

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 («фотолинеaments») 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 вольфрамоносные 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, Ангара-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.

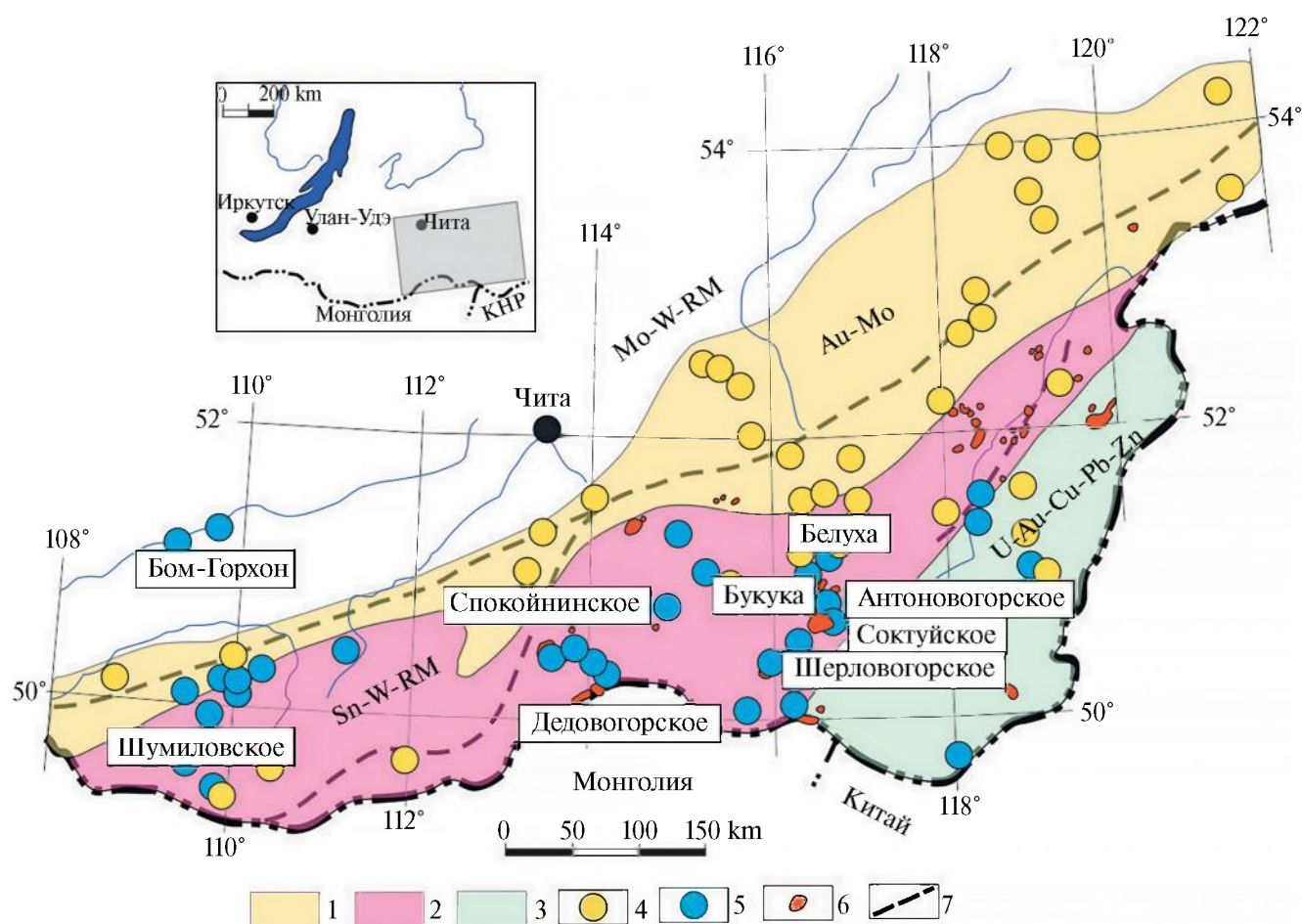
Как отмечали В.И. Смирнов, М.С. Сахарова (1964), О.Д. Левицкий был одним из крупнейших

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. Онтоев, 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

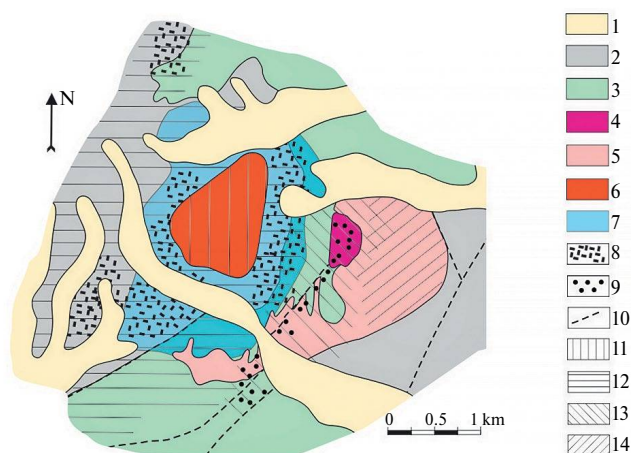


Фиг. 1. Металлогеническая схема Восточного Забайкалья (по С.С. Смирнову, А.В. Волкову и др.). 1–3 – металлогенические пояса (1 – золото-молибденовый, 2 – олово-вольфрам-редкометалльный, 3 – уран-золото-медно-полиметаллический); 4 – месторождения золота; 5 – месторождения вольфрама и олова; 6 – интрузивы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

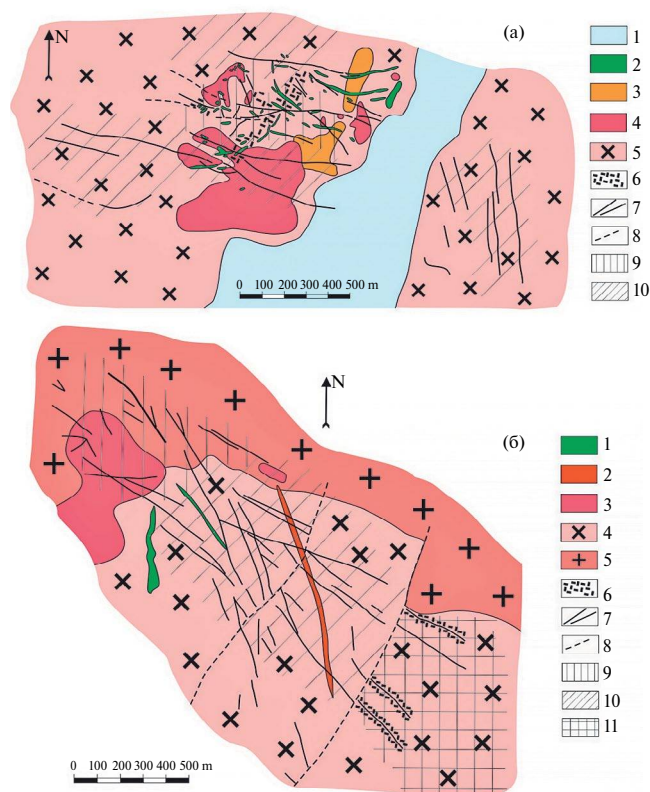
вещественное разнообразие и выделяет среди них металлогенические типы олово-вольфрамовых (касситерит-вольфрамитовых) и полиметалло-вольфрамовых (сульфидно-вольфрамовых) месторождений. К олово-вольфрамовому типу он относит, например, раннюю минерализацию Шерловогорского месторождения (фиг. 2), отмечая, 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-вольфрамового (касситерит-вольфрамитового) 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 порфиров, лампрофиров и различных гранитоидных пород. Для некоторых мощных даек диоритов и гранодиорит-порфиров был установлен более древний возраст, чем возраст гранитов кукульбейского комплекса (Онтеев, 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, станнин 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) (Онтеев, 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. Онтееву, 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 порфиров; 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 – ниже-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 гранофиов; 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, полиметалло-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 редкометалло-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 полиметалло-вольфрамового металлогенического типа, включая месторождения Букука и Белуха (Апельцин и др., 1980). Сочетание полиметалло-вольфрамовых и несколько более молодых олово-вольфрамовых месторождений в единых вольфраморудных районах и металлогенических поясах, сформированных на постколлизиионном этапе, является их характерной особенностью при последовательном развитии продуктивного магматизма с различной глубинностью 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 монцонитовых и гранодиоритовых интрузий и формированию полиметалло-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 полиметалло-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

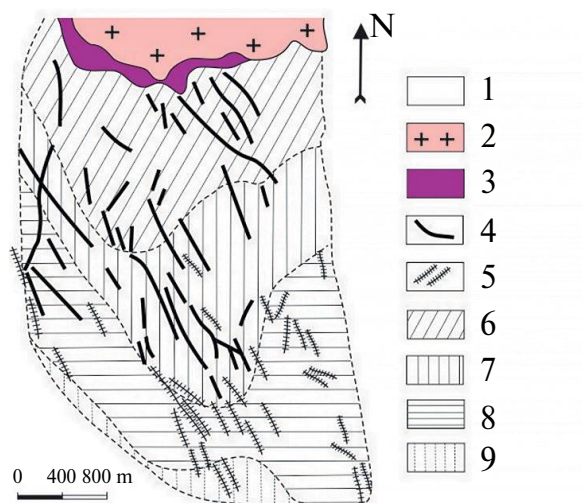
вольфрамит-касситерит-кварцевого), существенно оловянный (отчасти аналог касситерит-силикатно-сульфидного) и полиметалльно-оловянный (аналог касситерит-сульфидного) металлогенические типы (Павловский, 1993; Родионов, 2005). Это, с учетом отмеченной выше классификации месторождений вольфрама (Апельцин 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 сульфосоединений 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 редкометальной (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.

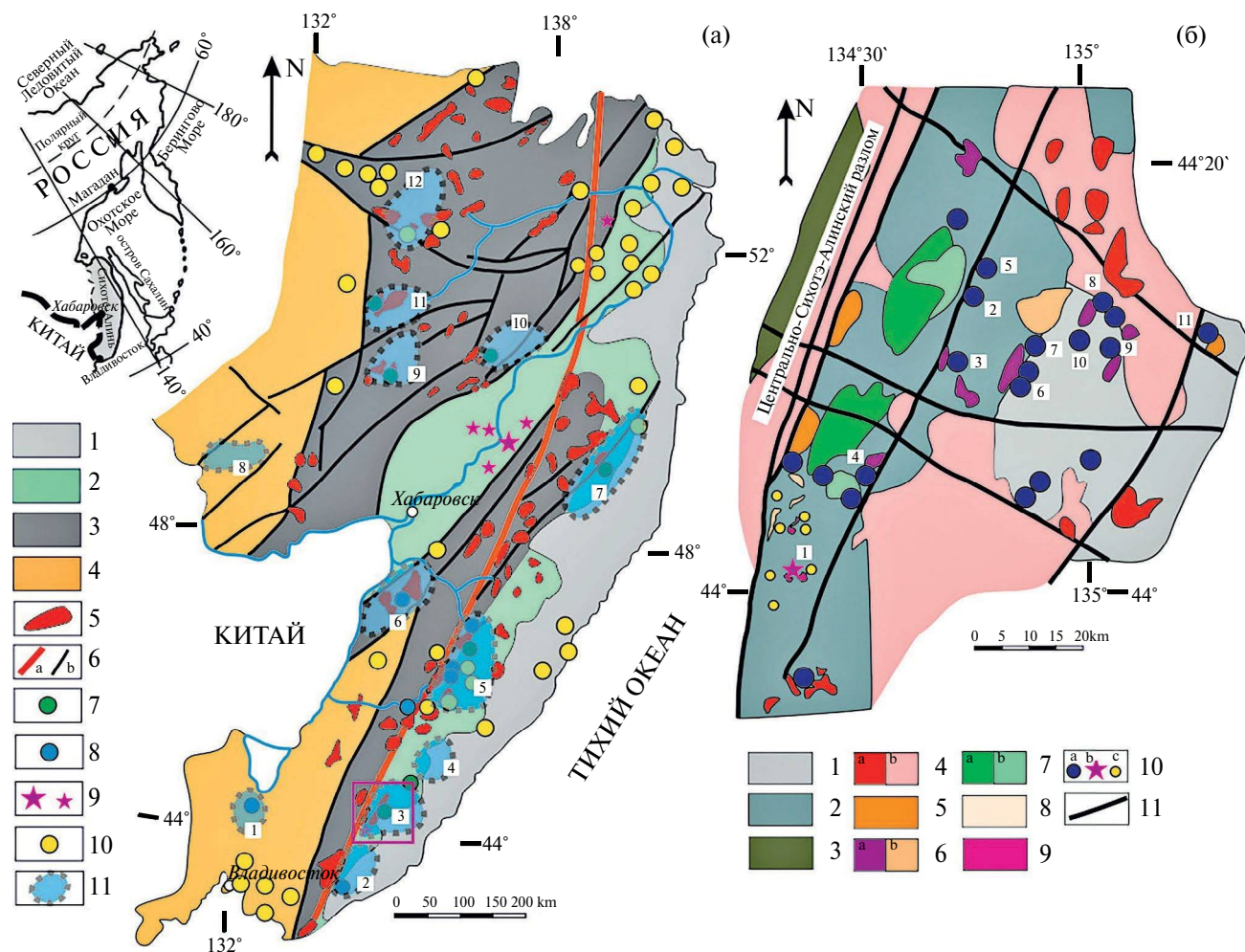
Выделение касситерит-сульфидного (полиметалльно-оловянного) металлогенического типа, наряду с касситерит-кварцевым (олово-вольфрамовым или вольфрам-оловянным), явилось важным вкладом в понимание металлогении месторождений олова (Смирнов, 1937; Левицкий, 1947_{1,2}; Радкевич, 1953). Классификация месторождений 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 высококалийными 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 высококалийной 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-Ar 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 оловорудные жилы ассоциируют с дайками пород основного состава. K-Ar 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

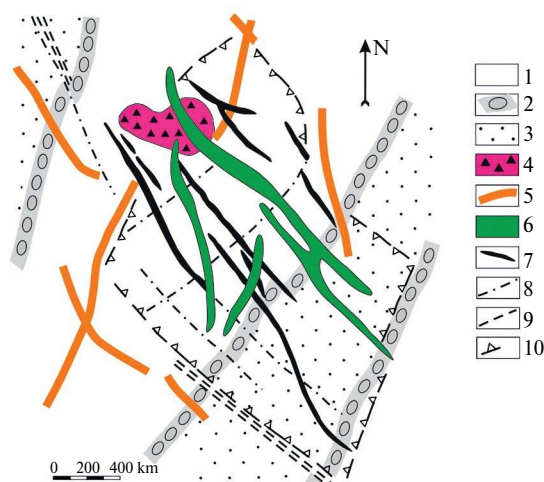


Фиг. 5. Металлогеническая схема Сихотэ-Алинской орогенной системы (а) и геологическая схема Кавалеровского рудного района (б) (по А.И. Ханчуку, 2000; В.Г. Гоневчуку, 2005; с изменениями). а: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 2 – раннемеловые турбидитовые бассейны; 3 – палеозойские до юрских 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 – Хинганско-Олонойский, 9 – Баджалский, 10 – Комсомольский, 11 – Дуссе-Алинский, 12 – Эзоп-Ямалинский. В рамке – фиг. 5б

б: 1 – Таухинский террейн (меловая аккреционная призма); 2 – Журавлевский террейн (раннемеловый 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; монциты (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.

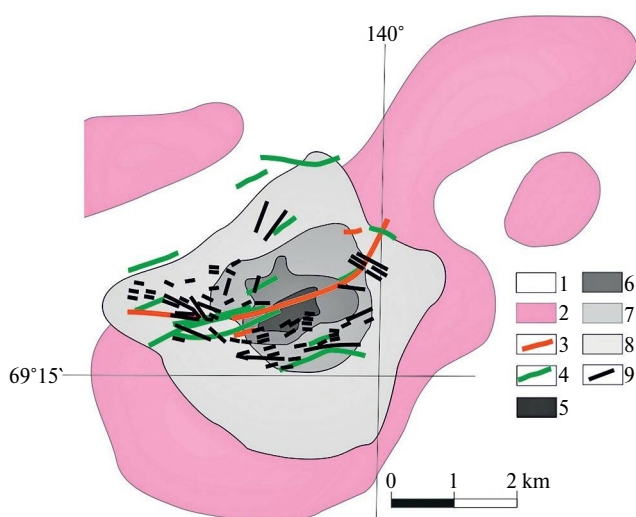
По данным В.А. Труниной и др. (1996), именно последние вносят ведущий вклад в металлогенический облик оловорудных районов.



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-порфиритовых (лампрофировых) даек протекало после образования касситерит-кварцевой, но до сульфидной минеральной ассоциации (ранняя фаза порфиров) или после сульфидно-карбонатной ассоциации (поздняя фаза порфиров). 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 высококалиевым известково-щелочным и шошонитовым магматизмом (Sillitoe et al., 1975; Cunningham et al., 1996; Dietrich et al., 2000; Соловьев, 2014). Важной особенностью оловоносных высококалиевых известково-щелочных и шошонитовых комплексов является их восстановленный характер, отвечающий ильменитовой серии (по Ishihara, 1981), что резко отличает оловоносные высококалиевые серии от таковых, продуктивных, например, на золото-меднопорфировые 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-порфировых»; Родионов, 2005) месторождений, может быть связано с развитием менее глубинных 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.

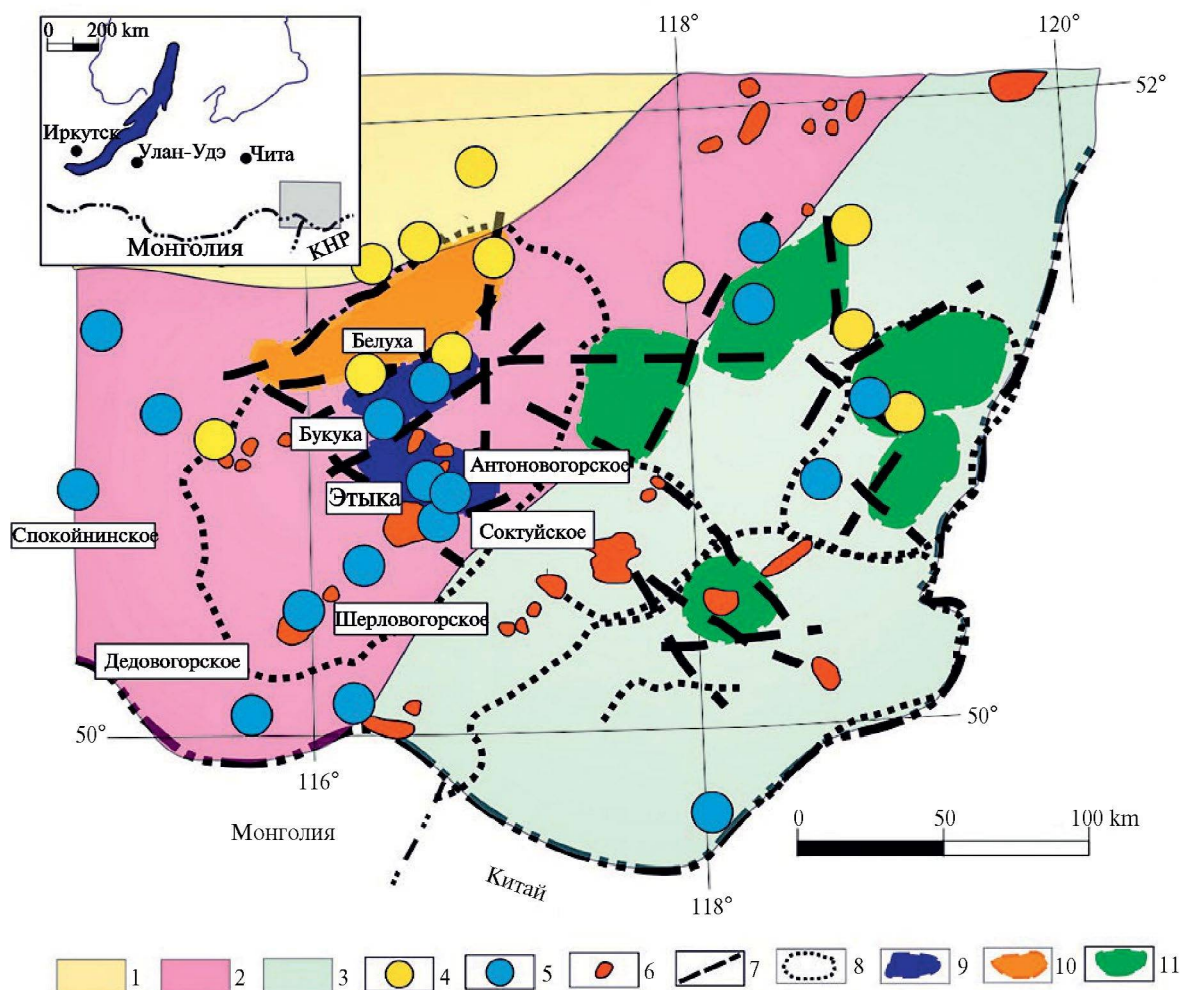
Действительно, как было показано позже, в большинстве случаев локальные площади интенсивной эндогенной рудной минерализации контролируются крупными разломами, в том

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 рудопроявлений 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-коллизии 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 (Левицкое месторождение) к его восточной границе (Новогорское и Арсеньевское месторождения). Во внутренней зоне района известны месторождения (Темногорское, Ивановское и Дубровское) с турмалин-сульфидно-сульфосольной минерализацией поздне-мелового-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-поздне-меловым 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) рудопроявления в связи с поздне-меловыми гранодиорит-гранитными интрузиями, развитые преимущественно в центральной части Дальненского свода (фиг. 9). Еще более поздними являются небольшие поздне-меловые и палеогеновые габбро-монзонит-сиенит-гранитные интрузивы высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий, приуроченные к периферии сводовой структуры, с которыми ассоциируют

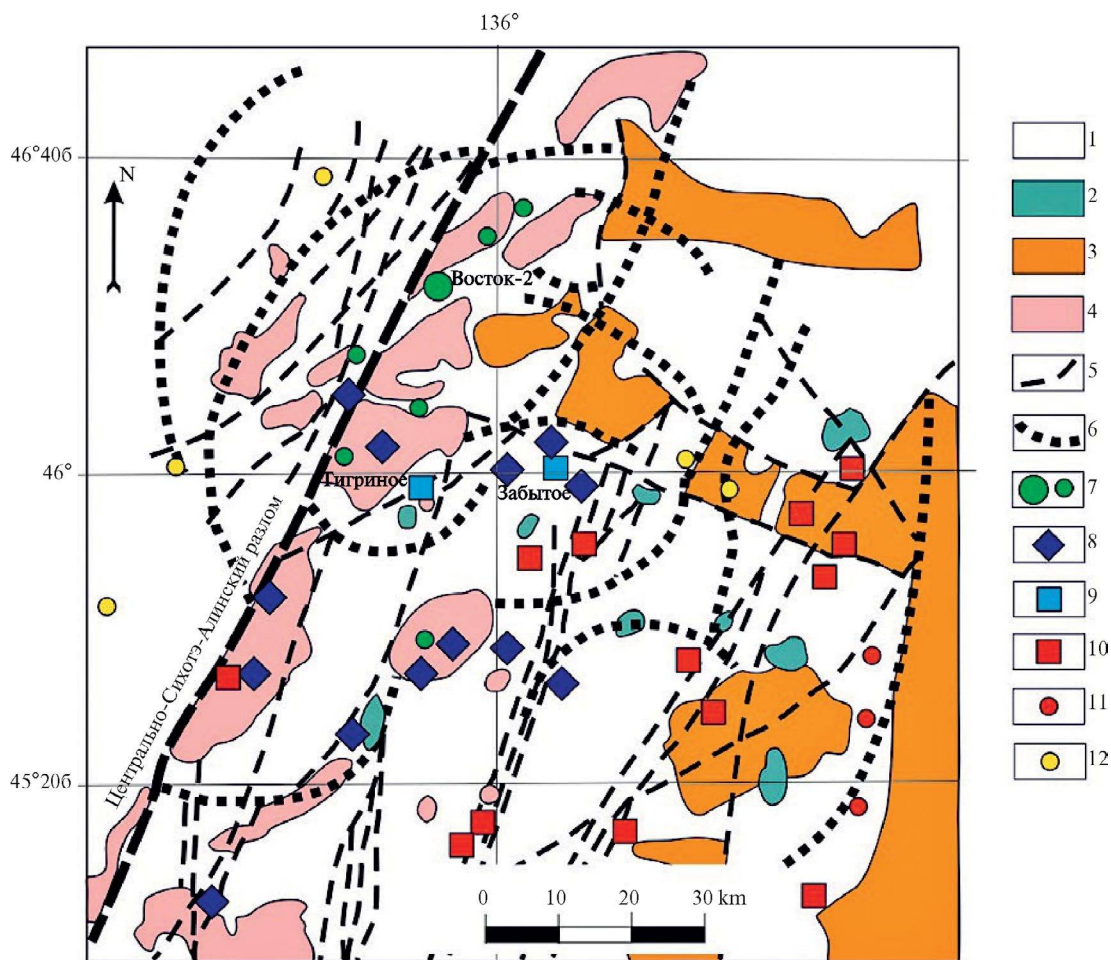


Фиг. 8. Геологическая схема некоторых рудных районов Восточного Забайкалья (по И.Н. Томсону, 1988, с изменениями). 1–3 – металлогенические пояса (1 – золото-молибденовый; 2 – олово-вольфрам-редкометалльный; 3 – уран-золото-медно-полиметаллический); 4 – месторождения золота; 5 – месторождения вольфрама 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, Лысогоorskое и др.), связанные с вулканическими постройками андезитового состава. Другие месторождения (Янтариное, 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).

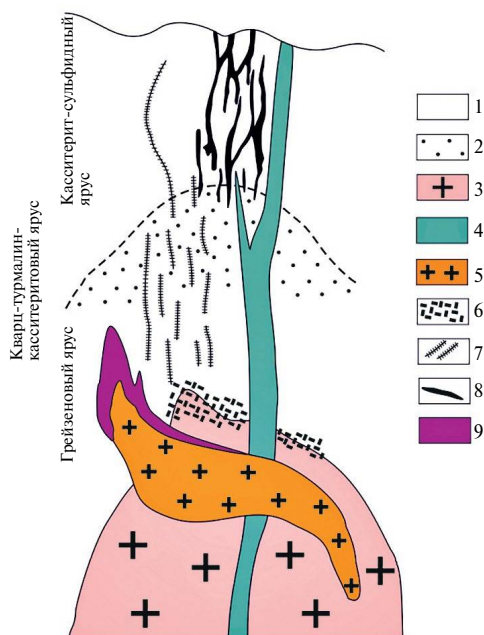
Во многих рудных районах с месторождениями олова и вольфрама было выявлено ярусное развитие минерализации. Например, для оловорудных районов Приморья (Сихотэ-Алиня) с многоэтапным развитием магматизма была предложена трехъярусная модель строения надинтрузивной зоны (Томсон, 1988), несколько дополненная 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-монцит-сиенитовые интрузии; 3 – поздне меловые-палеогеновые базальты; андезиты и риолиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 4 – ранне- и поздне меловые 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 приконтактной 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 сульфиды (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 оловянных 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-монцонит-сиенит-трахибазальт-трахиандезит-риолитовый комплекс; 5 — редкометальные литий-фтористые граниты; 6 — ранние кварц-турмалиновые грейзены с касситеритом и вольфрамитом; 7 — кварц-касситеритовые штокерковые зоны (с турмалином; хлоритом и др.); 8 — касситерит-сульфидные жилы и штокерки; 9 — поздние кварц-турмалиновые, кварц-топазовые, кварц-мусковитовые, кварц-флюоритовые грейзены с касситеритом, вольфрамитом, бериллом, Ta-Nb-Li минерализацией.

этот штокерковый 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 Иультинском вольфрам-оловянном месторождении установлено три яруса

минерализации, с развитием грейзенов в интрузивном куполе на наиболее глубоком ярусе, линейных штокерков 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 штокерковой и жильной минерализации в гранитных куполах и верхнего яруса штокерковой 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., 2020).

СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА

Значительное внимание в работах О.Д. Левицкого (1939, 1947, 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 фациальную, 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 фациальной 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 Ca, 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 металлоносных 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 скарновых 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 магматогенно-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: магматогенно-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 порфировыми) 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-порфировыми 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-порфировых 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 монцонитоидными — 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 «трансмагматической» 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 магматогенно-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. Баджальская оловоносная магматогенно-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 Высокогорском 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., Игнатьев 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. Букуинское 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., Онтюев 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., Кигай 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.
- Кигай 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.
- Осипов 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.-Петербург. 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 оруденение. 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., Korostev 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-Schönberg 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