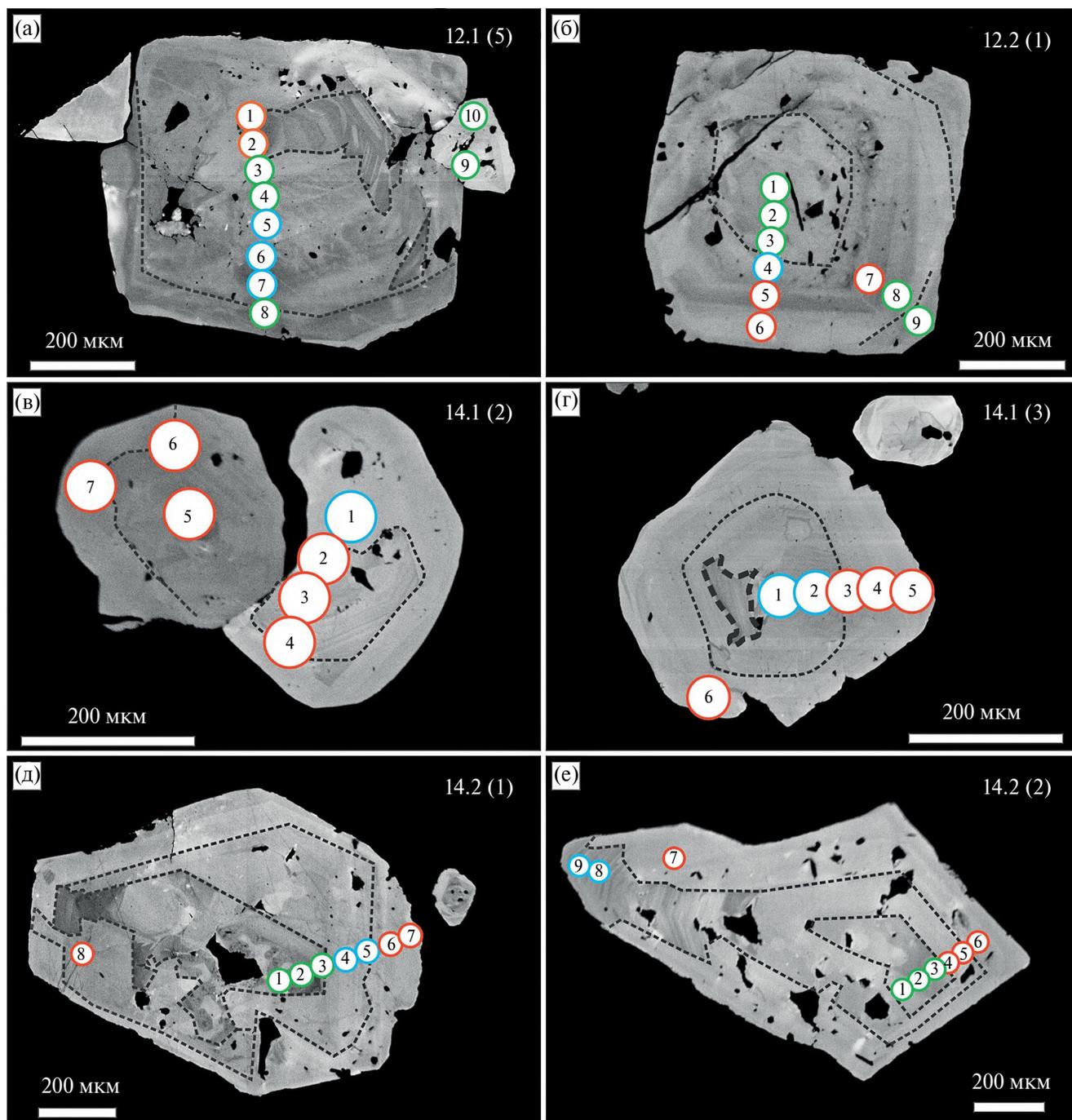
Результаты LA-ICP-MS анализа шеелита

Были проведены LA-ICP-MS анализы (51 точка) шести зерен шеелита (фиг. 6), результаты представлены в Электронном приложении.

Содержание Nb в исследуемых зернах находится в пределах от 12 до 210 г/т, а ΣРЗЭ варьирует в пределах 39–324 г/т. Средние значения для Nb и ΣРЗЭ составляют 57 и 111 г/т соответственно, причем содержание Nb в шеелитах из скарнов ниже, чем в шеелите из кварцевых жил (12–50 и 15–210 г/т соответственно). В шеелитах наблюдаются низкие значения содержания Mo – среднее значение 286 г/т, для большинства зерен < 500 г/т, в единичных случаях достигаются значения 1500 г/т, при этом в скарновых шеелитах концентрации Mo в среднем ниже, чем в шеелитах из кварцевых сульфидных жил (23–230 и 200–1500 г/т соответственно). La/Yb отношение во всех исследуемых зернах > 1, значение δEu (δEu = Eu_N/Eu_N^{*}, где Eu_N^{*} (Zhao and Gao, 1998) варьирует от 0.12 до 34.98; среднее значение δEu = 3.86. В образцах V-2 14.1 (2) и V-2 14.1 (3) (фиг. 6в и 7г) значение δEu исключительно > 1, однако в остальных зернах значение δEu меняется от < 1 до 1 и больше. Для всех исследуемых зерен шеелита характерно δCe < 1 (δCe = Ce_N/Ce_N^{*}, где Ce_N^{*} =, Zhao and Gao, 1998). Содержания таких элементов, как Ta, Th, U, суммарно не превышает 7 г/т, за исключением нескольких точек, где концентрации U достигают 37 г/т. Точкам с повышенным содержанием U соответствуют наивысшие значения δEu.

Хондрит-нормализованные (Sun, McDonough, 1989) редкоземельные спектры изученных шеелитов из скарнов и кварцевых жил имеют схожие общие черты и формы, однако фиксируются значительные различия, по которым было выделено 3 группы спектров.

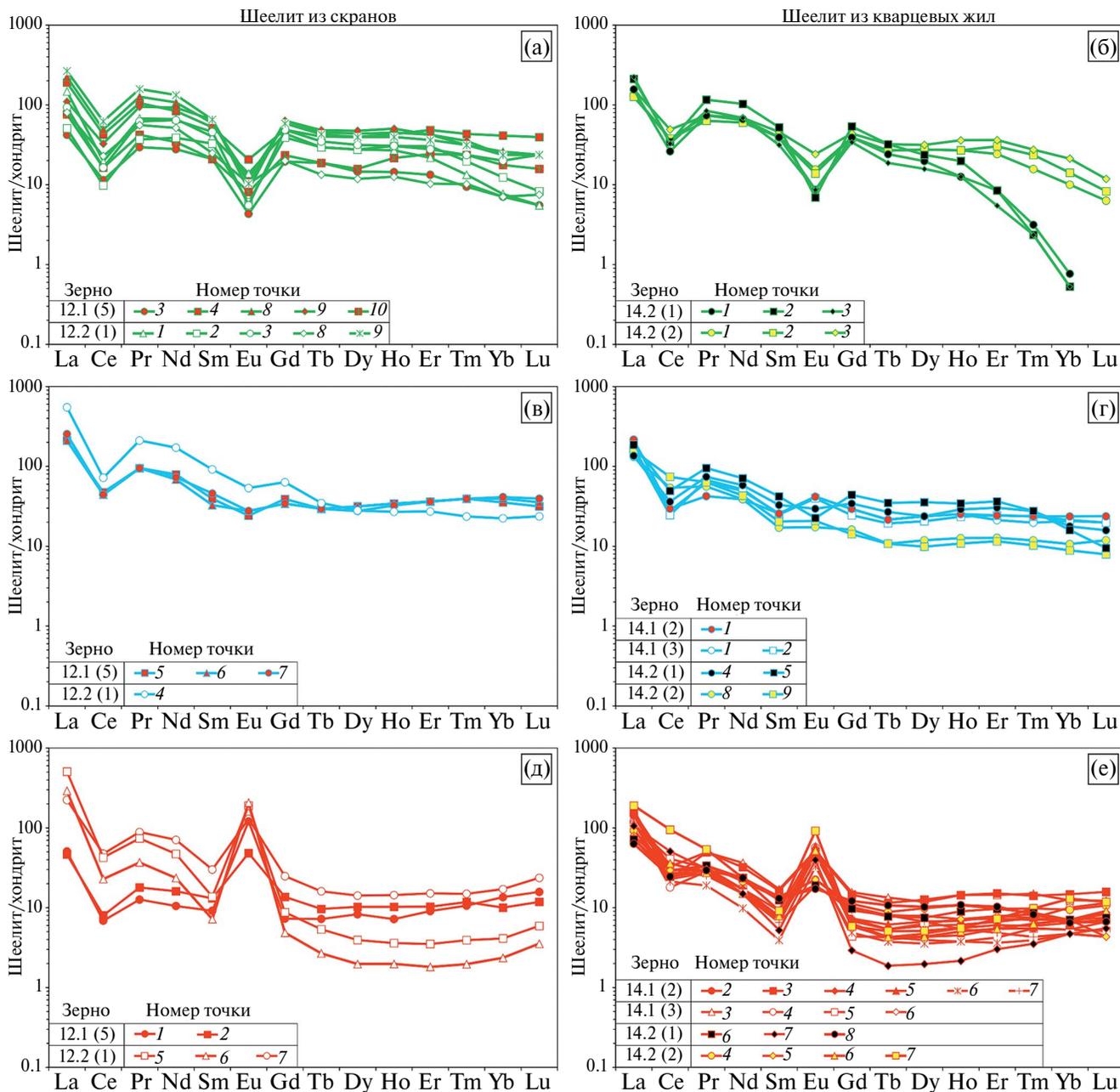
Первая группа спектров (фиг. 7а, б) характеризуется положительным наклоном (La/Yb значения в пределах 5.7–27), отчетливо выраженными отрицательными Eu- и Ce-аномалиями, а также деплетированием в области ТРЗЭ, которое наиболее ярко проявлено в спектрах шеелита из кварцевых жил (фиг. 7б). По характеру редкоземельных спектров первая группа соответствует первой, внутренней зоне для большинства точек



Фиг. 6. КЛ-снимки зерен шеелита с вынесенными точками LA-ICP-MS анализов. Цветом обозначен тип шеелита по характеру Eu-аномалии на редкоземельных спектрах: зеленый – отрицательная, синий – отсутствует либо слабовыраженная, красный – положительная. Номера в кружках – точки анализа (Электронное приложение 2). а, б – шеелит из известковых скарнов, в–е – шеелит из кварцевых сульфидных жил.

(фиг. ба, б, д, е), однако данная группа спектров проявлена и во внешних частях (фиг. ба, б). Содержание РЗЭ для шеелита, отвечающего первой группе спектров, для скарнов и для кварцевых жил $\Sigma\text{РЗЭ} = 134.5$ г/т и $\Sigma\text{РЗЭ} = 131.8$ г/т соответственно.

Вторая группа (фиг. 7в, г) также характеризуется слабо положительным наклоном спектров (La/Yb значения в пределах 7.5–34). Шеелит второй группы спектров характеризуется более низкими содержаниями в области СРЗЭ и ТРЗЭ (Электронное приложение 2), менее



Фиг. 7. Нормированные на хондрит (Sun, McDonough, 1989) редкоземельные спектры шеелита первого (а, б), второго (в, г) и третьего (д, е) типа. а, в, д – шеелит из известковых скранов; б, г, е – шеелит из кварцевых сульфидных жил.

выраженным деплетированием СРЗЭ и ТРЗЭ. Для второй группы спектров характерно значение δ_{Eu} , близкое к 1, и отсутствие как таковой Eu-аномалии, однако сохраняется устойчивый Се-минимум. Данная группа спектров соответствует второй, промежуточной зоне шеелита. Суммарное содержание РЗЭ для второго типа шеелита составляет 204.1 и 106.9 г/т для зерен из скранов и кварцевых жил соответственно.

Третья группа спектров (фиг. 7д, е) обладает наиболее выраженным положительным наклоном (La/Yb значения в интервале 5.2–38.9), еще более низкими значениями $\Sigma РЗЭ$: 92.8 г/т для скарнового шеелита и 80.7 г/т для шеелита из кварцевых жил. По сравнению с первой и второй группами заметно снижение содержания не только в области ТРЗЭ и СРЗЭ, но и в ЛРЗЭ. Для образца 12.2(1) (фиг. 7д) из скранов

отчетливо выражено деплетирование СРЗЭ. В целом спектры имеют пологий вид в области тяжелых и средних РЗЭ, сохраняется устойчивая Се-отрицательная аномалия, однако δEu принимает значения > 1 . Данная группа спектров отвечает третьей, внешней зоне (фиг. 6), за исключением образца 14.1(2) (фиг. 6в), в котором третий тип спектра установлен как в центральных, так и в краевых частях зерна.

Различные группы спектров характеризуют отдельные зерна шеелита, а различные зоны в исследуемых зернах. Так, в одном образце могут встретиться спектры всех трех видов. Закономерно, что каждая из групп спектров сопоставляется с выделенными при изучении внутреннего строения ранее зонами. На основании особенностей внутреннего строения шеелита и его редкоземельных характеристик было выделено три типа шеелита: первый тип – внутренние ядра и блоки, которым отвечает первая группа спектров; второй тип – промежуточные ритмично-полосчатые участки, которым соответствует вторая группа спектров; третий тип – внешняя зона, которой соответствует третья группа спектров.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Внутреннее строение

Изучение внутреннего строения шеелита методом КЛ-спектроскопии и УФ-люминесценции дает обширный инструментарий для определения условий образования шеелита в комплексе с другими методами (Brugger et al., 2008, Poulin et al., 2018). Так, например, в зависимости от состава шеелит способен проявлять различный характер свечения в УФ-диапазоне: богатые Мо зерна шеелита светятся с желтоватым оттенком, в то время как обедненные Мо зерна имеют бело-голубое свечение (Shoji and Sasaki 1978; Brugger et al. 2000). Исследуемый шеелит месторождения Восток-2 обладает голубовато-белым свечением в УФ-свете, что свидетельствует о низкой концентрации изоморфной примеси молибдена. Низкое содержание Мо подтверждается микронзондовым и LA-ICP-MS анализами.

Катодолюминесцентная съемка позволяет визуализировать наличие первичных и вторичных микротекстур в минерале (ростовая зональность, изменения, деформации и т.д.), что, в свою очередь, дает возможность реконструировать процесс роста минерала и интерпретировать процессы формирования (Gotze et al., 2013).

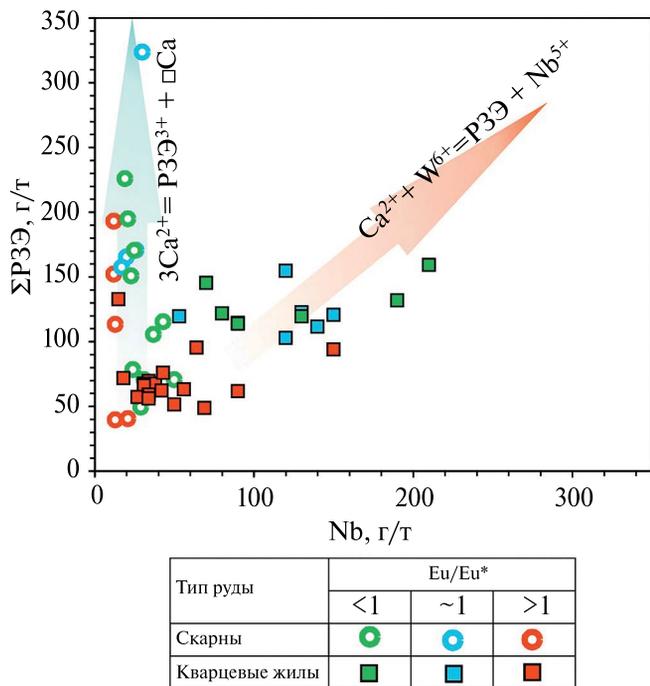
Для скарновых шеелитов характерно гетерогенное внутреннее строение, наличие зональности, деление на внутреннюю ядерную часть и внешнюю (Коваленкер и др., 2019; Chen et al., 2013; Poulin et al., 2018; Liu et al. 2022). Исследуемые в катодолюминесценции зерна шеелита (фиг. 5) обладают типичным для скарнов внутренним строением: имеются консолидированные ядерные более темные блоки с неровными изломанными границами, промежуточная светлая ритмично-полосчатая зона и внешняя, наиболее светлая, со слабо выраженной полосчатостью. Зоны роста исследуемых шеелитов не всегда имеют одно направление – более поздние зоны роста несогласно перекрывают предыдущие. Как правило, поздние внешние зоны зерен шеелита более светлые, зональность в них проявлена существенно слабее. Эти характерные особенности указывают на полистадийность образования шеелита, а также на эволюцию минералообразующего флюида.

Геохимия шеелита как показатель условий формирования

Редкоземельные элементы широко используются как чувствительные петрогенетические индикаторы, в особенности для магматических систем (Lipin and McKay, 1989). Авторами ряда работ было установлено, что шеелит наследует характеристики РЗЭ от связанных с минералообразованием пород, на распределение также влияют *PT*-параметры, состав рудообразующего флюида и окислительно-восстановительные условия (Zeng et al., 1998; Brugger et al., 2000; Song et al., 2014). Редкоземельные элементы входят в состав шеелита в результате сложных изоморфных замещений. Существует несколько наиболее часто реализуемых механизмов вхождения РЗЭ в состав шеелита (Ghaderi et al., 1999):

- (1) $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{PЗЭ}^{3+}$
- (2) $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} \leftrightarrow \text{PЗЭ}^{3+} + \text{Nb}^{5+}$
- (3) $3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{PЗЭ}^{3+} + \square$ (вакансия)

Результаты проведенного микронзондового анализа показали, что изученные зерна шеелита не содержат в своем составе Na, лишь в 6 из 370 точек содержание элемента незначительно превысило нижний порог чувствительности метода. Следовательно, для месторождения Восток-2 не характерен изоморфизм по механизму (1), предусматривающий компенсацию заряда атомом Na. При реализации парного изоморфизма по механизму (2) стоит ожидать положительную корреляцию содержания редкоземельных элементов

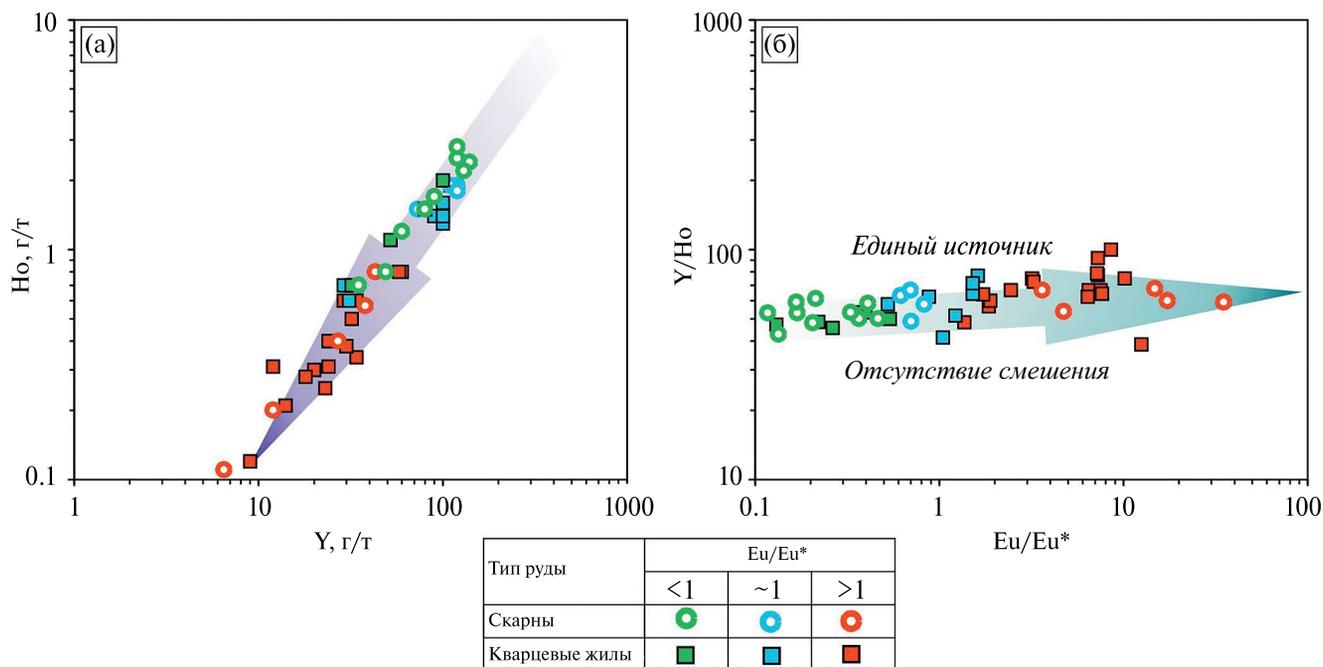


Фиг. 8. Корреляционная диаграмма ΣРЗЭ-Nb для шеелита месторождения Восток-2, демонстрирующая механизмы вхождения редкоземельных элементов. Цветом обозначены значения, соответствующие разным типам шеелита, выделенным по характеру редкоземельных спектров и Eu-аномалии: зеленый – первый тип, синий – второй тип, красный – третий тип. Кругами обозначены значения для шеелитов из скарнов, квадратами – для шеелитов из кварцевых жил.

и Nb. Построенный по результатам точечных LA-ICP-MS анализов график (фиг. 8) наглядно демонстрирует, что для шеелита из кварцевых жил положительная корреляция устанавливается ($r = 0.65$; $n = 29$). При этом в шеелите из скарнов с богатой шеелит-сульфидной минерализацией такая закономерность не проявлена. Исходя из отсутствия в составе шеелита из скарнов значимого содержания Na (микронзондовый метод) и низкого содержания Nb (ЛА-ИСП-МС), мы предполагаем реализацию механизма вхождения редкоземельных элементов по механизму (3).

Согласно опубликованным данным, отношение Ho/Y в шеелите чувствительно к изменению состава рудообразующего флюида, т.е. выдержанное отношение Ho/Y в минерале свидетельствует о гомогенности источника и отсутствии смешения флюидов различной природы, в том числе из метеорных вод (Irber, 1999; Liu et al., 2019).

В изученном шеелите установлена отчетливо выраженная $\text{Ho}-\text{Y}$ -корреляция ($r = 0.96$; $n = 51$) (фиг. 9а). Следовательно, установленные вариации внутреннего строения и химическая неоднородность (зональность, инверсия Eu-аномалии) являются следствием эволюции единого минералообразующего флюида (фиг. 9б).



Фиг. 9. Корреляционные диаграммы примесных компонентов шеелита из руд месторождения Восток-2, демонстрирующие отсутствие смешения флюида из различных источников (Liu et al., 2019): а – диаграмма Ho-Y, б – диаграмма Y/Ho-Eu/Eu*.

Некоторые аспекты содержания и распределения РЗЭ и Мо в шеелитах месторождения Восток-2 обсуждаются в работах авторов (Соловьев, 1999; Соловьев, Кривошеков, 2011).

По результатам многочисленных работ установлено, что содержание Eu и Мо в шеелите является показателем окислительно-восстановительных условий минералообразования (Соловьев, 1999; Ghaderi et al., 1999; Brugger et al., 2000; Sun and Chen, 2017; Poulin et al., 2018). В зависимости от окислительно-восстановительных условий молибден в гидротермальном флюиде способен проявлять переменную валентность. В окисленных условиях Mo^{6+} преобладает над Mo^{4+} в минералообразующем флюиде, перемещаясь в виде комплекса H_2MoO_4 (Rempel et al., 2009). Mo^{6+} способен изоморфно замещать W^{6+} в структуре шеелита. При образовании шеелита из такого флюида в нем будут значительные примеси Мо. В восстановительных условиях Mo^{4+} преобладает над Mo^{6+} во флюиде, кристаллизуясь в виде молибденита MoS_2 (Linnen and William-Jones, 1990). Такие факторы, как пироксеновый состав скарнов, а также форма нахождения Fe в рудах (преобладание пирротина, при отсутствии магнетита), являются индикаторами восстановительных условий минералообразования на месторождении Восток-2 (Соловьев, Кривошеков, 2011; Soloviev et al., 2017₁). Шеелит месторождения Восток-2 содержит Мо в малых количествах – в среднем 286 г/т, что косвенно свидетельствует о восстановительных условиях минералообразования. В качестве сравнения можно упомянуть шеелит из руд месторождений порфирирового семейства, формирование которых происходит в окислительных обстановках. Так, значительные концентрации Мо в шеелите были установлены для руд золото-порфирирового Юбилейного месторождения на Урале (до 10 мас. % MoO_3 ; Плотинская и др., 2018) и скарново-порфирирового Быстринского месторождения в Забайкальском крае (0.76–6.22 мас. % MoO_3 ; Коваленкер и др., 2019).

Известно, что европий имеет два валентных состояния – Eu^{2+} и Eu^{3+} . В зависимости от окислительно-восстановительных условий, фракционирование Eu в гидротермальном флюиде будет протекать по различным механизмам, соответственно будет избирательно концентрироваться в определенных минеральных фазах. Так, в окислительных условиях Eu^{3+} преобладает над Eu^{2+} во флюиде, что, в свою очередь, будет приводить к формированию отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$). В восстановительных

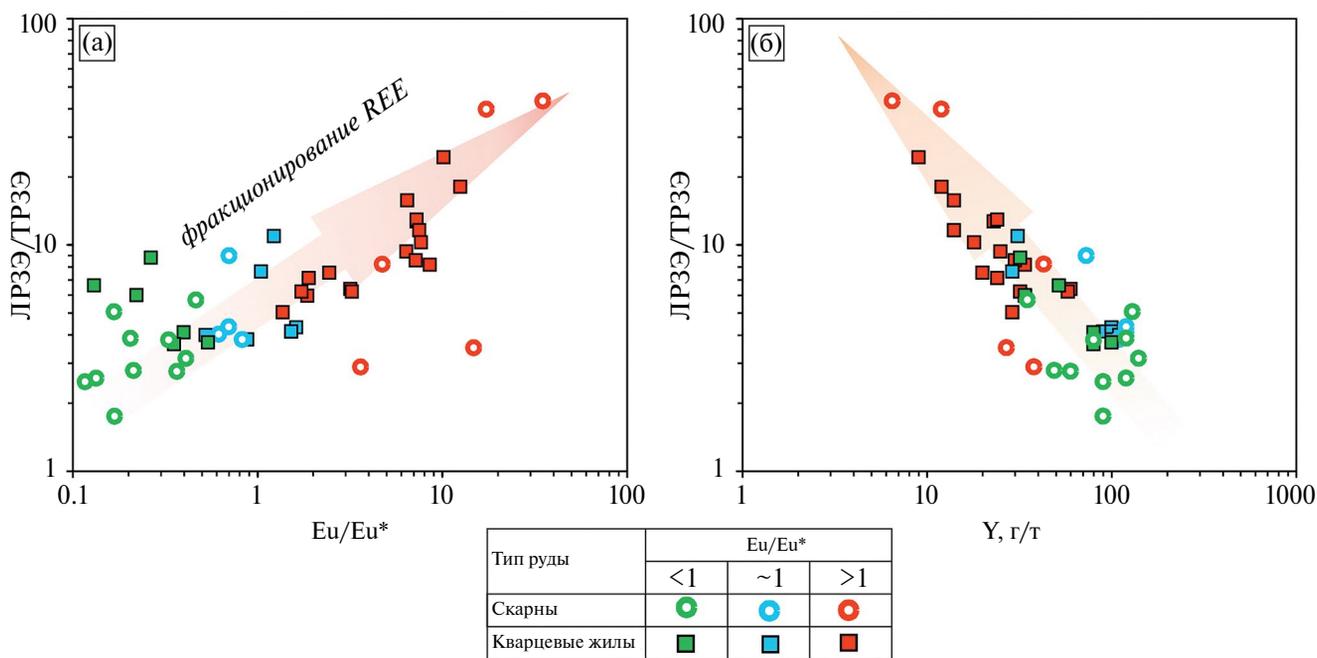
обстановках, наоборот, Eu^{2+} преобладает над Eu^{3+} во флюиде, что способствует изоморфному замещению Са европием в шеелите, следовательно будет формироваться положительная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$), (Ghaderi et al., 1999; Brugger et al., 2000; Sun and Chen, 2017). Однако на характер Eu-аномалии могут оказывать влияние и другие факторы, такие как перераспределение Eu между сосуществующими минералами и изначальные характеристики (РЗЭ-состав) рудообразующего флюида (Sun et al., 2019). Поскольку спектры распределения редкоземельных элементов всех типов шеелита имеют схожую форму, отличаясь направленностью и величиной европиевой аномалии, предполагается, что причина инверсии Eu/Eu^* не связана с РЗЭ-составом изначального рудообразующего флюида. График (фиг. 10а) ясно показывает, что отношение Eu/Eu^* увеличивается от шеелита первого типа к шеелиту третьего типа (от шеелита в центральных частях зерен к периферийным частям). Возрастание Eu-аномалии (от центральных частей зерен шеелита к периферийным) проходит одновременно с общими трендами фракционирования РЗЭ – увеличение отношения (фиг. 10а) $\text{LRZЭ}/\text{TRZЭ}$ (La/Yb), уменьшение содержания Y. Eu/Eu^* отношение, в свою очередь, отражает $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ отношение в момент кристаллизации. Отталкиваясь от общих пониманий роста кристаллов (от центра к краю), авторы предполагают, что кристаллизация шеелита проходила от первого типа к третьему, при этом в минералообразующей системе повышалось $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ отношение. Таким образом, графики (фиг. 10а, б) показывают, что Eu^{3+} преобладал на ранних стадиях рудообразования. В течение процесса минералообразования содержание Eu^{2+} во флюиде могло увеличиваться за счет изменения плагиоклаза и/или других минералов-концентраторов европия.

По характеру европиевой аномалии спектры распределения редкоземельных элементов в изученных зернах шеелита представляется возможным условно разделить на 3 типа (фиг. 7): первый тип спектров характеризуется выраженной отрицательной Eu-аномалией, на спектрах второго типа аномалия проявлена слабо, третий тип спектров обладает ярко выраженной положительной Eu-аномалией. Выявленная закономерность устанавливается как в спектрах редкоземельных элементов в шеелите из минерализованных известковых скарнов (фиг. 7а, в, д), так и в минерале из кварц-шеелит-сульфидных жил (фиг. 7б, г, е). Как отмечалось выше, на характер

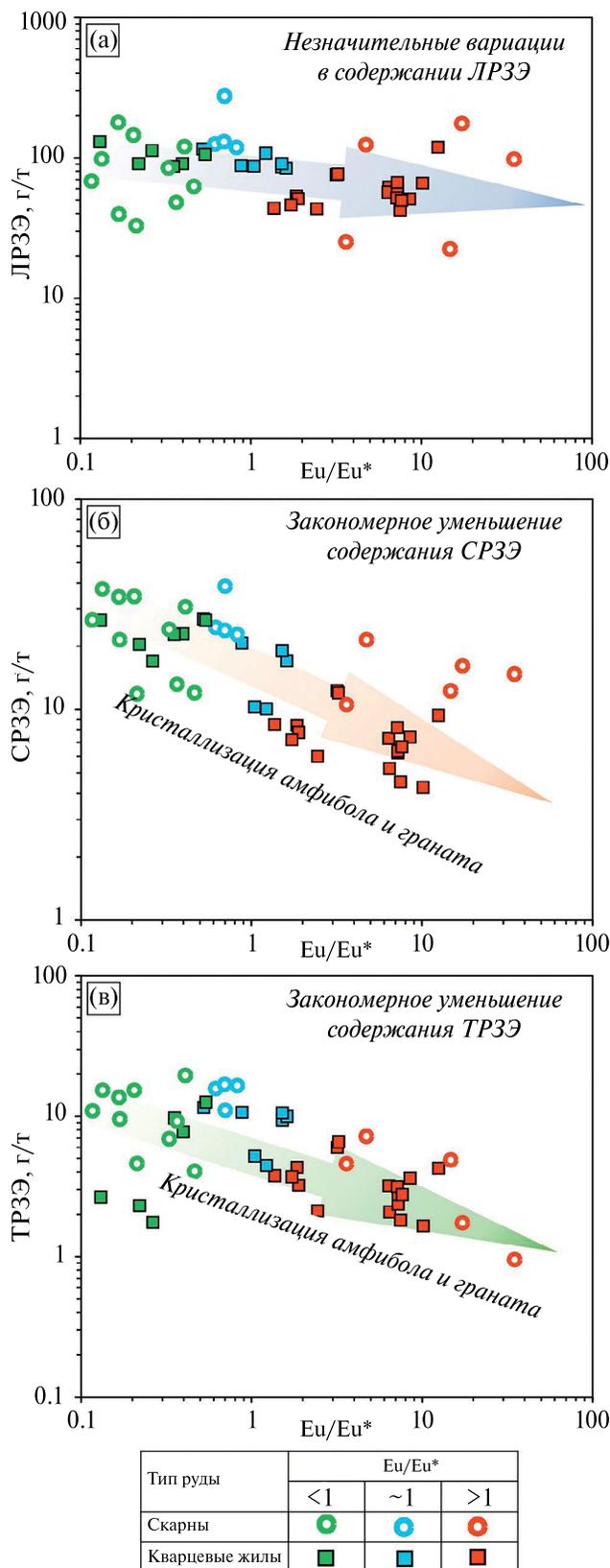
распределения РЗЭ в минералах магматических и гидротермальных систем значительное влияние может оказывать совместная кристаллизация минералов (Henderson, 1984). Например, одновременно кристаллизующиеся гранат, пироксен и амфибол будут избирательно концентрировать в себе средние и тяжелые РЗЭ. Согласно работе авторов (Soloviev et al., 2017₁), в скарнах месторождения Восток-2 в значительном количестве присутствует плагиоклаз, основное формирование которого приурочено к собственно скарновой стадии. Предполагается, что кристаллизующийся плагиоклаз способен из минералообразующего флюида избирательно обогащаться Eu^{2+} . Однако с развитием гидротермально-метасоматического процесса (на гидросиликатной стадии) плагиоклаз, подвергаясь изменениям и разрушаясь, будет способствовать обогащению гидротермальной системы Eu^{2+} (Henderson, 1984, Sun and Chen, 2017). Таким образом, мы предполагаем, что ранний шеелит, кристаллизация которого могла происходить на стадии ретроградных скарнов, по составу будет деплетирован средними и тяжелыми РЗЭ (за счет одновременной кристаллизации пироксена и амфибола), а также иметь отрицательную Eu -аномалию (за счет кристаллизации плагиоклаза и доминирования в системе Eu^{3+}). Такими характеристиками обладают спектры шеелита первого типа (фиг. 7а, б). В ходе эволюции

процессов минералообразования и перехода от стадии ретроградных скарнов к стадии гидросиликатного изменения, флюид будет деплетироваться РЗЭ, при этом Eu^{2+} будет преобладать над Eu^{3+} за счет разрушения ранее кристаллизовавшегося плагиоклаза. Увеличение отношения $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ (отражается в шеелите в увеличении Eu/Eu^*) в гидротермальном флюиде будет последовательно приводить к формированию шеелита с редуцированной, а впоследствии с положительной европиевой аномалией. Таким образом, редкоземельные спектры шеелита трех типов иллюстрируют эволюцию флюида во времени (1 – проградные скарны, 2 и 3 – стадии гидросиликатных и кварц-серицит-альбит-карбонатных изменений, согласно Soloviev et al. (2017₁)).

Поскольку, как это показано выше, численное значение Eu/Eu^* отношения в шеелите из руд месторождения Восток-2 можно рассматривать как функцию времени, представляется возможным проследить характер фракционирования редкоземельных элементов в ходе эволюции гидротермально-метасоматической системы. Анализ зависимости между уровнем содержания РЗЭ и величиной европиевой аномалии демонстрирует незначительное фракционирование легких РЗЭ в процессе минералообразования (фиг. 11а). В то время как содержание средних и тяжелых РЗЭ заметно снижается (фиг. 11б, в),



Фиг. 10. Корреляционные диаграммы примесных компонентов шеелита из руд месторождения Восток-2, демонстрирующие фракционирование редкоземельных элементов: а – ЛРЗЭ/ТРЗЭ-Eu/Eu*, б – ЛРЗЭ/ТРЗЭ-Y.



Фиг. 11. Фракционирование РЗЭ и изменение значения Eu-аномалии: а – диаграмма ЛРЗЭ – Eu/Eu* отношения; б – диаграмма СРЗЭ – Eu/Eu* отношения; в – диаграмма ТРЗЭ – Eu/Eu* отношения.

демонстрируя отрицательную корреляцию с численным выражением европиевой аномалии.

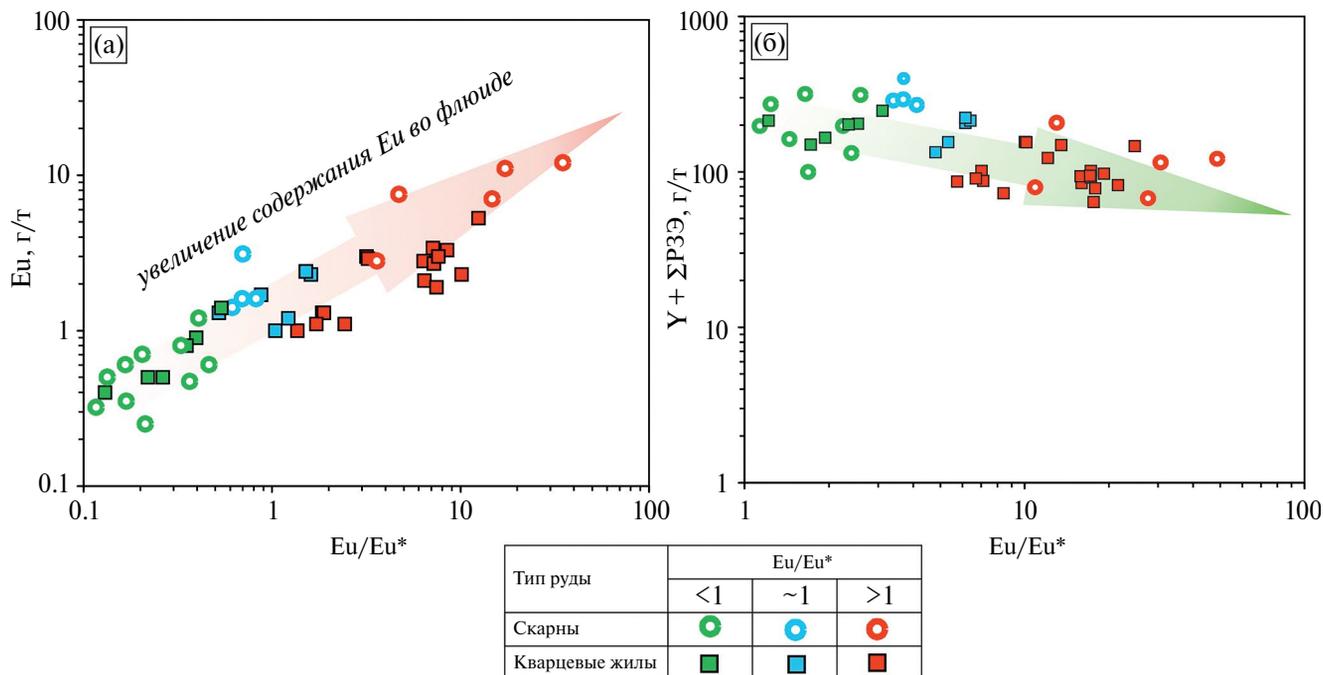
Вполне ожидаемо, что и отношение легких к тяжелым РЗЭ в ходе эволюции гидротермального флюида будет возрастать (фиг. 10а). Наблюдаемое при этом заметное уменьшение концентрации Y в шеелите (фиг. 10б), а также существенное деплетирование ТРЗЭ в “раннем” шеелите (тип 1) (фиг. 7а, б) подтверждает высказанное предположение о возможном влиянии кристаллизации скарновых минералов (пироксен, амфибол, гранат) на фракционирование редкоземельных элементов в гидротермальной системе.

Суммируя все вышесказанное, мы заключаем, что инверсия европиевой аномалии и увеличение ее численного значения происходит не из-за смены окислительных условий на восстановительные в гидротермальной рудообразующей системе, а за счет обогащения флюида Eu (Eu²⁺ в восстановительных обстановках) в процессе фракционирования и в результате высвобождения Eu при изменении плагиоклаза на поздних стадиях минералообразования. Это наглядно подтверждается увеличением концентрации европия в шеелите поздних генераций, ростом Eu²⁺/Eu³⁺ (отражает Eu/Eu* в шеелите) отношения на фоне снижения суммарного содержания РЗЭ и Y (фиг. 12).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Скарновое W-Cu-Bi-Au месторождение Восток-2 имеет сложное строение, сложено многостадийными скарновыми минеральными ассоциациями, осложненными наложенными метасоматическими преобразованиями. Выделено два доминирующих типа руд – минерализованные скарны и шеелит-кварц-сульфидные жилы. Руды отличаются текстурно-структурными характеристиками, минеральным составом и геохимическими характеристиками.

Комплексное (КЛ, микронзондовый анализ, LA-ICP-MS) исследование шеелита показало, что его зерна имеют сложное, неоднородное внутреннее строение, связанное с вариациями примесного состава. Так, на основании формы и характера редкоземельных спектров, значения Eu/Eu*, суммарного содержания РЗЭ было выделено три типа шеелита, которому отвечают отличные друг от друга зоны внутреннего строения. Первому типу шеелита соответствуют темные (КЛ) консолидированные ядра и блоки, в них наблюдаются умеренные суммарные концентрации



Фиг. 12. Изменение величины Eu/Eu^* в шеелите из руд месторождения Восток-2: а – диаграмма $Eu-Eu/Eu^*$, б – диаграмма $Y + \Sigma РЗЭ-Eu/Eu^*$.

РЗЭ ($\Sigma = 133.5$ г/т), исключительно отрицательные значения Eu/Eu^* , а в редкоземельных спектрах проявлено деплетирование ТРЗЭ. Второму типу шеелита соответствуют ритмично-полосчатые (КЛ) промежуточные зоны с относительно повышенным уровнем концентрации РЗЭ ($\Sigma = 142.3$ г/т), близкие к пологим редкоземельным спектрам, и отсутствие европиевой аномалии. Третий тип шеелита отвечает светлой (КЛ) внешней зоне зерен, для которой характерно наиболее низкое содержание РЗЭ ($\Sigma = 83.2$), на графиках редкоземельных спектров проявлено деплетирование СРЗЭ, а также положительная европиевая аномалия. Выделенные типы шеелита имеют идентичные характеристики для зерен из скарнов и из кварцевых жил, за исключением различий в механизме вхождения РЗЭ в структуру минерала: для шеелита из кварцевых жил преобладает гетеровалентный изоморфизм ($Ca^{2+} + W^{6+} \leftrightarrow РЗЭ^{3+} + Nb^{5+}$), а для скарнового шеелита более характерен изоморфизм с образованием вакансий ($3Ca^{2+} \leftrightarrow 2РЗЭ^{3+} + \square$ (вакансия)).

Из схожей формы редкоземельных спектров шеелита и выдержанного Ho/Y отношения следует, что в процессе минералообразования отсутствовало смешение флюидов различной природы, в том числе с метеорными водами. Из этого

вытекает, что все наблюдаемые физико-химические вариации (внутреннее строение шеелита, содержание примесей, различие в значениях Eu/Eu^* , форма редкоземельных спектров) являются результатом эволюции единого рудообразующего флюида.

От первого типа шеелита к третьему наблюдается общий тренд снижения концентраций РЗЭ и закономерное увеличение значения Eu/Eu^* . Совместно с характером внутреннего строения зерен данный факт позволяет выдвинуть предположение о временном взаимоотношении трех типов шеелита: первый – наиболее ранний, второй – промежуточный, третий – поздний. Выявленные низкие концентрации примеси Mo в составе шеелита указывают на восстановительные условия минералообразования.

Содержание микропримесных элементов в составе шеелита зависит не только от условий минералообразующей среды, но и от совместной кристаллизации других минералов, которые способны избирательно обогащаться теми или иными элементами. Так, деплетирование ТРЗЭ в редкоземельных спектрах раннего шеелита (первый тип) может быть связано с одновременной кристаллизацией граната, а обеднение СРЗЭ и ТРЗЭ в поздних шеелитах (второй и третий тип) интерпретируется в пользу совместной

кристаллизации амфибола и граната. Показано, что инверсия Eu/Eu^* происходит не за счет смены окислительных условий на восстановительные, а за счет повышения содержания Eu (Eu^{2+} в восстановительных обстановках) на фоне общего падения уровня концентраций РЗЭ и Y. Предполагается, что данный эффект связан с высвобождением Eu при замещении плагиоклаза на поздних стадиях минералообразования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апельцин Ф.Р., Кудрин В.С., Кудрина М.А. и др.* Некоторые аспекты генезиса скарново-шеелитовых месторождений Приморья // *Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока*. Владивосток, 1983. С. 105–118.
- Гвоздев В.И.* Рудно-магматические системы скарново-шеелит-сульфидных месторождений Востока России: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ, 2007. 54 с.
- Гладков Н.Г., Ефремова С.В., Коваленко В.И., Коваль П.В., Осипов М.А., Руб А.К., Руб М.Г., Рязанцева М.Д., Шерхан О., Якимов В.М., Ярмолюк В.В.* Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. 231 с.
- Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Киселева Г.Д., Минервина Е.А., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Языкова Ю.И.* Шеелит скарново-порфиорового Cu-Au-Fe месторождения Быстринское (восточное Забайкалье, Россия): генетические следствия // *Геология руд. месторождений*. 2019. Т. 61. № 6. С. 67–88. <https://doi.org/10.31857/S0016-777061667-88>
- Плотинская О.Ю., Бакшеев И.А., Минервина Е.А.* Распределение РЗЭ в шеелите золото-порфиорового месторождения Юбилейное (ю. Урал) по данным LA-ICP-MS // *Геология руд. месторождений*. 2018. Т. 60. № 4. С. 401–410. <https://doi.org/10.1134/S0016777018040020>
- Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И.* Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
- Соловьев С.Г.* Типы распределения редкоземельных элементов в шеелитах скарновых месторождений // *Докл. АН*. 1999. Т. 365. № 1. С. 104–107.
- Соловьев С.Г.* Металлогения фанерозойских скарновых месторождений вольфрама. М.: Научный мир, 2008. 361 с.
- Соловьев С.Г., Кривошеков Н.Н.* Скарновое золото-полиметалльно-вольфрамовое месторождение Восток 2 (центральный Сихотэ-Алинь, Россия) // *Геология руд. месторождений*. 2011. Т. 53. № 6. С. 543–568.
- Степанов Г.Н.* Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 170 с.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // *Рудные месторождения континентальных окраин*. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Меловые и палеогеновые трансформационные окраины континентов (калифорнийский тип). Дальний Восток России // *Тектоника Азии*, 1997. С. 240–243.
- Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З.* Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // *Руды и металлы*, 1999. № 2. С. 30–36.
- Brugger J., Bettioli A., Costa S., Lahaye Y., Bateman R., Lambert D.D., Jamieson D.N.* Mapping REE distribution in scheelite using luminescence // *Mineral. Mag.* 2000. V. 64. № 5. P. 891–903. <https://doi.org/10.1180/002646100549724>
- Brugger J., Etschmann B., Pownceby M., Liu W., Grondler P., Brewe D.* Oxidation state of europium in scheelite: Tracking fluid–rock interaction in gold deposits // *Chemical Geology*. 2008. V. 257. P. 26–33. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.003>
- Chen J., Wang R.-C., Zhu J.-C., Lu J.-J., Ma D.-S.* Multiple-aged granitoids and related tungsten-tin mineralization in the Nanling Range, South China // *Science China Earth Sciences*. 2013. V. 56. № 12. P. 2045–2055. <https://doi.org/10.1007/s11430-013-4736-9>
- Ghaderi M., Palin J.M., Campbell I.H., Sylvester P.J.* Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // *Econ. Geol.* 1999. V. 94. P. 423–437. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.423>
- Götze J., Schertl H.-P., Neuser R.D., Kempe U., Hanchar J.M.* Optical microscope–cathodoluminescence (OM–CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals // *Mineral. Petrol.* 2013. V. 107. P. 373–392. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0256-0>

- Henderson P.* The Book of Rare Earth Element Geochemistry. London.: Elsevier, 1984. 510 p.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 3–4. P. 489–508.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00027-7)
- Linnen R.L., William-Jones A.E.* Evolution of aqueous-carbonic fluids during contact metamorphism, wall-rock alteration, and molybdenite deposition at Trout Lake, British Columbia // *Econ. Geol.* 1990. V. 85. № 8. P. 1840–1856.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.8.1840>
- Lipin B.R., McKay G.A.* Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements. Berlin.: De Gruyter. 1989. 348 p.
<https://doi.org/10.1515/9781501509032>
- Liu B., Kong H., Wu Q.-H., Chen S.-F., Li H., Xi X.-S., Wu J.H., Jiang H.* Origin and evolution of W mineralization in the Tongshanling Cu–polymetallic ore field, South China: Constraints from scheelite microstructure, geochemistry, and Nd–O isotope evidence // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 143. № 104764.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104764>
- Liu B., Wu Q.-H., Li H., Evans N.J., Wu J.-H., Cao J.-Y., Jiang J.-B.* Fault–fluid evolution in the Xitian W–Sn ore field (South China): Constraints from scheelite texture and composition // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 114. P. 113–136.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103140>
- MacRae C.M., Wilson N.C., Brugger J.* Quantitative cathodoluminescence mapping with application to a Kalgoorlie scheelite // *Microsc. Microanal.* 2009. № 15. P. 222–230.
<https://doi.org/10.1017/S1431927609090308>
- Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A.M., McClenaghan M.B.* Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry // *Can. Mineral.* 2018. V. 56. № 3. P. 265–302.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1800005>
- Poulin R.S., McDonald A.M., Kontak D.J., McClenaghan M.B.* On the relationship between cathodoluminescence and the chemical composition of scheelite from geologically diverse ore-deposit environments // *Can. Min.* 2016. V. 54. № 5. P. 1147–1173.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1500023>
- Rempel K.U., Williams-Jones A.E., Migdisov A.A.* The partitioning of molybdenum (VI) between aqueous liquid and vapour at temperatures up to 370 C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. № 11. P. 3381–3392.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.03.004>
- Shoji T., Sasaki N.* Fluorescent color and X-ray powder data of synthesized scheelite–powellite series as guides to determine its composition // *Mining Geology.* 1978. V. 28. № 156. P. 397–404.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.28.397>
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G.* Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Skrytoe reduced-type W skarn and stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia // *Mineral. Deposita.* 2017. V. 52. P. 903–928.
<https://doi.org/10.1007/s00126-016-0705-5>
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization and fluid inclusion characteristics of the Vostok-2 reduced W–Cu skarn and Au–W–Bi–As stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 338–365.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.029>
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Lermontovskoe reduced-type tungsten (\pm Cu, Au, Bi) skarn deposit, Sikhote-Alin, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 89. P. 15–39.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.002>
- Song G., Cook N.J., Li G., Qin K., Ciobanu C.L., Yang Y., Xu Y.* Scheelite geochemistry in porphyry–skarn W–Mo systems: A case study from the Gaojiabang Deposit, East China // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 113. № 103084.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103084>
- Song G.X., Qin K.Z., Li G.M., Noreen J.E., Li X.H.* Mesozoic Magmatism and Metallogeny in the Chizhou Area, Middle-Lower Yangtze Valley, SE China: Constrained by Petrochemistry, Geochemistry and Geochronology // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 91. P. 137–153.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.025>
- Sun K., Chen B.* Implications for the W–Cu–Mo polymetallic mineralization of the Shimensi deposit, South China // *Am. Min.* 2017. V. 10. № 5. P. 1114–1128.
<https://doi.org/10.2138/am-2017-5654>
- Sun K., Chen B., Deng J.* Ore genesis of the Zhuxi supergiant W–Cu skarn polymetallic deposit, South China: Evidence from scheelite geochemistry // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 107. P. 14–29.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.017>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications on mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spe Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Zeng Z.G., Li C.Y., Liu Y.P., Tu G.Z.* REE Geochemistry of scheelite of two genetic types from Nanyangtian, Southeastern Yunnan // *Geol. Geochem.* 1998. V. 26. P. 34–38.
- Zhao Z.G., Gao L.M.* Discussion about Standardization of Methods to Calculate δ Eu, δ Ce. // *Reporting of Standardization.* 1998. V. 19. № 5. P. 23–25.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF SCHEELITE FROM THE VOSTOK-2 Au-Bi-Cu-W SKARN DEPOSIT (PRIMORSKY KRAI)

A. E. Keshikov^{a, *}, P. A. Nevolko^a, D. V. Bondarchuk^b

^a*VS Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
3 Koptuyuga Avenue, Novosibirsk, 630090 Russia*

^b*LLC "Nornickel Technical Services", Saint Petersburg, Russia*

**e-mail: keshikovae@igm.nsc.ru*

The scheelite (CaWO_4) is main ore mineral from the Vostok-2 reduced skarn type deposit, which located in Primorie region (Russia) and connected with the Sikhote-Alin central fault. By mineral composition and geochemical characteristics ore rocks were divided into two most common types: skarns and quartz-veins. This study presented results of complex (mineragraphy, cathodoluminescence (CL), electron-probe microanalysis (EPMA), laser-ablation inductively-connected plasma mass-spectrometry (LA-ICP-MS)) researching of scheelite. These parameters for scheelite like inner structure, illumination character in CL and UV, contents of micro- and macroimpurities, Eu/Eu^* value, REE spectral shape are crucial indicators of the conditions of mineralization. These signs allowed to identify different mechanism of REE entering in scheelite from skarns and quartz-veins ($3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{REE}^{3+} + \square$ and $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Nb}^{5+}$ where \square is vacancy in the Ca site). By distribution specific of REE three types of scheelite were identified and their temporal relationships were established. Because scheelite inherits REE characteristics from mineral-forming environment some conclusions were shown: evolution of the ore-forming fluid, pulsation nature of the substance's intake and its single source, and reductive conditions of mineralization were proved for the deposit as a whole.

Keywords: Vostok-2, Primorie region, reduced skarns, scheelite, typomorphism, REE, indicator mineral, geochemistry

УДК 553.411.071; 553.086; 553.2; 553.061.17

«НОВОЕ» ЗОЛОТО В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЯХ НИЖНЕСЕЛЕМДЖИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА (ПРИАМУРЬЕ)

© 2025 г. И. В. Кузнецова^{а, *}, П. П. Сафронов^{б, **}

^аИнститут геологии и природопользования ДВО РАН,
пер. Речной, 1, Благовещенск, 675000 Россия

^бДальневосточный геологический институт ДВО РАН
проспект 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

*E-mail: kuzia67@mail.ru

**E-mail: psafonov@mail.ru

Поступила в редакцию 22.03.2023 г.

После доработки 08.12.2023 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Установлено, что в коре выветривания и техногенных россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья новообразованное самородное золото присутствует как в породной матрице, ассоциирующей непосредственно с Au, так и на поверхности зерен благородного металла. В коре выветривания выявлено пленочное и изометричное Au на поверхности образцов самородного золота и пористое, сформировавшееся путем заполнения свободного пространства вмещающих рыхлых пород. Размер частиц от 0.2 до 3 мкм. Состав аутигенного золота – Au-Ag-Cu, Au-Su и химически чистый благородный металл (1000‰). В техногенных россыпях установлено пленочное, сфероидное, дендровидное, нитевидное, червеобразное, глобулярное и губчатое новообразованное золото. Размер частиц от 0.1 до 1 мкм. Состав золота – от многокомпонентного (Pb-Au-Hg-Sn), (Au-Pb-Hg-Ag), (Au-Pb-Hg), (Au-Hg-Ag), (Au-Hg) до химически чистого Au. Несмотря на различный состав, механизм формирования новообразованного Au в природных (корах выветривания) и техногенных объектах (отвалах россыпей), видимо, аналогичен. В процессе гипергенных преобразований происходит разложение минералов-концентраторов Au, высвобождение металлов и дальнейшее их осаждение. Геохимическими барьерами для осаждения и концентрации благородного металла являются сорбционные свойства вмещающей породы, а также частицы вновь образованных ультратонких кластеров самородного золота, ртути, свинца, меди, олова и их соединений. Роль восстановителя играет органический/неорганический углерод.

Ключевые слова: новообразованное, новое, аутигенное, «*in situ*» золото, тонкое золото, самородные металлы, кора выветривания, техногенные россыпи золота.

DOI: 10.31857/S0016777025010037, EDN: vczyei

ВВЕДЕНИЕ

Феномен так называемого «нового» (аутигенного, «*in situ*») золота в месторождениях разного генезиса установлен достаточно давно (Петровская, 1941, 1973). Подобное золото выявлено в природных образованиях: в зоне окисления золоторудных месторождений (Альбов, 1980; Росляков, 1981; Сазонов и др., 2019₁; Калинин и др. 2022), золотоносных корах выветривания (Петровская, Яблокова, 1974; Новгородова и др., 1995; Калинин и др., 2009; Kalinin et al.,

2018; 2019; Никифорова и др., 2020) и россыпях (Николаева, 1958; Яблокова, 1965; Неронский, Сафронов, 1988; Хазов и др. 2010; Баранников, Осовецкий, 2013; Shuster, Southam, 2015; Литвиненко, Шилина, 2017; Сокерин и др. 2023). Кроме того, новообразованное золото установлено в техногенных образованиях и различных отходах золотодобычи (Ковлеков, 2002; Наумов, Наумова, 2013; Кириллов и др. 2018; Хусаинова и др. 2020, 2021; Myagkaya et al., 2020; Сазонов и др. 2019₂).

Процессы формирования нового золота еще не до конца понятны. В этой связи получение новых данных по морфологическим и химическим особенностям такого золота является *актуальной задачей*.

Как правило, аутигенное золото относится к классу так называемого тонкого (< 0.1 мм). Надо отметить, что для рассматриваемого региона характерна достаточно высокая роль тонкого золота в общем балансе самородного благородного металла. В корях выветривания до 78% относится к Au размером < 12 мкм (Кузнецова, Дементенко, 2023), в техногенных россыпях до 83% Au относится к тонкому < 0.1 мм и субмикронному золоту (Кузнецова, 2011; Кузнецова и др., 2019).

В представленной работе основной акцент делается на изучении золота «*in situ*», как одной из составляющих тонкого самородного золота кор выветривания и техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья.

Цель исследования – определить морфологические и химические особенности «нового» золота в корях выветривания (КВ) и техногенных россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла (НЗУ) Приамурья.

Объекты исследования: образцы самородного золота, ряд из которых представляют собой тесные срастания благородного металла с тонкозернистыми силикатными породами, содержащими тонкое золото.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Крупнообъемные пробы для исследований были отобраны из коры выветривания по палеозойским гранитоидам (бассейн р. Татарка) (фиг. 1, точка 1), а также в техногенных россыпях НЗУ (бассейн р. Некля) (фиг. 1, точка 2).

Самородное золото в виде отдельных зерен и сростков выделялось по опубликованной методике (Моисеенко, 2007; Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., 2012).

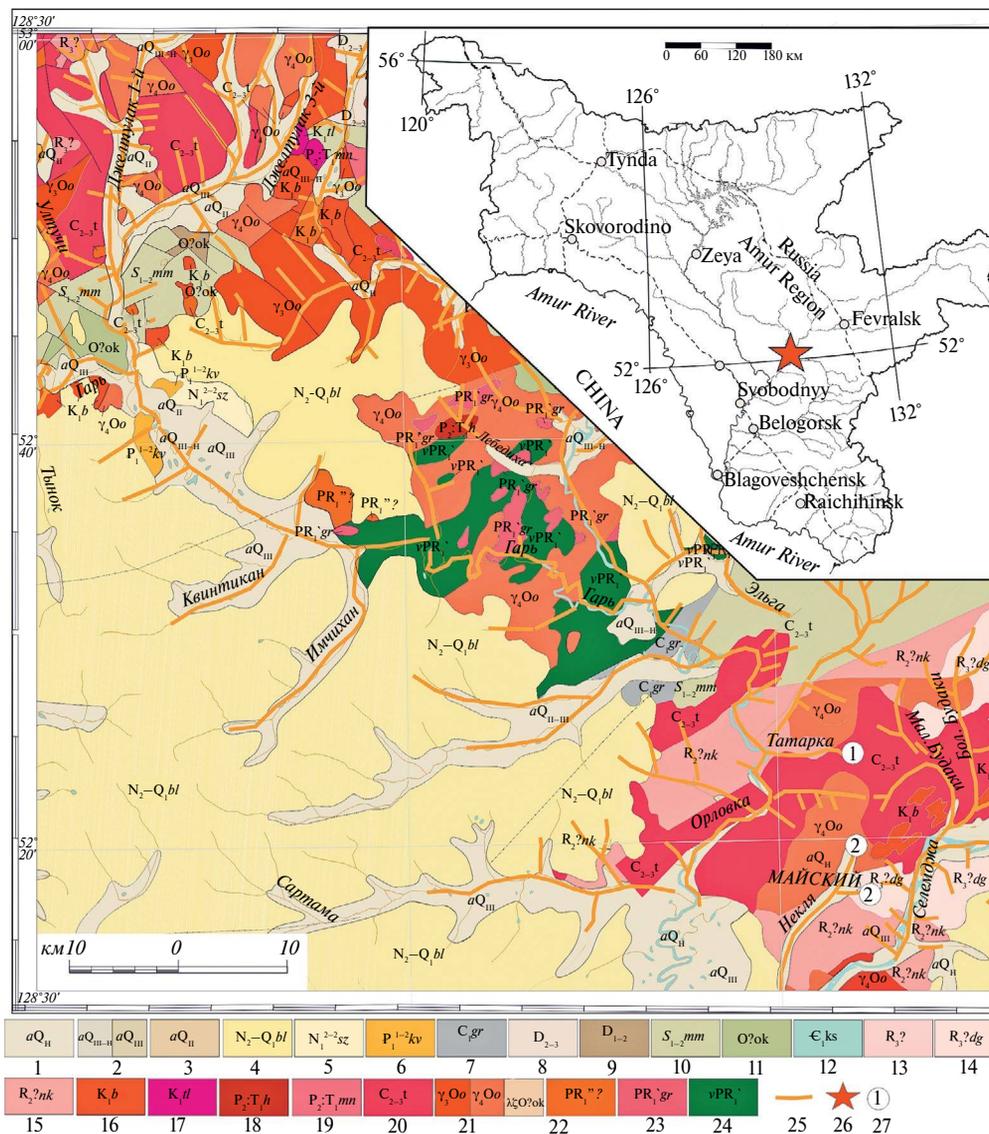
Исследования микроморфологии и элементного состава самородного золота и вмещающей его породы проводились с помощью метода аналитической сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Основная часть работ выполнена на электронном микроскопе «EVO 40XVP» (фирмы «Carl Zeiss», Германия), оснащенной системой энергодисперсионного рентгеновского анализа (ЭДА) INCA Energy (фирмы Oxford instruments, Великобритания), в ИБМ ДВО

РАН. Некоторые образцы золота и вмещающих пород были изучены на электронном микроскопе JEOL JSM-6390LV (фирмы Jeol, Япония) в АЦ ИГиП ДВО РАН. Приведенные снимки получены во вторичных (SE) и в обратно-рассеянных электронах (BSE). Новообразованное золото весьма хрупкое, при полировке образцов оно часто деформируется, и теряется возможность установить его морфологические и химические особенности. Поэтому все приведенные анализы химического состава золота и ассоциирующих минеральных агрегатов получены с объемных зерен. И хотя полученные данные не могут считаться количественными, но для целей данного исследования вполне применимы, так как отражают входящие в минеральное вещество элементы и их соотношения. Некоторые золотины напылялись углеродом для создания токопроводящей пленки. Часть образцов не напылялась с целью оценки входящего в них углерода. При определении состава тонкой фракции золота использовалась ранее разработанная методика (Сафронов, 2011). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, при силе тока в режиме ЭДА 600 pA, в режиме микроскопирования SE – от 20 до 50 pA, в режиме BSE – от 100 до 300 pA в зависимости от типа образцов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Нижнеселемджинский золотоносный узел относится к центральной части Зее-Селемджинского золотоносного района (Приамурье) (Мельников, Полеванов, 1995), который приурочен к Мамыньскому выступу Буреинского срединного массива. Выступ охватывает междуречье рек Зеи и Селемджи, к югу от хребта Джагды. Здесь преимущественное развитие имеют палеозойские гранитоиды, среди которых сохранились реликты складчатых образований архея, рифея, кембрия, силура и среднего девона. Вместе с тем в пределах выступа развиты и мезозойские (преимущественно меловые) интрузивные и вулканические образования (Геологическая карта, 2001) (фиг. 1).

Стратифицированные образования Нижнеселемджинского золотоносного узла слагают крупную антиклинальную структуру северо-восточного простирания, в ядре которой обнажены сланцы и метапесчаники позднепротерозойского-раннекембрийского возраста, прорванные интрузивами гранитоидов ордовика, карбона и мела, а на флангах – песчаники с прослоями



Фиг. 1. Схематическая карта: географическое положение (отмечено на врезке), геологическое строение объекта исследований с использованием (Геологическая карта..., 2001). Обозначения: *голоцен*: 1 – галечники, пески, глины, супеси; *неоплейстоцен*: 2 – суглинки, глины, пески, галечники, алевроиты; 3 – глины, пески, галечники; *неоген-кватер*: 4 – алевроиты, глины, пески, галечники (белогорская свита); *неоген*: 5 – пески с гравием, галечники, глины каолиновые (сазанковская свита); *палеоген*: 6 – глины, алевроиты с прослоями бурого угля, галечники и туфы (кивдинская свита); *меловая система*: *каменноугольная система*: 7 – песчаники, алевролиты, филлиты, вулканиты, известняки, туфоконгломераты (граматухинская свита); *девонская система*: 8 – песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, туфоалевролиты, туффиты (орловкинская толща); 9 – алевролиты, известняки, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, гравелиты (полуночинская толща); *силурийская система*: 10 – песчаники, туфопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты, туффиты, гравелиты, брекчии, дресвяники (мамынская свита); *ордовикская система*: 11 – риодациты, дациты, риолиты, андезиты, их туфы, лавобрекчии дацитов и риолитов (октябрьская толща); *кембрийская система*: 12 – алевролиты, известняки, мергели, доломиты (косматинская толща); *рифей* (?): 13 – известняки мраморизованные, метагравелиты, метаконгломераты (нерасчлененная толща); 14 – метапесчаники известковистые, сланцы серицит-кварцевые и актинолит-хлоритовые, линзы мраморизованных известняков (дагмарская толща); 15 – сланцы биотит-кварцевые, кварцево-серицитовые с прослоями метапесчаников сланцеватых, известковистых (неклинская толща). Интрузивные образования: *меловые*: 16 – граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, кварцевые монцитоны, диориты (буриндинский комплекс); 17 – андезиты, диорит-порфиры, дациты, (талданский комплекс); *позднепермские или раннетриасовые*: 18 – сиениты, граносиениты, кварцевые монцитоны (харинский комплекс); 19 – риолиты (манегрский комплекс); *палеозой*: 20 – граниты, лейкограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (тырмо-буреинский комплекс); 21 – а) лейкограниты, граниты, гранодиориты; б) граносиениты, кварцевые диориты; в) трахиориолиты, трахириодациты, риодациты (октябрьский комплекс); *протерозой*: 22 – граниты, субщелочные граниты, гранодиориты; 23 – кварцевые и гнейсовидные диориты, граниты, плагиограниты и гранодиориты (гаринский комплекс); 24 – метагаббро, габбро, габбродиабазы; 25 – современные россыпи золота; 26 – местоположение объекта исследований; 27 – точки отбора пробы.

конгломератов, гравелитов и алевролитов силурийского возраста. В пределах НЗУ установлены проявления золота, серебра, свинца, олова, ниобия и других элементов.

Вся рассматриваемая территория характеризуется россыпной золотоносностью. Разработка россыпей ведется с начала прошлого века. Источниками самородного золота являются маломощные кварцевые жилы в осадочных породах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и продукты химического выветривания коренных пород.

На сегодняшний день большая часть месторождений отработана, но продолжается эксплуатация техногенных россыпей золота.

Более подробно геологические особенности и минеральный состав кор выветривания и техногенных россыпей рассматриваемого региона представлены в (Кузнецова, 2011; Сафронов, Кузнецова, 2017; Кузнецова и др., 2019; Кузнецова, Сафронов, 2021; Кузнецова, Дементенко, 2023).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Коры выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья

Разрез коры выветривания (сверху вниз) представлен алевролитом-глинисто-песчаным и кварц-гидрослюдисто-каолининовым слоями. В КВ по палеозойским гранитоидам НЗУ золотоносной является кварц-гидрослюдисто-каолининовая зона. Из рудных минералов в тяжелой фракции присутствуют (в порядке убывания) ильменит, магнетит, маргит, пирит, циркон, сфен, шеелит, галенит, касситерит, монацит, халькозин, рутил, ковеллин и золото.

Морфология самородного золота достаточно разнообразна. Почти 2/3 рассмотренных зерен однородного строения, частично окатанные, практически без включений. Проба такого золота 802–844‰, вероятно, оно относится к эндогенному. Часть золота представляет собой агрегаты из сросшихся зерен Au различной морфологии и пробы (фиг. 2–4), но в целом оно более химически чистое (870–990‰) и, вероятно, имеет гипергенное происхождение.

Поверхность зерен золота нередко покрыта более высокопробными тончайшими пластинами (фиг. 2, 3). Также на поверхности более низкопробной золотины (860–863‰)

диагностированы пластины медистого золота (фиг. 2, табл. 1, сп. 2, 3).

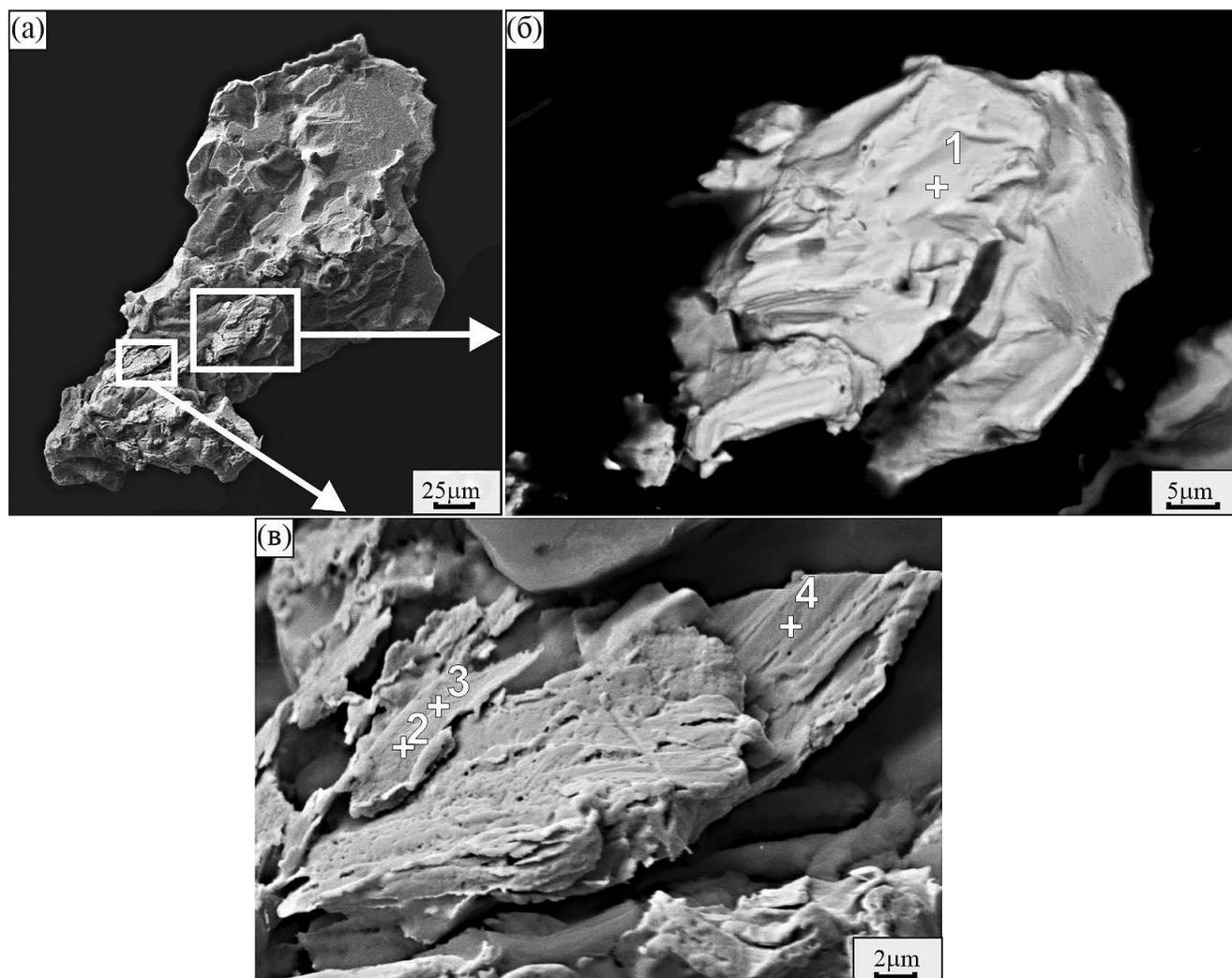
Иногда тонкопластинчатые образования представляют собой химически чистое золото — 1000‰ (фиг. 3, сп. 1–5), с многочисленными кавернами, заполненными высокоуглеродистой алюмосиликатно-железистой минеральной массой (фиг. 3, табл. 2, сп. 6–7).

Особенно интересны образцы с ажурной микроструктурой (фиг. 4). Золотина состоит из множества тонких листоватых (фиг. 4в, г, Au_{пл}) и глобулярных выделений, некоторые из которых имеют гипидиоморфный облик (фиг. 4в, г, Au_{сф}). Состав тонкопластинчатых образований отвечает медистому золоту довольно высокой пробы ~ 930–970‰ (табл. 3, сп. 2–7). По периферии этих пленок (фиг. 4в) и на их поверхности (фиг. 4г) установлены многочисленные сфероидальные образования Au (Au_{сф}). Их размер составляет ~ 0.2–1.0 мкм. Есть единичные экземпляры, размеры которых достигают ~ 2–3 мкм. Сфероидные частицы характеризуются более высокой пробой 985–992‰ и не содержат серебра (фиг. 4в, г, табл. 3, сп. 1, 8).

Техногенные россыпи Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья

Техногенные россыпи Нижнеселемджинского золотоносного узла характеризуются преобладанием в тяжелой фракции (в порядке убывания): ильменита, самородного свинца, монацита, оксидов и гидроксидов Fe, галенита, магнетита, циркона, ртути и золота (Кузнецова, 2011; Сафронов, Кузнецова, 2017). Самородное золото техногенных россыпей НЗУ представляет собой конгломераты из золотин различной морфологии и пробы, сцементированных между собой тонкодисперсной полиминеральной матрицей сложного состава, а в некоторых случаях и амальгамой золота. В агрегатах, цементирующих золотины, установлены следующие минералы (по частоте встречаемости): каолинит, галлуазит, хлорит, серицит, гетит, лимонит, кварц, адуляр, пирит, гидрогетит, романешит, также встречаются как самородный свинец, так и его соединения: оксиды и гидроксиды Pb (сурик, массикот), сульфаты (англезит) и карбонаты Pb (церуссит, фосгенит), хлориды Pb (котунит, менипит), фосфаты (пироморфит) и сульфиды (галенит) и ряд др. (Сафронов, Кузнецова, 2017; Кузнецова и др., 2019).

В одном из образцов (фиг. 5а) в агрегате глинистых минералов установлены более мелкие



Фиг. 2. Зерно самородного золота из КВ НЗУ (а, б), с высокопробными аутигенными тонкопластинчатыми агрегатами (в). Фото (а) и (в) в SE; (б) в BSE.

Таблица 1. Состав самородного золота (фиг. 2б, в, спектры 1 и 4) и пленочных выделений на нем (фиг. 2в, спектры 2 и 3), мас. %

Спектр	Cu	Ag	Au	Сумма
1	—	13.66	86.34	100.00
2	1.25	9.73	89.02	100.00
3	1.27	6.52	92.21	100.00
4	—	13.98	86.02	100.00

Примечание. — содержание ниже предела обнаружения.

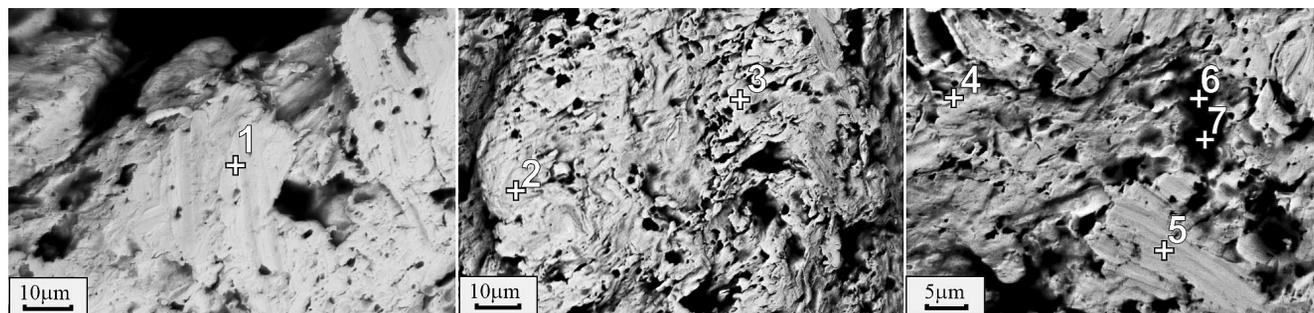
частицы золота (фиг. 5б–д). Их размер колеблется от 0.1 до ~ 0.6 мкм, и только единичные экземпляры достигают ~ 1 мкм.

Состав минерального агрегата, ассоциирующего с самородным золотом, Fe-Mn-оксидно-гидроксидно-алюмосиликатный с примесью

углеродистого вещества (табл. 4). В составе этой массы зафиксированы Au, Hg, Pb, Sn (фиг. 5в; табл. 4, сп. 1–6).

Сферические частицы золота, выявленные в нерудном минеральном агрегате, соответствуют (без учета вклада матрицы) химически чистому золоту, т.е. их проба равна 1000‰ (фиг. 5г, е, сп. 7). Помимо этих частиц установлено невидимое СЭМ ультратонкое свинцово-ртутистое золото (фиг. 5д, табл. 4, сп. 12) и видимое в виде светлых сгущений микрозолото того же элементного состава (фиг. 5д, табл. 4, сп. 8–11).

Новообразованное золото в техногенных россыпях установлено также на поверхности зерен самородного Au. Состав такого аутигенного золота варьирует.



Фиг. 3. Химически чистые (1000‰) аутигенные тонкопластинчатые образования (спектры 1–5), на поверхности самородного золота из КВ НЗУ, с кавернами, заполненными высокоуглеродистыми алюмосиликатно-железистыми образованиями (спектры 6, 7). Снято в BSE.

Таблица 2. Состав высокоуглеродистых алюмосиликатно-железистых образований (фиг. 3, спектр 6 и 7), заполняющих каверны между новообразованными пленками Au на поверхности золотины (фиг. 3, спектр 1–5), мас. %

Спектр	Cu	Fe	Ti	Ca	K	Cl	Si	Al	Mg	Na	O	C
6	-	2.97	0.44	4.31	0.65	1.77	8.11	4.17	2.82	2.02	39.97	32.77
7	0.83	2.50	-	0.79	1.45	1.19	5.93	4.32	0.72	2.04	35.48	44.75

Примечание. – состав спектров 1–5 не приводится, так как соответствует 100% Au.

Встречаются новообразования золота как с высоким содержанием свинца (фиг. 6а, табл. 5, сп. 1), так и с низким (фиг. 6б, табл. 5, сп. 2, 3; фиг. 7, табл. 5).

Свинец присутствует в составе аутигенного золота (фиг. 6, табл. 5; фиг. 7, табл. 5, сп. 1, сп. 2), в ассоциирующей с золотом породе (фиг. 7, табл. 5, сп. 3, 4), и в виде англита на поверхности благородного металла (фиг. 11, табл. 5, сп. 4).

Также встречается глобулярное аутигенное ртутисто-свинцовое золото (фиг. 7, табл. 5, сп. 1, 2) с включениями породы алюмосиликатных минералов, иногда содержащих углерод (сп. 3, 4).

Часть новообразованного золота только амальгамированное (фиг. 8, табл. 5). Ртутистое золото «сращивает» между собой зерна. Нередко в составе аутигенного золота присутствует в том или ином виде углерод (фиг. 8, табл. 5).

Иногда новое Au отлагается на поверхности зерен в виде тонких нитевидных образований (фиг. 9). Длина их составляет от нескольких микрометров до 20 мкм и более. Толщина варьирует от первых десятков до десятых долей микрометра.

Значительная часть нитевидного золота – это ртутистое высокопробное золото (>900 ‰) (фиг. 9ж). Есть также участки с нитевидным золотом, состоящим из химически чистого Au

(1000 ‰). Рядом с «клубком» чистого нитевидного золота находится почти округлое выделение беспримесного золота (размером ~ 4–6 мкм) (фиг. 9е).

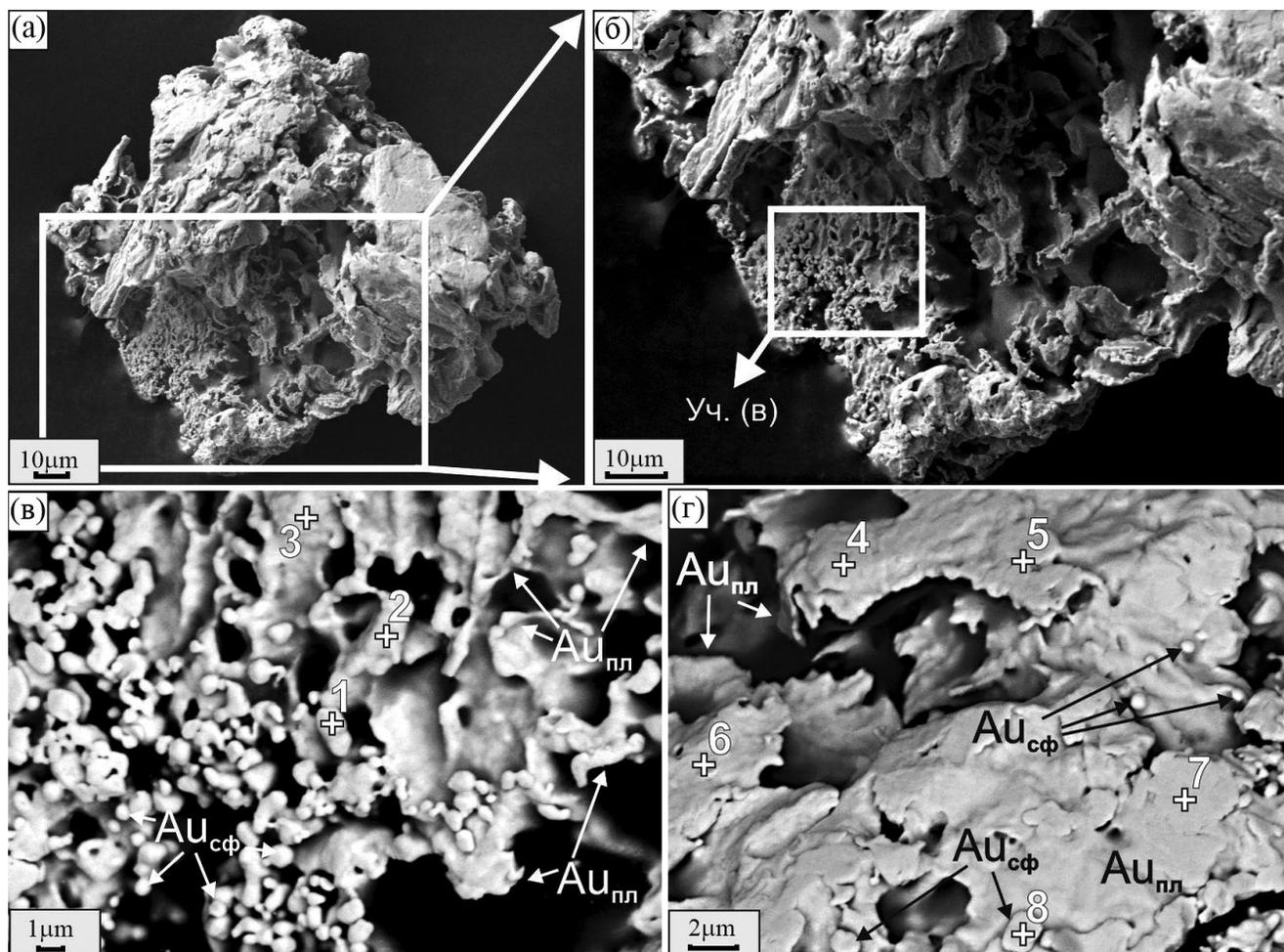
В то же время на поверхности некоторых золотины установлено высокопробное (до 1000‰) новообразованное золото, где оно представлено глобулярными, губчатыми и тонкопластинчатыми образованиями (фиг. 10, фиг. 11, табл. 5).

Новообразованное губчатое золото неоднородно по составу (фиг. 10). Есть плотные выделения чистого золота (фиг. 10, табл. 5, сп. 1, 2). Некоторые из них с ртутью – до 6 мас. % (табл. 5, сп. 4). Часть образований содержат свинец ~ 4% (табл. 5, сп. 5). На ЭДА-спектрах, полученных с губчатого золота, присутствуют линии азота (до 3%) и углерода (~ 4–5%) (табл. 5, сп. 1, 2, 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальные исследования самородного золота из коры выветривания и отработанных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, позволили установить наличие новообразованного благородного металла.

Морфология изученных образцов однозначно свидетельствует об аутигенности самородного золота. Новое золото из коры выветривания



Фиг. 4. Зерно самородного золота (а, б), состоящее (в, г) из аутигенных тонкопластинчатых образований ($Au_{пл}$), на поверхности которых обнаружены выделения сфероидального золота ($Au_{сф}$). Фото (а, б) в SE; (в, г) в BSE.

Таблица 3. Состав пластинчатых (фиг. 4в, г спектр 2–7) и сфероидальных (фиг. 4в, г спектр 1, 8) выделений золота, мас. %

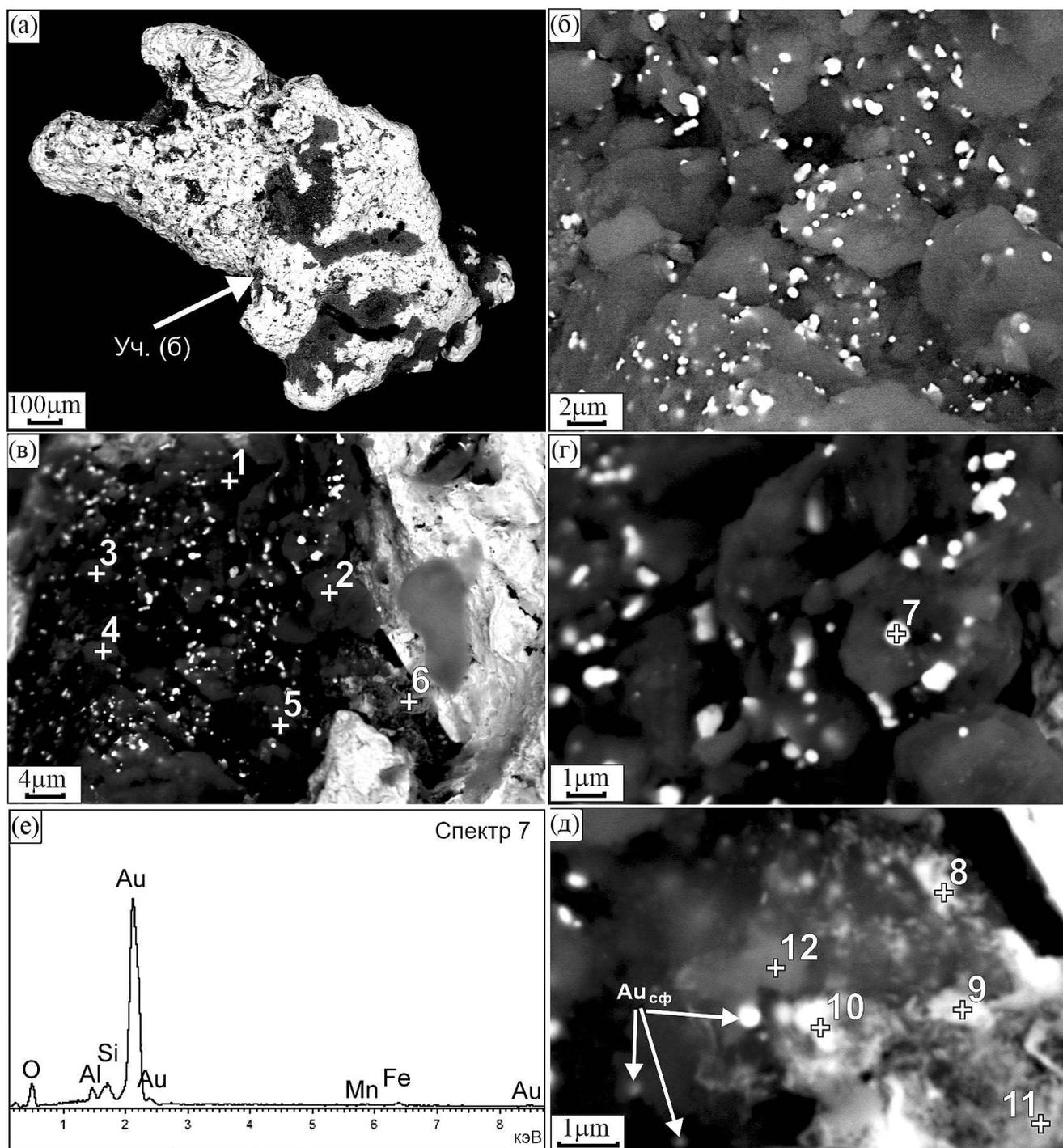
Спектр	Cu	Ag	Au
1	1.50	–	98.50
2	1.45	4.87	93.69
3	1.66	1.48	96.87
4	1.89	5.19	92.92
5	1.69	3.04	95.27
6	2.04	3.87	94.09
7	1.08	2.04	96.88
8	0.81	–	99.19

и из техногенных россыпей имеет сходные черты и характеризуется разнообразием морфологических форм (пластинчатое, сфероидное, губчатое, глобулярное, палочковидное, нитевидное) (фиг. 2–11) (Петровская, 1941, 1973; Яблокова,

1965). Часть золота образовалась на поверхности зерен самородного Au. Другая часть золота, вероятно, формировалась непосредственно в порах или пустотах рыхлых пород (фиг. 4, 5) (Петровская, Яблокова, 1974; Новгородова и др., 1995; Сокерин и др., 2023).

Размер частиц аутигенного золота, задокументированного при помощи СЭМ, варьируется от десятых долей микрона (фиг. 5, 9) до нескольких микрометров и более.

Наименьшие (0.1–0.6 мкм) частицы Au установлены в углеродисто-глинистых агрегатах, ассоциирующих с самородным золотом техногенных россыпей. Вероятно, существуют также и наноразмерные частицы (<0.1 мкм), которые на СЭМ не индивидуализируются, но фиксируются ЭДА и имеют аналогичный состав с видимыми под микроскопом золото-свинцово-ртутными образованиями (на снимке последние проявлены в виде светлых сгущений) (фиг. 5, табл. 4).



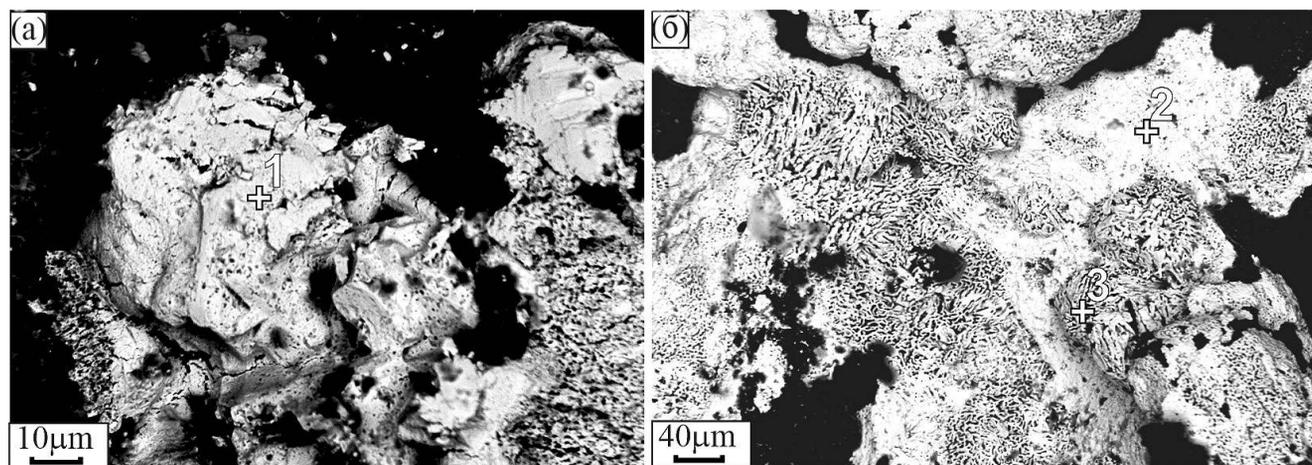
Фиг. 5. Самородное золото (а) с включениями агрегатов глинистых материалов, содержащими тонкие и ультратонкие частицы золота (б–д). Показаны точки проведенного ЭДА. Приведен ЭДА-спектр с составом одной из частиц химически чистого Au (г, е, спектр 7) (здесь электронным пучком частично захватывается минеральная матрица). Фото в BSE.

Химический состав новообразованного золота отличается широкими вариациями как в коре выветривания, так и в россыпях. Связи между составом Au и его морфологией не установлено.

Аутигенное золото КВ выявлено двух видов. Первое (пластинчатое) отлагается на поверхности, вероятно гипогенных золотин Ag-Au состава, более низкой пробы (860–863‰).

Таблица 4. Состав самородного золота и алюмосиликатного агрегата, вмещающего ультратонкое золото (фиг. 5в, д), мас. %

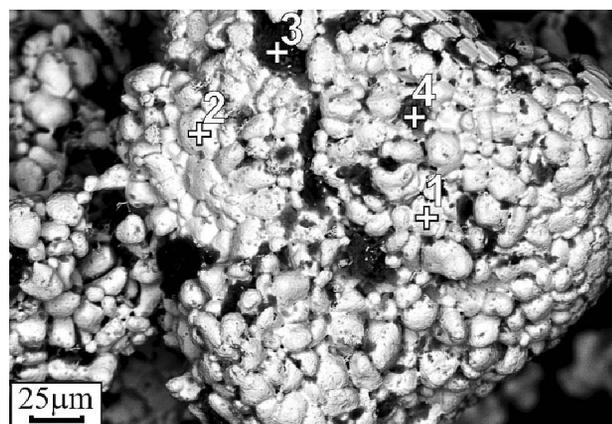
Элемент	Спектр											
	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	
C	—	5.19	5.21	3.54	5.27	3.61	4.81	6.72	7.27	12.34	3.94	
O	36.19	38.77	48.73	44.02	40.67	21.16	18.07	19.16	20.03	17.1	25.23	
Na	—	0.3	0.37	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mg	—	0.63	0.31	—	0.31	—	—	—	—	—	—	
Al	14.89	10.28	12.61	10.46	11.85	4.15	5.43	4.58	6.71	4.34	10.7	
Si	14.33	10.83	13.31	10.44	11.22	5.35	5	4.61	6.7	5.08	10.57	
P	—	0.22	0.24	0.39	0.29	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	0.21	0.33	0.02	—	—	—	—	—	—	
Cl	0.56	0.44	0.64	0.55	0.36	0.78	0.77	0.98	0.88	0.89	0.65	
K	0.95	2.29	1.12	0.63	1.09	0.9	0.53	0.36	0.81	1.41	1.12	
Ca	0.37	0.81	0.42	0.73	0.65	0.1	0.19	0.41	0.12	0.3	0.42	
Ti	1.36	0.45	0.23	0.44	0.5	0.72	0.64	0.4	0.37	1.11	0.82	
Mn	3.49	3.5	3.82	2.61	3.06	1.93	2.25	1.85	2.13	3.3	4.35	
Fe	5.44	18.1	5.19	11.39	19.03	2.86	3.61	3.94	6.72	5.86	15.79	
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.25	
Sn	0.86	—	—	—	—	10.45	2.66	5.14	2.41	5.09	1.11	
Au	13.72	4.79	5.57	11.47	3.43	17.5	16.99	18.33	18.36	14.02	16.11	
Hg	2.41	2.15	0.96	1.05	0.93	3.01	4.9	3.89	5.67	4.47	2.45	
Pb	5.43	1.25	1.06	1.95	1.32	27.48	34.15	29.63	21.82	24.69	6.49	

**Фиг. 6.** Свинцово-рутневое новообразованное золото: а – низкопробные пленки с высоким содержанием свинца; б – губчатое аутигенное золото с низким содержанием свинца. Состав приведен в табл. 5. Фото в BSE.

Такое новое золото имеет пробу от 890 до 922‰, в качестве примеси может содержать Cu и Ag (фиг. 12) (Калинин и др., 2009; 2022; Новгородова и др., 1995; Осовецкий, 2012; Hough et al., 2008). Часть пленочных образований, связанных с высокоуглеродистыми алюмосиликатно-железистыми образованиями, химически однородны, их проба 1000‰.

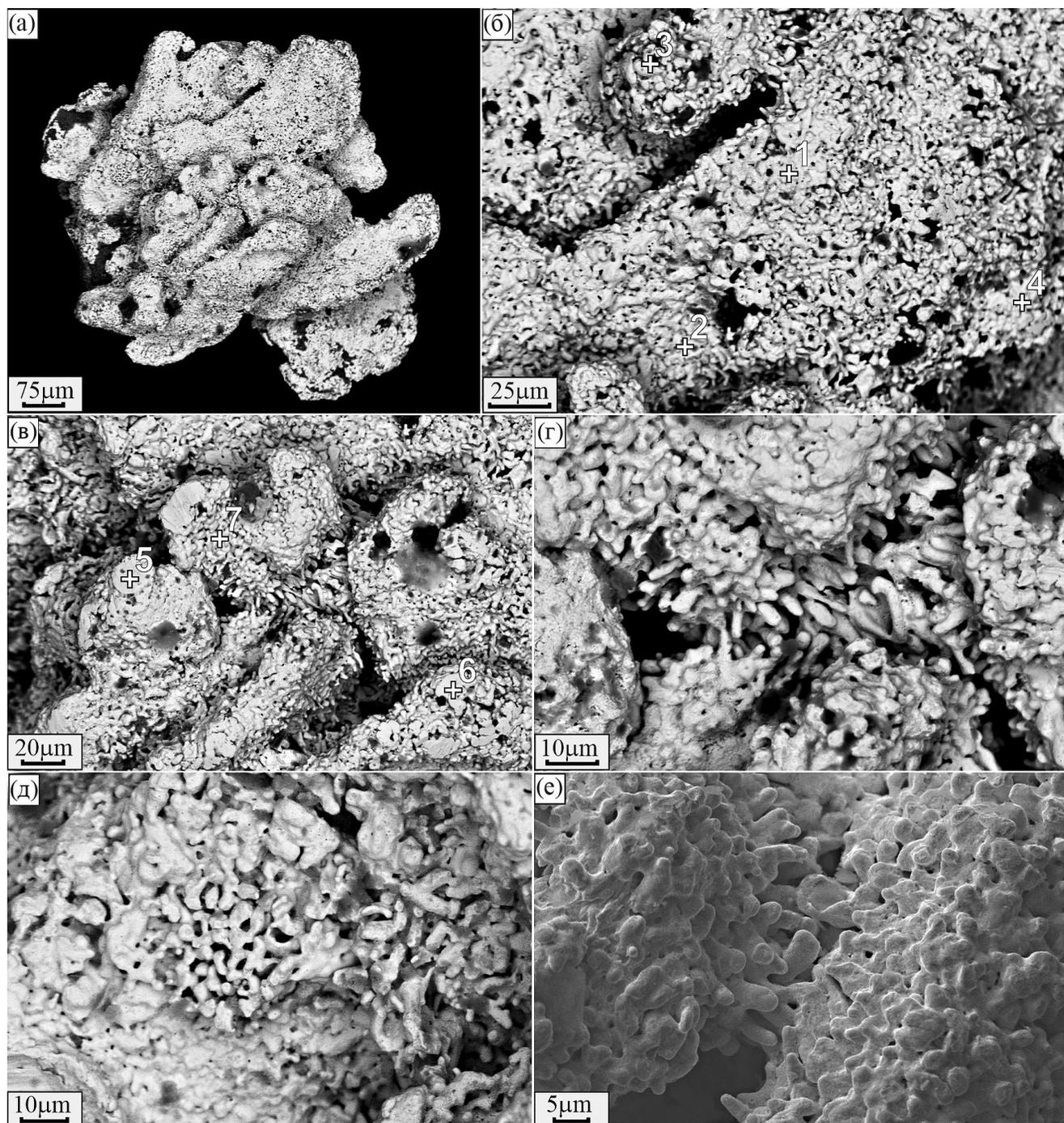
Таблица 5. Состав самородного золота и минеральных включений в нем (фиг. 6–8, 10, 11), мас. %

№ фигуры	Спектр	Элемент																	
		C	N	O	S	Mg	Al	Si	Cl	K	Ti	Mn	Fe	As	Ag	Au	Hg	Pb	
6	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.86	65.09	13.55	20.5
	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	92.04	6.07	1.89
	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	91.18	2.55	6.27
7	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	88.62	9	2.38
	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	84.35	12.21	3.44
	3	7.87	–	39.7	–	–	15.46	16.5	–	–	0.64	0.46	7.98	0.17	–	1.1	1.37	8.75	
	4	–	–	26.68	–	0.51	10.11	14.69	0.96	0.85	–	0.91	16.74	–	–	2.51	–	26.04	
	5	–	–	54.63	–	–	20.17	21.66	–	0.42	1.03	–	2.09	–	–	–	–	–	
8	1	11.62	–	7.02	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	71.33	10.03	–	
	2	4.55	–	1.3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	85.32	8.83	–	
	3	5.25	3.25	0.49	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	83.79	7.22	–	
	4	15.68	–	6.63	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	77.69	–	–	
	5	13.62	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	77.64	8.74	–	
	6	17.28	–	9.96	–	–	–	–	–	–	–	–	1.51	–	2.36	56.34	12.55	–	
	7	11.35	–	0.95	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	79.9	7.8	–	
10	1	4.32	3.38	4.66	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	87.64	–	–	
	2	4.72	3.29	8.1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	83.89	–	–	
	3	5.28	–	47.3	–	–	14.79	17.23	–	–	6.34	–	7.11	–	–	–	–	1.95	
	4	3.66	3.13	10.2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	77.97	5.04	–	
	5	4.83	–	11.8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	80.04	–	3.33	
11	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	
	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	
	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	
	4	–	–	18.05	8.67	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	12.46	–	60.82	
	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	
	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	
	7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100	–	–	



Фиг. 7. Глобулярное аутигенное золото (состав показан в табл. 5). Фото в BSE.

Второе аутигенное золото (ажурное), вероятно, сформировалось непосредственно в коре выветривания. Морфологически оно напоминает так называемое «горчичное» золото, но отличается по цвету, составу и хрупкости (Гамянин и др., 1987; Некрасов, 1991). Оно состоит из золота, видимо двух генераций, различающихся по форме и составу: тонкопластинчатое Au-Ag-Cu (930–970‰) и сфероидное Au-Cu (985–992‰) (фиг. 12). Отсутствие в сфероидных образованиях серебра можно было бы объяснить выщелачиванием в результате выветривания. Однако факт нахождения сфероидов на поверхности пленочных образований золотины и различие составов свидетельствуют о более поздней их кристаллизации.



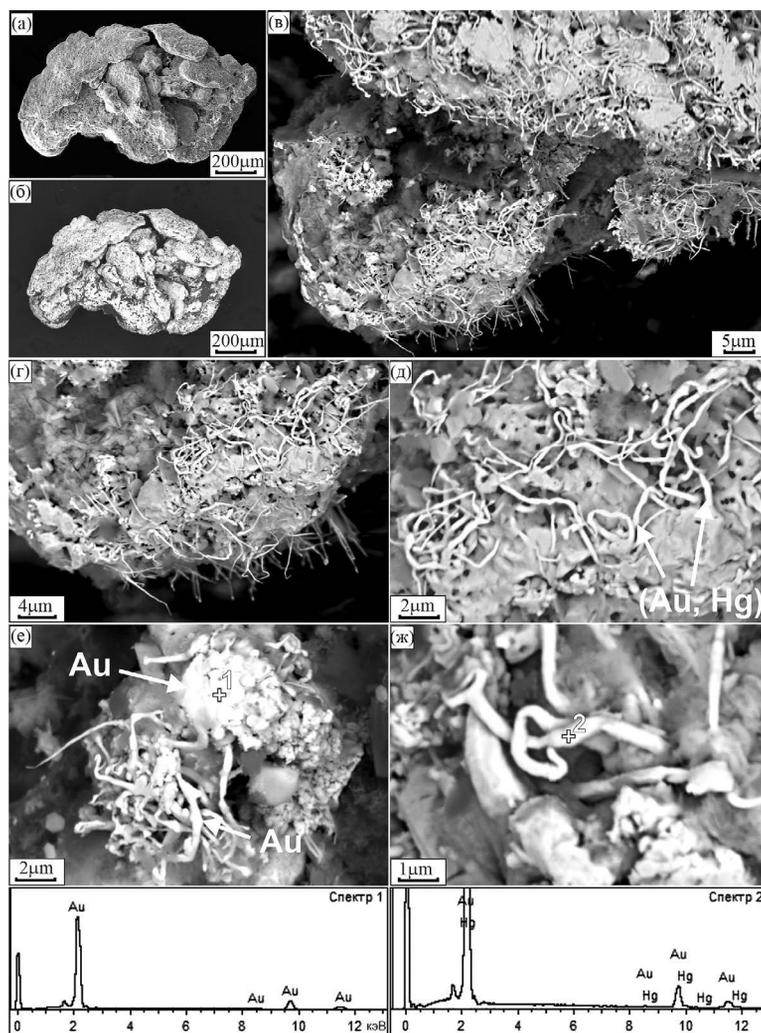
Фиг. 8. Губчатое ртутное золото, состоящее из отдельных палочковидных и пластинчатых индивидов, покрывающее поверхность самородного золота: а – общий вид; б–е – разные участки при разных увеличениях. Состав приведен в табл. 5. Фото а–д в BSE, е – в SE.

Отличительной чертой нового золота КВ является наличие в составе Cu, что, вероятно, объясняется присутствием в составе отложений КВ минералов меди (ковелин и халькозин).

В техногенных россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла новообразованное Au установлено как на поверхности самих образцов

самородного золота (фиг. 9–14), так и в минеральной смеси, цементирующей зерна благородного металла (фиг. 6–8).

В большинстве своем ассоциирующие с золотом породы представляют собой тонкодисперсную смесь глинистых минералов, а также глинистых и Fe-Mn-оксидных и гидроксидных минералов,



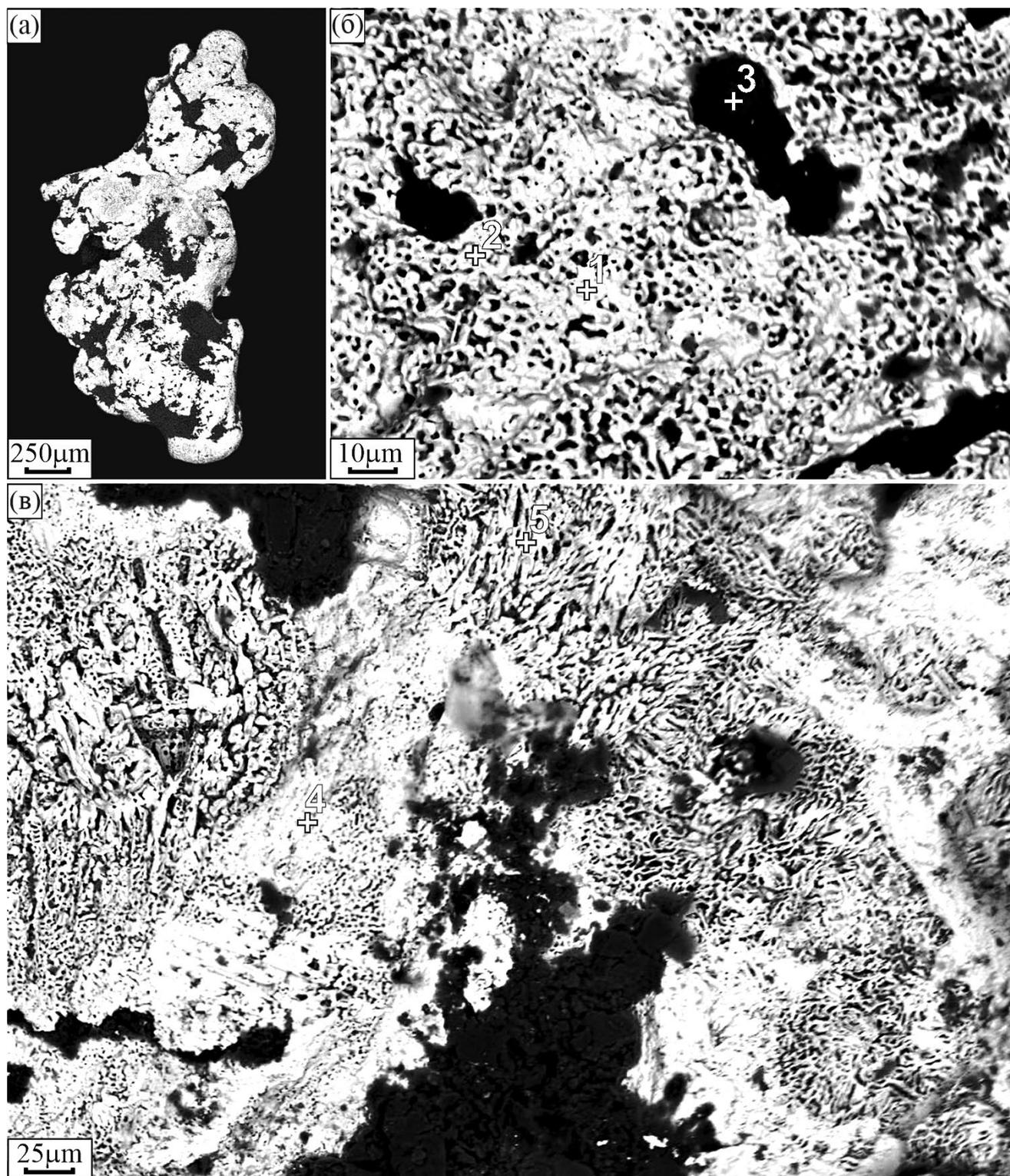
Фиг. 9. Аутигенное золото на поверхности одного из образцов (а, б); участки образца при разных увеличениях (в–ж); е – новообразованное высокопробное (1000‰) золото (спектр 1), ж – нитевидное ртутистое (спектр 2). Ниже приведены соответствующие ЭДА-спектры. Фото а – в SE, б–ж в BSE.

характерных для зоны гипергенеза (Hough et. al., 2011; Vishitia et. al., 2015; Anand, Salama, 2019). Рудные элементы (Au, Pb, Sn, Fe, As и др.), присутствующие в породе, – результат разрушения соответствующих минералов, зависит от химического состава растворов, дренирующих техногенные россыпи. А наличие ртути характерно для отвалов россыпной золотодобычи этого района (Кузнецова; 2011).

В железомарганцевой алюмосиликатной минеральной смеси, ассоциирующей с самородным золотом, установлены видимые образования практически чистого и свинцово-ртутистого Au размером от десятых долей микрона и невидимые под СЭМ (фиг. 7), но фиксируемые ЭДА кластеры из Au, Au-Ag и соединений Au-Hg, Au-Hg-Ag, Au-Hg-Pb, Au-Hg-Pb-Sn составов

(фиг. 13) (Сафронов, Кузнецова; 2017). Подобные частицы могут быть активными центрами зарождения и роста Au во вмещающих породах. Вероятно, происходит срастание этих кластеров золота и его соединений в ультратонкие, а затем и микрометровые образования благородного металла. При этом формируются как химически чистые видимые сфероиды самородного золота, так и соединения Au с рядом элементов – Hg, Pb, Sn различных вариаций (фиг. 13). Возможно, высокопробное ультратонкое Au образовалось на последних стадиях минералообразования, а свинцово-ртутистое золото кристаллизовалось еще позднее. Однако не исключено, что эти процессы идут одновременно.

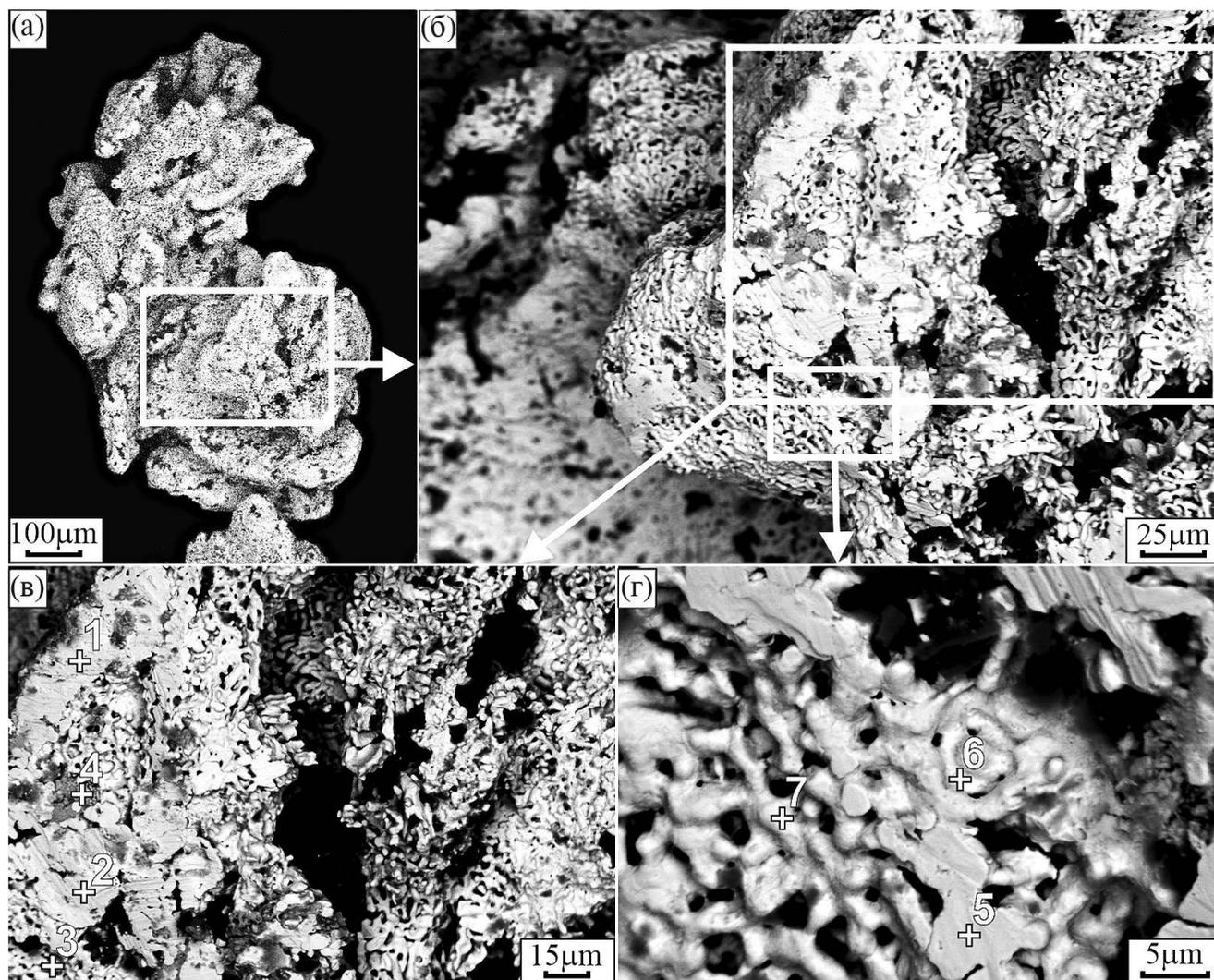
Из примесей в новом золоте техногенных россыпей наиболее часто встречаются Hg, Pb, Ag, Sn



Фиг. 10. Новообразованное высокопробное губчатое самородное золото: а – общий вид образца; б, в – участки при разных увеличениях. Состав приведен в табл. 5. Фото в BSE.

и практически нет Cu. По-видимому, это объясняется отсутствием в рассматриваемых техногенных месторождениях минералов меди.

Золото «*in situ*» на поверхности образцов выявлено как низкопробное, так и практически химически чистое. Состав новообразованного



Фиг. 11. Новообразованное высокопробное губчатое, тонкопластинчатое и глобулярное самородное золото (сп. 1–3, 5–7), с отложившимся на поверхности аутигенным англезитом (сп. 4). Состав приведен в табл. 5. Фото в BSE.

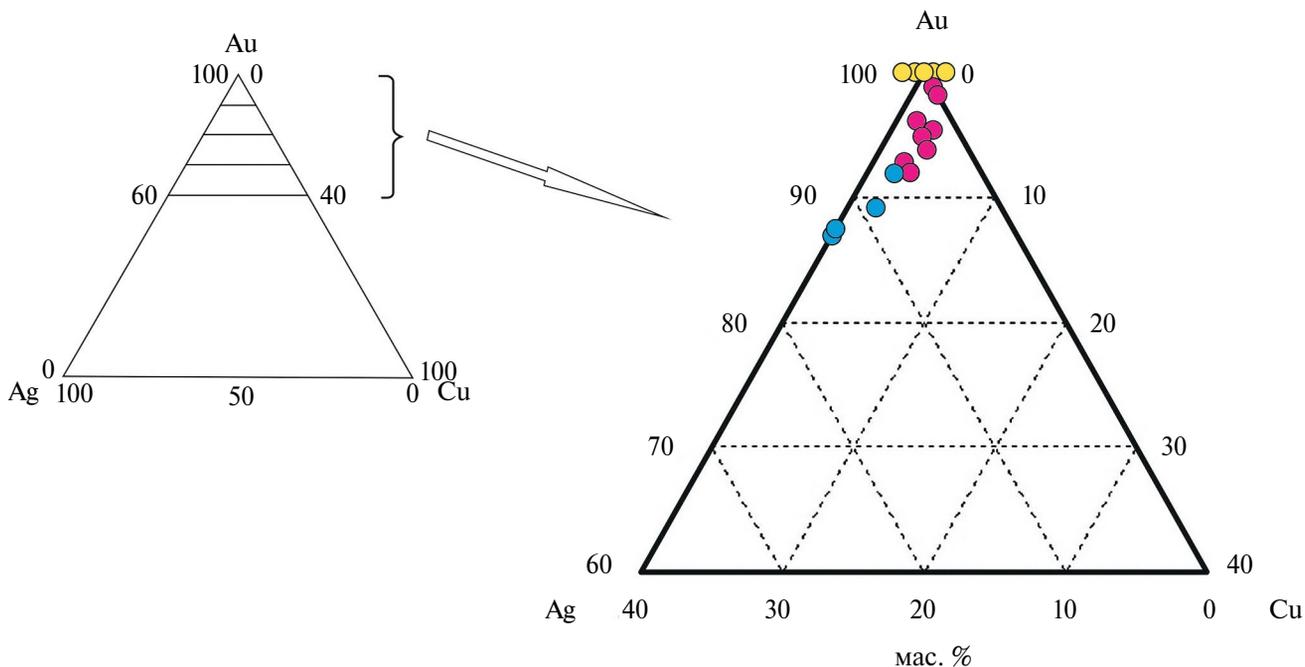
золота широко варьирует (фиг. 14), установлены Au-Hg, Hg-Au-Ag, Au-Hg-Pb, Au-Hg-Pb-Ag, Au-Pb и Au фазы. Новое золото, представленное Au-Hg комплексами, не только покрывает поверхность образцов, но и цементирует различные золотины в единый агрегат (фиг. 8, 9).

Почти во всех спектрах содержится углерод (от 4.55 до 17.28%) (табл. 4, 5). Он может находиться как в межзерновых пространствах, так и в атомно-кристаллической структуре самого золота (Сафронов и др., 2023). Наличие спектра кислорода, вероятно, объясняется его связью с углеродом. Присутствие азота и фосфора, в комплексе с углеродом, указывает на органическое происхождение последнего. Золото, свинец и ртуть в том или ином количестве установлены не только

в составе золота, но и в минеральной смеси, ассоциирующей с аутигенным Au. Вероятно, осадочные породы в силу своих высоких сорбционных свойств (обусловленных обилием глинистых минералов, имеющих развитую поверхность с отрицательным зарядом) хорошо адсорбировали из дренирующих растворов вышеуказанные элементы (Kalinin et al., 2019; Silyanov et al., 2021).

Единого мнения об *образовании* аутигенного золота нет. В нашем случае, вероятно, имели место несколько процессов.

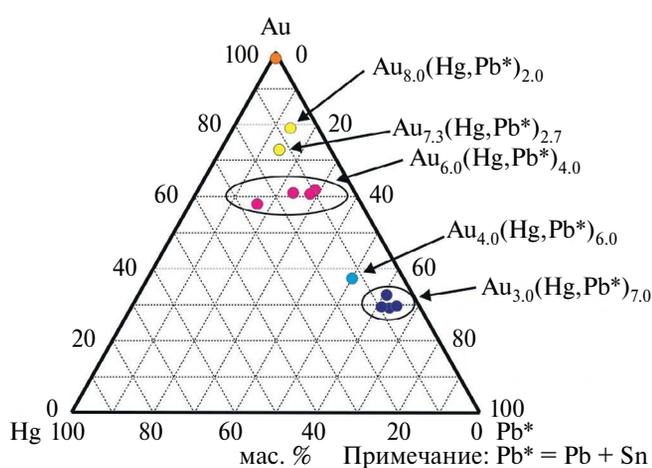
Разрушение минералов в процессе гипергенеза с высвобождением рудных элементов, переходом их в растворы и дальнейшим его осаждением (Craw, Kerr, 2017; Stewart et al., 2017; Росляков, 1981). Рыхлая вмещающая порода, хорошая



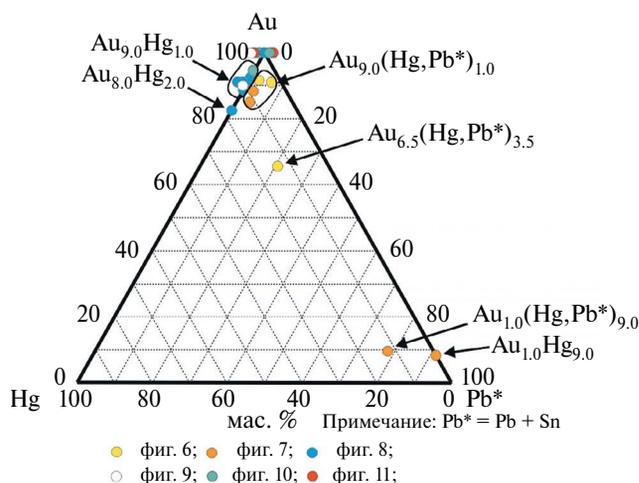
Состав аутигенного самородного золота КВ:

- химически чистое тонкопластинчатое (фиг. 3, спектры 1-5);
- ажурное, сформированное в КВ (фиг. 4, табл. 3);
- тонкопластинчатое, образованное на поверхности гипогенных золотин (фиг. 2, табл. 1).

Фиг. 12. Новообразованное высокопробное губчатое, тонкопластинчатое и глобулярное самородное золото (сп. 1–3, 5–7) с отложившимся на поверхности аутигенным англезитом (сп. 4). Состав приведен в табл. 5. Фото в BSE.



Фиг. 13. Диаграмма составов тонкого и ультратонкого самородного золота из техногенных россыпей НЗУ (фиг. 5, табл. 4) системы Au-Hg-Pb* (где Pb* = Pb + Sn). Приведены приближенные формулы составов интерметаллических соединений.



Фиг. 14. Диаграмма составов аутигенного золота техногенных россыпей системы Au-Hg-Pb* (где Pb* = Pb + Sn) (фиг. 6–11, табл. 5). Приведены приближенные формулы составов интерметаллических соединений.

водопроницаемость, сравнительная стабильность грунтовых вод, деструкция органического вещества, наличие сульфидов и окислов марганца, а также дисперсность золота в минеральном составе КВ и техногенных россыпей являются благоприятными условиями для миграции золота и образования отдельных участков обогащения (Смирнов, 1955). В качестве геохимических барьеров для осаждения золота служат новообразования свинца, ртути, меди, железа и др. (имеющие геохимическое сродство с Au), и прежде всего, конечно, само золото (Craw, 2017; Shuster, Southam, 2015; Кириллов и др., 2018, Сазонов и др., 2019; Kalinin et. al., 2018; Khusainova et. al., 2020; Tolstykh et. al., 2019). Высокую пробу аутигенного золота можно объяснить как очищением в результате электрохимического выщелачивания (Росляков, 1981; Fon et. al., 2021), так и более поздним формированием химически чистого Au (Калинин и др., 2009; 2022; Новгородова и др., 1995; Осовецкий, 2012; Hough et al., 2008).

Повсеместное присутствие углерода в веществе создает восстановительные условия, способствующие отложению и концентрированию самородного золота (Амосов и др., 1997; Сафронов, Кузнецова; 2021; Моисеенко, Кузнецова, 2014, Xianhai et al., 2018; Dunn et al., 2019; Nastie et. al., 2021). Наличие характеристических линий азота и фосфора в спектрах, высокая проба Au и его морфологические особенности могут указывать на биогенное происхождение аутигенного золота (Амосов, Васин, 1993; Куимова, Моисеенко, 2006; Коробушкина, Коробушкин, 1986; Маракушев, 1997; Southam et al., 2009; Reith et al., 2010; Rea et al., 2016; Shuster et al., 2016, 2017; Zammit et al., 2015; Anand et al., 2017; Fairbrother et al., 2012; Shuster et al., 2016; Southam et al., 2009; Xianhai et al., 2018; Petrella et al., 2022).

Нужно особо отметить факт установления редкой морфологической формы нового золота – нитевидной (фиг. 9). Склонность самородного золота к формированию нитевидных форм давно замечена исследователями (Майорова и др., 2011; Fairbrother et al., 2012). Проводились успешные опыты по экспериментальному выращиванию золотых нитей (Надгорный и др., 1959). По-видимому, при определенных физико-химических условиях и благоприятной геологической обстановке энергетически выгодно из поступающих из раствора атомов Au строить округло-удлиненную (нитевидную) структуру за счет направленного роста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новообразованное самородное золото варьирующих форм, размеров и состава, установлено в коре выветривания и техногенных россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья. Аутигенное золото присутствует как в агрегатах алюмосиликатных минералов, непосредственно ассоциирующих с зернами первичного золота, так и на их поверхности.

Несмотря на различный химический состав аутигенного золота в корях выветривания и в техногенных россыпях, механизм формирования новообразованного Au, видимо, аналогичен. В процессе преобразований происходит разложение минералов-концентраторов Au, таких как теллуриды, золотосодержащие сульфиды и сульфоарсениды, дальнейшее осаждение Au на геохимических барьерах и образование новых форм благородного металла, от ультратонкого до микроразмерного.

Геохимическими барьерами для осаждения золота являются атомы углерода присутствующие в агрегатах алюмосиликатных минералов, а также частицы новообразованных ультратонких кластеров металлов – самородного золота, ртути, свинца, меди, олова и их соединений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы подчеркивают неопределимый вклад в изучение самородного золота академика РАН Валентина Григорьевича Моисеенко. Также выражают признательность рецензентам и членам редакционной коллегии за ценные замечания в ходе подготовки статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Геоиздат, 1980. 68 с.
- Амосов Р.А., Васин С.Л. Золотые микрофоссилии // Руды и металлы. 1993. № 3. С. 101–107.
- Амосов Р.А., Парий А.С., Васин С.Л., Щегольков А.И. Самородное золото из техногенных россыпей Октябрьского узла // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 56–57.
- Баранников А.Г., Осовецкий Б.М. Морфологические разновидности и нанорельеф поверхности самородного золота разновозрастных россыпей Урала // Литосфера. 2013. № 3. С. 89–105.
- Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1 : 500000 (ГК-500). Объяснительная записка.

- Петрук Н.Н., Белякова Т.В., Дербек И.М., и др. Благовещенск: ООО «Амургеология», 2001. 221 с.
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Некрасов И.Я., Леснова Н.В. «Горчичное» золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.
- Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 241–257.
- Калинин Ю.А., Кужугет Р.В., Хусаинова А.Ш., Гаськова О.Л., Бутанаев Ю.В. Эволюция золота в зоне окисления месторождения Копто (Республика Тува, Россия) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 7. С. 956–970. DOI: 10.15372/GiG2021162
- Кириллов М.В., Бортникова С.Б., Гаськова О.Л., Шевко Е.П. Аутигенное золото в лежалых хвостах цианирования золото-сульфидно-кварцевых руд (Комсомольский ЗИЗ, Кемеровская область) // Доклады РАН. 2018. Т. 481. № 6. С. 658–661.
- Куимова Н.Г., Моисеенко В.Г. Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте // Литосфера. 2006. № 3. С. 83–95.
- Кузнецова И.В. Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье). Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: СФУ, 2011. 21 с.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия) // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 1. С. 2–14. DOI: 10.18599/grs.2019.1.2-14.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П. Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) // Литосфера. 2021. Т. 21, № 2. С. 239–255. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255>.
- Кузнецова И.В., Дементюченко А.И. О микро- и наноразмерном золоте в корях выветривания золотоносных территорий (на примере участка минерализации в бассейне р. Адамиха, Приамурье) // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 3. С. 191–197.
- Ковлеков И.И. Техногенное золото Якутии. М.: МГГУ, 2002. 303 с.
- Коробушкина Е.Д., Коробушкин И.М. Взаимодействие золота с бактериями и образование «нового» золота // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 4. С. 978–980.
- Литвиненко И.С., Шилина Л.А. Гипергенные новообразования золота из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, Северо-Восток России // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 75–90.
- Маракушев С.А. Геомикробиология и биохимия трансформации золота. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 1997. 47 с.
- Мельников В.Д., Полеванов В.П. Золотоносные районы и узлы Амурской области // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 121–127.
- Майорова Т.П., Артеева Т.А., Филиппов В.Н. Нитевидные кристаллы и сферические частицы самородного золота рудопроявления Нияхойское-2 (Манитанырд, Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 5 (173). С. 11–13.
- Моисеенко В.Г. От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН. Амурское отделение РМО, 2007. 187 с.
- Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В. Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 73–76.
- Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. Нанозолото в древних известняках и доломитах Октябрьского рудного поля (Приамурье) // Докл. РАН. 2014. Т. 456, № 4. С. 468–471.
- Надгорный Э.М., Осипьян Ю.А., Перкас М.Д., Розенберг В.М. Нитевидные кристаллы с прочностью, близкой к теоретической // Успехи физических наук. 1959. Т. 67. С. 625–662.
- Наумов В.А., Наумова О.Б. Преобразование золота в техногенных россыпях // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 5. С. 531–532.
- Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений // М.: Наука, 1991. 302 с.
- Неронский Г.И., Сафронов П.П. и др. «Новое» золото в россыпях Приамурья // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Ч. 3. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН СССР, 1988. С. 55–56.
- Новгородова М.И., Генералов М.Е., Грубкин Н.В. Новое золото в корях выветривания Южного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 1. С. 40–253.
- Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1514–1534.
- Николаева Л.А. «Новое» золото в россыпях Ленского района // Труды ЦНИГРИ. Вып. 25, кн. 2. М., 1958. С. 19–122.

- Осовецкий Б.М.* Наноскульптура поверхности золота. Пермь: Пермский госуниверситет, 2012. 232 с.
- Петровская Н.В.* Морфология и структура «нового» золота. Доклады академии наук СССР. 1941. Т. 32 № 6. С. 424–426.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Петровская Н.В., Яблокова С.В.* Золото в корях выветривания. Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974. С. 173–182.
- Росляков Н.А.* Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 228 с.
- Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Лобанов К.В., Леонтьев С.И., Калинин Ю.А., Савичев А.А., Тишин П.А.* Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский край, Россия) // Геосферные исследования. 2019. № 1. С. 17–44.
- Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Бабенков Д.Е.* Изучение форм нахождения золота в рудах и хвостах ЗИФ Олимпиаденского ГОКа // Горный журнал. 2019. № 4, С. 54–59. <https://doi.org/10.17580/gzh.2019.04.12>.
- Сафронов П.П.* Способ проведения на SEM с EDX-спектрометрией приближенно количественных рентгеноспектральных измерений состава наноразмерных минеральных фаз / VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. С. 71.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В.* Особенности состава самородного золота техногенных россыпей на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 2. С. 46–58.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В.* Аутигенное минералообразование как объективный фактор трансформации техногенных россыпей // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. Т. 47. № 3. С. 83–93. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-3-83-93>.
- Сафронов П.П., Кузнецова И.В., Максимов С.О.* Углеродистое вещество в рудно-россыпных системах с благороднометаллической минерализацией // Вестник ДВО РАН. 2023. № 5. С. 52–81.
- Сафронов П.П.* О происхождении наноразмерного золота в природе // Геологические процессы в обстановке субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы VI Всероссийской конференции с международным участием (19–22 сентября 2023 г., Владивосток). Изд-во ДВФУ, Владивосток. ДВГИ ДВО РАН. 2023. С. 442–446.
- Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. Москва: Изд-во АН СССР, 1955. 131 с.
- Сокерин М.Ю., Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Пархачева К.Г., Салдин В.А., Симакова Ю.С., Сокерина Н.В.* Типоморфизм аутигенного золота рифейских песчаников Кыввожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, средний Тиман) // Записки Российского минералогического общества. 2023. Т. 152. № 1. С. 50–60.
- Хазов А.Ф., Силаев В.И., Филлипов В.Н.* Аутигенная минерализация в речных россыпях как природный научный феномен // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 2. С. 54–60.
- Хусаинова А.Ш., Гаськова О.Л., Калинин Ю.А., Бортникова С.Б.* Физико-химическая модель преобразования золота в продуктах переработки руд колчеданно-полиметаллических месторождений (Салаирский край, Россия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61 № 9. С. 1181–1193. <https://doi.org/10.15372/GiG2020120>
- Хусаинова А.Ш., Калинин Ю.А., Гаськова О.Л., Бортникова С.Б.* Типоморфная характеристика золота из хвостохранилищ колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири // Георесурсы. 2021. Вып. 3. Т. 23. С. 149–163.
- Яблокова С.В.* Образование «нового» золота в некоторых россыпях Южной Якутии. Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 152–155.
- Anand R., Lintern M., Hough R., Noble R., Verrall M., Salama W., Balkau J., Radford N.* The dynamics of gold in regolith change with differing environmental conditions over time // Geology. 2017. V. 45. № 2. P.127–130.
- Anand R., Salama W.* Gold dispersion in transported cover sequences especially in chemical (palaeoredox front) and physical (unconformity) interfaces linked to the landscape history of Western Australia // Explore: The Newsletter for the Association of Applied Geochemists. 2019. V. 183. P. 1–40.
- Dunn S., Von der Heyden B., Rozendaal A., Taljaard R.* Secondary gold mineralization in the Amani Placer Gold Deposit, Tanzania // Ore Geology Reviews. 2019. V. 107. P. 87–107. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.011>.
- Craw D.* Placer gold and associated supergene mineralogy at Macraes flat, east Otago, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 2017. V. 60, N 4, P. 353–367. <https://doi.org/10.1080/00288306.2017.1337644>.
- Craw D., Kerr G.* Geochemistry and mineralogy of contrasting supergene gold alteration zones, southern New Zealand // Applied Geochemistry. 2017. V. 85 (A). P. 19–34. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.08.005>
- Fairbrother L., Brugger J., Shapter J., Laird J.S., Southam G., Reith F.* Supergene gold transformation: Biogenic

- secondary and nano-particulate gold from arid Australia // *Chemical Geology*. 2012. V. 320–321. № 8. P. 17–31. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.025>
- Fon A.N., Suh C.E., Vishiti A., Ngatcha R.B., Terence Cho Ngang, Shemang E.M., Egbe J.A., Lehmann B.* Gold dispersion in tropical weathering profiles at the Belikombone gold anomaly (Bétaré Oya gold district), east Cameroon // *Geochemistry*. 2021. V. 81, № 4. P. 125770. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125770>.
- Myagkaya I.N., Lazareva, E.V., Zaikovskii V.I., Zhmodik S.M.* Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: Authigenic mineralization (case study of Ursk sulfide tailings, Kemerovo region, Russia) // *Journal of Geochemical Exploration*. 2020. V. 211. №3–4. 106456. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106456>
- Hastie E.C.G., Schindler M., Kontak D.J., Lafrance B.* Transport and coarsening of gold nanoparticles in an orogenic deposit by dissolution–reprecipitation and Ostwald ripening // *Commun Earth Environ*. 2021. V. 2. P. 57. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00126-6>.
- Hough R.M., Noble R.R.P., Hitchen G.J., Hart R., Reddy S.M., Saunders M., Clode P., Vaughan D., Lowe J., Gray D.J., Anand R.R., Butt C.R.M., Verrall M.* Naturally occurring gold nanoparticles and nanoplates // *Geology*. 2008. V. 36. № 7. P. 571–574. <https://doi.org/10.1130/g24749a.1>.
- Hough R.M., Noble R.R.P., Reich M.* Natural gold nanoparticles // *Ore Geology Reviews*. 2011. V. 42. P. 55–61.
- Kalinin Y.A., Palyanova G.A., Bortnikov N.S., Naumov E.A., Kovalev K.R.* Aggregation and differentiation of gold and silver during the formation of the gold bearing regolith (on the example of Kazakhstan deposits) // *Doklady Earth Sciences*. 2018. V. 482. P. 1193–1198. <https://doi.org/10.31857/S086956520003198-0>.
- Kalinin Y.A., Palyanova G.A., Naumov E.A., Kovalev K.R., Pirajno F.* Supergene remobilization of Au in Au-bearing regolith related to orogenic deposits: A case study from Kazakhstan // *Ore Geology Reviews*. 2019. V. 109. P. 358–369. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.019>.
- Khusainova A.S., Gaskova O.L., Kalinin Y.A., Bortnikova S.B.* Physical-chemical model of gold conversion in products of ore processing of silver-polymetallic deposits (Salair Ridge, Russia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2020. V. 61. № 9. P. 964–975. <https://doi.org/10.15372/GiG2020120>.
- Petrella L., Thébaud N., Fougerouse D., Tattitch B., Martin L., Turner S., Suvorova A., Gain S.* Nanoparticle suspensions from carbon-rich fluid make high-grade gold deposits // *Nature Communications*. 2022. V. 13(1), № 3795. P. 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31447-5>.
- Silyanov S.A., Sazonov A.M., Zvyagina Y.A., Savichev A.A., Lobastov B.M.* Gold in the Oxidized Ores of the Olympiada Deposit (Eastern Siberia, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 190. <https://doi.org/10.3390/min11020190>.
- Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F.* The biogeochemistry of gold // *Elements*. 2009. № 5. P. 303–307.
- Shuster J., Lengke M., Marquez-Zavalía M., Southam G.* Floating Gold Grains and Nanophase Particles Produced from the Biogeochemical Weathering of a Gold-Bearing Ore // *Economic Geology*. 2016. V. 111. № 6. P. 1485–1494. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1485>.
- Shuster J., Reith F., John G.C., John E.P., Southam M.P.G.* Secondary gold structures: Relics of past biogeochemical transformations and implications for colloidal gold dispersion in subtropical environments // *Chemical Geology*. 2017. V. 450. № 5. P. 154–164.
- Shuster J., Southam G.* The in-vitro «growth» of gold grains // *Geology*. 2015. V. 43. P. 79–82.
- Stewart J., Kerr G., Prior D., Craw D.* Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 88. P. 173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.020>.
- Tolstykh N.D., Palyanova G.A., Bobrova O.V., Sidorov E.G.* Mustard Gold of the Gaching Ore Deposit (Maletoyvayam Ore Field, Kamchatka, Russia) // *Minerals*. 2019. V. 9. P. 489. <https://doi.org/10.3390/min9080489>.
- Vishitia A., Suha C.E., Lehmann B., Egbe J.A., Shemang E.M.* Gold grade variation and particle microchemistry in exploration pits of the Batouri gold district, SE Cameroon // *Journal of African Earth Sciences*. 2015. V. 111. P. 1–13. <https://doi.org/10.3390/min8100425>.
- Zammit C., Shuster J., Gagen E., Southam G.* The geomicrobiology of supergene metal deposits // *Elements*. 2015. V. 11. № 5. P. 337–342. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.5.337>
- Rea M.A., Zammit C.M., Reith F.* Bacterial biofilms on gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold // *FEMS Microbiology Ecology*. 2016. V. 92. № 6. P. 1–12.
- Reith F., Fairbrother L., Nolze G., Wilhelm O., Clode P.L., Gregg A., Parsons J.E., Wakelin S.A., Pring A., Hough R., Southam G., Brugger J.* Nanoparticle factories: Biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation // *Geology*. 2010. V. 38. P. 843–846.
- Xianhai Li, Zhang Qin, Jun Xie, Zhihui Shen.* [Au(CN)₂] – Adsorption on a Graphite (0001) Surface: A First Principles Study // *Minerals*. 2018. V. 8. № 10. P. 425. <https://doi.org/10.3390/min8100425>.

«NEW» GOLD IN WEATHERING CRUSTS AND TECHNOGENIC PLACERS NIZHNESELEMDZHINSKY GOLD-BEARING NODES (AMUR REGION)

I. V. Kuznetsova^{a, *}, P. P. Safronov^b

^a*Institute of Geology and Natural Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveschensk, Russia*

^b*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

It was established that in the weathering crust and technogenic placers of the Lower Zelemdzhinsky gold-bearing node of the Amur region, newly formed native gold is present both in the rock matrix associated directly with Au and on the surface of noble metal grains. In the weathering crust, film and isometric Au was found, deposited on the surface of native gold samples. And porous, formed directly on the weathering crust by filling the free space of the containing loose rocks. The composition of authigenic gold is Au-Ag-Cu, Au-Cu and a chemically pure, noble metal (1000‰). In man-made placers, film, spheroid, dendroid, filamentous, worm-like, globular and spongy newly formed gold is installed. Particle size from 600–1000 nanometers to ≤ 50 nm. The composition of gold is from multicomponent (Pb-Au-Hg-Sn), (Au-Pb-Hg-Ag), (Au-Pb-Hg), (Au-Hg-Ag), (Au-Hg) to chemically pure Au. Despite the different composition, the mechanism of formation of the newly formed Au in nature (weathering) and man-made objects (placer dumps) is apparently similar. In the process of hypergenic transformations, the Au concentrator minerals decompose, the release of metal particles and their further precipitation. Geochemical barriers to noble metal deposition and concentration are the sorption properties of the host rock, as well as particles of newly formed ultra-thin clusters of native gold, mercury, lead, copper, tin and their compounds. The reducing agent is organic/inorganic carbon.

Keywords: newly formed, new, authigenic, "in situ" gold, fine gold, native metals, metasomatic rock-matrix, hypergenesis, weathering bark, technogenic placers of gold

УДК 550.4.02:549.21

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ ПЕРИОД

© 2025 В. М. Сонин^{а, *}, А. И. Чепуров^{а, **}, Е. И. Жимулев^а, А. А. Чепуров^а,
А. М. Логвинова^а, Н. П. Похиленко^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН,
просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*E-mail: sonin@igm.nsc.ru

**E-mail: chepurov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 03.05.2024 г.

После доработки 28.05.2024 г.

Принята к публикации 19.08.2024 г.

На основе экспериментальных результатов по росту алмазов и диаграммы состояния системы железо–углерод при высоких давлениях и температурах проведен анализ условий фазообразования в металлических включениях в природных алмазах из кимберлитов. Металлические включения присутствуют как в литосферных, так и в сублитосферных алмазах, связанных как с перидотитовой, так и с эклогитовой ассоциацией мантийных минералов. Утверждается, что равновесными фазами на посткристаллизационном этапе генезиса природных алмазов являются карбиды и оксиды железа; присутствие самородных металлов во включениях свидетельствует о том, что равновесие не было достигнуто. Присутствие самородного железа во включениях свидетельствует также о высокой скорости снижения давления и температуры на посткристаллизационном этапе генезиса природных алмазов. Изменение *PT*-параметров при выносе алмазов на земную поверхность, вероятно, происходило подобно взрыву, а именно: резкое падение давления при сохранении какое-то время высокой температуры.

Ключевые слова: алмаз, металлические включения, карбид железа, оксид железа, высокие давления и температура

DOI: 10.31857/S0016777025010048, EDN: vcxprzy

ВВЕДЕНИЕ

В научной литературе большое внимание уделяется изучению включений в природных алмазах, так как считается, что получаемая информация помогает реконструировать среду их кристаллизации (например, см. обзоры Shirey et al., 2013; Stachel et al., 2022). Особенно это касается алмазов из кимберлитов, поскольку они, в основном, имеют практическое значение. Установлено, что включения в алмазах представлены широким спектром силикатных, оксидных, сульфидных, карбонатных минералов, а также флюидной фазой. Тем не менее в природных алмазах присутствует специфический тип включений, изучению которых, по нашему мнению, не уделяется должного внимания. Это

так называемые “металлические” включения. Часто вместе с включениями самородных металлов ассоциируют карбиды и оксиды элементов подгруппы железа.

В статьях (Titkov et al., 2003; Smith et al., 2017) прямо указывается, что металлические включения в природных алмазах нередко интерпретировались как включения графита или сульфидов. Например, в алмазах из россыпей северо-востока Якутской алмазоносной провинции присутствует большое количество включений графита и флюидной фазы (Афанасьев и др., 2000). Однако при детальном исследовании только в последнее время в них обнаружены металлические включения (Shatsky et al., 2020). Включения самородных металлов в природных алмазах известны довольно давно (Буланова и др., 1979;

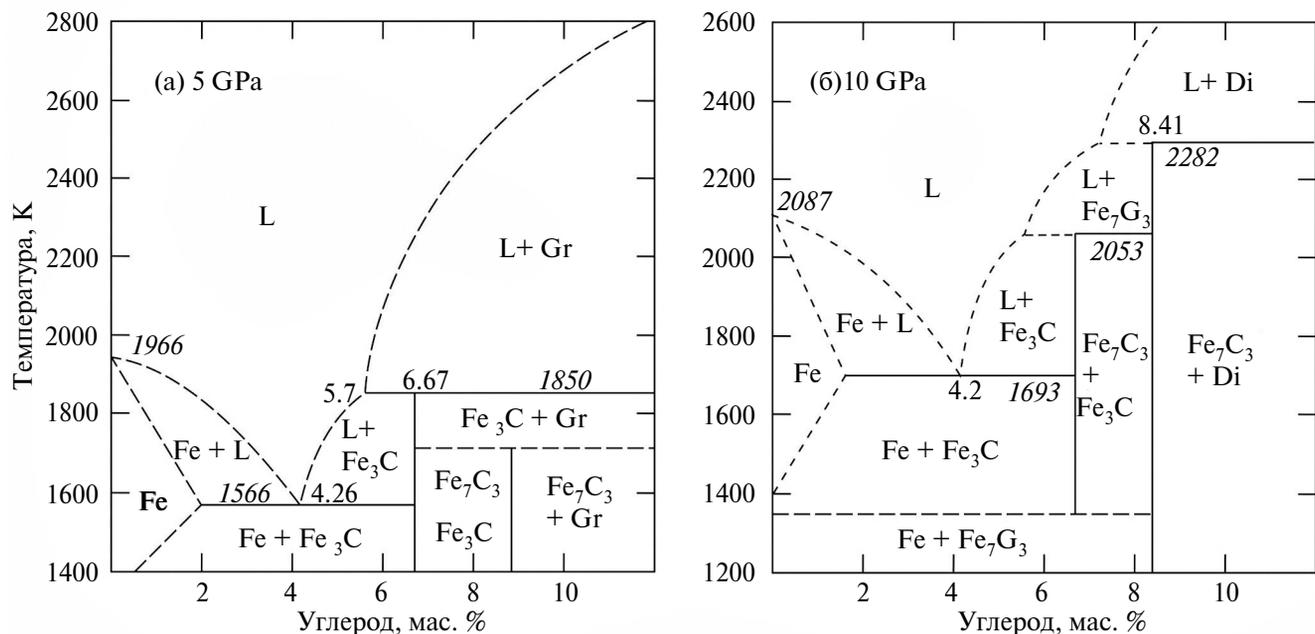
Соболев и др., 1981). Это относится и к когниту, магнетиту, вюстититу (Гневушев, Николаева, 1961; Буланова и др., 1979; Sharp, 1966). Включения металлов, оксиды и карбиды железа диагностированы также в сублитосферных алмазах (Kaminsky, 2012). Некоторый интерес к металлическим включениям стал проявляться после их обнаружения в малоазотных алмазах ювелирного качества типа CLIPPIR (Cullinan-like, inclusion-poor, relatively pure, irregularly shaped, and resorbed). Поэтому стала актуальной гипотеза кристаллизации алмазов в расплаве состава Fe-Ni-S-C в присутствии восстановленного флюида (Smith et al., 2016; 2017; 2018; Nestola, 2017; Daver et al., 2022).

Специфика подобных включений заключается в том, что они представлены так называемыми переходными металлами, главным образом металлами группы Fe. Они являются элементами с переменной валентностью, поэтому их валентное состояние и, соответственно, тип соединения зависят от окислительно-восстановительных условий. Второй важной особенностью металлов группы Fe является высокая растворимость углерода, особенно в расплавленном состоянии. Фазы, не растворяющие углерод и, соответственно, не взаимодействующие с алмазной матрицей, могут сохраняться в кристаллах алмаза в виде включений в неизменном виде неограниченно долгое время. Однако это не относится к металлическим включениям. Поэтому актуальным представляется вопрос: почему сохранились металлические включения в природных алмазах, особенно учитывая высокую температуру и давление при их образовании в мантии Земли? В настоящее время накоплен значительный фактический материал как по результатам экспериментальных исследований, так и по природным алмазам из кимберлитов. Для решения этого вопроса в настоящей работе были проанализированы многочисленные опубликованные данные о металлических включениях в природных и синтетических алмазах, их ассоциациях и трансформации под влиянием экспериментальной обработки. В данной статье также приведены результаты изучения ассоциации металлических включений в алмазах с использованием метода аналитической просвечивающей электронной микроскопии.

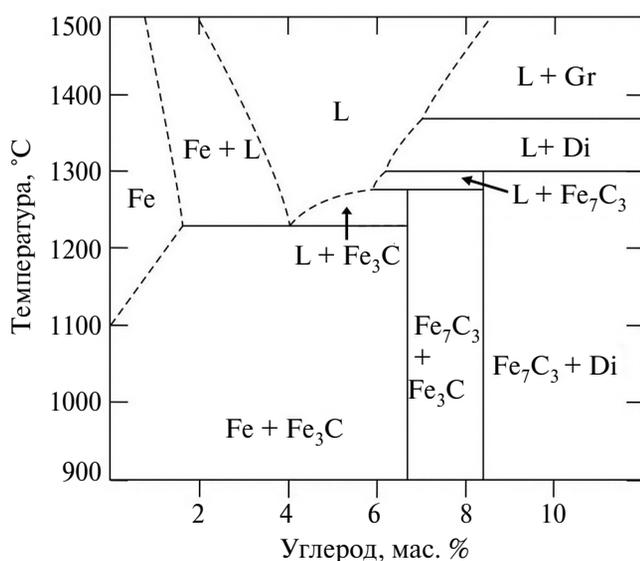
РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРЕ И ДАВЛЕНИИ

Поскольку Fe является преобладающим элементом в составе металлических включений в природных алмазах, целесообразно рассмотреть диаграмму состояния системы Fe—C при высоких температурах и давлениях. Системы на основе Fe широко используются для искусственного выращивания алмазов (D'Haenens-Johanson et al., 2022). Диаграмма состояния системы Fe—C опубликована в активно цитируемой статье (Lord et al., 2009). Данная система характеризуется наличием карбидных фаз: Fe₃C и Fe₇C₃ (фиг. 1). По данным (Lord et al., 2009), фаза Fe₇C₃ зафиксирована при давлении 10 ГПа, при более низком давлении присутствует только фаза Fe₃C. Однако в последнее время карбид Fe₇C₃ получен и при более низком давлении (Жимулев и др., 2012; 2016; Walker et al., 2013; Gromilov et al., 2019; Martirosyan et al., 2019). Более вероятная диаграмма системы Fe—C приведена на фиг. 2. Следует указать, что относительно значения температуры эвтектики Fe—Fe₃C при высоком давлении также нет устоявшегося мнения. Так, по данным (Wood, 1993), при 5 ГПа температура эвтектики незначительно превышает 1300 °C. По (Fei et al., 2007), она находится в диапазоне 1240–1250 °C, а по данным (Chabot et al., 2008) — в интервале 1200–1250 °C. Точно так же имеются разногласия и о содержании углерода в эвтектике: от 3.2 до 4.7 мас. %. Вариант диаграммы, изображенный на фиг. 2, приведен, главным образом, на основании данных из работ (Кочержинский и др., 1992; Жимулев и др., 2016). Ni и Co при добавлении в ростовую систему входят в карбидные фазы в виде изоморфной примеси (Жимулев и др., 2012).

Ранее для объяснения синтеза алмаза в металл-углеродных системах привлекалась так называемая “карбидная гипотеза”, то есть считалось, что алмаз кристаллизуется при разложении карбидной фазы. Однако попытки синтезировать алмаз непосредственно из карбидов Fe₃C и Ni₃C оказались безуспешными (Верещагин др., 1970; Strong, Hanneman, 1967; Wentorf, 1974). Этот факт объясняется довольно просто. Теоретически при достижении температуры выше температуры плавления карбида возможно получение алмаза, но при охлаждении система снова придет в состояние, соответствующее составу карбида. Алмаз может сохраниться только при очень быстром охлаждении системы, что недостижимо



Фиг. 1. Фазовая диаграмма системы Fe–C при 5 (а) и 10 ГПа (б) (Lord et al., 2009).



Фиг. 2. Фазовая диаграмма системы Fe–C при 5.5 ГПа по данным (Кочержинский и др., 1992; Жимулев и др., 2016).

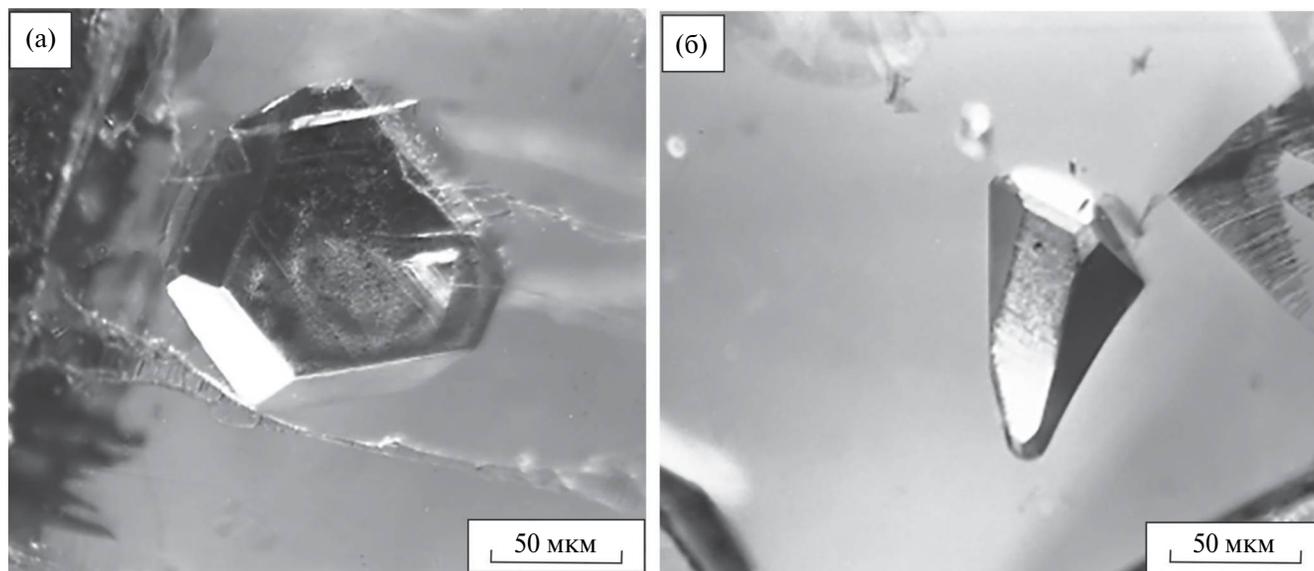
даже в эксперименте. Для устойчивого синтеза и роста алмаза необходимо пересыщение системы по углероду, то есть содержание углерода должно превышать его количество в карбидной фазе.

Ситуация осложняется еще и тем обстоятельством, что в системе Fe–C при инконгруэнтном плавлении карбида Fe₃C кристаллизуется карбид

Fe₇C₃. Поэтому, судя по диаграмме состояния системы Fe–C, для кристаллизации алмаза необходимо преодолеть температуры плавления промежуточных карбидных фаз, то есть минимальная температура синтеза алмаза определяется не температурой плавления эвтектики в данной системе, а температурой плавления карбида Fe₇C₃ как более высокотемпературной фазы по сравнению с фазой Fe₃C.

При росте кристаллы алмаза захватывают вещество среды, из которой они растут. В рассматриваемом случае это расплав металла с растворенным в нем углеродом. В синтетических алмазах, в том числе и в малоазотных кристаллах типа II по физической классификации, включения ростовой среды по большей части имеют ограниченный вид с блестящей поверхностью (Cherupov et al., 2007; D’Haenens-Johanson et al., 2015; Sonin et al., 2022). В качестве примера нами представлены микрофотографии таких включений (фиг. 3). Блестящая поверхность металлических включений растворителя/катализатора является следствием того, что в экспериментальных работах охлаждение ростовой системы проводится закалкой, то есть очень быстрым снижением температуры при высоком давлении.

Однако, напомним, что Fe характеризуется очень высокой растворимостью углерода, вследствие этого имеется высокая вероятность изменения металлических включений в алмазах



Фиг. 3. Включение металла-растворителя в кристаллах синтетического алмаза типа IIa (а) и IIb (б). Оптическое изображение (МБИ-15) при боковом освещении.

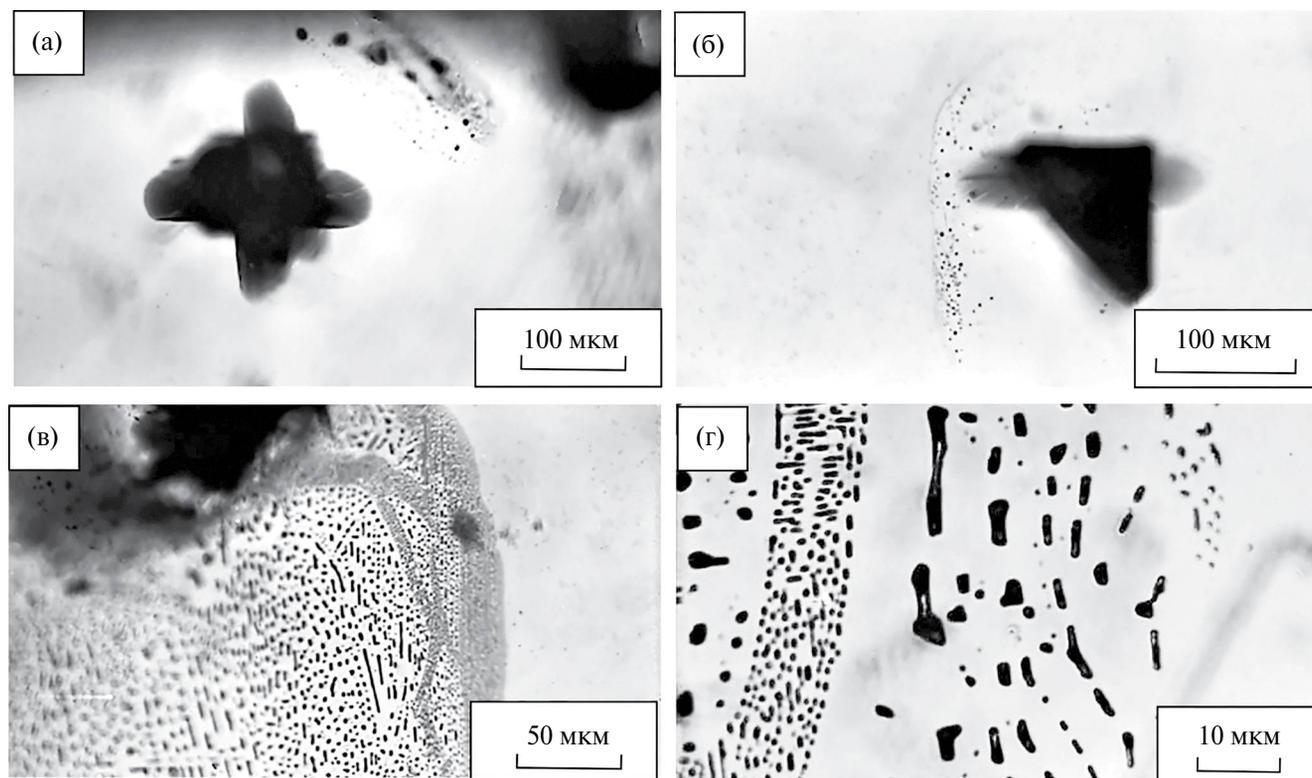
в посткристаллизационный период. В статье (Anthony, 1999) перечислены причины, вызывающие эти изменения при уменьшении давления и охлаждении (или при увеличении *PT*-параметров) кристаллов синтетического алмаза: (1) различия в коэффициентах термического расширения между алмазом и материалом включения; (2) фазовые изменения в материале включения; (3) образование трещин или пластическая деформация в алмазной матрице; (4) изменения концентрации углерода в материале включений; (5) графитизация на стенках включений; (6) отложение или образование новых соединений во включении. Данные процессы обычно происходят в той или иной степени совместно в зависимости от изменений температуры и давления.

Например, в исследовании (Чепуров и др., 2005) установлено явление образования трещин вокруг включений металла вследствие различия в коэффициентах термического расширения включений и алмаза. Пластинки алмазов, вырезанные из кристаллов с включениями металла, которые были выращены в системе Fe–Ni–C при 5.5 ГПа и 1400–1500 °С, были подвергнуты воздействию температуры 1800–2500 °С при давлении 7.0–7.7 ГПа. Установлено, что при увеличении температуры по сравнению с температурой кристаллизации алмазов вокруг включений металла, захваченных алмазами при росте, образуется система трещин. При раскрытии включений трещины заполняются материалом включений. На фронте распространения трещины

по мере удаления от основного включения обнаруживаются двухфазные металл-флюидные микровключения размером до 1–3 мкм (фиг. 4). Обнаружено также, что отдельные изометричные металл-флюидные микровключения в процессе термообработки ограничиваются (фиг. 5).

Вокруг включений металла в синтетических алмазах методом КР-спектроскопии обнаружено присутствие CH_4 и H_2 (Smith, Wang, 2016). В реальности состав флюида, равновесный с металл-углеродным расплавом, в синтетических алмазах имеет очень сложный состав (Томиленко и др., 2018; Sonin et al., 2022). Диагностика осуществлена методом газовой хромато-масс-спектрометрии. Показано, что существенную роль в процессе роста алмазов играют высокомолекулярные углеводородные соединения, причем суммарная их доля в составе флюида может превышать 86 отн. %. При этом восстановленность флюида подтверждается отношением $\text{H}/(\text{O} + \text{H})$ (до 0.95).

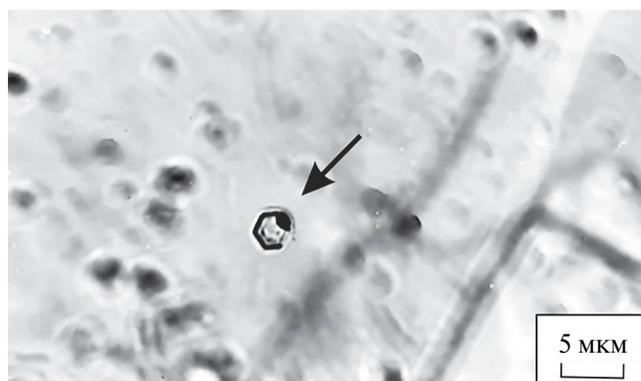
Поскольку растворимость углерода в расплаве Fe зависит от температуры, то изменение последней даже на незначительные величины может сказываться на концентрации углерода внутри включения, а градиент температуры может приводить к разнице концентрации углерода. В результате на одной стенке включения углерод растворяется, а на противоположной — отлагается в виде алмазной фазы. Этот процесс обуславливает возможность миграции включений металла внутри алмаза-хозяина, вплоть



Фиг. 4. Эволюция включений металла-растворителя в синтетических алмазах при термообработке при высоком давлении (7.0–7.7 ГПа): а, б – розетки трещин вокруг включений металла, в – трещина с многочисленными двухфазными микровключениями, г – двухфазные микровключения на фронте распространения трещины. Оптическое изображение в проходящем свете (Чепуров и др., 2005).

до полного очищения кристаллов алмаза от включений в посткристаллизационный период (Федоров и др., 2005; Chepurov et al., 2000; Sonin et al., 2003).

Образование графита в металлическом включении может происходить в двух случаях. Во-первых, при неизменном давлении в случае повышения температуры до значений, при которых алмаз становится термодинамически неустойчивой фазой. В этом варианте появляется хорошо структурированный графит. Второй вариант связан с уменьшением температуры вследствие зависимости растворимости углерода в металле от температуры, особенно при переходе материала включения из жидкого состояния в твердое. Структурированность графита зависит от скорости охлаждения. При очень быстром охлаждении кристаллизуется аморфизованный углерод (Чепуров и др., 1997). Но если охлаждение происходит относительно медленно и при этом система находится при *PT*-параметрах термодинамической стабильности алмаза, то в условиях снижения растворимости возможно выпадение алмазной фазы в объеме включения. Вероятно, с этим



Фиг. 5. Ограненное металл-флюидное включение в синтетическом алмазе после термообработки при высоком давлении. Оптическое изображение в проходящем свете.

явлением связано обнаружение мельчайших кристалликов алмаза в металлических включениях в природных алмазах (Гаранин и др., 1991).

Как указывалось ранее, в искусственных условиях снижение температуры после эксперимента проводят закалкой, то есть отключением электротока на нагревательном элементе.

Снижение температуры происходит очень быстро, поэтому включения затвердевают в виде твердого раствора углерода в металле. Однако, как следует из диаграммы состояния системы (фиг. 1, 2), при медленном уменьшении температуры включения должны состоять в основном из карбидных фаз. Это положение доказывает исследование (Bharuth-Ram et al., 1994), в котором методом Mössbauer-спектроскопии исследовали состав металлических включений в алмазах, синтезированных в системе Fe–Co–C при высоких *PT*-параметрах. Было установлено, что включения состоят в основном из сплава Fe–Co, с небольшим количеством карбида (когенита). Однако при отжиге кристаллов при атмосферном давлении (0.1 МПа) при температуре выше 880 °C во включениях обнаружено интенсивное карбидообразование в твердом состоянии.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ

В таблице 1 приведены найденные нами в научных публикациях сообщения об обнаружении включений металлов, оксидных и карбидных фаз в природных алмазах. Включения данного типа в алмазах ассоциируются с минералами как перидотитового, так и эклогитового парагенезиса (Соболев и др., 1981; Буланова и др., 1993; Винокуров и др., 1998; Горшков и др., 2003; Титков и др., 2006₁ и др.). Однако, по-видимому, они более характерны для сублитосферных алмазов (Hayman et al., 2005; Jones et al., 2008; Kaminsky, Wirth, 2011 и др.), включая алмазы типа CLIPPIR (Smith et al., 2016 и др. – см. табл. 1). Подавляющее большинство подобных включений представлены соединениями металлов группы Fe. Это происходит вследствие преобладания валового содержания Fe в породах мантии над Ni и Co. Нередко обнаруживается присутствие Ni. Самородные металлы и карбид Fe диагностирован также в сростках с алмазами и в минералах-спутниках алмаза (например, Титков и др., 2001; De et al., 1998; Jacob et al., 2004; Haggerty, 2017; Jacob, Mikhail, 2022)

Карбидная фаза во включениях в алмазах представлена в основном когенитом, но диагностирован также карбид Fe₇C₃ (Smith et al., 2018; Shatsky et al., 2020). Присутствие во включениях карбидных фаз представляет огромный интерес. После кристаллизации элементного углерода (алмаза/графита) рассматриваемая система при охлаждении эволюционирует в соответствии с линией ликвидуса (фиг. 1, 2). При этом

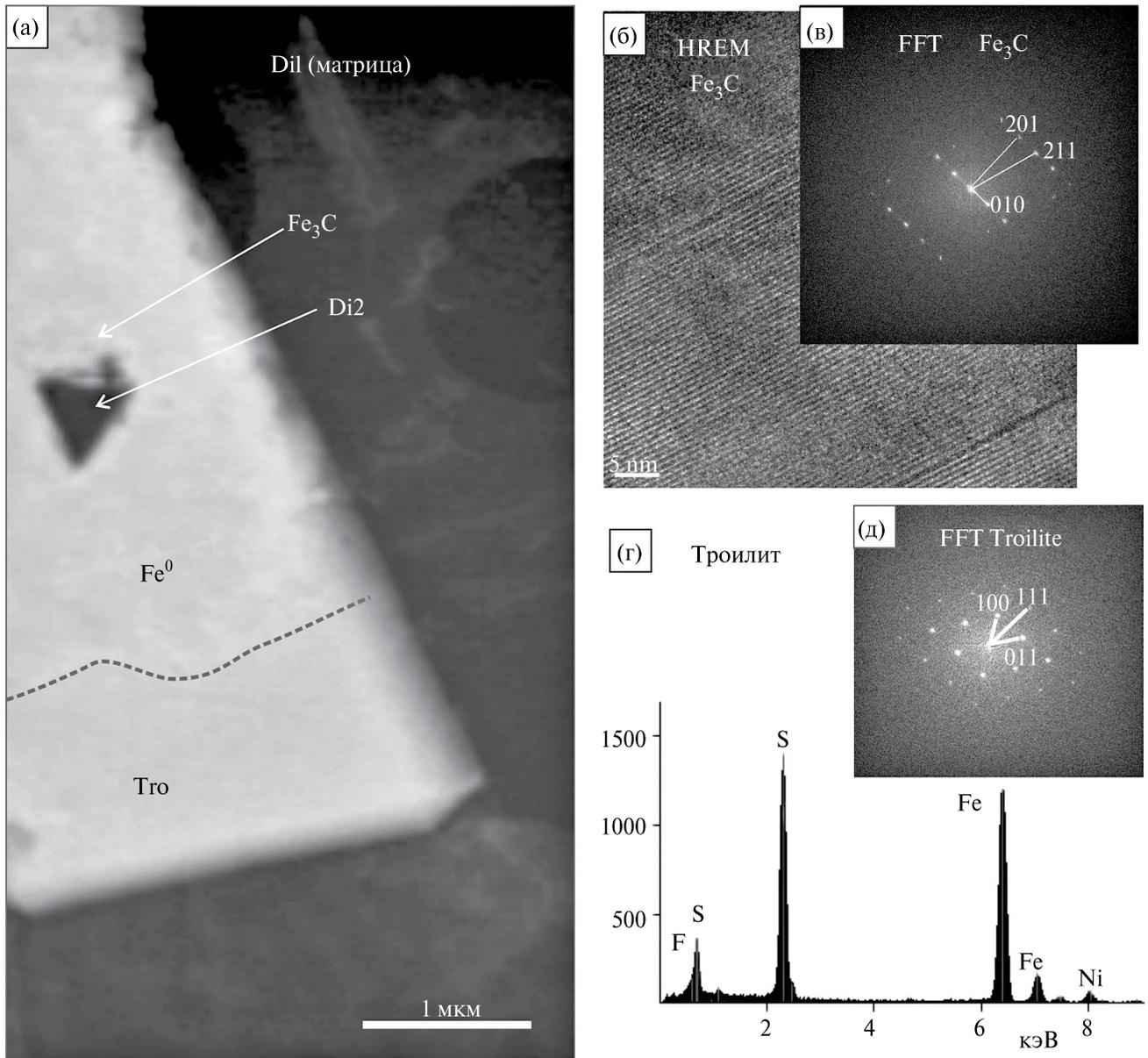
в результате перитектических реакций последовательно кристаллизуются карбиды Fe₇C₃ и Fe₃C, и только после этого расплав застывает в виде эвтектики когенит–твердый раствор углерода в металле. В результате такой эволюции содержание Fe в расплаве постоянно увеличивается. Таким образом, самородное Fe может появиться во включениях только при прохождении этих стадий эволюции и диагностированные фазы во включениях в алмазах это подтверждают.

При застывании расплава в эвтектике эволюция системы не прекращается. Взаимодействие материала включения с алмазной матрицей должно происходить и в субсолидусных условиях. В частности, в отличие от включений металла в синтетических алмазах (фиг. 3), в природных алмазах крупные включения самородного Fe имеют неровные контуры (Hutchison et al., 2012), что свидетельствует об этом взаимодействии. Специфика системы алмаз–включение заключается в том, что она находится в бесконечном пересыщении углеродом, так как включение со всех сторон окружено алмазной матрицей. Поэтому при уменьшении температуры до субсолидусных значений должны проходить твердофазные реакции, изменяющие состав в сторону появления карбидов: Fe → Fe₃C → Fe₇C₃. Карбид Fe₇C₃ – стабильная фаза, по крайней мере, с величинами давления 5.5 ГПа (Жимулев и др., 2016; Gromilov et al., 2019), при меньших значениях давления карбид Fe₇C₃ является метастабильной фазой, и во включении в равновесии с алмазом более вероятен когенит. Судя по экспериментам (Bharuth-Ram et al., 1994), скорость этих реакций в интервале 800–900 °C довольно высокая: часы, но не миллионы лет. Подчеркнем, при охлаждении природных алмазов с металлическими включениями стабильной фазой в них должен быть карбид, как представлено на фиг. 6. Специфической особенностью изображенного включения является присутствие наноразмерного алмаза внутри карбидной фазы. Отсюда следует вывод, что, если сохранились самородные металлы во включениях, остывание кристаллов алмаза в естественных условиях происходило очень быстро по геологическим меркам.

В статье (Shatsky et al., 2020) установлено, что металлические включения в природных алмазах имеют гетерогенный фазовый состав: карбидная фаза, оксидная фаза и углерод, то есть необходимо учитывать еще один компонент – кислород (фиг. 7). Вюстит обычно развивается по самородному Fe на границе с алмазной матрицей. На этот факт обращается внимание

Таблица 1. Металлические включения в природных алмазах из кимберлитов

Включения	Геолокация	Ссылка
Магнетит	Якутия, Россия	Гневушев, Николаева, 1961
Когенит	Южная Африка	Sharp, 1966
Магнетит	Западная Африка	Harris, 1968
Магнетит	Западная Африка, Заир (ДРК)	Prinz et al., 1975
Магнетит	Разные источники	Meyer, Tsai, 1976
Самородное Fe, тэнит, вюстит, магнетит, когенит	Якутия, Россия	Буланова и др., 1979; 1993
Самородное Fe, магнетит	Якутия, Россия	Соболев и др., 1981
Самородное Fe	Колорадо, США	Meyer, McCallum, 1986
Самородное Fe, магнетит	Южная Африка	Gurney, 1986
Самородное Fe, вюстит	Якутия, Россия	Garanin, Kudryavtseva, 1990; Гаранин и др., 1991
Самородное Fe, самородный Ni, Fe, Ni-сплав, оксиды Fe и Ni	Мату-Гросу, Бразилия	Wilding et al., 1991
Самородное Fe, самородный Ni, вюстит, магнетит	Ляонин, Китай	Винокуров и др., 1998
Самородное Fe, тэнит, самородный Ni, вюстит, когенит	Якутия, Россия	Bulanova et al., 1998
Самородное Fe, вюстит, магнетит	Мвадуи, Танзания	Stachel et al., 1998
Ni, Fe, Cr-сплав, вюстит	Веллингтон, Австралия	Davies et al., 1999
Самородный Ni	Мату-Гросу, Бразилия	Kaminsky et al., 2001; Kaminsky, 2012
Самородное Fe	Мьянма	Win et al., 2001
Самородное Fe, магнетит	Северный Китай	Горшков и др., 2002
Самородное Fe	Лампроитовая трубка Аргайл, Австралия	Горшков и др., 2003
Самородное Fe, магнетит	Якутия, Россия	Titkov et al., 2003
Самородное Fe, магнетит	Мату-Гросу, Бразилия	Hayman et al., 2005
Fe, Cr-сплав, самородное Fe	Якутия, Россия	Титков и др., 2006 ₁
Самородное Fe, магнетит	Якутия, Россия	Титков и др., 2006 ₂
Самородное Fe, когенит, Fe-оксиды	Южная Африка	Jones et al., 2008
Самородное Fe	Заир	Ширяев и др., 2010
Самородное Fe, вюстит, магнетит	Мату-Гросу, Бразилия	Bulanova et al., 2010
Самородное Fe, карбиды железа (Fe ₃ C, Fe ₂ C), магнетит	Мату-Гросу, Бразилия	Kaminsky, Wirth, 2011
Fe, Ni-сплав	Мату-Гросу, Бразилия	Hutchison et al., 2012
Карбид Fe	Южная Африка	Mikhail et al., 2014
Самородное Fe	Мату-Гросу, Бразилия	Thomson et al., 2014
Fe, Ni-сплав, магнетит	Мату-Гросу, Бразилия	Wirth et al., 2014
Самородное Fe	Мату-Гросу, Бразилия	Zedgenizov et al., 2014
Fe, Ni-сплав, когенит (Fe, Ni) ₃ C, оксид Fe (предположительно вюстит)	Алмазы типа CLIPPIR из разных источников	Smith et al., 2016; 2017; Nestola, 2017
Аваруит (Ni ₂ Fe-Ni ₃ Fe)	Ботсвана	Motsamai et al., 2018
Вюстит, карбид Fe ₇ C ₃	Алмазы типа Пв	Smith et al., 2018
Fe, Ni-сплав, магнетит	Мату-Гросу, Бразилия	Anzolini et al., 2020
Самородное Fe, карбиды железа (Fe ₃ C, Fe ₇ C ₃), вюстит, магнетит	Якутия, Россия	Shatsky et al., 2020
Fe, Ni-сплав, Fe, Ni-оксид	Алмазы типа Пв, Южная Африка	Daver et al., 2022

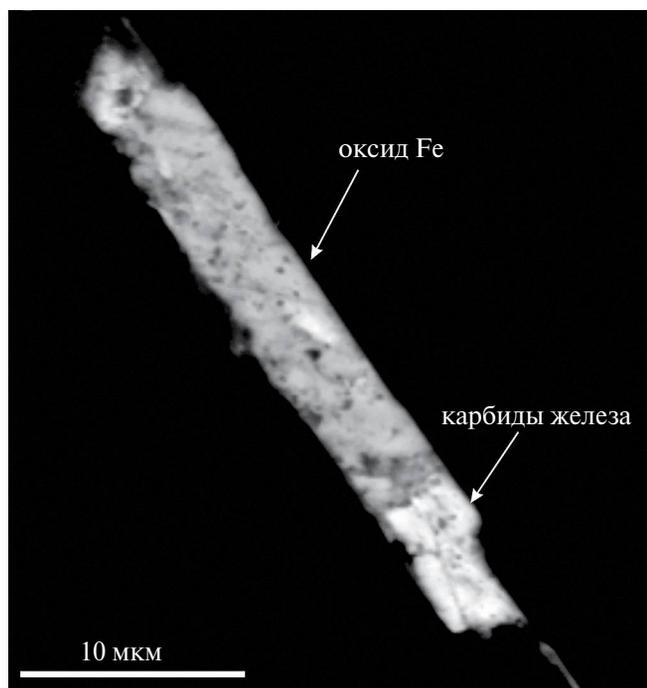


Фиг. 6. Полифазное включение в аллювиальном алмазе Ан-17 (северо-восток Сибирского кратона), состоящее из карбида железа (Fe_3C), самородного Fe, троилита (Tro) и наноразмерного алмаза (Di2) (а); б, в – фрагмент решетки и электронная дифрактограмма карбида железа Fe_3C ; г, д – энергодисперсионный спектр (г) и электронная дифрактограмма (д) троилита. На контакте карбида кремния и алмаза Di2 зафиксирован графит. Все фазы идентифицированы по химическому составу и структурным параметрам методом просвечивающей электронной микроскопии на микроскопе Philips CM200 (LaB_6) при ускоряющем напряжении 200 кВ. Параметры элементарной ячейки каждой минеральной фазы определены с помощью дифрактометрической приставки (HREM). Химический состав фаз определялся методом аналитической электронной спектроскопии (АЕМ) на энергодисперсионном спектрометре (EDAX) с ультратонким окном 3.8 нм, углом наклона образца 20° и временем экспозиции 200 с.

в работах (Stachel et al., 1998; Shatsky et al., 2020). Также по самородному Fe формируются и выделения магнетита (Соболев и др., 1981; Винокуров и др., 1998; Kaminsky, Wirth, 2011). Наиболее простое объяснение обнаруженного явления – кристаллизация алмазов в широком диапазоне

фугитивности кислорода, что, тем не менее, не объясняет позицию оксидных фаз на границе с алмазной матрицей.

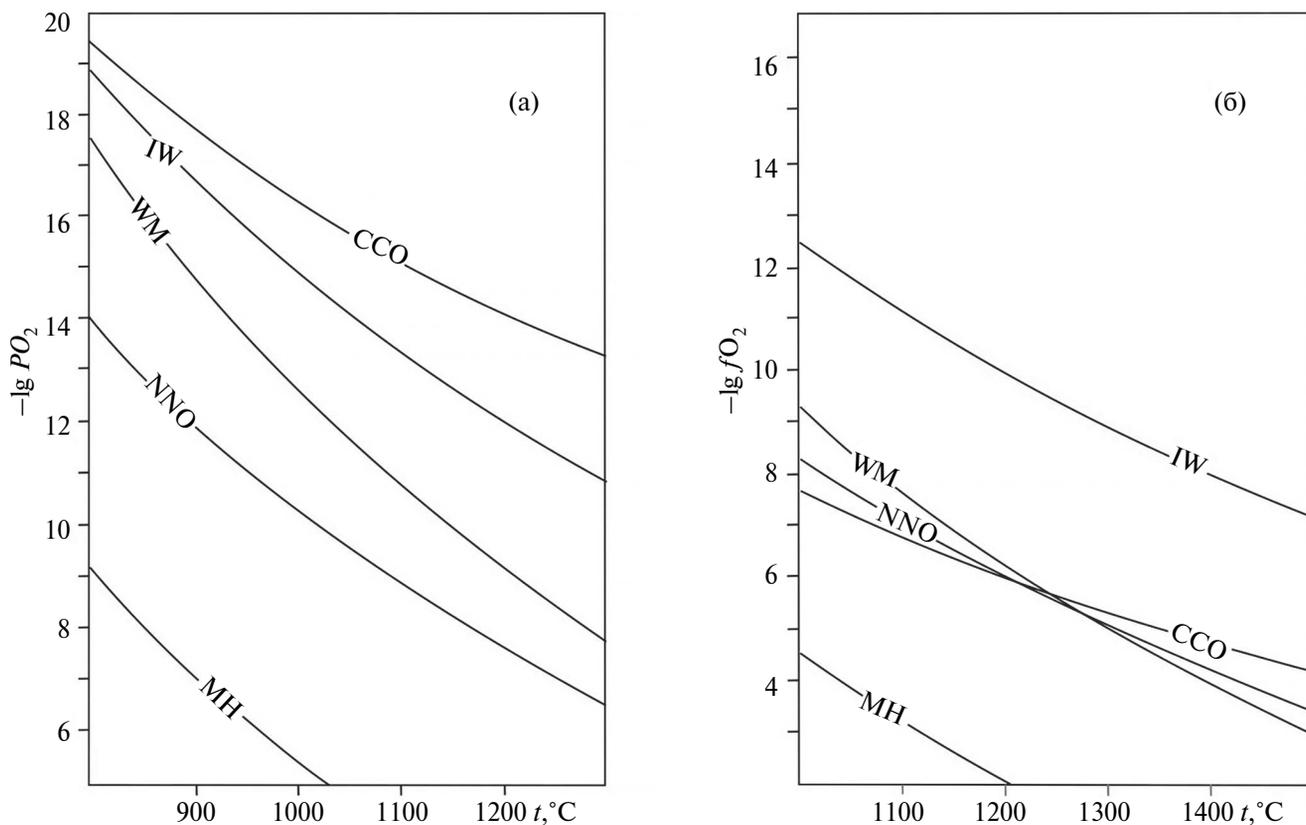
Как указывалось ранее, специфика системы «включение – алмаз-хозяин» заключается в том, что включение со всех сторон окружено алмазом.



Фиг. 7. Металлическое включение, состоящее из оксида и карбида Fe в алмазе из россыпей северо-востока Якутской алмазоносной провинции. Изображение в обратно рассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе (Shatsky et al., 2020).

Поэтому, если нет трещин, соединяющих включение с поверхностью кристалла, то окислительно-восстановительные условия и, соответственно, флюидный режим во включении определяется кислородным буфером CCO. Конечно, фазообразование и в этом случае определяется температурой.

На фиг. 8 приведены линии буферных равновесий CCO, IW (железо – вюстит), WM (вюстит – магнетит), NNO (никель – бунзениит) при 0.1 МПа и 5 ГПа (Чепуров и др., 1997). При высоком давлении (5 ГПа) в условиях, которые контролируются буфером CCO, при температуре выше 1250°C устойчивыми фазами являются магнетит и оксид Ni, а не вюстит, и тем более самородные Fe и Ni. Магнетит диагностирован во включении в синтетическом алмазе типа Па, то есть в ростовой системе, в которой присутствовал сильный восстановитель Ti (Sonin et al., 2022). Это доказывает устойчивость магнетита в условиях буферного равновесия CCO (внутри кристалла алмаза). По-видимому, кинетика фазообразования в металлических включениях в природных алмазах определялась не столько *PT*-параметрами,



Фиг. 8. Фугитивность кислорода буферных равновесий при 0.1 МПа (а) и 5 ГПа (б) (Чепуров и др., 1997).

при которых кристаллы алмаза росли, сколько посткристаллизационными условиями.

Однако парадоксальные особенности металлических включений в природных алмазах на этом не заканчиваются. В сублитосферных алмазах обнаружены включения магнезиоферрита, феррипериклаза с мельчайшими вкраплениями самородных Fe и Ni (Hayman et al., 2005; Wirth et al., 2014; Anzolini et al., 2020). Буфер ССО при "нормальном" общем давлении (0.1 МПа) является сильным восстановителем (фиг. 8), способным восстанавливать не только Ni, но и Fe из оксидных и силикатных минералов. На состав металлических включений в природных алмазах, вероятно, влияла не только температура, но и давление. Фазаобразование в металлических включениях происходило, главным образом, на этапе выноса алмазов из мантии Земли, причем присутствие самородных металлов прямо указывает, что этот этап является результатом какого-то взрывного процесса, при котором после быстрого уменьшения величины давления сохранялась относительно высокая температура.

СОПУТСТВУЮЩИЕ ФАЗЫ В МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ

В металлических включениях в природных алмазах совместно с самородными металлами, карбидами, оксидами часто присутствуют сульфидные фазы. Считается, что сульфиды – наиболее распространенный тип включений в алмазах. Они представлены ассоциацией пирротин + пентландит + халькопирит ± пирит (Ефимова и др., 1983; Буланова и др., 1990). В большинстве случаев они состоят из мелкозернистых структур распада моносульфидного твердого раствора (Mss). Этот процесс сильно зависит от температуры и скорости охлаждения: даже при достаточно низких температурах (200–300 °С) он происходит за минуты (Тэйлор, Ли, 2009). Учитывая размеры сульфидных фаз во включениях в алмазах, можно предположить, что кристаллизация сульфидов в них происходила также достаточно быстро. Вследствие разницы коэффициентов термического расширения между алмазом и включениями Mss, при охлаждении вокруг них образуются трещины. Увеличение объема вызывает распад Mss (Тэйлор, Ли, 2009).

В исследовании (Чепуров и др., 2008) природные кристаллы алмаза с сульфидными включениями состава Fe-Ni-Cu-Co-S были подвергнуты температурному воздействию при 5 ГПа. До

экспериментов сульфидные включения были окружены системой мелких трещинок, заполненных темным веществом – признак сульфидных включений (Соболев и др., 2001). Установлено, что в экспериментах, проведенных при температуре ниже температуры плавления сульфидов, каких-либо изменений во включениях не было. При достижении температуры плавления происходило осветление трещинок вокруг включений. Это обусловлено, вероятно, консолидацией вещества включений и очищением трещинок от него. При температуре, соответствующей термодинамической стабильности графита (1600 °С), трещинки снова становились темными вследствие графитизации. Таким образом, изменения происходили только в системе трещинок, но сами включения не изменялись ни по форме, ни по расположению – это обусловлено отсутствием растворимости углерода в расплавах с M/S ~1 (Zhang et al., 2015). Соответственно, взаимодействия вещества включений с алмазом не происходило. Проведенное исследование (Чепуров и др., 2008) подтверждает мнение, высказанное в работах (Ефимова и др., 1983; Harris, 1972), об образовании "розеток" трещин вокруг сульфидных включений на посткристаллизационном этапе выноса алмазов на земную поверхность в результате уменьшения давления при сохранении высокой температуры.

В металл-сульфидных расплавах растворимость углерода зависит от содержания серы. Так, содержание серы в металл-сульфидных включениях в алмазах типа CLIPPIR достигает 6–7 мас. % (Smith et al., 2016; 2017). Такие расплавы при высоком давлении имеют очень высокую растворимость углерода – до 5.5 мас. % по данным (Zhang et al., 2018). Экспериментально апробирована возможность синтеза алмаза в металл-сульфидных расплавах с "доэвтектическими" составами (Чепуров, 1988; Чепуров и др., 1994). Однако следует подчеркнуть, что в данной системе сера не входит в состав карбидных фаз и, соответственно, углерод не входит в состав сульфидов (Жимулев и др., 2012; 2016).

ВЫВОДЫ

- Металлические включения (самородное Fe, оксиды и карбиды Fe) диагностированы как в литосферных, так и в сублитосферных алмазах.
- Металлические включения диагностированы в алмазах как перидотитового, так и эклогитового парагенезиса.

- При охлаждении алмазов самородное Fe должно взаимодействовать с алмазной матрицей с образованием карбидной фазы; присутствие самородного Fe свидетельствует о том, что эта реакция не прошла до конца, то есть снижение температуры алмазов на посткристаллизационном этапе происходило довольно быстро.
- Металлические включения в природных алмазах находились в окислитель-восстановительных условиях, контролируемых кислородным буфером ССО, при котором в условиях высокого давления устойчивыми являются оксидные фазы; присутствие самородного Fe в ассоциации с оксидными фазами также свидетельствует о высокой скорости снижения температуры.
- Равновесными фазами на посткристаллизационном этапе генезиса природных алмазов являются карбиды и оксиды Fe; присутствие самородных металлов во включениях свидетельствует о том, что равновесие не было достигнуто.
- Появление во включениях мелких выделений Fe на контакте зерен (Mg,Fe)O с алмазной матрицей свидетельствует об изменении *PT*-параметров при выносе алмазов на земную поверхность, подобно взрыву, а именно: резкое падение давления при сохранении на какое-то время высокой температуры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность доктору Рихарду Вирту за исследования, проведенные методом просвечивающей электронной микроскопии в Потсдамском центре наук о Земле имени Гельмгольца (Германия). Авторы также признательны рецензентам за ознакомление с рукописью статьи и высказанные ценные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ Гос. учета проекта 122041400157-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горяйнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации

Ю.Л. Орлова) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2000. Вып. 5 (10). С. 79–97.

Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Ю., Смелова Г.Б. Природный алмаз – генетические аспекты. Новосибирск: Наука, 1993.

Буланова Г.П., Варшавский А.В., Лескова Н.В., Никушова Л.В. К вопросу о “центральных” включениях в природных алмазах // Доклады АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 704–706.

Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск: Наука, 1990.

Верещагин Л.Ф., Штеренберг Л.Е., Слесарев В.Н. О роли карбида Fe₃C в синтезе алмаза // Доклады АН СССР. 1970. Т. 192. С. 768–770.

Винокуров С.Ф., Горшков А.И., Янь Нань Бао, Рябчиков И.Д., Бершов Л.В., Лапина М.И. Алмазы из кимберлитовой диатремы 50 провинции Ляонин (Китай): микроструктурные, минералого-геохимические и генетические особенности // Геохимия. 1998. № 8. С. 759–767.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991.

Гневушев М.А., Николаева Э.С. Твердые включения в алмазах месторождений Якутии // Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Сер. геол. 1961. № 6. С. 97–105.

Горшков А.И., Бершов Л.В., Титков С.В., Винокуров С.Ф., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Тэйлор В.Р. Особенности минеральных включений и примесей в алмазах из лампроитов трубки Аргайл (Западная Австралия) // Геохимия. 2003. № 12. С. 1251–1261.

Горшков А.И., Титков С.В., Винокуров С.Ф., Рябчиков И.Д., Янь Нань Бао, Магазина Л.О., Сивцов А.В. Исследование методами аналитической электронной микроскопии и нейтронно-активационного анализа кристалла алмаза кубического габитуса из россыпей Северного Китая // Геохимия. 2002. № 5. С. 340–346.

Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Т. 3. С. 300–310.

Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И. Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe–C–S при 5.3–5.5 ГПа и 1300–1370 °C // Геохимия. 2016. № 5. С. 439–446.
<https://doi.org/10.7868/S0016752516050113>

Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Сияякова Е.Ф., Сонин В.М., Чепуров А.А., Похиленко Н.П. Кристаллизация алмаза

- в системе Fe-Co-S-C и Fe-Ni-S-C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов // Геохимия. 2012. № 3. С. 227–239.
- Кочержинский Ю.А., Кулик О.Г., Туркевич В.З., Иващенко С.А., Чипенко Г.В., Черепенина Е.С., Крючкова А.П.* Фазовые равновесия в системе железо–углерод при высоких давлениях // Сверхтвердые материалы. 1992. № 6. С. 3–9.
- Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н.* Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 25–29.
- Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.В., Солодова Ю.П.* Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 3. С. 382–386.
- Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Чепуров А.И., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Похиленко Н.П.* Состав углеводородов в синтетических алмазах, выращенных в системе Fe-Ni-C (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии) // Докл. РАН. 2018. Т. 481 № 4. С. 422–425. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18080111>
- Титков С.В., Горшков А.И., Винокуров С.Ф., Бершов Л.В., Солодов Д.И., Сивцов А.В.* Геохимия и генезис карбонадо из Якутских алмазных месторождений // Геохимия. 2001. № 3. С. 261–270.
- Титков С.В., Горшков А.И., Зудин Н.Г., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В.* Микровключения в темно-серых алмазах октаэдрического габитуса из кимберлитов Якутии // Геохимия. 2006₁. № 11. С. 1209–1217.
- Титков С.В., Горшков А.И., Солодова Ю.П., Рябчиков И.Д., Магазина Л.О., Сивцов А.В., Гасанов М.Д., Седова Е.А., Саморосов Г.Г.* Минеральные включения в алмазах кубического габитуса из месторождений Якутии по данным аналитической электронной микроскопии // Докл. РАН. 2006₂. Т. 410. № 2. С. 255–258.
- Тэйлор Л.А., Ли Я.* Включения сульфидов в алмазах не являются моносульфидным твердым раствором // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1547–1559.
- Федоров И.И., Чепуров А.И., Чепуров А.А., Куроедов А.В.* Оценка скорости “самочищения” алмазов от металлических включений в мантии Земли в посткристаллизационный период // Геохимия. 2005. № 12. С. 1340–1344.
- Чепуров А.И.* О роли сульфидного расплава в процессе природного алмазообразования // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 119–124.
- Чепуров А.И., Сонин В.М., Федоров И.И., Чепуров А.А., Жимулев Е.И.* Генерация микровключений в синтетических кристаллах алмаза под воздействием высоких РТ-параметров // Руды и металлы. 2005. № 4. С. 49–53.
- Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М., Соболев Н.В.* Образование алмаза в системе (Fe,Ni)-S-C-H при высоких Р-Т параметрах // Доклады АН. 1994. Т. 336. № 2. С. 238–240.
- Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М.* Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997.
- Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М., Логвинова А.М., Чепуров А.А.* Температурные воздействия на сульфидные включения в алмазах (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. 2008. № 10. С. 978–984.
- Ширяев А.А., Зубавичус Я.В., Велигжанин А.А., МакКэммон К.* Локальное окружение и валентность ионов железа в микровключениях в волокнистых алмазах: данные спектроскопии рентгеновского поглощения (XAFS) и Мессбауэровской спектроскопии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1625–1630.
- Anthony T.R.* Inclusions in diamonds with solubility changes and phase transformations // *Diamond Relat. Mater.* 1999. V. 8. P. 78–88.
- Anzolini C., Marquardt K., Stagno V., Bindi L., Frost D.J., Pearson D.G., Harris J.W., Hemley R.J., Nestola F.* Evidence for complex iron oxides in the deep mantle from FeNi(Cu) inclusions in superdeep diamond // *PNAS.* 2020. V. 117 (35). P. 21088–21094. <https://doi.org/10.1073/pnas.2004269117>
- Bharuth-Ram K., Naicker V.V., Fish M.* The hyperfine fields and isomer shift at Fe-Co metal inclusions in synthetic diamond grains // *Hyperfine Interactions.* 1994. V. 93. P. 1795–1799.
- Bulanova G.P., Griffin W.L., Ryan C.G.* Nucleation environment of diamonds from Yakutian kimberlites // *Mineral. Magazine.* 1998. V. 62 (3). P. 409–419.
- Bulanova G.P., Walter M.J., Smith C.B., Kohn S.C., Armstrong L.S., Blundy J., Gobbo L.* Mineral inclusions in sublithospheric diamonds from Collier 4 kimberlite pipe, Juina, Brazil: subducted protoliths, carbonated melts and primary kimberlite magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 489–510. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0490-6>
- Chabot N.L., Campbell A.J., McDonough W.F., Draper D.S., Agee C.B., Humayun M., Watson H.C., Cottrell E., Saslow S.A.* The Fe-C system at 5 GPa and implication for Earth’s core // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 4146–4158. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.006>

- Chepurov A.A., Dereppe J.M., Fedorov I.I., Chepurov A.I.* The change of Fe-Ni alloy inclusions in synthetic diamond crystals due to annealing // *Diamond Relat. Mater.* 2000. V. 9. P. 1374–1379.
- Chepurov A.I., Zhimulev E.I., Fedorov I.I., Sonin V.M.* Inclusions of metal solvent and color of boron-bearing monocrystals of synthetic diamond // *Geology of Ore Deposits.* 2007. V. 49. No. 7. P. 648–651.
- Daver L., Bureau H., Boulard E., Gaillou E., Cartigny P., Pinti D.L., Belhadj O., Guignot N., Foy E., Esteve I., Bap-tiste B.* From the lithosphere to the lower mantle: An aqueous-rich metal-bearing growth environment to form type IIb blue diamonds // *Chem. Geol.* 2022. V. 613. P. 121163. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121163>
- Davies R.M., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Diamonds from Wellington, NSW: insights into the origin of eastern Australian diamonds // *Mineral. Magazine.* 1999. V. 63. № 4. P. 447–471.
- De S., Heaney P.J., Hargraves R.B., Vicenzi E.P., Taylor P.T.* Microstructural observations of polycrystalline diamond: a contribution to the carbonado conundrum // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 421–433.
- D'Haenens-Johanson U.F.S., Butler J.E., Katrusha A.N.* Synthesis of diamond and their identification // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2022. V. 88. P. 689–754. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.13>
- D'Haenens-Johanson U.F.S., Katrusha A.N., Moe K.S., Johnson P., Wang W.* Large colorless HPHT-grown synthetic gem diamonds from New Diamond Technology, Russia // *Gems & Gemology.* 2015. V. 51. № 3. P. 260–279. <https://doi.org/10.5741/GEMS.51.3.260>
- Fei Y., Wang Y., Deng L.* Melting relations in the Fe-C-S system at high pressure: Implication for the chemistry in the cores of the terrestrial planets // *Lunar and Planetary Science Conference XXXVIII.* 2007. P. 1231.
- Garanin V.K., Kudryavtseva G.P.* Morphology, physical properties and paragenesis of inclusion-bearing diamonds from Yakutian kimberlites // *Lithos.* 1990. V. 25. P. 211–217.
- Gromilov S., Chepurov A., Sonin V., Zhimulev E., Sukh-ikh A., Chepurov A., Shcheglov D.* Formation of two crystal modification of $\text{Fe}_7\text{C}_{3-x}$ at 5.5 GPa // *J. Applied Crystallography.* 2019. V. 52. P. 1378–1384. <https://doi.org/10.1107/S1600576719013347>
- Gurney J.J.* Diamonds // 4th Int. Kimberlite Conf. Kimberlites and Related Rocks. V. 2. – Geol. Soc. Aus. Spec. Publ. 1986. V. 14. P. 935–965.
- Haggerty S.E.* Carbonado diamond: A review of properties and origin // *Gems & Gemology.* 2017. V. 53. № 2. P. 168–179. <https://doi.org/10.5741/GEMS.53.2.168>
- Harris J.W.* The recognition of diamond inclusions Pt. 1: Syngenetic mineral inclusions // *Indust. Diam. Rev., London.* 1968. P. 402–410.
- Harris J.W.* Black material on mineral inclusions and in internal fracture planes in diamond // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. V. 35. P. 22–33.
- Hayman P.C., Kopylova M.G., Kaminsky F.V.* Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina, Brazil) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. № 4. P. 430–445. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0657-8>
- Hutchison M.T., Dale C.W., Nowell G.M., Lainghas F.A., Pearson D.G.* Age constraints on ultra-deep mantle petrology shown by Juina diamonds // 10th Intern. Kimberlite Conf. Bangalore, India. 2012. No. 10IKC-184.
- Jacob D.E., Kronz A., Viljoen K.S.* Cohenite, native iron and troilite inclusions in garnets from polycrystalline diamond aggregates // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. P. 566–576. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0518-2>
- Jacob D.E., Mikhail S.* Polycrystalline diamonds from kimberlites: Snapshots of rapid and episodic diamond formation in lithospheric mantle // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2022. V. 88. P. 167–190. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.03>
- Jones A.P., Dobson D., Wood I., Beard A.D., Verchovsky A., Milledge H.J.* Iron carbide and metallic inclusions in diamonds from Jagersfontein // 9th Intern. Kimberlite Conf. Frankfurt, Germany. Extend. Abstract. 2008. No. 9IKC-A-00360.
- Kaminsky F.* Mineralogy of the lower mantle: A review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond // *Earth-Science Reviews.* 2012. V. 110. № 1–4. P. 127–147. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.10.005>
- Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R., Griffin W.L., Khachatryan-Blinova G.K., Shiryaev A.A.* Superdeep diamonds from the Juina, Mato Grosso State, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 734–753. <https://doi.org/10.1007/s004100000221>
- Kaminsky F.V., Wirth R.* Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil // *Can. Mineral.* 2011. V. 49. P. 555–572. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.2.555>
- Lord O.T., Walter M.J., Dasgupta R., Walker D., Clark S.M.* Melting in the Fe-C system to 70 GPa // *Earth Planet. Sc. Lett.* 2009. V. 284. P. 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.017>
- Martirosyan N.S., Shatskiy A., Chanyshev A.D., Litsov K.D., Podborodnikov I.V., Yoshino T.* Effect of water on magnesite-iron interaction, with implications for the fate of carbonates in the deep mantle // *Lithos.* 2019. V. 326–327. P. 435–445. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.004>

- Meyer H.O.A., McCallum M.E.* Mineral inclusions in diamonds from the Sloan kimberlites, Colorado // *J. Geology*. 1986. V. 94. P. 600–612.
- Meyer H.O.A., Tsai H.-M.* The nature and significance of mineral inclusions in natural diamond: a review // *Minerals Science Engineering*. 1976. V. 8. P. 242–261.
- Mikhail S. Guillermier C., Franchi I.A., Beard A.D., Crispin K., Verchovsky A.B., Jones A.P. Milledge H.J.* Empirical evidence for the fractionation of carbon isotopes between diamond and iron carbide from the Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. <https://doi.org/10.1002/2013GHC00513>
- Motsamai T., Harris J.W., Stachel T., Pearson D.G., Armstrong J.* Mineral inclusions in diamonds from Karowe Mine, Botswana: super-deep sources for super-sized diamonds? // *Mineralogy and Petrology*. 2018. V. 112 (Suppl 1):S169–S180. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0604-9>
- Nestola F.* Inclusions in super-deep diamonds: windows on the very deep Earth // *Rend. Fis. Acc. Lincei*. 2017. V. 28. P. 595–604.
- Prinz M., Manson D.V., Hlava P.E., Keil R.* Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages // *Phys. Chem. Earth*. 1975. V. 9. P. 797–815.
- Sharp W.E.* Pyrrhotite: a common inclusion in South African diamonds // *Nature*. 1966. V. 211. No. 5047. P. 402–403.
- Shatsky V.S., Ragozin A.L., Logvinova A.M., Wirth R., Kalinina V.V., Sobolev N.V.* Diamond-rich placer deposits from iron-saturated mantle beneath the northeastern margin of the Siberian Craton // *Lithos*. 2020. V. 364–365. P. 105514–12. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105514>
- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J.* Diamonds and the geology of mantle carbon // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2013. V. 75. P. 355–421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W.* Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle // *Science*. 2016. V. 35. P. 1403–1405. <https://doi.org/10.1126/science.aal1303>
- Smith E.M., Shirey S.B., Wang W.* The very deep origin of the World's biggest diamond // *Gems & Gemology*. 2017. V. 53. № 4. P. 388–403. <https://doi.org/10.5741/GEMS.53.4.388>
- Smith E.M., Shirey S.B., Richardson S.H., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Wang W.* Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle // *Nature*. 2018. V. 560. P. 84–88. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0334-5>
- Smith E.M., Wang W.* Fluid CH₄ and H₂ trapped around metallic inclusions in HPHT synthetic diamond // *Diamond Relat. Mater.* 2016. V. 68. P. 10–12. <https://doi.org/10.1016/j.diamond.2016.05.010>
- Sonin V.M., Chepurov A.I., Fedorov I.I.* The action of iron particles at catalyzed hydrogenation of {100} and {110} faces of synthetic diamond // *Diamond Relat. Mater.* 2003. V. 12. No. 9. P. 1559–1562. [https://doi.org/10.1016/S0925-9635\(03\)00242-5](https://doi.org/10.1016/S0925-9635(03)00242-5)
- Sonin V., Tomilenko A., Zhimulev E., Bul'bak T., Chepurov A., Babich Yu., Logvinova A., Timina T., Chepurov A.* The composition of the fluid phase in inclusions in synthetic HPHT diamonds grown in system Fe-Ni-Ti-C // *Sci. Rep.* 2022. V. 12. P. 1246. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-05153-7>
- Stachel T., Aulbach S., Harris J.W.* Mineral inclusions in lithospheric diamonds // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2022. V. 88. P. 307–392. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.06>
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P.* Rare and unusual mineral inclusions in diamonds from Mwadui, Tanzania // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 34–47.
- Strong H.M., Hanneman R.E.* Crystallization of diamond from graphite // *J. Chem. Phys.* 1967. V. 46. № 9. P. 3668–3676.
- Thomson A.R., Kohn S.C., Bulanova G.P., Smith C.B., Araujo D., EIMF, Walter M.J.* Origin of sub-lithospheric diamonds from the Juina-5 kimberlite (Brazil): constrains from carbon isotopes and inclusions compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 168. P. 1081. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1081-8>
- Titkov S.V., Zudin N.G., Gorshkov A.I., Sivtsov A.V., Magazina L.A.* An investigation into the cause of color in natural black diamonds from Siberia // *Gems & Gemology*. Fall 2003. V. 39. № 3. P. 200–209.
- Walker D., Dasgupta R., Li J., Buono A.* Nonstoichiometry and growth of some Fe carbides // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 166. P. 935–957. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0900-7>
- Wentorf R.H.* Diamond formation at high pressure // *Advances in High-Pressure research*. 1974. P. 249–281.
- Wilding M.C., Harte B., Harris J.W.* Evidence for a deep origin for Sao Luiz diamonds // 5th Kimberlite Conf. Araxa, Brazil. Extend. Abstracts. 1991. P. 456–458.
- Win T.T., Davies R.M., Griffin W.L., Wathanakhul P., French D.H.* Distribution and characteristics of diamonds from Myanmar // *J. Asian Earth Sci.* 2001. V. 19. P. 563–577.

- Wirth R., Dobrzhinetskaya L., Harte B., Schreiber A., Green H.W. High-Fe (Mg,Fe) inclusions in diamond apparently from the lowermost mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 404. P. 365–375. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.010>
- Wood B.J. Carbon in the core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 593–607.
- Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Ragozin A.L. Local variations of carbon isotope composition in diamonds from Sao-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle // *Chem. Geol.* 2014. V. 363. P. 114–124. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.033>
- Zhang Z., Hasting P., Von der Handt A., Hirschmann M.M. Experimental determination of carbon solubility in Fe-Ni-S melts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2018. V. 225. P. 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.01.009>
- Zhang Z., Lentsch N., Hirschmann M.M. Carbon-saturated monosulfide melting in shallow mantle: solubility and effect on solidus // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. V. 170. P. 47–13. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1202-z>

METALLIC INCLUSIONS IN NATURAL DIAMONDS AND THEIR EVOLUTION IN THE POSTCRYSTALLIZATION PERIOD

V. M. Sonin^{a, *}, A. I. Chepurov^{a, **}, E. I. Zhimulev^a, A. A. Chepurov^a, A. M. Logvinova^a, N. P. Pokhilenko^a

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

**e-mail: sonin@igm.nsc.ru*

***e-mail: chepurov@igm.nsc.ru*

Based on experimental results on the growth of diamonds and the phase diagram of the iron-carbon system at high pressures and temperatures, an analysis of the conditions of phase formation in metal inclusions in natural diamonds from kimberlites was carried out. Metallic inclusions are present in both lithospheric and sublithospheric diamonds associated with both peridotite and eclogite assemblages of mantle minerals. It is argued that the equilibrium phases at the post-crystallization stage of the genesis of natural diamonds are iron carbides and oxides; the presence of native metals in inclusions indicates that equilibrium has not been achieved. The presence of native iron in inclusions also indicates a high rate of decrease in pressure and temperature at the post-crystallization stage of the genesis of natural diamonds. The change in P-T parameters during diamonds transportation to the Earth's surface probably occurred as an explosion process characterized by a rapid pressure decrease and high temperature maintaining for some time.

Keywords: diamond, metal inclusions, iron carbide, iron oxide, high pressure and high temperature

УДК 550.8+553.3/.4+911.2.52

ПЕРИОДИЧНОСТЬ И КИНЕМАТИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 125 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ¹

© 2025 г. А. Н. Диденко^{a,b,*}, М. Ю. Носырев^{b,**}, Г. З. Гильманова^{b,**}

^aГеологический институт РАН, Москва

^bИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

*E-mail: gin@ginras.ru

**E-mail: itig@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 26.04.2024 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к печати 16.10.2024 г.

Статистический анализ временного ряда Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их общего объема руды, образовавшихся в последние 125 млн лет, показал наличие (квази) циклического компонента с периодом 26–28 млн лет, доля которого в общей амплитуде равна 74%. Установлена обратная корреляция между глобальной скоростью спрединга, с одной стороны, и количеством Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их продуктивностью, с другой, для последних 125 млн лет. Относительные минимумы скорости спрединга предваряют относительные максимумы количества и общей массы Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и отстоят от соседнего пика в 5–10 млн лет. Во время образования крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости в зоне взаимодействия двух тектонических плит. При этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться. Согласно геолого-структурным и кинематическим данным, магматизм, в результате которого сформировались 8 крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, связанными либо со сменой фронтальной конвергенции «косой», либо с переходом в режим трансформной континентальной окраины, либо с реверсивным изменением направления субдукции, связанным с коллизией островная дуга-континент, островная дуга-океаническое плато.

Ключевые слова: медно-порфировые месторождения, Тихоокеанский пояс, периодичность и кинематика

DOI: 10.31857/S0016777025010059, EDN: vcvwlv

1. ВВЕДЕНИЕ

Как справедливо отмечено в Предисловии к двухтомному специальному выпуску настоящего журнала, посвященного порфировым и родственным месторождениям Северной Евразии (Викентьев, Бортников, 2023, 2024): «Экономическое значение рудных месторождений “порфирового семейства” и родственных им в современном мире трудно переоценить». Действительно, медно-порфировые системы в настоящее время являются источником 75% меди,

50% молибдена, 20% золота, почти всего рения и ряда других металлов в мировой добыче.

Порфировые медные системы определяют как большие массы (10–100 км³ и более) гидротермально измененных пород. По данным (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015), в мире насчитывается около 700 значимых Cu-порфировых месторождений (фиг. 1а), возрастной диапазон которых весьма широк, от практически современного (Андийский пояс, Новая Гвинея, Филиппинский архипелаг) до палеоархейского

¹ Публикуется в порядке дискуссии. Редакция журнала считает некоторые идеи авторов, высказанные в данной статье, неоднозначными, особенно в аспектах тектонических интерпретаций соответствующих периодов развития разных регионов, в которых находятся медно-порфировые месторождения. Желающих продолжить дискуссию просим направлять письма в редакцию.

(3234 млн лет – Corpin Gap, Австралия), но возраст большей их части (525) – это мезо-кайнозой. Большая часть последних, почти 400, находится в пределах Тихоокеанского пояса (фиг. 16). Следует отметить, что согласно А.С. Якубчуку (2024), на 2022 г. было известно свыше 1200 порфиновых систем.

Си-порфиновые системы, наряду с известково-щелочными батолитами и вулканическими поясами, являются признаками магматических дуг, сформированных над субдукционными зонами конвергентных окраин тектонических плит (Richards, 2021; Sillitoe, 2010; 2012; и многие другие). Заметная, но небольшая часть таких систем формируется на постсубдукционных, (пост)коллизийных, аккреционных и трансформных этапах развития активных континентальных окраин (Ханчук и др., 2019; Mineral Resources..., 2023; Richards, 2009; и др.). Процессы и факторы, влияющие на образование крупных и суперкрупных Си-порфиновых систем, можно разделить на две группы (Richards, 2021):

1) имеющие место в зоне субдукции погружающейся океанической плиты – это ее пластичность, возраст, температура, абсолютная скорость и угол конвергенции, геодинамический режим при взаимодействии между погружающейся и надвигающейся плитами;

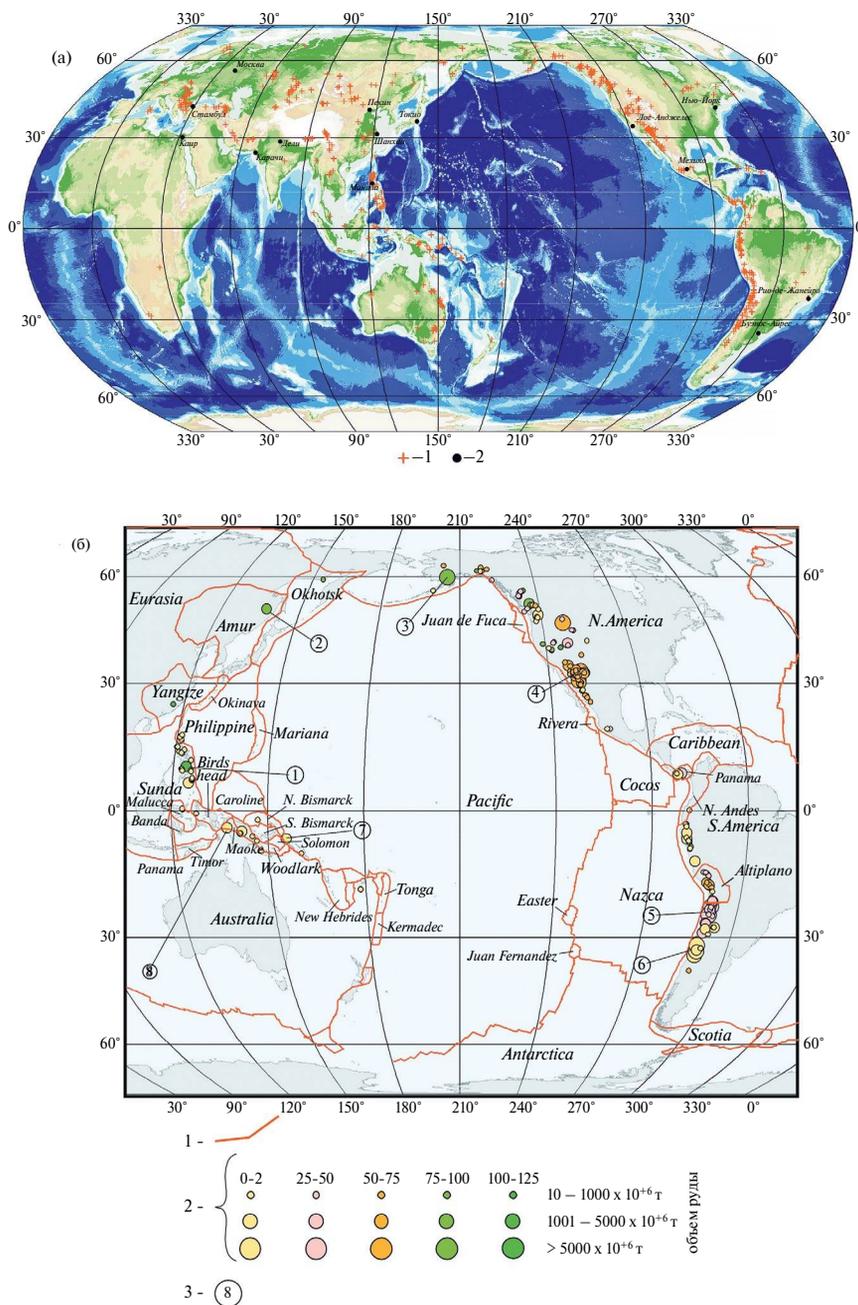
2) развивающиеся в вышележащих астеносферном мантийном клине субконтинентальной мантийной литосферы и континентальной коре надвигающейся плиты – это скорость подъема и фракционирования магматических расплавов, размещение интрузивных тел и тип вулканизма в верхней части земной коры.

Основываясь на этих критериях, и путем расчета различных геодинамических моделей субдукции, в том числе и их комбинации, с помощью самообучающихся программ искусственного интеллекта открытого доступа (Scikit-learn Machine Learning in Python; <https://scikit-learn.org/stable/index.html>) были созданы прогнозные модели (карты) для нескольких высокоперспективных территорий обнаружения крупных Си-порфиновых месторождений в Кордильерах Северной и Южной Америк (Diaz-Rodriguez et al., 2021): 1) 80–60 млн лет – центральная Аляска, южная Невада, Калифорния и Аризона (США); 2) 66–47 млн лет – южный Эквадор и северное Перу; 3) 60–40 млн лет – Южная Калифорния (Мексика); 5) 47–27 млн лет – Перу в районе 7° ю.ш.; 6) 23–3 млн лет – Чили в районе 37° ю.ш.

Приведенные выше возрастные интервалы потенциальных крупных и суперкрупных Си-порфиновых месторождений не предполагают какой-либо (квази)цикличности в их образовании. Однако ранее Н.Л. Добрецовым (Добрецов, 1996) было высказано предположение, что возраст Си-порфиновых месторождений «в фанерозойскую эпоху характеризуется правильной периодичностью. Наиболее ярко выражены кайнозойские и позднемиоценовые максимумы 2–5, 30, 60 и 110 млн лет медно-порфирового оруденения в Тихоокеанском обрамлении и Карибском бассейне... Природа этой почти регулярной периодичности в металлогенической литературе, насколько мне известно, не обсуждалась».

Несмотря на прошедшие более четверти века после выхода процитированной выше работы Н.Л. Добрецова, проблема (квази)периодичности формирования Си-порфиновых месторождений не решена, хотя в некоторых исследованиях такие попытки были. В статье (Cooke et al., 2005) было отмечено, что более половины из 25 крупнейших известных Си-порфиновых месторождений на Тихоокеанском побережье юга Северной Америки и Южной Америки образовались в течение трех периодов: палеоцен–начало эоцена, эоцен–олигоцен и средний миоцен–плиоцен. В работе (Шарапов и др., 2013) была предпринята попытка оценить временные характеристики рудно-магматических систем на активных окраинах Тихого океана, и один из выводов этих авторов заключается в следующем – «МЭ (металлогенические эпохи) имеют размерность периодов ~ 17, 30, 40, 50 млн лет». К сожалению, в цитированной выше работе отсутствуют данные, какой период свойственен определенным типам рудно-магматических систем. Поэтому первой задачей настоящего исследования являлся анализ временной последовательности образования Си-порфиновых месторождений/систем в пределах активных окраин Тихоокеанского пояса.

В коллективной монографии (Волков и др., 2014; с. 68) отмечено: «Истинная зональность оруденения в Тихоокеанском поясе определяется, главным образом, тем, что колчеданные и медно-порфиновые ряды рудных формаций развиты преимущественно в пределах островодужных террейнов и внутренних (по отношению к океану) частях окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Эти части вулканогенных поясов обычно унаследованно развиваются на островодужных террейнах». В этой работе также указано, что крупные металлогенические зоны являются, как правило, аккреционными



Фиг. 1. Положение медно-порфирировых месторождений на всей Земле (а) и Тихоокеанского пояса с количеством руды более 1 млн тонн (б)

(а): 1 – Cu-порфирировые месторождения мира (Mihalasky et al., 2015; Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008); 2 – крупнейшие города. Равноплощадная проекция, центральный меридиан 150°.

(б): 1 – границы тектонических плит по (Bird, 2003; Argus et al., 2011), названия которых приведены курсивом: Altiplano (Альгиplано), Amur (Амурская), Antarctica (Антарктическая), Australia (Австралийская), Banda (Моря Банда), Birds head (Птичья голова), Caribbean (Карибская), Caroline (Каролинская), Cocos (Кокос), Easter (Восточная или Пасхальная), Eurasia (Евразийская), Juan de Fuca (Хуан де Фука), Juan Fernandez (Хуан Фернандес), Kermadec (Кермадек), Malucca (Молуккского моря), Маоке (Маоке), Mariana (Марианская), N.America (Северо-Американская), N.Andes (Северо-Андинская), N.Bismarck (Северо-Бисмаркская), Nazca (Наска), New Hebrides (Новогибридская), Okhotsk (Охотская), Okinawa (Окинава), Pacific (Тихоокеанская), Panama (Панамская), Philippine (Филиппинская), Rivera (Ривьера), S.America (Южно-Американская), S.Bismarck (Южно-Бисмаркская), Scotia (Скотия), Solomon (Соломонова моря), Sunda (Сунда), Timor (Тиморская), Tonga (Тонга), Woodlark (Вудларк), Yangtze (Янцзы); 2 – положение месторождений с указанием возрастной группы (цвет) и общего количества руды (размер) (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015); 3 – положение наиболее крупных Cu-порфирировых месторождений в своей возрастной группе: 1 – Atlas (Атлас), 2 – Malmyzh (Малмыж), 3 – Pebble Corper (Пеббл), 4 – Safford (Саффорд), 5 – Chuquicamata (Чукикамата), 6 – El Teniente (Эль-Теньенте), 7 – Panguna (Пангуна), 8 – Grasberg (Грасберг). Равноплощадная проекция, центральный меридиан 210°.

и постаккреционными, наложенными на ансамбли террейнов различного генезиса, однако тектоническую (геодинамическую) специфику пояса определяют островодужные террейны и краевые вулканические пояса.

Согласно статистическим расчетам, проведенным в уже упомянутой выше работе (Diaz-Rodriguez et al., 2021), наиболее важным фактором при формировании крупных Cu-порфировых систем в восточной части Тихоокеанского пояса является абсолютная величина скорости конвергенции. Вторым по значимости фактором является мощность глубоководных карбонатных осадков и процентное содержание карбонатов в осадочном слое океанической коры. Немаловажным фактором при образовании Cu-порфировых месторождений является также и угол конвергенции; как следует из ряда работ по анализу дизъюнктивных систем регионального и локального уровней палео- и современных активных окраин, значительное (если не большинство) количество рудных систем или их первых фаз формировалось в период перехода от фронтальной (orthogonal) конвергенции к косой (oblique) (например, Ханчук и др., 2019; Corbett, Leach, 1998; и др.). Поэтому второй задачей настоящих исследований являлся анализ кинематических параметров (скорость и угол конвергенции в горизонтальной плоскости) субдуцирующей тектонической плиты в момент формирования восьми наиболее крупных Cu-порфировых систем в пределах Тихоокеанского пояса, возраст которых варьируется от апта до плиоцена (фиг. 1б, табл. 1).

Выбор Cu-порфировых месторождений активных континентальных окраин Тихоокеанского пояса был сделан по двум взаимосвязанным причинам. Во-первых, почти 60% всех этих месторождений сосредоточено именно на активных окраинах Пацифики. Во-вторых, именно для Пацифики и Палео-Пацифики набор кинематических, палеомагнитных и других данных позволяет построить абсолютные реконструкции и рассчитать кинематические характеристики для всех, в том числе для уже исчезнувших, океанических плит. Подобный расчет невозможен для Cu-порфировых месторождений древних складчатых поясов, находящихся в настоящее время во внутренних областях континентов, например, таких как Центрально-Азиатский, Альпийский, Уральский в Евразии и Аппалачи в Северной Америке (фиг. 1а).

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Геологические данные

В качестве основной фактологической базы настоящих исследований использована мировая база медно-порфировых месторождений (Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models) (Singer et al., 2008), в которой для характеристики Cu-порфировых месторождений (всего в этой базе их 690) использовано 65 параметров. Дополнительно был использован еще один источник – это база данных по медно-порфировым месторождениям Дальнего Востока России и Северо-восточного Китая (Porphyry Copper Assessment of Northeast Asia-Far East Russia and Northeasternmost China) (Mihalasky et al., 2015), которая имеет примерно такую же структуру, как и наш основной источник (Singer et al., 2008).

Основной целью настоящей работы является пространственно-временной анализ Cu-порфировых месторождений периферии Тихого океана (фиг. 1б). Для определения положения месторождений в границах тектонических плит использовалась Глобальная модель по (Argus et al., 2011). Эта модель используется в программном комплексе (GPlates..., 2022), с помощью которого генерировались необходимые по времени палеорекострукции и производились расчеты абсолютной скорости и угла конвергенции в горизонтальной плоскости субдуцирующих океанических плит под континентальные, на окраинах которых формировались Cu-порфировые месторождения.

2.2. Анализ временных рядов

Все построения и анализ временных рядов проводились нами в программных комплексах Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.1. Сглаживание исходного неравномерного временного ряда

Для сглаживания исходного неравномерного временного ряда и его пересчета в равномерный применялся фильтр Савицкого-Голея (Savitzky, Golay, 1964), суть которого заключается в аппроксимации с помощью метода наименьших квадратов полиномом i степени в окрестности каждого измерения. При этом используется m предшествующих точек от рассматриваемого измерения. Коэффициенты аппроксимирующего полинома зависят только от степени полинома

Таблица 1. Положение и кинематические характеристики времени образования восьми крупнейших Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса

Месторождение (тектоническая обстановка)	Широта, град.	Долгота, град.	Возраст, млн лет	Масса руды млн тонн,	Субдущирующая плита	Обдущирующая плита	Изменение скорости конвергенции, град./млн лет	Изменение угла конвергенции, град.	Геодинамическая обстановка
Атлас island arc	10.37 (-5.5)	123.83 (127.5)	108.0	1420	Изанаги ↔	Филиппинская	1.38–1.08 (-0.30)	140–90 (+50)	косая субдукция + коллизия дуга-континент + инверсия субдукции
Малмыж mixed	49.92 (64.7)	136.90 (122.6)	97.0	2400	Изанаги	Евразийская (Амурская)	0.92–1.30 (+0.38)	342–333 (+9)	косая субдукция-трансформа + коллизия дуга-континент
Пебл continental margin	59.90 (73.4)	-155.30 (-105.2)	89.5	7510	Фараллон	С.Американская	1.27–1.38 (+0.11)	80–50 (+30)	косая субдукция + погружение СОХ
Саффорд continental margin	32.93 (36.4)	-109.60 (-97.8)	52.5	7260	Ванкувер	С.Американская	0.88–1.30 (+0.42)	35–65 (-30)	конец плоской субдукции + погружение плато
Чукикамата continental margin	-22.27 (-27.1)	-68.90 (-67.5)	33.0	21277	Фараллон	Ю.Американская	1.65–1.35 (-0.30)	65–75 (-10)	плоская субдукция
Эль-Теньенте continental margin	-34.09 (-34.6)	-70.46 (-70.4)	5.4	20731	Наска	Ю.Американская	1.03–0.93 (-0.10)	87–77 (+10)	конец плоской субдукции + косая субдукция + погружение хребта
Пангуна island arc	-6.32 (-6.7)	155.50 (157.2)	3.4	1420	Тихоокеанская ↔	Австралийская	1.10–1.09 (-0.01)	257–250 (+7)	коллизия дуга-океан. плато + инверсия субдукции
Грасберг postconvergence	-3.82 (-5.4)	137.23 (136.4)	3.0	4000	Каролинская ↔	Австралийская	1.04–1.91 (+0.87)	295–210 (+85)	косая субдукция + коллизия дуга-континент + инверсия субдукции

Примечание. Тектоническая обстановка при формировании месторождения (координаты, возраст и масса руды даны по (Mihalasky et al., 2015; Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008); в графах «широта», «долгота» указаны современные координаты (без скобок) и палеокоординаты на момент образования месторождения (в скобках); в графах «субдущирующая плита», «обдущирующая плита» знак ↔ для месторождений Пангуна и Грасберг указывает смену направления субдукции (по-яснения смотри в тексте); в графе «изменение угла конвергенции» знаки «+», «-» означают вращение против часовой стрелки и по часовой стрелке, соответственно.

и числа точек, учитываемых при аппроксимации, и не зависят от значений измерений:

$$Y_t = \frac{1}{\Delta t \times h} \sum_{i=0}^{m-1} a_i \times X_{t-i},$$

где Y_t – текущее значение оцененного временного ряда, X_t – текущее необработанное значение исходного временного ряда, Δt – шаг дискретизации значений, h – нормировочный коэффициент, a_i – коэффициент аппроксимирующего полинома.

В (Каламбет и др., 2017) проведено сравнение различных методов фильтрации шума спектральных характеристик (скользящего среднего, модифицированного скользящего среднего, линейно взвешенного скользящего среднего, интерполяция сплайнами, кривые Безье, адаптивного сглаживания, фильтрация Савицкого–Голея) и установлено, что последний является лучшим из основанных на методике скользящего среднего. Метод фильтрации Савицкого–Голея позволяет достичь наибольшего шумоподавления и эффективно устранять влияние шума, не нарушая диапазона чувствительности.

В настоящей работе для сглаживания исходного ряда использован фильтр Савицкого–Голея с окном 8 точек и полином 4-го порядка. Метод реализован в программном комплексе Past (Hammer et al., 2001).

2.2.2. Автокорреляционная и кросскорреляционная функции

Расчет автокорреляционной функции проводился согласно (Дэвис, 1990):

$$r_\tau = \frac{\sum Y_i \times Y_{i-\tau} - \sum Y_i \times \sum Y_{i-\tau}}{\sqrt{[\sum Y_i^2 - (\sum Y_i)^2] \times [\sum Y_{i-\tau}^2 - (\sum Y_{i-\tau})^2]}},$$

где τ – лаг (шаг) автокорреляции. Значение 95% доверительного интервала рассчитывалось согласно (Дэвис, 1990):

$$\pm 1.76 \sqrt{1 / (n - \tau + 3)}.$$

Используя значения коэффициента автокорреляции и 95% доверительный интервал, строились коррелограммы в интервале от 1 до $n/2$, где n количество наблюдений в равномерном ряду.

Расчет кросскорреляционной функции проводился также согласно (Дэвис, 1990):

$$r_m = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_{i-m} - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X_i - \bar{X})^2 \sum (Y_{i-m} - \bar{Y})^2}},$$

где m – лаг взаимной корреляции. Значимость (t) коэффициента взаимной корреляции (кросскорреляции) на уровне 95% рассчитывалась согласно (Дэвис, 1990):

$$t = r_m \sqrt{\frac{n-2}{1-r_m^2}}.$$

Кросскорреляционный анализ является наиболее подходящим методическим приемом для сравнения двух рядов, которые имеют «сдвинутую» временную зависимость между собой.

Оба метода реализованы в программном комплексе Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.3. Спектральный анализ путем расчета периодограмм Ломба–Скаргла

Параметрический спектральный анализ проводился, используя алгоритм построения периодограмм спектра мощности методом быстрого преобразования Ломба–Скаргла (Lomb, 1976; Scargle, 1982). Метод является одним из лучших методов поиска периодичности в рядах с нерегулярной выборкой и, что важно при интерпретации, он во многом аналогичен методу спектральной плотности мощности Фурье.

Для предварительно центрированных данных Y_k , когда $\sum k Y_k = 0$, при построении периодограммы Ломба–Скаргла производится вычисление мощности $P(w)$ на множестве частот w_i , выражением для мощности является:

$$P(w) \cong \frac{|\sum_k Y_k \cos w(t_k - \tau)|^2}{\sum_k \cos^2 w(t_k - \tau)} + \frac{|\sum_k Y_k \sin w(t_k - \tau)|^2}{\sum_k \sin^2 w(t_k - \tau)},$$

где τ – смещение по времени, которое преобразует модель в ортогональную и делает $P(w)$ независимой от перевода в τ .

Доступно несколько версий программ для расчета периодограмм Ломба–Скаргла, в том числе и программных комплексов Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.4. Спектральный анализ с помощью Вейвлет-преобразования

В последние 20–30 лет для структурного анализа геолого-геофизических временных рядов успешно применяется Вейвлет-анализ (Любушин, 2007; Prokoph et al., 2000; и др.), так как он лучше параметрических методов подходит для анализа нестационарных сигналов, а именно такого рода сигналами являются временные ряды количества Cu-порфировых месторождений, и общего

объема их руды на единицу времени. Вейвлет-преобразование не просто «режет» исследуемый ряд на куски, а выделяет из него компоненты разных масштабов, и каждый компонент анализируется с той степенью детальности временной развертки, которая соответствует его масштабу. Кроме того, дает возможность представить на одной диаграмме все интересующие периоды и снять вопрос о четных гармониках. Разложив временной ряд на частотно-временное пространство, можно определить как доминирующие режимы изменяются во времени (Любушин, 2007; Prokoph et al., 2000). Вейвлет-анализ становится распространенным инструментом для анализа локализованных изменений мощности в различных геолого-геофизических временных рядах.

Непрерывным вейвлет-преобразованием сигнала $x(s)$ называется величина, зависящая от двух параметров (t, a) , $a > 0$:

$$\begin{aligned} Wx(t, a) &= \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(s) \Psi\left(\frac{s-t}{a}\right) ds = \\ &= \sqrt{a} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t+av) \Psi(v) dv, \end{aligned}$$

где t – момент времени, $a > 0$ – параметр масштаба или «период». Величина $Wx(t, a)$ отражает поведение исследуемого сигнала в окрестности точки t с характерным масштабом вариаций a . Целью этого преобразования является построение 2D-пространства значений модуля величины $Wx(t, a)$, которая дает наглядное представление о динамике возникновения, эволюции и исчезновения «характерных периодов» в исследуемом временном ряду. Это величина сильно зависит от выбора функции $\Psi(t)$.

Наиболее популярной функцией $\Psi(t)$ при изучении геолого-геофизических временных рядов является вейвлет Морле (Morlet), так как он обладает определенными свойствами оптимальности в поиске компромисса между частотным и временным разрешением (Любушин, 2007):

$$\Psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \exp\left(-t^2 / 2 - i\pi t\right).$$

При проведении спектрального анализа с помощью вейвлет-преобразования в настоящей работе использован вейвлет Морле.

В настоящее время имеется значительное количество программ для проведения спектрального анализа с помощью вейвлет-преобразования, в том числе и в Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.3. Кинематический анализ

В кинематике тектонических плит оперируют абсолютными и относительными движениями. В первом случае подразумевается движение одной плиты или их ансамбля относительно абсолютной системы координат, например по отношению к горячим точкам или горячим полям, что тождественно и определению – относительно мантии. Во втором – смещение какой-либо одной литосферной плиты (тектонического блока) по отношению к другой плите (Кокс, Харт, 1989; и др.).

В настоящем исследовании нас, естественно, интересуют кинематические характеристики субдуцирующей плиты относительно «наезжающей» на нее.

Относительное движение между любыми двумя пластинами может быть описано как вращение вокруг полюса Эйлера. В любой точке $P(\varphi)$ вдоль границы между пластиной A и пластиной B , с широтой φ и долготой λ , линейная скорость V пластины A относительно пластины B равна:

$${}_A V_B = {}_A W_B \times \vec{P},$$

\vec{P} – вектор положения точки $P(\varphi)$ на границе, а ${}_A W_B$ – вектор угловой скорости или вектор Эйлера. Оба вектора определяются из начала координат в центре Земли. Направление относительного движения в любой точке границы происходит по дуге малого круга вокруг полюса Эйлера. Сегменты с относительным движением в направлении от границы являются зонами субдукции.

Величина, или скорость, относительного движения увеличивается с удалением от полюса, так как:

$$|{}_A V_B| = |{}_A W_B| |\vec{P}| \sin \gamma,$$

где γ – угол между полюсом Эйлера (вращения) и точкой на границе. Все точки на границе плиты имеют одинаковую угловую скорость, но величина линейной скорости изменяется от нуля на полюсе вращения до максимального на расстоянии 90° от него. На поверхности сферы все перемещения являются вращениями, они проходят по дугам окружностей. Кратчайшее расстояние между двумя точками на сфере не прямая, как на плоскости, а дуга большого круга (окружности) с центром, совпадающим с центром сферы. Все другие дуги на поверхности сферы, центр окружности которых находится не

в центре сферы, называются дугами малых кругов (окружностей).

Расчет кинематических характеристик тектонических блоков, в том числе и плит, перемещающихся на поверхности Земли, с использованием палеомагнитных и эйлеровых полюсов реализован в ряде программных комплексов. Наиболее мощным современным программным продуктом открытого доступа, позволяющим строить палеорекострукции и рассчитывать кинематические параметры, является GPlates software 2.3 (2022), который разработан совместно учеными Школы наук о Земле Сиднейского университета (руководитель проф. Дитмар Мюллер/Prof. Dietmar Müller) и Отдела геологических и планетарных наук Калифорнийского университета (руководитель проф. Майкл Гурнис/Prof. Michael Gurnis). Немаловажным является и то обстоятельство, что в программном комплексе GPlates имеется возможность работы, в том числе импорта и экспорта, с пространственно ориентированными наборами данных.

Расчет кинематических характеристик в зоне взаимодействия океанической и континентальной (субконтинентальной) плит включал следующие этапы:

1) определение тектонической плиты (фиг. 1б), на которой в настоящее время находится Cu-порфировое месторождение. Для этого была использована Глобальная плитная модель (Bird, 2003) с корректировкой по (Argus et al., 2011);

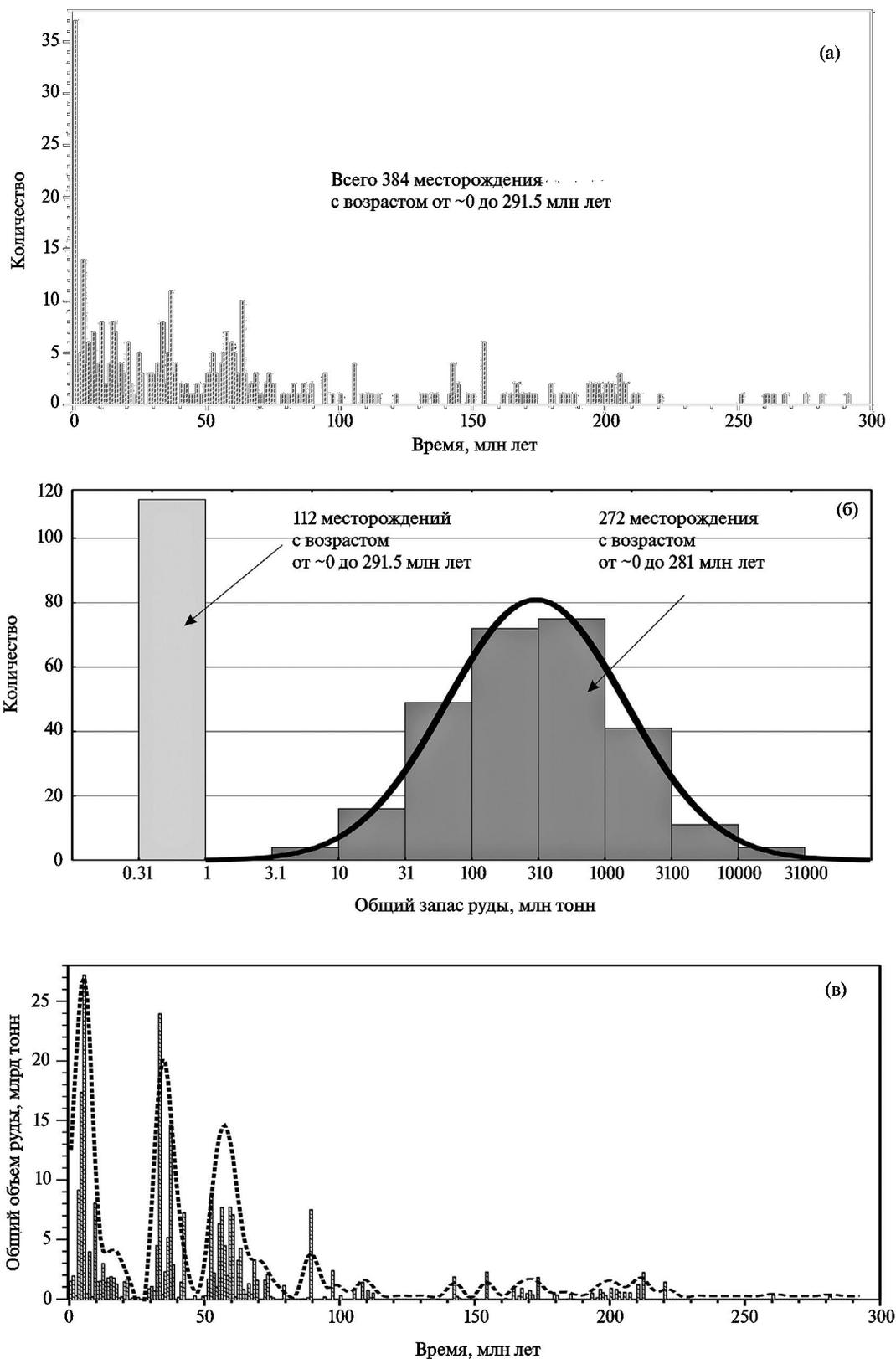
2) определение положения тектонической плиты на время образования соответствующего месторождения и расчет координат последнего путем генерации палеорекострукций с использованием данных по топологии литосферных плит и полюсам их вращений (Cao et al., 2022; Müller et al., 2019) в программном комплексе GPlates (2022). Контроль адекватности палеорекострукций осуществлялся с помощью прямых палеомагнитных данных для пород, тождественных географии и возрасту месторождений;

3) расчет скорости и угла конвергенции в зоне взаимодействия субдуцирующей и наезжающей плит во временном диапазоне ± 5 –10 млн лет от момента образования месторождения проводился с помощью подпрограммы «Kinematics Tool» в программном комплексе GPlates (2022).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ВРЕМЕННОГО РЯДА Cu-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Выше было указано, что Cu-порфировых месторождений в мире насчитывается около 700, возраст которых меняется от палеоархейского до современного (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015). На долю активных окраин Тихого океана приходится 384 месторождения, возраст которых находится в диапазоне от 291.5 млн лет до современного. На гистограмме для месторождений периферии Тихого океана (фиг. 2а) хорошо видно, что их основное количество приходится на интервал от 0 до 125 млн лет, причем в последние примерно 75 млн лет они группируются в три кластера (0–20, 28–45 и 50–70 млн лет), а далее закономерность особо не прослеживается. Причем для восточной окраины Тихого океана эти три кластера выделяются не только во времени, но и в пространстве (фиг. 1б): 1) в районе Калифорнийского залива выделяется кластер с наибольшей плотностью маастрихт-палеоценовых Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Саффорд; 2) на юге и южнее плиты Альтиплано выделяется кластер с наибольшей плотностью эоцен-олигоценых Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Чукикамата; 3) южнее эоцен-олигенового кластера Южной Америки выделяется кластер с наибольшей плотностью миоцен-плиоценовых Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Эль-Теньенте. О наличии двух южноамериканских кластеров было указано в (Sillitoe, 2012). Месторождения самой молодой возрастной группы развиты более широко, они имеются также севернее плиты Альтиплано, и в пределах Панамской плиты, и в Северной Америке, и на западе Тихого океана в Индонезийско-Филиппинском регионе (фиг. 1б).

Анализ распределения всех Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса по объему руды (фиг. 2б) показал наличие двух совокупностей. Первую совокупность выполняют 112 месторождений с объемом руды до 1 млн тонн каждое и возрастом от практически современного до 292 млн лет. Общий объем этой совокупности составляет ~56 млн тонн. Вторую совокупность формируют 272 месторождения с объемом руды от 4.4 до 21277 млн тонн и возрастом также практически от современного до 282 млн лет, распределение которых близко к логнормальному (фиг. 2б). Общая масса руды второй



Фиг. 2. Распределение Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса во времени (а) и по объему (б), временная зависимость общего объема руды всех месторождений Тихоокеанского пояса (в).

На (б) сплошной линией показано теоретическое логнормальное распределение со статистическими параметрами, аналогичными данным наблюдений. На (в) столбчатой диаграммой показан исходный ряд и пунктирной линией — сглаженный фильтр Савицкого–Голая (Savitzky, Golay, 1964).

совокупности составляет 259858.8 млн тонн, что почти на 5 порядков (4640 раз) больше общего количества руды первой совокупности.

Спектральный анализ временного ряда первой совокупности путем расчета периодограмм Ломба–Скаргла не показал наличие каких-либо значимых периодических компонентов – доверительный уровень всех выделенных частот существенно меньше 50%. И наоборот, спектральный анализ временного ряда второй совокупности показал наличие трех периодических компонентов, доверительный уровень которых больше 50% – это примерно 158, 49 и 28 млн лет, причем доверительный уровень последнего очень близок 90%.

Отчетливо (квази)циклический характер формирования Си-порфировых месторождений проявляется в зависимости «общее количество руды – время». Для исходного ряда, помимо двух длиннопериодных компонентов (417 и 159 млн лет), проявлен компонент с периодом ~27 млн лет, доля которого в сглаженном ряду составляет около 30%, и выделяется он на 99% вероятностном уровне (фиг. 2в).

Учитывая недостаточную обеспеченность исходными данными по Си-порфировым месторождениям Тихоокеанского субдукционного пояса для времени древнее 125 млн лет (фиг. 2а, в), мы ограничили рассматриваемый интервал и провели статистические расчеты исходного и сглаженного временных рядов «общее количество руды – время» для 0–125 млн лет (фиг. 3а).

Автокорреляционный анализ исходного ряда показал, что наибольшие и значимые коэффициенты корреляции автокорреляционной функции (фиг. 3б, сплошная линия) приходятся на шаг 28 млн лет ($rk = 0.408$ при критическом значении 0.297 на 95% доверительном уровне) и на шаг 4 млн лет ($rk = 0.300$ при критическом значении 0.229 на 95% доверительном уровне). Автокорреляционный анализ сглаженного ряда (фиг. 3б, пунктирная линия) показал, что наибольшие и значимые коэффициенты корреляции приходятся на шаг 26–31 млн лет (наибольший $rk = 0.550$ при критическом значении 0.302 на 95% доверительном уровне) и на шаг 51–56 млн лет (наибольший $rk = 0.705$ при критическом значении 0.587 на 95% доверительном уровне). Следовательно, по данным автокорреляционного анализа можно утверждать, что в рассматриваемом временном ряду общего объема руды месторождений имеется компонент с периодичностью порядка 26–31 млн лет. Значимый

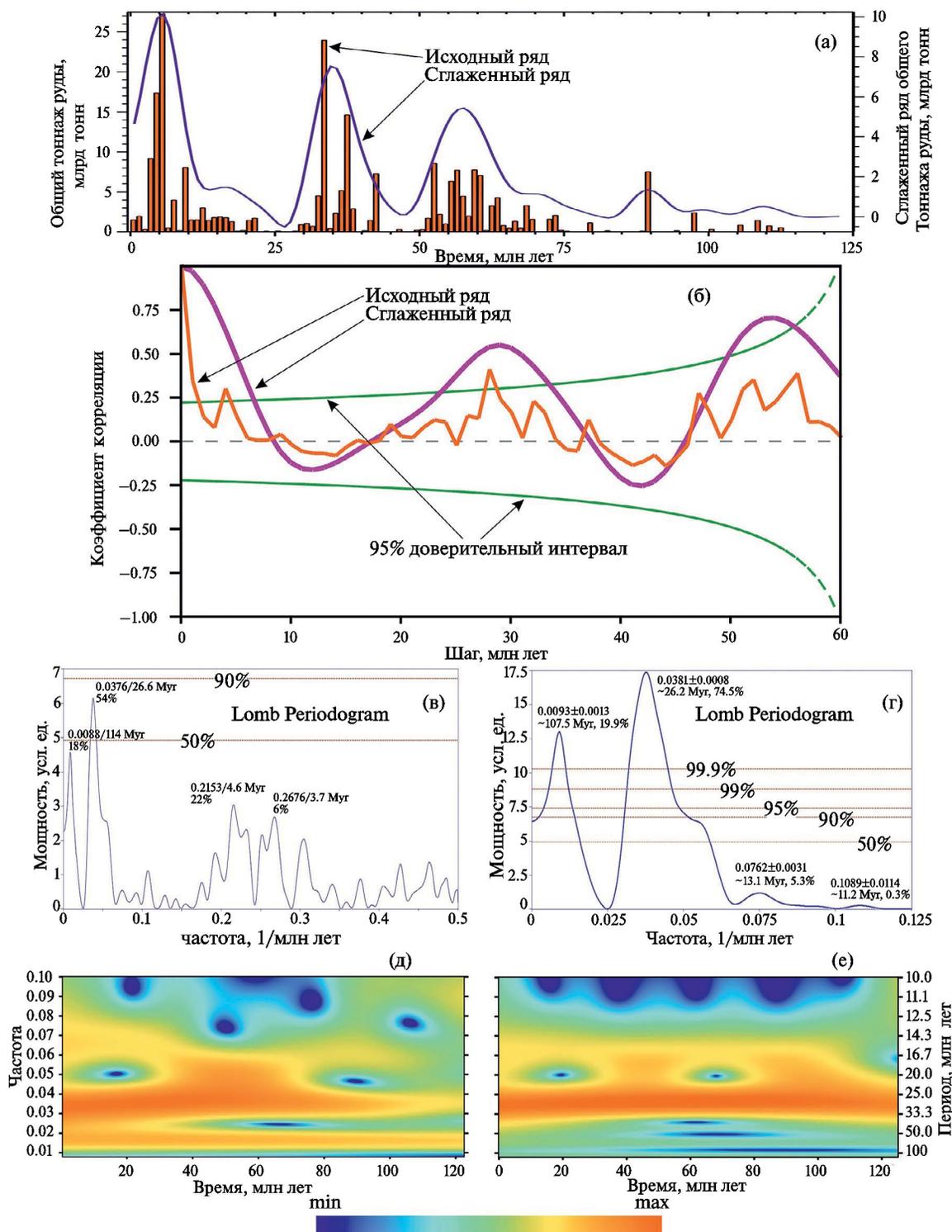
коэффициент автокорреляционной функции при шаге 51–58 млн лет, с большой вероятностью, обязан удвоению колебания с периодичностью 26–31 млн лет.

На спектрограмме исходного ряда «общее количество руды – время» для Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса для последних 125 млн лет (фиг. 3в) видно, что наиболее мощной по величине и амплитуде является гармоника с частотой 0.0376 ± 0.0011 (25.8–27.4 млн лет). Еще более четко эта гармоника (0.0381 ± 0.0008 , 25.7–26.8 млн лет), превышающая 99.9% доверительный уровень, выделяется в сглаженном временном ряду общего объема руды для Си-порфировых месторождений; ее величина в этом временном ряду более 74% (фиг. 3г). На последней спектрограмме гармоника с частотой 0.0381 является единственно возможной для интерпретации, так как вторая гармоника, превышающая 99.9% доверительный уровень, с частотой 0.0093 ± 0.0013 (94–125 млн лет) соизмерима по длительности со всем анализируемым рядом. Полагаем, что этот компонент отражает тренд всего ряда, связанный с меньшей вероятностью сохранения Си-порфировых систем в результате вторичных, в первую очередь, денудационных процессов.

Следующий вид спектрального анализа, который был нами использован, – это Вейвлет-анализ. Так же как и при расчете спектрограмм Ломба–Скаргла (фиг. 3в, г), Вейвлет-разложению были подвергнуты исходный и сглаженные ряды. В первом случае (фиг. 3д) на всем протяжении ряда со средней интенсивностью прослеживается первое колебание со средней частотой 0.014–0.017 (60–70 млн лет), и более сильной интенсивности второе – со средней частотой 0.03–0.04 (25–33 млн лет). В случае сглаженного ряда (фиг. 3е) первое колебание со средней частотой 0.014–0.017 (60–70 млн лет) практически исчезло, тогда как второе со средней частотой 0.03–0.04 (25–33 млн лет) проявилось еще ярче на всем рассматриваемом временном интервале. Так же, как и в случае автокорреляционного анализа, полагаем, что низкочастотное колебание (60–70 млн лет) является удвоением высокочастотного колебания с периодичностью 25–33 млн лет.

Подводя итог анализа временного распределения Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса, можно заключить, что:

а) в этом ряду имеется (квази)циклический компонент с периодичностью 26–29 млн лет (фиг. 3б–е), доля которого в общей амплитуде



Фиг. 3. Анализ временной зависимости общего объема руды Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса за последние 125 млн лет.

(а) – столбчатой гистограммой показан исходный ряд, пунктирной линией – сглаженный фильтром Савицкого-Голая (Savitzky, Golay, 1964).

(б) – автокорреляционные функции (Дэвис, 1990) исходного ряда (сплошная линия) и сглаженного ряда (пунктирная линия).

(в), (г) – периодограммы Ломба–Скаргла (Балуев, 2009; Lomb, 1976; Scargle, 1982) исходного и сглаженного рядов, соответственно.

(д), (е) – Вейвлет-диаграммы Морле (Любушин, 2007; Torrence, Compo, 1998) исходного и сглаженного рядов, соответственно.

сглаженного ряда достигает почти 75% (фиг. 3г). В пределах Тихоокеанской активной окраины в течение последних 125 млн лет уверенно выделяются четыре (2.5–7.5, 31.5–38.5, 53.5–61.5, 85.5–94.5 Ma) и менее уверенно пятая (106.5–112.5 Ma) эпохи повышенной генерации медно-порфировых месторождений (фиг. 2в, 3а);

б) при автокорреляционном (фиг. 3б) и Вейвлет (фиг. 3д, е) анализах выявлено еще одно колебание с периодом ~50–70 млн лет, которое не фиксируется на спектрограммах Ломба–Скаргла. Полагаем, оно не имеет геолого-геофизического смысла, а является продуктом медленной модуляции, возникающей для одноволновой моды при переходе к колебаниям удвоенного периода.

4. ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ И КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСЬМИ КРУПНЕЙШИХ Cu-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Для полноты и объективности рассмотрения кинематических характеристик взаимодействия плит, на границе которых происходит образование крупнейших медно-порфировых месторождений, нами были выбраны 8 объектов, отвечающих следующим условиям: 1) общий тоннаж месторождения превышает 1 млрд тонн руды, то есть все они по классификации (Рундквист и др., 2004) входят в разряд суперкрупных и гигантских; 2) хорошо датированный возраст магматических пород, с которыми связаны эти крупнейшие месторождения; 3) возраст объекта должен находиться в пределах выделенных интервалов повышенной генерации медно-порфировых месторождений Тихоокеанской активной окраины (см. выше). Поскольку геодинамика и кинематика процессов субдукции океанических плит под континентальные на западной и восточной окраинах Тихого океана существенно различаются, что подтверждается как модельными, так и экспериментальными данными (Nagel et al., 2008; и многие другие), хотелось также соблюсти равенство представительности объектов по разные стороны океана. В результате было выбрано 8 объектов – четыре западных с возрастом от 108 до 2.4 миллионов лет и четыре восточных с возрастом от 89.5 до 5.4 млн лет (фиг. 1б, табл. 1).

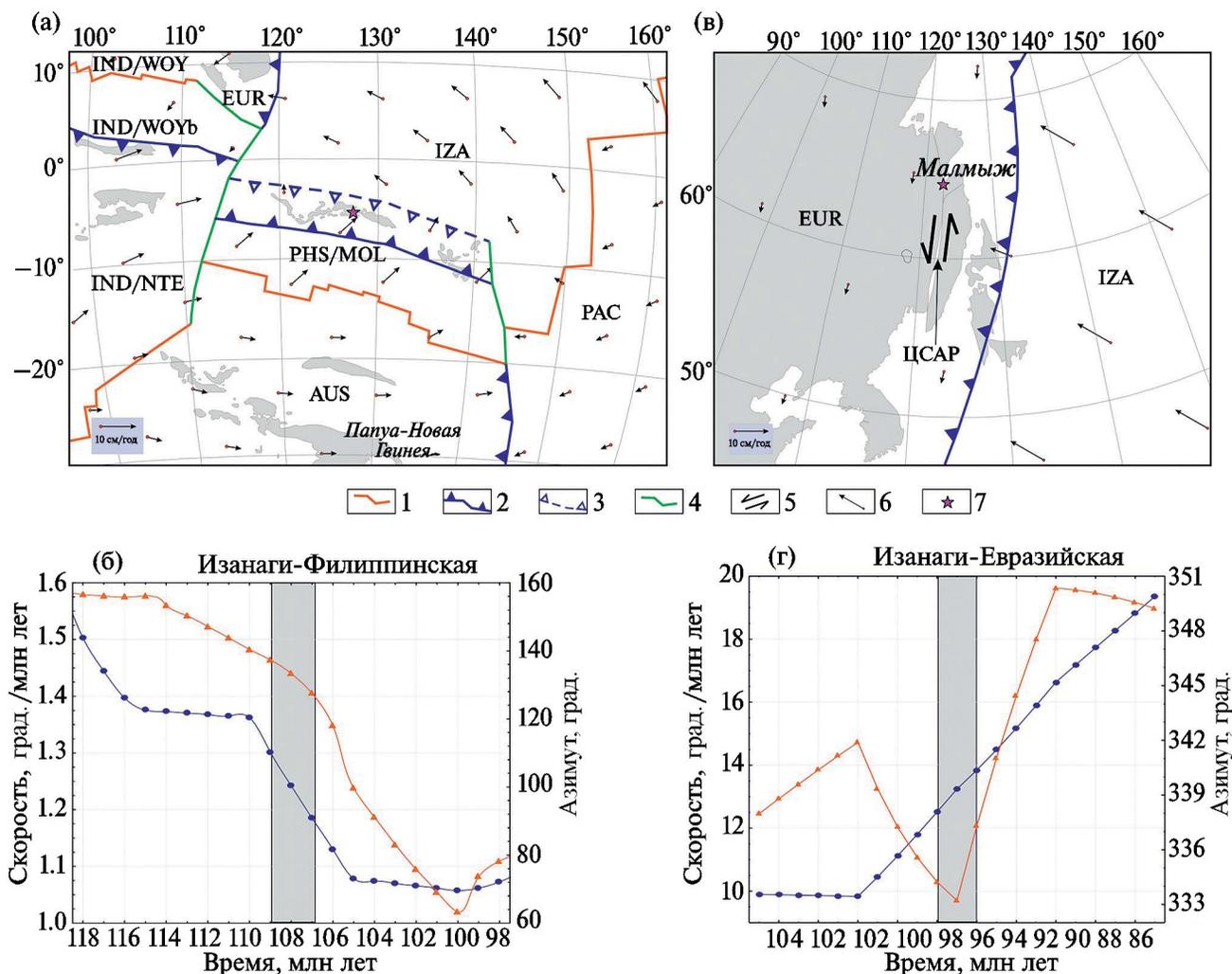
4.1. Месторождение Атлас

В настоящее время оно расположено на острове Себу Филиппинского архипелага в пределах субконтинентальной плиты Сунда в 260 км западнее от границы последней с океанической Филиппинской плитой (фиг. 1б) и представляет апт-альбскую возрастную группу (фиг. 3а). Оно генетически связано с кварц-биотит-роговообманковым диоритовым массивом Лутопан (Lutopan), интродуцированным в осадочные породы формации Пандан, которая состоит из переслаивающихся последовательностей зеленоватых песчаников-алевролитов, полимиктовых конгломератов, углеродистых аргиллитов и пр. (Rodrigo et al., 2020). По своему облику и составу осадочные породы формации Пандан можно отнести к породам аккреционной призмы. По данным химического состава, вулканические породы формации демонстрируют признаки островной дуги (Deng et al., 2015). Радиометрическое датирование образцов из района добычи полезных ископаемых Атлас (цитируется по Rodrigo et al., 2020) дало следующие результаты: а) с использованием K-Ar и Rb-Sr систем – 108–101 млн лет; б) с использованием U-Pb системы по цирконам из кварц-диоритовых порфиритов массива Лутопан – 109 ± 2 и 108.5 ± 1.6 млн лет. Общее количество руды месторождения составляет более 1.4×10^9 тонн. Других Cu-порфировых месторождений этого возрастного диапазона в Филиппинском архипелаге не обнаружено, зато имеется 30 месторождений с возрастом от 25 млн лет до почти современного, общий вес руды одного из которых 2.5×10^9 тонн – Тампакан (Tampakan).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения Атлас определяется как островная дуга (Mineral Resources..., 2023). Согласно палеогеодинамическим реконструкциям на основе геохимических и геолого-структурных данных (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020), осадочные породы формации Пандан и внедрившиеся в них вулканы формировались в надсубдукционной обстановке на границе континентальной Австралийской и океанической Изнаги плит, Палео-Тихоокеанской по (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020). До 115 млн лет назад океаническая Палео-Тихоокеанская (Изнаги) плита погружалась под континентальную Австралийскую, формируя Прото-Филиппинскую островную дугу. По данным (Deng et al., 2015), после 120 млн лет в задуговом бассейне между Австралией и дугой начали проявляться процессы рифтинга (фиг. 4а) с образованием

супрасубдукционных офиолитов, бонинитов, которые описаны на острове Себу, и формированием Прото-Филиппинской морской (субокеанической) плиты. На рубеже 115 млн лет произошло заклинивание Прото-Филиппинской дуги,

затем инверсия субдукции с образованием новой островной дуги – (East Philippine-Daito arc). Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Атлас на время его образования ~108 млн лет назад находится на границе



Фиг. 4. Палеорекострукции (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 108 млн лет назад для месторождения Атлас и 95 млн лет назад для месторождения Малмыж.

Условные обозначения для (а) и (в): 1–4 – границы литосферных тектонических плит по (Bird, 2003; Argus et al., 2011) с добавлениями и изменениями: 1 – дивергентная, 2 – конвергентная активная (действующая на момент образования месторождения), 3 – конвергентная отмершая, 4 – трансформная; 5 – трансформные сдвиги; 6 – направление и скорость миграции литосферных плит (длина стрелки пропорциональна скорости); 7 – реконструированные положения месторождений. Аббревиатура тектонических плит на фиг. 4–7: ANT – Антарктическая, AUS – Австралийская, CAR – Каролинская, CEL – Бассейн Целебеса, ЕНА – Вост. Хальмахерская, ЕРН – Вост. Филиппинская, ESP – Сунда, EUR – Евразийская, FAR – Фараллон, NSW – Сев. Сулавеси, IZA – Изагаги, MOL – Молуккская, NAM – Североамериканская, NAZ – Наска, NBA – Сев. Банду, NBK – Сев. Бисмарк, NHB – Новогибридская, NTE – Нео-Тетис, NWB – Сев. Вудларк, PAC – Тихоокеанская, PHS – Филиппинская, SAM – Южноамериканская, SBA – Юж. Банду, SBK – Юж. Бисмарк, SOL – Соломонова моря, SSW – Южно-Сулавеская, VAN – Ванкувер, WHA – Зап. Хальмахерская, WOY – Войла, индекс “b” означает задуговой бассейн, WPH – Западно-Филиппинская. На «в» аббревиатура ЦСАР означает Центральный Сихотэ-Алиньский разлом.

Условные обозначения для (б) и (г): кружки – скорость; треугольники – азимут. Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для «а» (Deng et al., 2015; McCabe et al., 1987; Rodrigo et al., 2019) и «в» (Архипов и др., 2019; Диденко и др., 2023; Khanchuk et al., 2016). Расчет кинематических параметров на фиг. 4–7 выполнен на координаты месторождений (см. табл. 1) в программном комплексе GPlates software (2022).

Филиппинской (Молукской) и Изагаги плит между отмершей к этому времени Прото-Филиппинской на севере и активной Восточно-Филиппинско-Дайто на юге дугами примерно на 5° – 7° южной широты (фиг. 4а), что более чем на 15° южнее его современного положения. Это потрясающим образом согласуется с прямыми палеомагнитными данными по формации Пандан для раннего мела, согласно которым остров Себу находился на 8° южной широты (Pisarevsky et al., 1922; определение № 363).

Расчет мгновенных скоростей движения плит Изагаги, погружавшейся в ЗСЗ направлении, и Филиппинской, наезжавшей в СВ направлении, свидетельствует о косой (oblique) субдукции первой под вторую, возможно, и трансформной границе между этими плитами (фиг. 4а). Расчет кинематических параметров плиты Изагаги относительно Филиппинской плиты в интервале 118–98 млн лет (фиг. 4б, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от почти южного (фронтальная субдукция) до восточного (косая субдукция) направления. Угловая скорость конвергенции все это время была немонотонной; сначала ее уменьшение было незначительным с 1.55 до 1.4° /млн лет², а затем на рубеже 110–105 млн лет (время формирования месторождения), скорость уменьшилась до 1.05° /млн лет. Изменение угла конвергенции в интервале 110–105 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Атлас, составило примерно 50° против часовой стрелки (фиг. 4б; табл. 1), при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на 0.30° /млн лет. Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является левосторонняя сдвиговая система ЗСЗ ориентировки, проходящая через весь Филиппинский архипелаг (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020). Она, вероятно, и служила транспортным каналом для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.2. Месторождение Малмыж

Входит в состав одноименного рудного узла Нижне-Амурской минерагенической зоны (Государственная..., 2009) и представляет сеноман-сантонскую группу месторождений (фиг. 3а). В настоящее время Малмыжский рудный узел находится в пределах Горинской

зоны Журавлевско-Амурского террейна Сихотэ-Алиньского орогенного пояса Амурской тектонической плиты и достаточно далеко, более 1 тыс. км, от активной окраины Тихоокеанской плиты (фиг. 1б). Основной объем Журавлевско-Амурского террейна выполнен турбидитами раннемелового приконтинентального синсдвигового бассейна (Геодинамика..., 2006). Месторождение и рудопроявления золотомедно-порфирового, золото-кварцевого типов здесь связаны с порфировыми диоритами и гранитоидами сеноманского возраста, которые прорывают осадочные породы горнопротокской свиты (Государственная..., 2009).

Малмыжский и расположенный рядом Пони-Мулинский золотомедно-порфировые рудные узлы представляют собой протяженную зону северо-восточного простирания интрузивных тел диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров трех генераций, относимых к сеноманским мячанскому и нижнеамурскому комплексам (Государственная..., 2009). В ряде работ был также определен и U-Pb возраст цирконов из интрузивных пород Малмыжского и Пони-Мулинского рудных узлов: 1) гранитоиды Малмыжского поля – 100–95 млн лет (Ханчук и др., 2019); 2) рудоносные штоки диорит-гранодиоритового состава Малмыжского рудного поля – 101–94 млн лет (Буханова, 2020); 3) магматические породы Малмыжского и Пони-Мулинского рудных полей – 101–92 млн лет (Petrov et al., 2021).

Общий вес руды месторождения Малмыж составляет более 2.4×10^9 тонн. Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена как смешанная (Mineral Resources..., 2023). По мнению А.И. Ханчука, месторождение формировалось во время коллизии Кемской островной дуги с восточной окраиной Евразии. Других Cu-порфировых месторождений ни этого, ни других возрастных диапазонов в пределах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса пока не обнаружено. Хотя перспективы открытия новых Cu-порфировых месторождений в пределах Пони-Мулинского и Анаджаканского рудных узлов, находящихся вблизи Малмыжа, оцениваются достаточно высоко.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям на основе геолого-структурных, биостратиграфических и геохимических данных (Геодинамика..., 2006), осадочные породы Журавлевско-Амурского террейна и внедрившиеся в них магматические тела формировались в пределах

² 1° /млн лет ≈ 11.1 см/год

активной окраины континентальной Амурской тектонической плиты, под которую субдуцировала океаническая тектоническая плита Изнаги. Вполне вероятно, что в этот момент превалирующей геодинамической обстановкой в регионе было скольжение океанической плиты Изнаги вдоль Амурской (Евразийской) континентальной, то есть реализовывались условия трансформной окраины, о чем на основе геохимических данных указывается в (Ханчук и др., 2019; Petrov et al., 2021). Согласно (Khanchuk et al., 2016), господствующий, начиная с 110 млн лет назад, трансформный режим Сихотэ-Алиньской континентальной окраины на рубеже 95 млн лет назад сменился субдукционным режимом. Существование в это время крупноамплитудных, более 1000–1500 км, перемещений вдоль континентальной окраины в северном направлении апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов, находящихся в настоящее время к востоку от Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, (Архипов и др., 2019), подтверждает существование трансформной окраины. Вполне вероятно и одновременное действие косой субдукции и крупноамплитудной трансляции пород обозначенных выше террейнов на север вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (фиг. 4в).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Малмыж на время его образования ~95 млн лет назад находится в зоне активной окраины континентальной Евразийской тектонической плиты, точнее ее части – Амурской, и океанической Изнаги примерно на 65° северной широты (фиг. 4в), что почти на 15° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным (Диденко и др., 2023), для пород этого возраста Журавлевско-Амурского террейна (нижнеамурский комплекс – аналог мяочинского), рассматриваемая территория находилась на 64° северной широты, что прекрасно согласуется с реконструированным положением месторождения.

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Изнаги, погружавшейся в ЗСЗ направлении, и Евразийской, наезжавшей почти в южном направлении, свидетельствует о косой (oblique) субдукции первой под вторую, возможно даже о трансформной активной границе (фиг. 4в). Расчет кинематических параметров плиты Изнаги относительно Евразийской плиты в интервале 107–87 млн лет (фиг. 4г, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от

СЗ до почти северного направления. Угловая скорость в начале этого периода была практически постоянна около 1–0.9 °/млн лет, а после 100 млн лет назад резко стала возрастать и концу рассматриваемого периода составляла уже почти 1.7 °/млн лет. Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 102–92 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Малмыж, составило примерно 9° против часовой стрелки (фиг. 4г; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции составило +0.38°/млн лет. Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является мощная эшелонированная левосторонняя сдвиговая система ССВ ориентировки: а) Приамурский разлом входит в систему Тан-Лу, время заложения которой палеозой, в поздне меловое время произошла ее активизация; б) Центральный Сихотэ-Алиньский разлом является одним из крупнейших на Дальнем Востоке, время заложения которого добериаское, но основные перемещения по нему произошли в позднем мелу. Кумулятивная амплитуда сдвига оценивается по-разному – от первых сотен (Геодинамика..., 2006) до тысячи километров, если исходить из данных (Забродин и др., 2015). Все эти мощные сдвиговые системы могли быть транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.3. Месторождение Пebbл

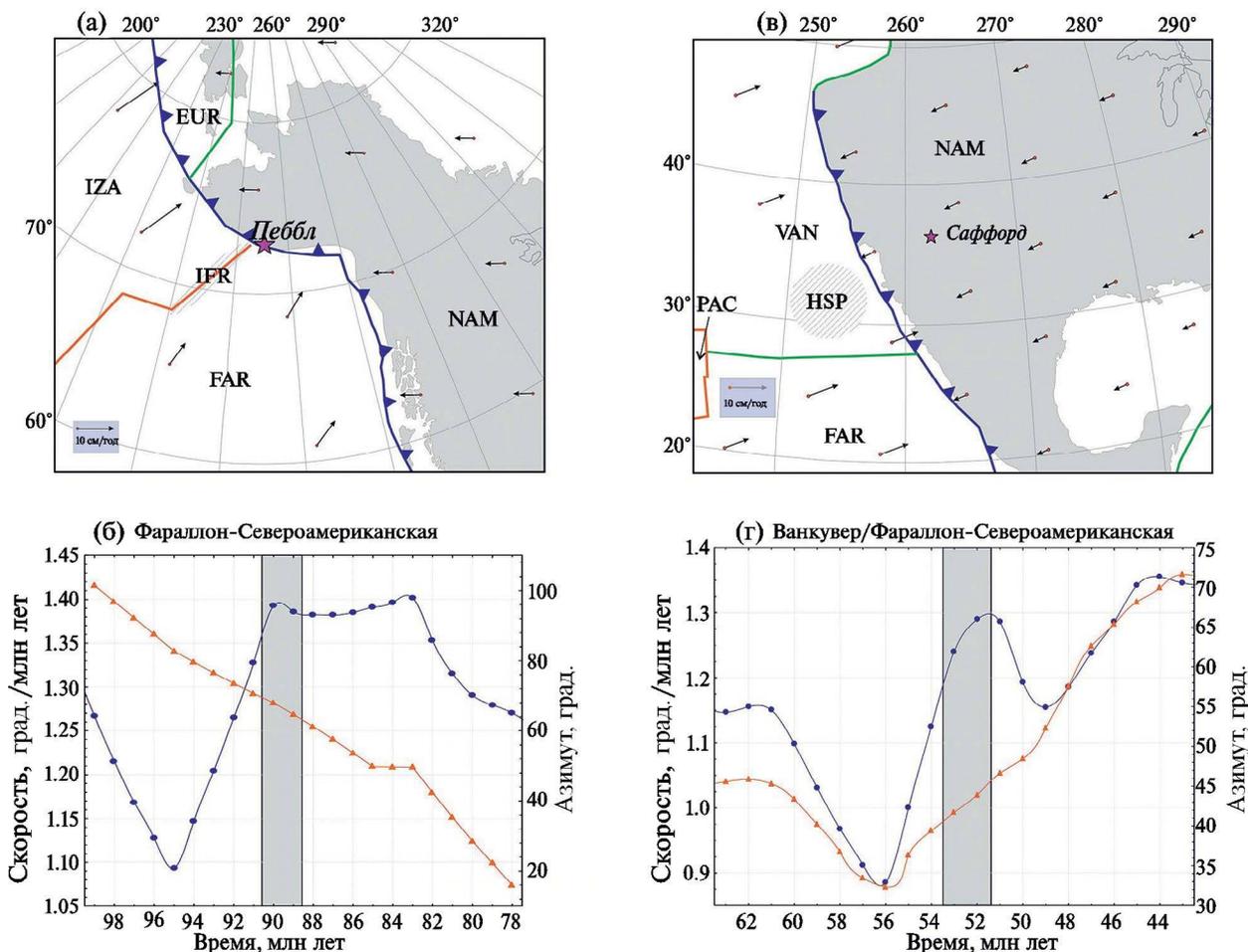
Одно из крупнейших в мире, находится на юге Аляски у края Северо-Американской тектонической плиты на активной окраине с Тихоокеанской плитой (фиг. 1б) и представляет, так же как и Малмыж, сеноман-сантонскую группу месторождений (фиг. 3а). На юге Аляски выделяется несколько террейнов (с севера на юг – Фервелл, Врангелия, Пенинсула, Чугач, Принц Вильям, Александер), которые причленились к Северо-Американской плите в мезозое (например, Сое et al., 1985). Месторождение Пebbл расположено практически на границе осадочного бассейна Кахилтна и террейна Пенинсула, генетически связано с батолитом Касканак, внедренным во флишоидные породы формации Кахилтна. Батолит сложен известково-щелочными гранодиоритами, в меньшей степени гранитами и подчиненными андезитовыми интрузиями. U-Pb возраст цирконов батолита определен как 91–89 млн лет (Lang et al., 2013).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина, а общий вес руды более 7.5×10^9 тонн. Однако в работе (Olson et al., 2017) геодинамическая обстановка на момент образования месторождения определена как островодужная, а общее количество руды 10.9×10^9 тонн. На Аляске известны и 12 других Cu-порфировых месторождений с возрастом от 111 млн лет до практически современного, наиболее крупное из них – Казино также поздне мелового возраста (73 млн лет; Mineral Resources..., 2023).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Пebbл на время его образования ~89 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной

Северо-Американской и океанической Фараллон тектонических плит примерно на 73° северной широты (фиг. 5а), что на 13° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным для нижнемеловых вулканогенных и осадочных пород бассейна Юкон-Коюкук, находящегося примерно в 5° севернее месторождения Пebbл, ближайшая точка континентальной окраины в меловое время находилась в районе $65-76^\circ$ северной широты (Pisarevsky et al., 2022; определения №№ 402, 453, 455), что не противоречит реконструированному положению месторождения.

Расчет мгновенных скоростей движения плит Фараллон, погружавшейся в СВ направлении, и Северо-Американской, наезжавшей почти в западном направлении, свидетельствует о кривой



Фиг. 5. Фрагменты глобальных реконструкций (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 89 млн лет назад для месторождения Пebbл и 52 млн лет назад для месторождения Саффорд. IFR (на фиг. 5а) – Изанаги-Фараллон хребет. HSP (на фиг. 5в) – плато Шатского. Остальные условные обозначения см. фиг. 4. Используются глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Пebbл (Harris et al., 1987; Hillhose, Gromme, 1988; Olson et al., 2017) и Саффорд (Hagstrum, 1994; Liu et al., 2010; Vugteveen et al., 1981).

(oblique) субдукции первой под вторую (фиг. 5а). Следует отметить также и наличие погружавшегося под континент срединно-океанического хребта Изагаги-Фараллон на момент образования месторождения Пиббл (фиг. 5а). Расчет кинематических параметров плиты Фараллон относительно Северо-Американской плиты в интервале 99–78 млн лет (фиг. 5б, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от широтного до ССВ направления. Угловая скорость в начале этого периода уменьшилась с 1.3 до 1.1 °/млн лет, а в интервале 95–90 млн лет резко выросла до 1.4°/млн лет (фиг. 5б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 95–84 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Пиббл, составило примерно 30° против часовой стрелки (фиг. 5б; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции +0.11 °/млн лет.

Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является мощная на всю земную кору эшелонированная правосторонняя сдвиговая система СВ ориентировки (Lang, Gregory, 2012). Район месторождения Пиббл расположен к юго-западу от протяженного разлома Лейк-Кларк и практически на его простирании. Севернее месторождения проходит разлом Малчатна, а южнее — Бруин-Бей, который отделяет породы Аляско-Алеутского хребта от осадочных пород террейна Пенинсула на юго-востоке. Полную амплитуду смещения с мелового времени по этим разломам определить затруднительно, но по данным аэромагнитной съемки (Haessler, Saltus, 2005), только с эоцена она составила вдоль разлома Лейк-Кларк почти 30 км. Все эти мощные сдвиговые системы могли быть транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.4. Месторождение Саффорд

Одно из крупнейших в мире, представляет следующую возрастную группу — позднемеловую—эоценовую (фиг. 3а). В настоящее время оно располагается на небольшом удалении от активной границы океанической Тихоокеанской и континентальной Северо-Американской тектонических плит (фиг. 1б) в пределах провинции Бассейнов и Хребтов. Последняя является одной из ведущих медных провинций мира, где на юго-западе США и северо-западе Мексики расположены несколько десятков

Си-порфировых месторождений позднемелового—раннеэоценового возраста (фиг. 1б) с общими выявленными ресурсами, включая добытую, более 200 миллионов тонн меди.

Собственно месторождение Саффорд — это два рудных тела, Сан-Хуан и Дос-Побрес, расположенных недалеко от границы между провинцией Бассейнов и Хребтов на юго-западе и плато Колорадо на северо-востоке. Месторождение генетически связано с монцодиоритовыми порфировыми дайками, внедрившимися в метавулканы саффордской группы, сложенные массивными порфировыми андезибазальтами, андезитами и туфобрекчиями. Мощность даек варьируется от нескольких сантиметров до 60 м, а по простиранию некоторые из них прослеживаются до 3 км, формируя до четверти объема рудного тела. По поводу возраста месторождения Саффорд существуют как минимум две точки зрения. Согласно первой из них (Langton, Williams, 1982; Singer et al., 2008), возраст месторождения К-Аг методом определяется в диапазоне 57–48 млн лет, согласно второй (Russin, 2008), U-Pb возраст цирконов из даек рудного тела Дос-Побрес составляет 57.3 ± 1.1 млн лет, а U-Pb возраст цирконов из вмещающих андезитов 73.3 ± 1.0 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина, а общий вес руды более 7.2×10^9 тонн. Выше уже указывалось, что в регионе обнаружены десятки медно-порфировых месторождений позднемелового—эоценового возраста, образование всех их приурочено к ларамийской орогении, связанной с «плоской» субдукцией (flat slab subduction) океанической плиты Фараллон/Ванкувер под континентальную Северо-Американскую в период ~80–55 млн лет (English, Jonston, 2004; Mars et al., 2019; и др.). Причина своеобразного Ларамийского орогенеза, при котором происходило существенное увеличение мощности земной коры, обычно связывается с двумя факторами: а) увеличением скорости миграции в западном направлении Сев. Америки в связи с раскрытием Атлантического океана; б) субдукцией под континент более горячей и плавучей коры океанического хребта Пацифик-Фараллон/Ванкувер (фиг. 5б) и сопряженного с ним океанического плато Хесса или Шатского (Liu et al., 2010).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Саффорд на время его

образования ~57–52 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Северо-Американской и океанической Ванкувер тектонических плит примерно на 36° северной широты (фиг. 5в), что примерно на 3° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным для позднемиоценовых-раннеэоценовых гранодиоритов и андезитов, плато Колорадо, находящееся примерно в 1.5° южнее месторождения Саффорд, во время образования последнего находилось на 35±3° с.ш. (Pisarevsky et al., 2022; определения 242, 243, 7483), что прекрасно согласуется с реконструированным положением месторождения в настоящей работе.

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Ванкувер/Фараллон, погружавшейся в ВСВ направлении, и Северо-Американской, наезжавшей в ЮЮЗ направлении, свидетельствует о фронтальной субдукции первой под вторую (фиг. 5в), но расчет кинематических параметров плиты Ванкувер/Фараллон относительно Северо-Американской плиты в интервале 63–43 млн лет (фиг. 5г, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит все же менялся от СВ до ВСВ направления. Угловая скорость в начале этого периода уменьшилась с 1.15 до 0.9 °/млн лет, а в интервале 56–51 млн лет резко выросла до 1.3°/млн лет (фиг. 5г). Это согласуется с независимыми данными по скорости конвергенции плит Фараллон и Северная Америка во время ларамийской орогении (English, Johnston, 2004), согласно которым она могла достигать 15 см/год. Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 56–51 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Саффорд, составило 30° по часовой стрелке (фиг. 5г; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции +0.42 °/млн лет.

Рудные тела Сан-Хуан, Дос-Побрес и другие локализованы в многочисленных субширотных, СВ и СЗ сбросовых разломах, связанных с поднятиями фундамента во время ларамийской орогении и уходящих корнями до границы литосферной мантии и земной коры (English, Johnston, 2004; Mars et al., 2019; и др.). Вертикальная амплитуда одного из этих СЗ сбросов, секущего рудную систему Дос-Побрес, составляет ~1 км. Вероятно, эти разломные зоны и служили транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры. Необходимо отметить, что образование

месторождения Саффорд приходится на заключительную стадию ларамийской орогении (конец этапа плоской субдукции плиты Фараллон/Ванкувер под Североамериканскую) или даже несколько позже ее завершения.

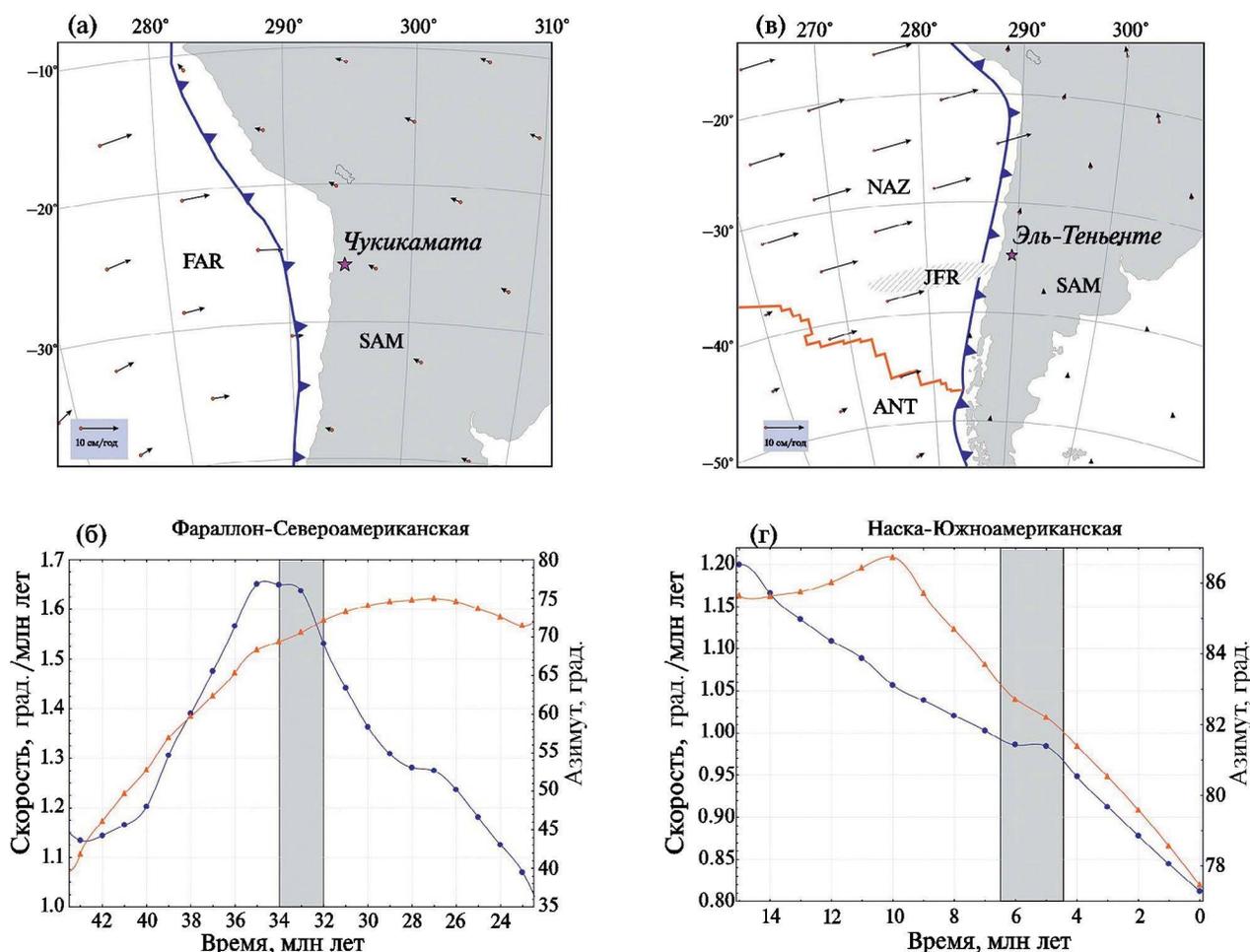
4.5. Месторождение Чукикамата

Одно из крупнейших в мире по общему объему руды, более 21 млрд тонн (Mineral Resources..., 2023), представляет следующую возрастную группу – эоцен-олигоценовую (фиг. 3а). В этой же возрастной группе и в этом же кластере имеются еще как минимум 23 крупных Си-порфировых месторождения (фиг. 1б), общий запас руды 12-ти из которых превышает 1 млрд тонн: Эскондида, Эль-Сальвадор, Габу, Койяуаси и др. В настоящее время Чукикамата располагается вблизи активной границы океанической плиты Наска и континентальной Южно-Американской плиты (фиг. 1б).

Месторождение Чукикамата генетически связано с интрузивным комплексом Чуки, выполненным порфиоровыми гранодиоритами и монцогранитами нескольких крупных массивов – Восточный, Западный, Банко и др., которые трассируются на протяжении более 30 км вдоль мощной субмеридиональной разломной зоны под названием Западный разлом, являющийся частью крупной разломной зоны Домейко, вдоль которой расположены и другие крупные порфиоровые кластеры (например, Эскондида). На востоке комплекс Чуки обрамляют метаморфизованные дациты, риодациты, гранодиориты триасового и палеозойского возраста, на западе – песчаники нижнемеловой формации Сан-Сальвадор, эоценовые андезиты надсубдукционного генезиса и эоцен-олигоценовые диориты и гранодиориты комплексов Лос-Пикос и Фортуна (Ossandon et al., 2001). Анализ многочисленных геохронологических материалов, неопубликованных в том числе, позволил (Ossandon et al., 2001) сделать следующие выводы: 1) Восточное рудное тело, вероятно, старше Западного, но оба были сформированы до 33 млн лет (U-Pb возраст цирконов из Восточного, Западного и Банко рудных тел 34.8 ± 0.3, 33.3 ± 0.3, 33.4 ± 0.4 млн лет, соответственно); 2) основная стадия гидротермальной активности последовала спустя примерно 2 млн лет как отдельное событие (40Ar/39Ar возраст серицита 31.1 ± 0.2 млн лет). Согласно (Singer et al., 2008), возраст месторождения определяется в диапазоне 35–31 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина. Выше уже указывалось, что в регионе обнаружены десятки медно-порфировых месторождений эоцен-олигоценного возраста, образование всех их приурочено к эпизоду «плоской» субдукции (flat slab subduction) океанической плиты Фараллон под континентальную Южно-Американскую (Ramos, Folguera, 2009), подобно эпизоду ларамийской орогении в южных районах Северной Америки. Этот позднеэоценовый-олигоценный эпизод плоской субдукции на активной окраине Южно-Американской плиты получил имя собственное – Альтиплано (Ramos, Folguera, 2009).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Чукикамата на время его образования ~33 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Южно-Американской тектонической плиты и океанической Фараллон примерно на 26° южной широты (фиг. 6а), что примерно на 5° южнее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Прямых палеомагнитных данных для времени формирования месторождения нет. Для этого региона имеется определение только по олигоценовым осадкам, согласно которому на рубеже 23–26 млн лет назад месторождение Чукикамата находилось на $22.2 \pm 3.4^\circ$ южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 8421), что хорошо согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 6а).



Фиг. 6. Фрагменты глобальных реконструкций (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 33 млн лет назад для месторождения Чукикамата и 5 млн лет назад для месторождения Эль-Теньенте. JFR (фиг. 6в) – хребет Хуан-Фернандес.

Остальные условные обозначения см. фиг. 4.

Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Чукикамата (Prezzi, Vilas, 1998; Ramos, Folguera, 2009) и Эль-Теньенте (Goguitchaichvili et al., 2000; Ramos, Folguera, 2009; 2011).

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Фараллон, погружавшейся в восточном направлении, и Южно-Американской, наезжавшей в ЗСЗ направлении, свидетельствует, скорее всего, о фронтальной субдукции первой под вторую (фиг. 6а), так как горизонтальный угол конвергенции этих плит был более 60° (табл. 1). Но расчет кинематических параметров плиты Фараллон относительно Южно-Американской плиты в интервале 43–23 млн лет (фиг. 6б, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит все же менялся от СВ до ВСВ направления. Угловая скорость в начале этого периода увеличилась с 1.15 до 1.65 $^\circ$ /млн лет, а после 33 млн лет резко уменьшилась до 1 $^\circ$ /млн лет (фиг. 6б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 35–30 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 10 $^\circ$ по часовой стрелке (фиг. 6б; табл. 1), при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на 0.30 $^\circ$ /млн лет.

Выше уже указывалось, что основные рудные тела месторождения трассируются на протяжении более 30 км вдоль мощной субмеридиональной разломной зоны под названием Западный разлом. Последний является частью региональной правосторонней сдвиговой системы Домейко (Domeyko), протягивающейся на несколько сотен километров в меридиональном направлении вдоль Кордильер (Amilibia et al., 2008) и вмещающей помимо Чукикаматы другие гигантские Си-порфировые месторождения – Эскондида, Эль-Сальвадор, Габу, Койяюаси. Согласно (Mpodozis, Cornejo, 2012), глубинная сдвиговая система Домейко и служила основным транспортным каналом для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.6. Месторождение Эль-Теньенте

В следующей позднемиоцен-плиоценовой возрастной группе одним из крупнейших месторождений является Эль-Теньенте (фиг. 3а). В этой же возрастной группе и в этом же кластере имеются еще несколько крупных Си-порфировых месторождений – Лос-Бронсес, Лос-Пеламбрес, Вискачитас и др. Эту возрастную группу формируют еще несколько десятков Си-порфировых месторождений по другую сторону Тихого океана от Океании на юге до Филиппин на севере (фиг. 1б).

Эль-Теньенте располагается на активной границе океанической Наска и континентальной Южно-Американской плит (1б) в зоне Главной Кордильеры чилийско-аргентинских Анд. Оно генетически связано с дайками порфировых дацитов и латитов, объединяемых в плутонический комплекс Теньенте (Stern et al., 2011). Породы последнего интродуцированы в раннемиоцен-раннеплиоценовые вулканические формации Фараллон – продукты краевого вулканического пояса. Собственно месторождение Эль-Теньенте – это кратер вулкана (брекчиевая трубка Браден), пронизанный кольцевыми дайками мощностью 6–8 м порфировых дацитов и латитов, U-Pb возраст цирконов из которых 5.8–4.8 млн лет (Maksaev et al., 2004; Stern et al., 2011). Возраст месторождения по (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008) определяется в более широком интервале – 6.3–4.4 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина. Выше уже указывалось, что в этой же возрастной группе и в этом же кластере имеется еще несколько крупных Си-порфировых месторождений, общий суммарный запас объема руды которых составляет более 47 млрд тонн (Singer et al., 2008). Образование месторождений этого кластера так же приурочено к эпизоду «плоской» субдукции (flat slab subduction) океанической плиты Наска под континентальную Южно-Американскую, подобно эпизодам ларамийской орогении в южных районах Северной Америки и Альтиплано в Центральных Андах. Этот позднемиоцен-плиоценовый эпизод плоской субдукции на активной окраине юга Южно-Американской плиты, случившийся в период примерно 13–5 млн лет назад, получил собственное имя – Поийения, в честь одноименной вулканической провинции (Ramos, Folguera, 2009; 2011). Следует также отметить, что Эль-Теньенте и ряд других месторождений меди находятся к востоку над субдуцирующим хребтом Хуан-Фернандес (Stern et al., 2011).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Эль-Теньенте на время его образования ~5.4 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Южно-Американской тектонической плиты и океанической Наска на 35 $^\circ$ южной широты (фиг. 6в), что примерно совпадает с его современным положением (фиг. 1б, табл. 1). Для миоценовых вулканических формаций Фараллон, вмещающей рудные тела, имеется палеомагнитное

определение, согласно которому в позднем миоцене регион находился на 36° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 8472), что согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 6в).

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Наска, погружавшейся в ВСВ направлении с большой скоростью, и Южно-Американской, двигавшейся почти в северном направлении с незначительной скоростью, свидетельствует, скорее всего, о начале косой (oblique) субдукции первой под вторую (фиг. 6в). Расчет кинематических параметров конвергенции этих плит в интервале 15–0 млн лет (фиг. 6г, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит изменился мало – с 87° до 77° , а вот угловая скорость с начала этого периода уменьшилась с 1.2 до 0.8° /млн лет (фиг. 6г). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 8–3 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило 10° против часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на 0.10° /млн лет. (фиг. 6г; табл. 1)

Месторождение Эль-Теньенте целиком располагается в узле пересечения региональной разломной зоны Теньенте СВ-ЮЗ направления и разлома Пуквинос-Кодегуа (Piquios-Codegua) СЗ-ЮВ направления (Stern et al., 2011), которые, вероятно, служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры.

4.7. Месторождение Пангуна

Расположено на одном из островов Соломонова архипелага – Бугенвиль (Папуа-Новая Гвинея) в зоне активной границы между Тихоокеанской океанической плитой и микроплитой Соломонова моря, относящейся к континентальной Австралийской плите (фиг. 1б). Остров Бугенвиль является частью Меланезийской островной дуги, образованной в результате известково-щелочного субдукционного магматизма эоцен-позднемиоценового времени. Вмещающими породами месторождения служат позднемиоцен-раннеплиоценовые порфиновые андезиты вулканического комплекса Киета (Kieta), а оно само генетически связано с многофазными интрузивными телами кварцевых диоритов Каверонг (Kawerong). Возраст самой ранней стадии (К-Аг) 4–5 млн лет, а минерализованные и сильно измененные интрузивные тела имеют возраст 3.4 ± 0.3 млн лет (Eastoe, 1979; Page, McDougal, 1972). Последний интерпретируется как возраст минерализации

пород формации Пангуна и указан в (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как островная дуга, а общий вес руды более 1.4×10^9 тонн. Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Пангуна на время его образования ~3.4 млн лет назад соответствует зоне активной Меланезийской островной дуги на границе океанической Тихоокеанской плиты и микроплиты Соломонова моря на 6.7° южной широты (фиг. 7а) и практически соответствует его современному положению (фиг. 1б, табл. 1). Для миоцен-плиоценовых кальцисильтитов одного из островов Соломонова архипелага (о. Малаита) имеется палеомагнитное определение (Musgrave, 1990), согласно которому в позднем миоцене регион находился на 7.9° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 6578), что согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 7а).

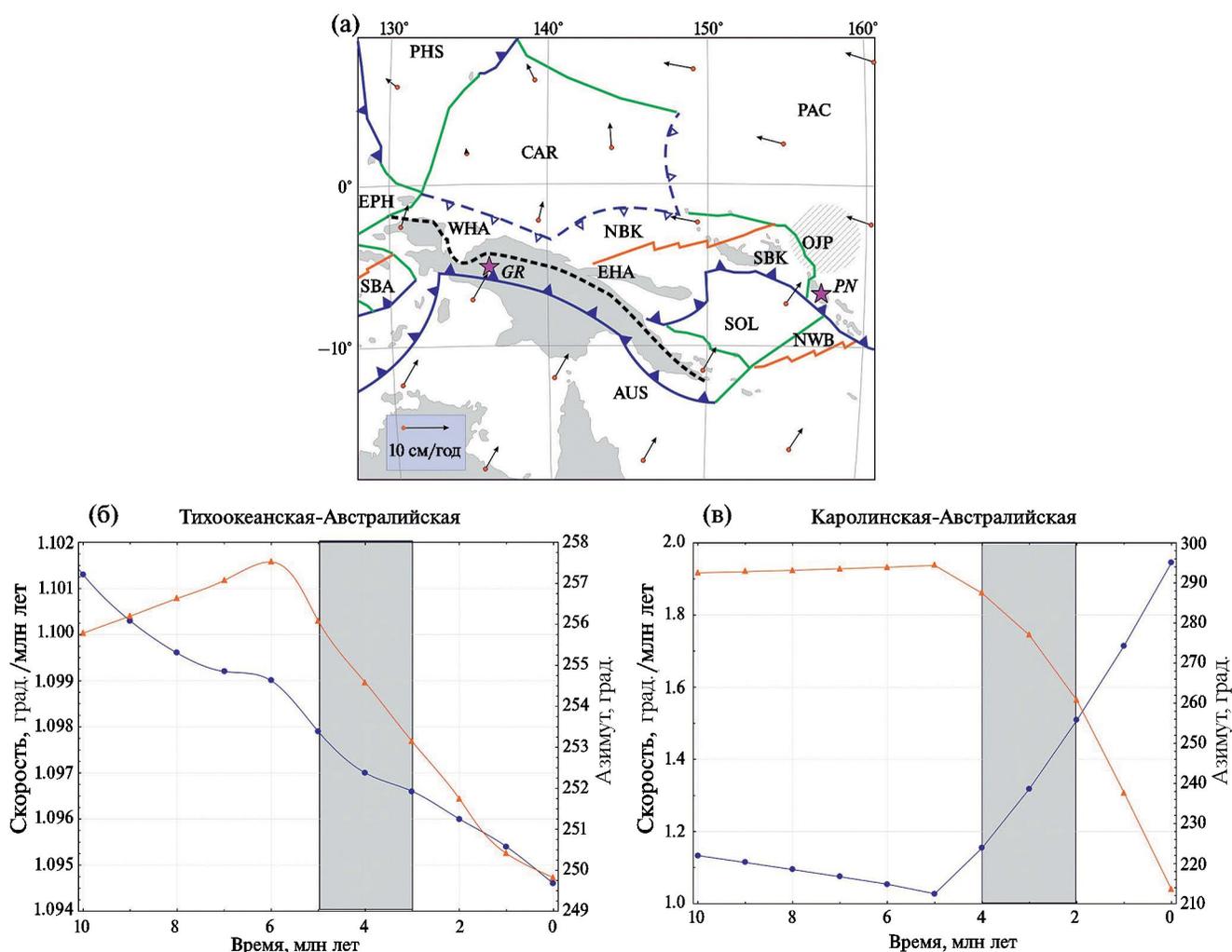
Расчет мгновенных скоростей движения плит Тихоокеанской, мигрировавшей в ЗСЗ направлении с большой скоростью, и Австралийской, двигавшейся в СВ направлении также с высокой скоростью, свидетельствует, скорее всего, об активной трансформной границе между этими плитами (фиг. 7а). Расчет кинематических параметров Тихоокеанской плиты относительно Австралийской в интервале 10–0 млн лет (фиг. 7б, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит изменился незначительно – с 257° до 250° , угловая скорость с начала этого периода так же уменьшилась незначительно с 1.10 до 1.09° /млн лет (фиг. 7б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 6–2 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 7° против часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась всего лишь на 0.01° /млн лет. (фиг. 7б; табл. 1). Необходимо отметить, что достаточно резкое изменение направления угла конвергенции 6 млн лет назад (фиг. 7б) коррелируется по времени с началом смены направления субдукции в позднем миоцене; если до этого времени Тихоокеанская плита погружалась под Австралийскую, то затем наоборот – Австралийская стала погружаться под Тихоокеанскую. Причиной этого могло быть заклинивающее влияние плато Онтонг-Джава (Hackman, 1980; Taylor, 1987).

Отличительной структурной особенностью архипелага Соломоновых островов являются

многочисленные разломы преимущественно СЗ и ССЗ простирания. Один из них, расположенный на побережье Соломонова моря к юго-западу от месторождения, прослеживается на расстояние более 100 км и является, вероятно, частью региональной СЗ разломной системы, разделяющей Центральную «осадочную» и Тихоокеанскую «вулканическую» провинций Соломоновых островов (Coleman, Hackman, 1974). В районе самого месторождения имеются разломы как СЗ, так и СВ простираний (Geological map..., 1967), которые, вероятно, служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры.

4.8. Месторождение Грасберг

Уникальный Au-Cu-порфировый объект с общим объемом руды 7.5×10^9 тонн начал разрабатываться в 1989 году, и многие годы оставался первым по добыче золота и третьим по добыче меди в мире. Месторождение расположено на острове Новая Гвинея (Индонезия) в зоне активной границы между Каролинской океанической плитой и микроплитой Маоке, относящейся к континентальной Австралийской плите (фиг. 16). Месторождение генетически связано с трехфазным интрузивным комплексом: 1) самая ранняя фаза Даламская, сложенная диоритами и андезитами; 2) главная фаза, собственно



Фиг. 7. Фрагмент глобальной реконструкции (а) и расчет кинематических параметров (б, в) на 3 млн лет назад для месторождений Пангуна и Грасберг.

На (а) черным жирным пунктиром обозначена северная граница надвинутой Австралийской плиты. GR – месторождение Грасберг, PN – месторождение Пангуна, OJP – плато Онтонг-Джава. Остальные условные обозначения см. фиг. 4. Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019) с учетом данных (Cloos et al., 2005; Sapiie, 2016), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Пангуна (Musgrave, 1990; Taylor, 1987) и Грасберг (Paterson, Cloos, 2005; палеомагнитные полюсы №№ 1911, 1912 из Pisarevsky et al., 2022).

Грасберг, сложенная порфиоровыми кварцевыми монцодиоритами; 3) третья фаза Кали, сложенная дайками кварцевых монцодиоритов. К-Аг и Аг-Аг возраст порфиоровых кварцевых диоритов главной фазы составляет 3.2–2.8 и 3.3–3.0 млн лет соответственно (Paterson, Cloos, 2005). Возраст месторождения по (Mineral Resources..., 2023) определяется как плиоцен. Вмещающими интрузивный комплекс породами являются эоцен-олигоценные осадочные формации новогвинейской группы (Paterson, Cloos, 2005).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как постконвергентная (postconvergence), которая могла быть реализована после прекращения субдукции и столкновения островной дуги с континентом или океаническим плато. Вероятно, одной из причин образования месторождения Грасберг была коллизия в позднемiocеновое–плиоценовое время островной дуги с Австралийской плитой (Paterson, Cloos, 2005). Такие столкновения приводят к изменению полярности дуг.

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Грасберг на время его образования ~3 млн лет назад соответствует зоне активной границы между континентальной Австралийской и океанической Каролинской плитами на 5°–6° южной широты (фиг. 7а) и практически соответствует его современному положению (фиг. 1б, табл. 1). Согласно палеомагнитным данным для миоценовых вулканитов острова Папуа Новая Гвинея палеоширота формирования месторождения Грасберг находилась в интервале 1–5° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определения 1911, 1912).

Расчет мгновенных скоростей движения океанической Каролинской плиты, мигрировавшей почти в северном направлении, и континентальной Австралийской, наезжавшей в СВ направлении на Каролинскую (фиг. 7а), согласуется с предполагаемой коллизией островная дуга – континент. Расчет кинематических параметров Каролинской плиты относительно Австралийской в интервале 10–0 млн лет (фиг. 7в, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит на рубеже 5 млн лет начал резко меняться – более чем на 80° против часовой стрелки, с этого же времени резко возросла и угловая скорость с 1 до 1.9°/млн лет (фиг. 7в). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 5–0 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 85° против

часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции так же увеличилась значительно – на 0.87°/млн лет. (фиг. 7в; табл. 1). Необходимо отметить, что резкое изменение направления угла и скорости конвергенции этих двух плит 5 млн лет назад несколько отстает по времени от начала магматической активности, связанной с коллизионным этапом – 7.1–2.5 млн лет (Paterson, Cloos, 2005).

Месторождение Грасберг целиком располагается в узле пересечения двух региональных разломных систем: 1) ЗСЗ–ВЮВ систему выполняют мощные левосторонние сдвиги – Ванатон, Ертсберг 1 и 2, Хит, Мерен; 2) ЮЗ–СВ систему выполняют так же левосторонние сдвиги Грасберг, Карстенз, Новозеландский. Вероятно, эти разломные системы и служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры. Установлено (Sapie, Cloos, 2004), что размещение рудоносных интрузий контролировалось в основном тектоническими движениями, генерирующими пространство, а не давлением вторгающейся магмы.

5. КРАТКАЯ ДИСКУССИЯ

Обнаружение крупных и суперкрупных Cu-порфиоровых месторождений требует значительных как временных, так и материальных затрат. По статистике только одно из каждой тысячи разведанных Cu-порфиоровых рудопроявлений превращается в крупный рудник (Richards, 2021). Как следует и из многочисленных работ, и из изложенного выше материала, крупные и суперкрупные Cu-порфиоровые месторождения формируют пространственно-временные кластеры, то есть, вероятнее всего, имеется глобальная структурная неоднородность, ключ к пониманию того, как и почему они накапливаются именно в этих местах, а не в других. Объяснение этой неоднородности имеет фундаментальное значение для прогноза регионов с Cu-порфиоровыми системами. В представленном выше материале двух разделов сделана попытка рассмотреть закономерности (или неоднородности) распределения Cu-порфиоровых месторождений Тихоокеанского пояса во времени и пространстве.

Выше уже указывалось, что процессы и факторы, влияющие на образование крупных и суперкрупных Cu-порфиоровых систем, можно разделить на две группы. Место первой группы – это зона субдукции погружающейся плиты,

второй – вышележащий астеносферный мантийный клин, субконтинентальная мантийная литосфера и континентальная кора надвигающейся плиты. Согласно (Richards, 2021), имеется 9 основных факторов, определяющих существование экономически выгодного Cu-порфиrowого месторождения: от субдукции окисленной гидратированной океанической литосферы до поднятия и эрозии с обнажением субвулканического уровня.

5.1. Анализ кинематических характеристик

В начале дискуссии рассмотрим материалы по кинематическому анализу и палеогеодинамическим реконструкциям для восьми крупнейших месторождений пояса. Из этих данных можно сделать три весьма важных, как нам представляется, предположения о динамических процессах (явлениях), существенно повлиявших на продуктивность рассмотренных месторождений.

Во время образования восьми крупных и гигантских Cu-порфиrowых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости двух взаимодействующих тектонических плит (табл. 1; фиг. 4б, г, 5б, г, 6б, г, 7б, в). В некоторых случаях эта скорость может достигать весьма значительных величин, почти до $1^\circ/\text{млн лет}$, при этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться (табл. 1). Проведенные в настоящей работе расчеты в полной мере согласуются с утверждением (Diaz-Rodriguez et al., 2021; Richards, 2021) о том, что высокая скорость конвергенции в зоне взаимодействия океанической и континентальной тектонических плит является наиболее важной особенностью, связанной с образованием Cu-порфиrowых систем. Скорость конвергенции контролирует объем материала, погруженного в верхнюю мантию, включая карбонатные породы в верхней вулканической части океанической коры и богатые водой пелагические глубоководные отложения, которые повышают метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами, серой, молибденом, золотом, крупноионными литофильными элементами и, в конечном итоге, способствуют образованию Cu-порфиrowых систем в перекрывающей континентальной плите.

Непосредственно перед образованием каждого из восьми рассмотренных месторождений достаточно резко менялось направление конвергенции в горизонтальной плоскости

(табл. 1; фиг. 4б, г, 5б, г, 6б, г, 7б, в), что сопровождалось либо сменой фронтальной конвергенции (orthogonal convergence) «косой» (oblique convergence) (Corbett, Leach, 1998; и др.), либо переходом в режим трансформной континентальной окраины (Петров и др., 2020; Ханчук и др., 2019; и др.), с одной стороны. С другой стороны, смена направления конвергенции должна была приводить к дифференциальным вращениям отдельных блоков и образованию сквозькоровых дизъюнктивных нарушений. Согласно литературным и собственным (месторождение Малмыж) геолого-структурным данным, рассмотренным в предыдущем разделе, вулкано-плутонический магматизм, в результате которого сформировались 8 крупных и гигантских Cu-порфиrowых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, зачастую эшелонированными. По мнению (Richards, 2021; и др.), эти системы орогенно-параллельных сдвиговых разломов в транспрессивных тектонических условиях являются путями подъема магмы из глубоких резервуаров в верхние слои земной коры, ограничивая прямую гидравлическую связь с поверхностью и способствуя преобладанию плутонизма над вулканизмом.

В (Mineral Resources..., 2023) тектонические обстановки образования рассмотренных восьми месторождений определяются следующим образом (табл. 1, столбец 1): островная дуга – Атлас, Пангуна, континентальная окраина – Пелл, Саффорд, Чукикамата, Эль-Теньенте, постконвергентная – Грасберг и смешанная – Малмыж. Построенные в настоящей работе палеогеодинамические реконструкции и их анализ позволяют утверждать, что это слишком общие определения и иногда не понятные, например, для месторождения Малмыж. Как следует из анализа реконструкций (фиг. 4а, в, 5а, в, 6а, в, 7а) и сделанных на их основе обобщений (табл. 1, столбец 10), однозначное определение геодинамической (тектонической) обстановки вряд ли возможно.

На западной окраине Тихого океана в трех из четырех рассмотренных примеров образование месторождений сопровождалось коллизией островных дуг с континентальными плитами, исключение Пангуна – коллизия островной дуги с океаническим плато Онтонг-Джава. Здесь «старая» океаническая литосфера (СОХ далеко) с относительно высокой средней плотностью субдуцирует в мантию под континенты с образованием систем островных дуг, междуговых и задуговых бассейнов. На восточной окраине

океана ситуация иная. Здесь, во-первых, образование трех из четырех рассмотренных примеров (исключение Чукикамата) сопровождалось погружением под континент срединно-океанических и асейсмичных хребтов или плато. Во-вторых, опять-таки, образование трех из четырех рассмотренных примеров (исключение Пембл) происходило на фоне разных этапов плоской субдукции и связанных с ним орогений – Ларамийская для Саффорда, Альтиплано для Чукикамата, Пойения для Эль Теньенте. В этой части Тихоокеанского пояса «молодая» и относительно горячая океаническая литосфера (СОХ рядом) с относительно низкой плотностью и высокой плавучестью полого субдуцировала под западно-американскую континентальную окраину, где в тылу вулканического пояса, отступающего в сторону континента, происходило сжатие.

Прямая корреляция между магматизмом, обеспечившим образование Cu-порфировых месторождений, с одной стороны, и плоской субдукцией, с другой, вряд ли возможна. Периоды плоской субдукции обычно считаются амагматичными (например, Humphreys et al., 2003). В работах (Kay et al., 2001; Ramos, Forguera, 2009) показано, что миоценовые Центральные-Андские рудные районы (22°–34° южной широты) имеют общие тектонические и магматические особенности, которые указывают на их формирование в зоне плоской субдукции или во время начального увеличения угла субдукции в зонах ранее плоской субдукции. Время формирования месторождений обычно соответствует пикам деформации земной коры, которые примерно совпадают по времени вдоль Андского фронта от Перу до Чили и происходили в периоды отката на запад субдуцирующей плиты Наска относительно Южной Америки. Правильнее не «отката плиты», а «отката шарнира слэба» (slab hinge). Такой режим может быть связан с изменениями направления плит и скорости их спрединга, что особенно ярко зафиксировано для времени формирования месторождений Саффорд (фиг. 5г) и Чукикамата (фиг. 6б). Полагаем, что магматизм, с которым связаны кайнозойские Cu-порфировые месторождения западного побережья Америки, проходил или в короткие периоды отката шарнира слэба субдуцирующих плит Фараллон и Наска, или в непосредственной временной близости наступления очередного этапа плоской субдукции. Согласно последней модели (фиг. 3 и соответствующий текст из Kay et al., 2001) позднемиоцен-плиоценовый кластер Cu-порфировых месторождений (Эль-Теньенте,

Лос-Бронсес, Лос-Пеламбрес, Вискачитас и др.) на западном побережье Южной Америки (фиг. 1а) сформировался к 6.5 млн лет назад, а прекращение магматической активности, связанное с эпизодом/ми плоской субдукции Пойения или Пампея, случилось около 3 млн лет назад. Возраст месторождений по (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008) определяется в более широком интервале – 6.3–4.4 млн лет.

Анализ построенных реконструкций и кинематических параметров взаимодействующих плит позволяет заключить, что образование восьми крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса происходило во время крупных тектонических событий на границе океанических и континентальных плит – коллизий островных дуг с континентальными плитами, погружением океанических плато и хребтов под континентальные плиты, сменой направления субдукции. Еще один важный вывод, который следует из текста этого раздела – существенное увеличение мощности земной коры регионов с Cu-порфировыми месторождениями, которое происходило как за счет коллизии островных дуг и погружения океанических плато и хребтов, так и плоской субдукции. Последняя свойственна только западному побережью Северной и Южной Америки в послемеловое время.

5.2. Анализ зависимости время – Cu-порфировые месторождения для Тихоокеанского пояса

При анализе временных рядов количества и объема Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса в интервале 125–0 млн лет был выявлен (квази)циклический компонент с периодичностью 26–29 млн лет (фиг. 3б–е), доля которого в общей амплитуде сглаженного ряда достигает почти 75% (фиг. 3г). Как следует из литературных данных, практически аналогичные по длительности периодичности в мезо-кайнозойе выявлены для временных рядов значительного количества глобальных характеристик: 1) эпизодов вымирания как морских – 26 млн лет (Raup, Sepkoski, 1984; и др.), так и неморских – 27.5 млн лет (Rampino et al., 2021a) организмов; 2) крупных/глобальных геологических событий, включающих вымирание организмов, океанические аноксические события, проявления плюмового магматизма, изменения уровня океана, реорганизацию миграции тектонических плит и др. – 26.9 млн лет (Rampino et al., 2021b); 3) скорости

спрединга — 27.3 млн лет (Boulila et al., 2021; Muller et al., 2019).

Естественно, что обнаружение на временной зависимости общего объема руды Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса периодического компонента, идентичного по длительности одному из компонентов на временной зависимости скорости спрединга, побудило нас провести более детальное сопоставление этих характеристик. В верхней части фиг. 8а представлены исходный временной ряд скорости спрединга (Muller et al., 2019) и его генеральный тренд (Boulila et al., 2021) в интервале 0–125 млн лет. В нижней части фиг. 8а представлены временной ряд скорости спрединга после удаления тренда (линия 3) и модельный ряд его наибольшей гармоника (линия 4), значение частоты которой 0.038 ± 0.006 . На фиг. 8б в верхней части представлены исходный ряд общего объема руды (линия 5) и сглаженный фильтром Савицкого-Голая (линия 6). В нижней части этого же рисунка представлены модельный реконструированный временной ряд общего объема руды (линия 6) и его наибольшая по амплитуде гармоника (линия 8), значение частоты которой 0.038 ± 0.001 .

Сопоставление описанных выше графиков (фиг. 8, серые прямоугольники) показало весьма четкую корреляцию для пяти экстремумов на каждой из этих зависимостей; относительным максимумам на кривой № 8 соответствуют относительные минимумы на кривой № 4. Как можно заметить, относительные минимумы на временной зависимости скорости спрединга немного опережают относительные максимумы на временной зависимости общего объема руды.

Напомним, что, согласно статистическим расчетам работы (Diaz-Rodriguez et al., 2021), наиболее важными факторами при формировании крупных Cu-порфировых систем в восточной части Тихоокеанского пояса являются абсолютная величина скорости конвергенции и мощность глубоководных карбонатных осадков, процентное содержание карбонатов в осадочном слое океанической коры. Полагаем, что обнаруженную в настоящей работе связь между скоростью спрединга, с одной стороны, и общим объемом руды Cu-порфировых месторождений, с другой, можно объяснить следующим образом. Уменьшение скорости спрединга способствует увеличению объема материала океанической плиты (Zhou et al., 2020), погружающейся в верхнюю мантию, включая карбонатные фазы, богатые водой пелагические глубоководные отложения и серпентинизированную

мантию, которые при погружении под континентальные плиты усиливают перенос серы и металлов, повышая метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами и крупноионными литофильными элементами.

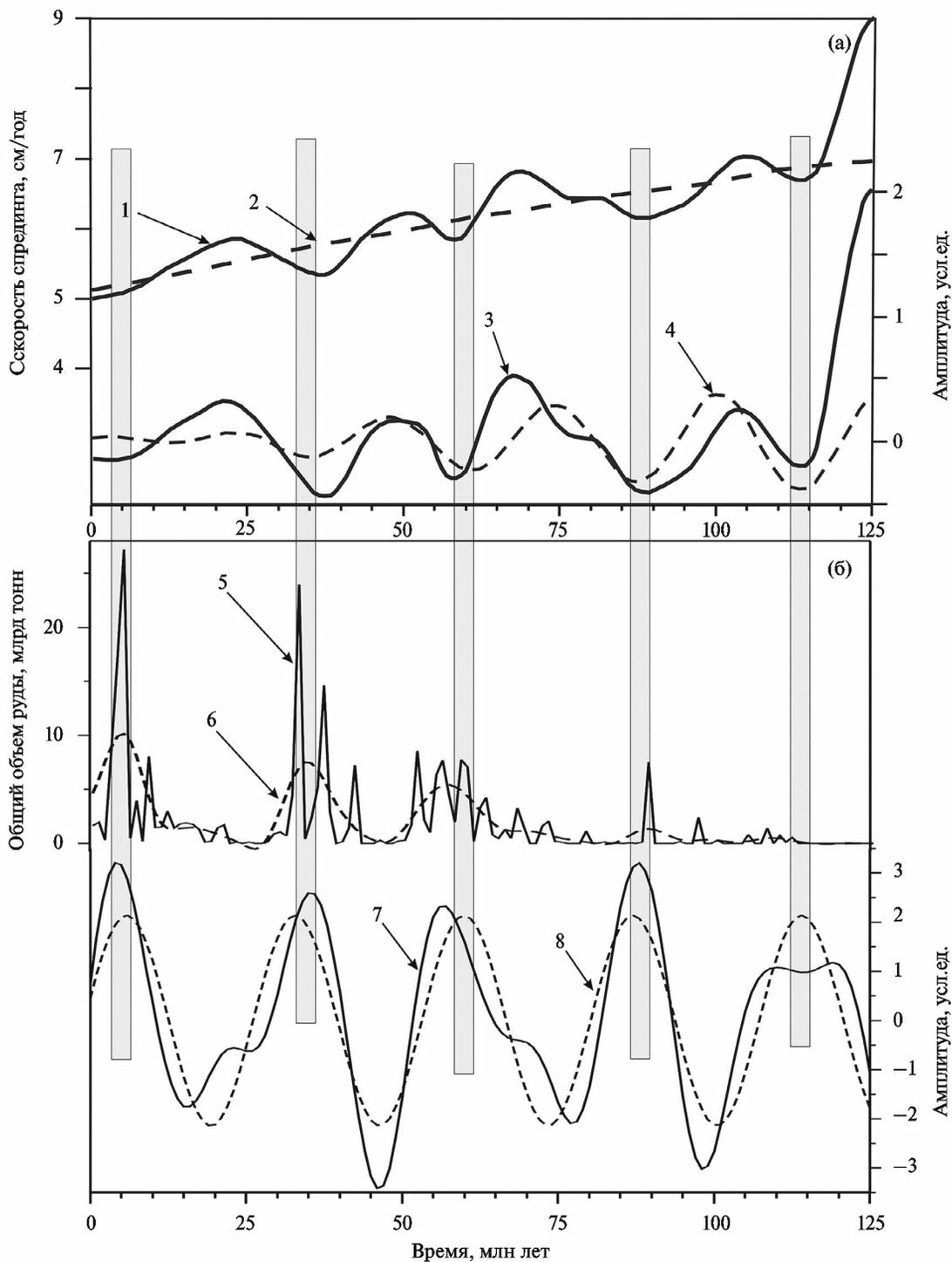
6. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Установлено, что во время образования восьми крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости в зоне взаимодействия двух тектонических плит. При этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться.

2. Согласно геолого-структурным и кинематическим данным, надсубдукционный магматизм, в результате которого сформировались 8 крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, связанными либо со сменой фронтальной конвергенции (orthogonal convergence) «косой» (oblique convergence) (Corbett, Leach, 1997; и многие др.), либо с переходом в режим трансформной континентальной окраины (Ханчук и др., 2019; Petrov et al., 2021; и др.), либо с реверсивным изменением направления субдукции, связанным с коллизией островная дуга — континент, островная дуга — океаническое плато. Все перечисленные выше геодинамические обстановки подразумевают наличие крупных глубинных разломов, в том числе и трансформных.

3. Статистический анализ временного ряда Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их общего объема руды, образовавшихся в последние 125 миллионов лет, показал наличие (квази)циклического компонента с периодом 26–28 млн лет, доля которого в общей амплитуде равна 74%.

4. Установлена обратная корреляция между глобальной скоростью спрединга (Boulila et al., 2021; Muller et al., 2019), с одной стороны, и количеством Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их продуктивности, с другой, для последних 125 млн лет. Причем относительные минимумы скорости спрединга предваряют относительные максимумы количества и общего объема Cu-порфировых месторождений на 5–10 млн лет. Возможно, как раз в это время происходила перестройка кинематики движения плит, появлялись сдвиги, и магмы прорывались к поверхности.



Фиг. 8. Сопоставление моделей (а) скорости спрединга (Baulila et al., 2021; Muller et al., 2019) и (б) общего объема руды Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса (наст. работа) для последних 125 млн лет. Номера временных зависимостей на (а): 1, 2 – скорость спрединга COX по (Müller et al. 2019) и ее тренд, рассчитанный путем сглаживания исходных значений, по (Boulila et al., 2021), соответственно; 3, 4 – модельный реконструированный временной ряд скорости спрединга после удаления тренда и наибольшая по амплитуде гармоника модельного ряда по (Boulila et al., 2021), соответственно. Номера временных зависимостей на (б): 5, 6 – исходный ряд общего объема руды и сглаженный фильтром Савицкого-Голая (наст. работа), соответственно; 7, 8 – модельный реконструированный временной ряд общего объема руды и наибольшая по амплитуде гармоника модельного ряда по (наст. работа), соответственно. Серые прямоугольники подчеркивают временную связь максимумов на временных зависимостях общего объема руды (б), с одной стороны, и минимумов на временных зависимостях скорости спрединга (а), с другой.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.И. Ханчуку за обсуждение настоящей темы исследований, ценные замечания и предложения, а также И.В. Викентьеву и двум анонимным рецензентам, большинство замечаний которых были учтены при подготовке окончательного варианта работы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение государственных заданий ГИН РАН (тема № ФММГ-2023-0010) и ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 58–83.
- Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золотомедно-порфирирового месторождения, Хабаровский край: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. Петропавловск-Камчатский, 2020. 25 с.
- Викентьев И.В., Бортников Н.С. Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфирировым и родственным месторождениям Северной Евразии // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 591–595. DOI: 10.31857/S0016777023070067
- Викентьев И.В., Бортников Н.С. Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфирировым и родственным месторождениям Северной Евразии // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 1. С. 3–6.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: МАКС Пресс, 2014. 356 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1., 572 с., Кн. 2, 409 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. С-Пб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
- Диденко, А.Н., Архипов, М.В., Талтыкин, Ю.В., Крутикова, В.О., Коновалова Е.А. Петро-палеомагнитная характеристика габродиоритов нижнеамурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 57–75. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75>
- Добрецов Н.Л. Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности / Смирновский сборник-96: основные проблемы рудообразования и металлогении. Москва, 1996. С. 38–60.
- Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Пер. с англ. В 2 кн./Пер. В.А. Голубевой. Под ред. Д.А. Родионова. М.: Недра, 1990. Кн. 1 (319 с.). Кн. 2 (427 с.).
- Каламбет Ю.А., Козьмин Ю.П., Самохин А.С. Фильтрация шумов. Сравнительный анализ методов // Аналитика. 2017. Т. 36. № 5. С. 88–101. <https://doi.org/10.22184/2227-572X.2017.36.5.88.101>
- Кокс А., Харп Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
- Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
- Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В., Гатинский Ю.Г., Вишневецкая Н.А. База данных и металлогенная карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов / Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЭМ РАН, 2004. С. 391–422.
- Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатьев Е.К., Коваленко С.В., Семенова Д.В. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 69–73.
- Шарапов В.Н., Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г. Временные характеристики развития вулканоплутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1731–1753.
- Якубчук А.С. Порфирировые месторождения Северной Евразии: практические аспекты тектонического контроля, структурных особенностей и оценки эрозионного среза от Урала до Тихого океана // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 1. С. 7–26.
- Amilibia A., Sabat F., McClay K.R., Munoz J.A., Roca E., Chong G. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko // J. Struct. Geol. 2008. V. 30(12). P. 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q11001. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Boullila S., Haq B.U., Hara N., Müller R.D., Galbrun B., Charbonnier G. Potential encoding of coupling between Milankovitch forcing and Earth’s interior processes in the Phanerozoic eustatic sea-level record // Earth-Science Reviews. 2021. V. 220. P. 103727(1–50). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103727>

- Cao X., Zahirovic S., Li S., Suo Y., Wang P., Liu J., Müller R.D. A deforming plate tectonic model of the South China Block since the Jurassic // *Gondwana Research*. 2022. V. 102. P. 3–16.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.11.010>
- Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P. Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab breakoff // *Geological Society of America. Special Paper 400*. 2005. 51 p.
<https://doi.org/10.1130/2005.2400>
- Coe R.S., Globerman B.R., Plumley P.W., Thrupp G.A. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implications / In: *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, Ed. D.G. Howell. Am. Assoc. Petrol. Geol., Houston Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Series 1. 1985. P. 85–108.
- Coleman P.J., Hackman B.D. Solomon Islands / In *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies*. Ed. by A.M. Spencer. Scottish Academic Press, Edinburgh, 1974. P. 453–461. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.28>
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // *Economic Geology*. 2005. V. 100. № 5. P. 801–818.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Corbett G., Leach T. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization // *Economic Geology. Society of Economic Geologists*. 1998. Special Publication 6. 238 p.
<https://doi.org/10.5382/SP.06Corpus ID: 112266656>
- Deng J., Yang X., Zhang Z-F., Santosh M. Early Cretaceous arc volcanic suite in Cebu Island, Central Philippines and its implications on paleo-Pacific plate subduction: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope // *Lithos*. 2015. V. 230. P. 166–179.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.05.020>
- Diaz-Rodriguez J., Muller R.D., Chandrall R. Predicting the emplacement of Cordilleran porphyry copper systems using spatio-temporal machine learning model // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 137. P. 104300.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104300>
- Eastoe C.J. The formation of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Bachelor of Science (Honours). University of Tasmania, Hobart. 1979. 84 p.
- English J.M., Jonston S.T. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces? // *International Geology Review*. 2004. V. 46. P. 833–838.
- Geological map, Bougainville and Buka Islands, Territory of Papua and New Guinea / compiled by Y. Mieztis. 1967. <https://nla.gov.au/nla.obj-1532817321/view>
- GPlates software. 2022. <https://www.gplates.org/>
- Hackman, B.D. 1980. The Geology of Guadalcanal, Solomon Islands. Overseas Memoir, Institute of Geological Sciences. London: 1980. № 6. 115 p.
- Haeussler P.J., Saltus R.W. Twenty-six kilometers of offset since late Eocene time on the Lake Clark fault / In Haeussler P.J., Galloway J.P., eds. *Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska, 2004: U.S. Geological Survey Professional Paper 1709-A*. 2005. P. 1–4.
- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // *Palaeontologia Electronica*. 2001. V. 4. Is. 1. P. 1–9.
https://palaeo-electronica.org/2001_1/past/past.pdf
- Humphreys E., Hessler E., Dueker K., Farmer G.L., Erslev E., Atwater, T. How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States // *International Geology Review*. 2003. V. 45(7). P. 575–595.
<https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.7.575>
- Kay, S.M., Mpodozis C., Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust, *GSA Today*, 2001, 4(3), 4–9.
[https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:caodlt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:caodlt>2.0.co;2)
- 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 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 120. C. 117–138.
- Lang J.R., Gregory M.J. Chapter 8. Magmatic-Hydrothermal-Structural Evolution of the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit with Implications for Exploration in Southwest Alaska / *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 167–185.
- Lang J.R., Gregory M.J., Rebagliati C.M., Payne J.G., Oliver J.L., Roberts K. Geology and magmatic-hydrothermal evolution of the giant Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, southwest Alaska // *Economic geology*. 2013. V. 108. P. 437–462.
- Langton, J.M., Williams, S.A., Structural, petrological and mineralogical controls for the Dos Pobres orebody: Lone Star mining district, Graham County, Arizona (USA). *Advances in geology of the porphyry copper deposits: southwestern North America, 1982*, 335–352.
- Li M., Hinnov L.A., Kump L.R. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate projects and education // *Computers & Geosciences*. 2019. V. 127. P. 12–22.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011>
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M. et al. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. *Nature Geoscience*. 2010. V. 3. P. 353–357.
<https://doi.org/10.1038/ngeo829>
- Lomb N.R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data // *Astrophys. & Space Sci.* 1976. V. 39. P. 447–462.
- Maksaev V., Munizaga F., McWilliams M., Fanning M., Marther R., Ruiz J., Zentilli M. Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and fission track dating: implications for the formation of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In: Sillitoe R.H., Perello J. & Vidal C.E. (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts and Updates*. Society of Economic Geologists, 2004, Special Publications 11, 15–54.

- Mars J.C., Robinson G.R., Hammarstrom J.M., Zürcher L., Whitney H., Solano F., Gettings M., Ludington S.* Porphyry Copper Potential of the United States Southern Basin and Range Using ASTER Data Integrated with Geochemical and Geologic Datasets to Assess Potential Near-Surface Deposits in Well-Explored Permissive Tracts // *Economic Geology*. 2019. V. 114 (6). P. 1095–1121. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4675>
- Mihalasky M.J., Ludington S., Alexeiev D.V., Frost T.P., Light T.D., Briggs D.A., Hammarstrom J.M., Wallis J.C., with contributions from Bookstrom A.A. and Panteleyev A.* Porphyry copper assessment of Northeast Asia-Far East Russia and Northeasternmost China. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010-5090-W. 2015. 104 p., and spatial data. <http://dx.doi.org/10.3133/sir20105090W>
- Mineral Resources Online Spatial Data. 2023. <https://mrdata.usgs.gov/#mineral-resources>
- Mpodozis C., Cornejo P.* Chapter 14. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes / *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus* 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 329–360.
- Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M.* A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // *Tectonics*. 2019. V. 38(6) P. 1884–1907. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>
- Nagel T.J., Ryan W.B.F., Malinvento A., Buck W.R.* Pacific trench motions controlled by the asymmetric plate configuration // *Tectonics*. 2008. V. 27. TC3005. <https://doi.org/10.1029/2007TC002183>, 2008
- Olson, N., Dilles, J.H., Kent, A.J.R., Lang, J.R.,* Geochemistry of the Cretaceous Kaskanak batholith and genesis of the pebble porphyry Cu–Au–Mo deposit, southwest Alaska. *American Mineralogist*, 2017, 102, 1597–1621, <https://doi.org/10.2138/am-2017-6053>
- Ossandon G., Freraut R., Gustafson L.B., Lindsay D.D., Zentilli, M.* Geology of the Chuquicamata mine: A progress report // *Economic Geology*. 2001. V. 96. P. 249–270.
- Page R.W., McDougall I.* Geochronology of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea // *Economic Geology*. 1972. V. 67(8). P. 1065–1074.
- Paterson J.T., Cloos M.* Grasberg porphyry Cu–Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history / In *Super Porphyry Copper & Gold Deposit: A Global Perspective*. Ed. T.M. Porter. Adelaide: PGC Publishing, 2005. V. 2. P. 313–329.
- Petrov O.V., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Shatov V.V., R. Seltmann C., Dolgoplova A.V., Alenicheva A.A., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Leontev V.I., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A.* Porphyry indicator zircons (PIZ) and geochronology of magmatic rocks from the Malmyzh and Pony Cu–Au porphyry ore fields (Russian Far East) // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 139. Article 104491. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104491>
- Pisarevsky, S.A., Li, Z.X., Tetley, M.G., Liu, Y., Beardmore, J.P.,* An updated internet-based Global Paleomagnetic Database, *Earth-Science Reviews*, Volume 235, 2022, 104258, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104258>.
- Prokoph A., Fowler A.D., Patterson R.T.* Evidence for periodicity and nonlinearity in a high-resolution fossil record of long-term evolution // *Geology*. 2000. V. 28. P. 867–870.
- Ramos V.A., Folguera A.* Andean flat-slab subduction through time / *Ancient Orogens and Modern Analogues*, eds.: Murphy J.B., Keppie J.D., Hynes A.J. Geological Society, London. 2009. Special Publications. V. 327. P. 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3> 0305-8719/09
- Ramos V.A., Folguera A.,* Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting, *J. Volcanology & Geothermal Res.* 2011, 201, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008>
- Rampino M.R., Caldeira K., Zhu Y.* A 27.5-Myr underlying periodicity detected in extinction episodes of non-marine tetrapods // *Historical Biology*. 2021a. V. 33(11). P. 3084–3090. <https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1849178>
- Rampino M.R., Caldeira K., Zhu Y.* A pulse of the Earth: A 27.5-Myr underlying cycle in coordinated geological events over the last 260 Myr // *Geoscience Frontiers*. 2021b. Volume 12, Issue 6, 101245. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101245>.
- Raup D.M., Sepkoski J.J.* Periodicity of extinctions in the geologic past // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1984. V. 81. No. 3. P. 801–805. <https://doi.org/10.1073/pnas.81.3.801>. PMC 344925. PMID 6583680.
- Richards J.P.* Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? // *Geosphere*. 2021. V. 18(1). P. 130–155. <https://doi.org/10.1130/GES02086.1>
- Richards J.P.* Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
- Rodrigo J.D., Gabo-Ratio J.A.S., Queaño K.L., Fernando A.G.S., de Silva L.P., Yonezu K., Zhang Y.* Geochemistry of the Late Cretaceous Pandan Formation in Cebu Island, Central Philippines: Sediment contributions from the Australian plate margin during the Mesozoic // *Depositional Rec.* 2020. 6. P. 309–330. <https://doi.org/10.1002/dep2.103>
- Russin* Hypogene alteration and mineralization in the Dos Pobres porphyry Cu (–Au–Mo) deposit, Safford district, Arizona: a gold –and magnetite-rich variant of Arizona porphyry copper systems. A thesis submitted to the faculty of the department of geosciences, 2008, 120 p. www.geo.arizona.edu/Antevs/Theses/RussinMS08.pdf

- Sapitje B., Cloos M.* Strike-slip faulting in the core of the Central Range of west New Guinea: Ertsberg Mining District, Indonesia // Geological Society of America Bulletin. 2004. V. 116. P. 277–293.
- Sapitje B.* Kinematic Analysis of Fault-Slip Data in the Central Range of Papua, Indonesia // Indonesian Journal on Geoscience. 2016. V. 3 (1). P. 1–16. <https://doi.org/10.17014/ijog.3.1.1-16>
- Savitzky A., Golay M.J.E.* Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures // Anal. Chem. 1964. V. 36. P. 1627–1639. <https://doi.org/10.1021/ac60214a047>
- Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // Astrophys. J. 1982. Vol. 263. P. 835–853.
- Sillitoe R.H.* Chapter 1. Copper Provinces / Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 1–18.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.* Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models, 2008. Open-File Report 2008-1155. U.S. Geological Survey, Menlo Park. 2008. 46 p. https://www.researchgate.net/publication/303172164_Porphyry_copper_deposits_of_the_world_database_map_grade_and_tonnage_models/link/5f530c17299bf13a31a0946e/
- Stern, C.R., Skewes, M.A., Arevalo A.,* Magmatic Evolution of the Giant El Teniente Cu–Mo Deposit, Central Chile // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 1591–1617.
- Taylor B.* A Geophysical Survey of the WoodlarkSolomons Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. 1987. Ser. 7. P. 25–48.
- Zhou D., Li CF, Zlotnik S., Wang J.* Correlations between oceanic crustal thickness, melt volume, and spreading rate from global gravity observation // Mar Geophys Res. 2020. V. 41. P. 14. <https://doi.org/10.1007/s11001-020-09413-x>

PERIODICITY AND KINEMATICS OF THE FORMATION OF PORPHYRY COPPER DEPOSITS IN THE PACIFIC BELT OVER THE PAST 125 MILLION YEARS

A. N. Didenko^{a, b, *}, M. Yu. Nosyrev^{b, **}, G. Z. Gilmanova^{b, **}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 119017*

^b*Kosygin Institute Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia, 680000*

^{*}*e-mail: gin@ginras.ru*

^{**}*e-mail: itig@itig.as.khb.ru*

Statistical analysis of the time series of Cu-porphyry deposits of the Pacific belt and their total ore volume formed in the last 125 million years showed the presence of (quasi) a cyclic component with a period of 26–28 million years, whose share in the total amplitude is 74%. An inverse correlation has been established between the global spreading rate, on the one hand, and the number of Cu-porphyry deposits in the Pacific belt and their productivity, on the other, for the last 125 million years. The relative minima of the spreading rate precede the relative maxima of the number and total volume of Cu-porphyry deposits in the Pacific belt by 5–10 million years. During the formation of large and giant Cu-porphyry deposits in the Pacific belt, the rate of change in the angle of convergence in the horizontal plane in the zone of interaction between two tectonic plates increases. At the same time, the absolute rate of convergence can both decrease and increase. According to geological, structural and kinematic data, magmatism, as a result of which 8 large and giant Cu-porphyry deposits were formed, was accompanied by through-crust disjunctive disturbances associated either with a change in the frontal convergence of the "oblique", or a transition to the mode of a transform continental margin, or with a reversible change in the direction of subduction associated with the island arc-continent collision. The island arc is an oceanic plateau.

Keywords: porphyry copper deposits, pacific belt, periodicity and kinematics