

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ
И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

550.4+553.45/46

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ
И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

1067



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



Материалы сборника дают цельное представление об олово- и вольфрамоносных провинциях в районах советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, а также освещают общие вопросы геологии олова и вольфрама: 1) генетические формации и типы месторождений, 2) закономерности размещения месторождений в пространстве и во времени, 3) источники рудного вещества, 4) связь минерализации с магматизмом, 5) зональность и глубинность оруденения.

Сборник представляет интерес для геологов, геохимиков, занимающихся поисками и изучением месторождений полезных ископаемых.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*И. Н. Говоров, Р. М. Казанская, Г. А. Осипова,
Е. А. Радкевич (ответ. редактор), Е. П. Сапрыкин.*

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Е. А. РАДКЕВИЧ

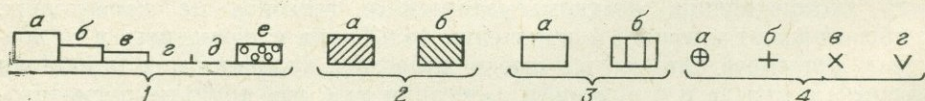
(Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР)

Олово и вольфрам тесно связаны в процессе рудообразования и нередко встречаются в месторождениях совместно. Взгляды на происхождение оловянных месторождений за последние десятилетия претерпели существенные изменения. От первых представлений о пневматолитовом происхождении минералов олова (Daubree, 1841; Линдгрэн, 1919; Cissarz, 1928), возникших в основном на примере месторождений Рудных гор, позднее наметился переход к идеям о некоторой роли и гидротермальных процессов. Большое значение гидротермальных процессов в формировании месторождений олова доказано С. С. Смирновым, который подчеркнул, что гидротермальные месторождения, которые он назвал касситерито-сульфидными (Смирнов, 1937), имеют большое практическое значение и представляют самостоятельную линию рудного процесса. Эти идеи и были положены в основу при разработке классификации оловянных месторождений в работах по геологии олова (Смирнов и др., 1947; Радкевич, 1953).

Принципы той же классификации можно применить и для месторождений вольфрама, поскольку этот металл концентрируется в сходных геологических условиях с оловом. Так, для вольфрамовых месторождений, как и для оловянных, могут быть выделены формации: апогранитная, пегматитовая, скарновая, кварцевая, силикатно-сульфидная и сульфидная. Но вместе с тем для вольфрамовых месторождений выделяются и собственные формации, не имеющие аналогов в ряду оловянных, — например, золото-шеелитовая и ферберит-антимонитовая. В то же время значение этих и других формаций неодинаково для олова и вольфрама. Для самых высокотемпературных месторождений олово более характерно, чем вольфрам. Так, известны граниты с акцессорным касситеритом, выделяющимся в микротрещинах (апогранитная формация); для вольфрама же такие месторождения позднемагматического генезиса не характерны. Не представляют интереса в отношении вольфрама и пегматиты, в то время как для олова они все же имеют известное значение как источники россыпей, а иногда и в коренном залегании там, где крупные пегматитовые тела содержат и другие ценные минералы — тантало-ниобаты, берилл, сподумен и др. (Манон-Китотоло в Африке). Наиболее благоприятны для концентрации касситерита (а иногда и вольфрамита) пегматиты натрово-литиевого типа, обогащенные летучими и претерпевшие интенсивные преобразования с замещением полевых шпатов вторичным альбитом, слюдами, топазом, сподумена — литиевыми слюдами. В этом процессе послепегматитовой переработки, видимо, можно выделять щелочную стадию альбитизации и стадию кислотного выщелачивания с проявлением грейзенизации. Выделение рудных минералов — касситерита (и вольфрамита) более характерно для последней. В некоторых пегматитах присутствует также станнин (Фабулоза в Боливии).

Кварцевая формация уже в одинаковой степени типична для обоих металлов: именно она является главным поставщиком мирового олова — в

Генетические классы	Сопровождающие нерудные минералы	Формации и типы месторождений	Распространенность и условия образования	
			олово	вольфрам
Аполагматиты	Безводные алюмосиликаты	1. Рубинозных гранитов с анцесорными и наложенными рудными минералами 2. Пегматитовая	⊕	
			⊕	---
Скарны	Безводные алюмосиликаты (Са, Mg, Fe, Mn) карбонаты (кварц)	3. Скарновая Типы: а) магнетитовый б) шеелитовый в) касситерито-сульфидный	+	
			⊕ ⊗ ⊕ ⊕	⊗ ⊕
Пневмато-гидротермальные	Водные алюмосиликаты (К) (мусковит), кварц	4. Кварцевая Типы: а) грейзеновый б) кварц-топазовый жильный в) кварц-полевошпатовый г) кварцевый	⊕ ⊕ ⊗ ⊕	⊕ ⊕ ⊗ +
			⊕ ⊕ ⊗ ⊕	⊕ ⊕ ⊗ +
Гидротермальные	Водные алюмосиликаты (Fe) (турмалин, хлорит), кварц	5. Силикатно-сульфидная Типы: а) турмалиновый б) хлоритовый	+x +	+x +
			+ +	+ +
Гидротермальные	Водные алюмосиликаты (К) (серпичит), кварц	6. Сульфидная Типы: а) колчеданный (железистый) б) галенито-сфалеритовый (свинцово-цинковый) в) карбонатно-сульфидный (для вольфрама-золото-шеелитовый) г) антимонитовый		
		7. Риолитовая (древянистого олова)	Y	



Формации месторождений олова и вольфрама и условия их образования.

1 — месторождения (а — широко распространенные, б — умеренно распространенные; в — малораспространенные, г — редкие и небольшого промышленного значения, д — не имеющие практического значения, е — россыпи); 2 — состав минералов вольфрама (а — вольфрамит, б — шеелит); 3 — состав вмещающих пород (а — терригенные породы, б — карбонатные породы); 4 — ассоциирующие с орудуением магматические породы (а — аляскитовые граниты, б — нормальные граниты, в — гранодиориты и другие гранитоиды повышенной основности, г — вулканические породы кислого состава).

основном за счет образующихся россыпей (Малайя, Нигерия) и вольфрама — из коренных месторождений.

Касситерит и вольфрамит в месторождениях кварцевой формации часто ассоциируют друг с другом, но практически концентрации этих металлов и здесь нередко обособляются, возникая при разных условиях.

Так, касситерито-кварцевые месторождения обычно приурочены непосредственно к контактам активных гранитов. Образуюсь на раннем этапе деформации в апикальных частях интрузивов за счет близких очагов эманаций, кварцевые жилы и грейзеновые обособления чаще невелики по размерам. Обычно это серии многочисленных, но коротких, иногда кулисно расположенных жил, приуроченных к трещинам отрыва. Жилы сопровождаются в гранитах зонами грейзенов, а в терригенных породах — слюдистыми оторочками. Характерные спутники касситерита — топаз, светлые (иногда литийсодержащие) слюды, концентрирующиеся в зальбандах жил. Развитие топаза указывает на существенную роль летучих в образовании месторождений и, видимо, кислый характер рудоносных эманаций. Интересно, что в кварцевых жилах, богатых топазом, иногда присутствует и обильный станный, по-видимому, тоже выделявшийся из кислых растворов (Этыкинское месторождение в Забайкалье, Таламинское в Приамурье).

В процессе формирования кварцевых жил происходит нейтрализация растворов и ощелачивание их — об этом свидетельствуют поздние слюдистые прожилки (иногда также с полевым шпатом), проникающие от зальбандов жил по трещинам в кварц. Иногда в этих прожилках концентрируется и касситерит. Наиболее интенсивно подобная нейтрализация первоначально кислых растворов проявилась вдоль пологих трещин нагрузки в гранитах, где растворы циркулировали замедленно и метасоматически преобразовывали граниты. К таким трещинам приурочены полевошпатовые и кварц-полевошпатовые жилы с касситеритом, а в гранитоидах, богатых кальцием (гранодиоритах и др.), также с шеелитом (Ималкинское месторождение в Забайкалье).

Как отмечалось, оловорудные месторождения касситерито-кварцевой формации имеют главное значение как источник россыпей, в коренном же залегании интересны штокверки (Альтенберг и др.), параллельно-прожилковые зоны и системы сближения жил, где большой объем рудной массы позволяет выгодно проводить открытые работы даже при относительно небольшом содержании металла. Реже на олово разрабатываются единичные крупные кварцевые жилы. Вольфрамит обычно является неизменным спутником касситерита, однако главные концентрации он образует в самостоятельных месторождениях — в вольфрамито-кварцевых жилах. Классический район развития таких вольфрамито-кварцевых жил — провинция Цзянси в Южном Китае (Быбочкин, 1965), где вольфрамит в кварцевых жилах сопровождается подчиненным ему касситеритом. Протяженные кварц-вольфрамитовые жилы, представляющие безоловянный вариант кварцевой формации, известны на Корейском п-ове, а также в Забайкалье (месторождения Белуха, Букука, Джиды). Жилы эти в отличие от касситерито-кварцевых связаны уже не с ультракислыми, а с умеренно кислыми гранитами и образуются явно после застывания массивов на значительную глубину, поскольку они приурочены к крупным, хорошо разработанным тектоническим трещинам и иногда возникают уже после внедрения порфиритовых и лампрофировых даек, секущих граниты. Кварцево-вольфрамитовые жилы также сопровождаются грейзенами, но в общем характеризуются менее интенсивным проявлением пневматолитовых изменений. Наблюдения над некоторыми вольфрамито-кварцевыми жилами позволили О. Д. Левицкому (1939) даже высказать предположение, что иногда эти жилы образуются из концентрированных вязких гелеобразных растворов, бедных минерализаторами, одновременно заполнявших открытые трещины. Об этом, по его мнению, явно свидетельствуют валики вдавливания кварцевой массы в трещины, подходящие к рудовмещающей полости.

Взаимоотношения касситерита и вольфрамита в комплексных олово-вольфрамовых месторождениях кварцевой формации бывают различными. Иногда наиболее ранним является вольфрамит, в других слу-

чаях — касситерит. Последний тип взаимоотношений более характерен для оловянных месторождений, где касситерит концентрируется в слюдястых приальбандовых оторочках, а вольфрамит образует выделения в кварце (Опонское месторождение в Забайкалье). В некоторых же собственно вольфрамовых месторождениях касситерит осаждается на более узком вертикальном интервале по сравнению с вольфрамитом, выделяясь лишь в грейзенах приконтактной зоны и в грейзенизированных гранитах приальбандовой части жил. В то же время вольфрамит, локализующийся в кварце, распространяется вместе с касситеритом как в глубь гранитного массива, так и в осадочные породы зоны экзоконтакта (месторождение Сихуашань, пров. Цзянси Южного Китая).

В некоторых месторождениях такого типа существенную роль играют сульфиды, главным образом арсенопирит, и месторождения приближаются к переходным кварц-сульфидным — промежуточным между кварцевой и силикатно-сульфидной формациями. Особенно характерны такие переходные месторождения с касситеритом и вольфрамитом для зон разломов, где получают развитие параллельно-прожилковые зоны, образующие крупные, но убогие штокверки (месторождения Ингодинское, Тарбальджейское в Забайкалье, Пыркакайское на Чукотке и др.). Касситерит вместе с топазом и реакционной слюдой концентрируется и здесь у альбандов прожилков, осаждаясь, видимо, при нейтрализации растворов боковыми породами; подчиненный же вольфрамит вместе с арсенопиритом выделяется ближе к осевой части прожилков, где кислые растворы уже были изолированы от непосредственного влияния вмещающих пород (Тарбальджей). Сочетание этих минералов, а также более поздних сульфидов в пределах единовременно образованных тонких прожилков показывает, что они выделялись из одного потока растворов, кристаллизуясь последовательно по мере снижения их температуры и изменения состава растворов при взаимодействии с породами.

Золото-шеелитовый тип кварцевой формации проявлен в связи с гранитоидами повышенной основности в золотоносных поясах, приуроченных к эвгеосинклиналям. Вмещающими породами служат или гранитоиды (диориты, гранодиориты), или метаморфические породы основного состава.

Скарновая формация, видимо, в большей степени характерна для руд вольфрама, хотя она имеет существенное значение и для олова. Скарновые месторождения этих металлов в наибольшем количестве встречаются в тех же районах, что и месторождения кварцевой формации, но в условиях, где кислые рудоносные интрузивы внедряются в карбонатные породы. Именно таковы скарны рудных провинций Цзянси, Хунань, Юньнань и Гуанси в Южном Китае. Состав рудных минералов зависит от геохимических особенностей интрузивов, а также от типа месторождений. Так, в провинции Цзянси, где профилирующим металлом является вольфрам, соответственно и в скарнах, локализующихся на контакте гранитов с известняками, развито главным образом вольфрамовое оруденение (в виде шеелита). Но здесь уже большее количество по сравнению с месторождениями кварцевой формации и касситерита. С другой стороны, в существенно оловорудных районах провинции Хунань и Юнань (Гедзю) главный рудный минерал скарнов — касситерит, а шеелит составляет уже второстепенную примесь.

Шеелитовые скарны представлены крупными пластообразными залежами, локализующимися на контакте гранитоидов с карбонатными толщами. В них часто устанавливается метасоматическая зональность. Наиболее благоприятны для скарнирования сравнительно пологие контакты гранитов, осложненные разломами, причем скарны наибольшую мощность имеют в «ложбинах» поверхности гранитного массива. Скарны сложены пироксеном и гранатом; иногда в них существенную роль играет магнетит (переход к магнетитовому типу), образующий вкрапленность, а также линзообразные выделения, замещающие скарны в основном гра-

патового состава. Касситерит и шеелит в этих скарновых залежах — относительно поздние минералы; они ассоциируют с кварцем, замещающим скарновую ассоциацию в стадию кислотного выщелачивания. Еще позднее выделяются сульфиды, ассоциирующие уже с карбонатами поздней щелочной стадии.

Собственно шеелитовые скарны (без примеси олова) широко развиты во многих рудных провинциях, в частности в Северной Америке, а также в Средней Азии, где они приурочены к массивам биотитовых гранитов, прорывающих карбонатные толщи, и образуют полого залегающие пластообразные тела. В некоторых случаях шеелитоносные скарны образуются среди гранитоидов и в удалении от известняков, возможно, за счет кальция и других оснований самих вмещающих гранитоидов (Чорух-Дайрон в Средней Азии).

Особый вариант шеелитовых скарнов представляют месторождения, в которых вольфрам ассоциирует уже не с оловом, а с молибденом. Подобные молибдено-вольфрамовые месторождения иногда связаны с мелкими штоками гипабиссальных гранитоидов повышенной основности и образуются на контакте их с карбонатными породами (Кавказ). Шеелитовые месторождения скарновой формации, богатые сульфидами (пирротин, халькопиритом), иногда золотоносны.

Касситерит встречается в качестве подчиненного минерала во многих шеелитоносных скарнах, хотя этот тип месторождений для него в общем мало благоприятен. Касситерит в таких реакционно-биметасоматических скарнах, особенно в их разностях, богатых магнетитом (магнетитовый тип), образует тонкую рассеянную убогую вкрапленность и трудно поддается обогащению. К тому же олово частично входит и в состав скарнообразующих силикатов — граната, везувиана, ильваита, — из которых вообще не извлекается. Вместе с тем характерно, что касситерит встречается в скарновых месторождениях этого типа далеко за пределами оловоносных провинций (Питктаранта в Прибалтике). По-видимому, скарны, как и пегматиты, являются как бы «ловушками» даже для того небольшого количества олова, которое имеется в любых гранитах.

Значительно больший интерес по сравнению с реакционно-биметасоматическими скарнами в отношении оловоносности имеют скарны инфильтрационные, чаще несколько удаленные от гранитов и развивающиеся в виде трубчатых тел на пересечении трещин в карбонатных породах. Здесь скарнообразующие силикаты — в основном геденбергит — относительно низкотемпературные, и к ним близок по времени выделения касситерит, сопровождаемый сульфидами — пирротин, арсенопиритом, сфалеритом и др. Подобные оловорудные скарновые тела генетически близки к полиметаллическим и связаны иногда с ними постепенными переходами, а в некоторых месторождениях оловянные руды образуют местные концентрации и в скарно-полиметаллических рудных телах (Сап-Антонио, округ Чиуауа, Мексика).

Оловоносные скарны инфильтрационного типа имеют очень большую практическую ценность. Особенно характерны они для областей активизации Тихоокеанского пояса (юг Китая), где обогащенные оловом и летучими (в основном бором и фтором) граниты внедряются в сравнительно полого дислоцированные карбонатные отложения. Известны они также в Приморье, на Аляске и в Киргизии.

В магнезиальной среде (в доломитах) и при наличии в интрузивах бора касситерито-сульфидные тела сопровождаются турмалином и водным боратом магния (Беатрис майн в Малайе), иногда же получают развитие станнобораты магния (Аляска).

Редкие оловянные минералы — нордальдит, арандезит, герценбергит — наряду с касситеритом установлены в скарновом месторождении Арандиз (Юго-Западная Африка), образованном при скарнировании пегматитов, прорывающих известняки.

Месторождения силикатно-сульфидной формации, переходные от формации кварцевой к сульфидной, характерны главным образом для олова, хотя и в них постоянно как второстепенная примесь присутствует вольфрам в виде вольфрамита, а иногда и шеелита. Эти месторождения представлены метасоматическими зонами кварц-турмалинового или кварц-хлоритового состава, образующими переходы как к существенно кварцевым, так и к сульфидным телам. Характерная особенность этих месторождений — развитие гидротермальных водных алюмосиликатов железа — отражает уже умеренную температуру растворов. Наиболее высокотемпературным в этой формации является турмалиновый тип, который с удалением от интрузивов уступает место хлоритовому.

Месторождения турмалинового типа располагаются в ореоле интрузивов, богатых бором. Иногда в составе рудоносного интрузивного комплекса встречаются и собственно турмалиновые граниты, в которых турмалин — порообразующий минерал. Обычно вокруг таких интрузивов развиты турмалиновые роговики, а в самих гранитах встречаются турмалиновые грейзены.

По времени образования рудоносные турмалиновые зоны обычно более поздние по сравнению с кварцевыми жилами и грейзенами (Корнуолл), но в случае повторных внедрений кислых гранитов позднее их также могут образовываться месторождения кварцевой формации (Яло-Адычанский район). Ранние кварцевые турмалиниты иногда практически безрудны и обогащаются оловом (и вольфрамом) там, где они рассеяны более поздними кварцевыми прожилками, сопровождающимися окварцеванием самих турмалинитов. Обычно в этот этап на смену раннему черному турмалину появляется синий или зеленый, относительно обедненный железом, и в целом при окварцевании происходит выщелачивание главной массы оснований.

И в турмалиновом, и в хлоритовом типах намечаются определенные стадии собственно рудного процесса: 1 — кварц-касситеритовая (в турмалиновом типе она чаще налагается на ранние безрудные турмалиниты), в течение которой касситерит сопровождается вольфрамитом и арсенопиритом; 2 — колчеданная, представленная главным образом пирротинном, иногда халькопиритом, железистым сфалеритом, станнином, а также галенитом, который здесь не очень типичен; 3 — карбонатно-сульфидная с поздними сульфосолями, иногда с пиритом, флюоритом. В некоторых месторождениях эта поздняя карбонатно-флюоритовая стадия с пиритом отделена от главной рудной ассоциации внедрением порфиритовых даек.

Наряду с месторождениями, богатыми сульфидами, встречаются и малосульфидные кварц-турмалинового и особенно кварц-хлоритового состава, в которых касситерит и вольфрамит сопровождаются скудным пиритом, а иногда и кислородными соединениями железа — магнетитом или даже гематитом. Эти варианты силикатно-сульфидных месторождений характеризуют собой окислительные условия, их появление может доказывать и недостаток серы в растворах.

Месторождения турмалинового типа имеют большое значение как источник олова, но иногда из них попутно извлекается и вольфрам (Корнуолл, Восточная Австралия, некоторые месторождения Боливии). Месторождения представлены обычно протяженными и мощными метасоматическими зонами, сложенными кварцево-турмалиновыми породами. Турмалинизацию производили растворы, богатые бором, железом и магнием, — слабокислые или слабощелочные, близкие к нейтральным, что, как установлено Фронделем и Коллет, вообще благоприятно для отложения турмалина.

Окислительный потенциал растворов, как показывает присутствие в турмалинах окисного железа, был относительно высок, возможно, вследствие нейтрализации слабокислых растворов при взаимодействии с алюмосиликатными породами. Собственно рудная минерализация обычно на-

лагается на ранние турмалиниты по серии трещинок, возникших при их дроблении, причем касситерит на этом этапе тесно ассоциирует уже с кварцем и иногда сопровождается вольфрамитом и арсенопиритом (а иногда также висмутовыми минералами). Интенсивное замещение турмалинитов кварцем вплоть до образования монокварцевых метасоматических линз и зон позволяет говорить о проявлении в это время процесса кислотного выщелачивания. Подобное повышение кислотности растворов может быть связано с образованием открытых трещин, вызвавших дегазацию растворов и выделение газовой кислотной фазы, существенно меняющей щелочно-кислотные их свойства.

Касситерит, как и в других типах месторождений, отлагается ближе к зальбандам кварцевых прожилков, ассоциируя при этом с цветным (синим или зеленым) турмалином, уже менее железистым и характеризующимся одновременно (данные А. М. Кокорина) меньшим коэффициентом окисления железа. Вероятно, именно за счет разложения раннего турмалина, заключавшего окисное железо, высвобождался кислород и повышался общий окислительный потенциал, благоприятствующий отложению в это время касситерита. Вольфрамит здесь иногда замещает непосредственно турмалиновые агрегаты, являясь относительно ранним (Приамурье); в других случаях он выделяется позже касситерита и концентрируется в более высокой зоне (Корнуолл). Но в общем диапазон отложения минералов олова в подобных месторождениях шире, чем минералов вольфрама. Так, олово распространено и в сульфидном парагенезисе, где касситерит иногда частично заменяется станнином; вольфрамит же, в основном приуроченный к ранней кварцевой кислотной стадии, в сульфидном парагенезисе отлагается редко.

В некоторых месторождениях касситерит в своем образовании уже непосредственно связан с турмалином, который развивается в зальбандах кварцево-касситерито-сульфидных жил в результате одновременного с их образованием замещения боковых пород. В этих случаях турмалин менее железистый — бурый, слабоокрашенный в шлифе (Лифудзин).

Сульфиды, как отмечалось, обычно выделяются позднее кварц-вольфрамит-касситеритовой ассоциации, причем в сульфидном этапе рудообразование происходит уже в восстановительных условиях, о чем свидетельствует развитие преобладающего здесь пирротина. На место касситерита в этих условиях иногда приходит станнин, образующий реакционные каймы на контакте касситерита с окружающими его сульфидами. Особенно характерна ассоциация станнина со сфалеритом, здесь всегда сильно железистым, в то время как с пиритом и халькопиритом и в сульфидном парагенезисе чаще ассоциирует касситерит, что отражает местные повышения кислородного потенциала. С другой стороны, станнин постоянно развивается на контакте сульфидов с прожилками карбоната, характеризующего своим появлением восстановительные условия. В свою очередь, при изменении кислородного режима станнин часто разлагается с выделением тончайших вростков касситерита или образованием двухминерального халькопирит-касситеритового агрегата. Подобные превращения особенно характерны для приповерхностной зоны, причем это окисление станнина происходит рядом с дисульфидизацией пирротина.

В некоторых месторождениях сульфиды мало развиты или полностью отсутствуют, и железо связывается в магнетите. Примером могут служить некоторые месторождения Трансвааля. Своеобразную малосульфидную разновидность представляют месторождения турмалинового типа в доломитах, где возникают оловоносные зоны, сложенные прожилками бледно-голубого магнезиального турмалина (Первомайское месторождение Ханкайского района). В известняках в связи с гранитами, богатыми бором и фтором, возникают турмалино-флюоритовые метасоматические тела с касситеритом и сульфидами (Ярославское месторождение Ханкайского района).

Хлоритовый тип касситерито-силикатно-сульфидной формации минералогически близок к турмалиновому — он проявляется при отсутствии в составе растворов бора и в общем более низкотемпературный. В некоторых районах турмалиновые и хлоритовые зоны встречаются вокруг одних и тех же интрузивов, причем вторые расположены дальше от рудоносных гранитов.

Хлоритизация происходит одновременно с оруденением, причем можно наблюдать переходы от монокварцевых метасоматитов к существенно хлоритовым. Эти разности метасоматических новообразований тесно связаны переходами и образуются в результате перегруппировки элементов в пределах зоны дробления. Касситерит и вольфрамит и здесь близки по времени выделения к кварцу и хлориту, а также к арсенопириту, и являются более ранними по сравнению с основной массой сульфидов. Подобные хлоритовые метасоматиты с касситеритом и вольфрамитом известны в Корнуолле, Восточной Австралии и других оловорудных провинциях мира. Они обычно связаны с кислыми гранитами и располагаются в зоне контакта оловоносных интрузий. Собственно же оловорудные (безвольфрамовые) хлорититы имеют более широкий диапазон распространения, встречаясь близ интрузий иногда с повышенной основностью, а также близ вулканических neckов или вообще в удалении от крупных интрузивных тел, пространственно ассоциируя в этих случаях с дайками различного состава.

Характерная особенность рудоносных зон хлоритового типа — высокая железистость хлорита и значительная степень окисления в нем железа, которым замещается и алюминий. Касситерит, и здесь тесно ассоциирующий с кварцем, иногда образует с ним колломорфные агрегаты с чередованием сферических и фестончатых зон (Левицкий, 1953). Возможно, такие агрегаты возникали при разложении сложного оловянно-кремниевое геля. Не исключено, что и перенос олова совершался в комплексе с кремнеземом.

Хлорититы, как и описанные ранее турмалиниты, часто включают сульфиды, обычно более поздние по отношению к касситериту. Но здесь нередко вместо пирротина появляется пирит. Иногда же сульфиды вообще отсутствуют и их заменяет магнетит или даже гематит — индикаторы высокого значения окислительного потенциала. Нередко в одном и том же рудном поле расположены рядом и метасоматические зоны хлоритизации, и жилы, сложенные сульфидами железа, сопровождающиеся хлоритизацией боковых пород (месторождения Ханчеранга в Забайкалье, Хрустальное в Приморье). При этом первые развиваются в сложных зонах интенсивного дробления, вторые же приурочены к хорошо проработанным трещинам и в значительной мере были образованы выполнением открытых полостей. В них большая часть железа связана в сульфидов — пирротине, железистом сфалерите и др. Таким образом, развитие в одном случае железистого алюмосиликата, в другом — сульфидов определяется в значительной мере условиями рудообразования: видимо, в контакте с большой поверхностью мелкодробленых пород происходило интенсивное взаимодействие с ними растворов, что и способствовало метасоматическому образованию железистого хлорита; в потоке же растворов, протекавших вдоль единой трещины, отлагались главным образом сульфиды железа. В свою очередь, степень метасоматоза оказывала влияние на детали химизма растворов. Как отмечалось, в хлорититах чаще присутствует пирит, а не пирротин, а в некоторых случаях даже магнетит и гематит. Это наряду с высоким коэффициентом окисления железа в хлорите говорит о высоком окислительном потенциале, возможно, вследствие нейтрализации и ощелачивания первоначально слабокислых растворов, интенсивно реагировавших с алюмосиликатными породами.

Касситерито-сульфидная формация, представленная собственно сульфидными и кварц-карбонатно-сульфидными жилами, почти не имеет ана-

логов среди вольфрамовых месторождений. В касситерито-сульфидной формации выделяются типы — железистый (колчеданный) и свинцово-цинковый (галенито-сфалеритовый). Изменение вмещающих пород при образовании таких жил выражено в окварцевании, серицитизации, в то время как водные железистые алюмосиликаты для околорудного гидротермального изменения уже не столь характерны. Железо в этих месторождениях в основном связывается в сульфидах (пирит, пирротин, арсенопирит, иногда халькопирит), а на поздних этапах — в карбонатах (сидерит, олигонит и др.).

Месторождения железистого типа по составу и взаимоотношениям рудных минералов сходны с вышеописанными месторождениями касситерито-силикатно-сульфидной формации, отличаясь от них лишь отсутствием сопровождающих оруденение водных алюмосиликатов железа и относительно низкотемпературным собственно рудным комплексом. Как и в касситерито-силикатно-сульфидных, в месторождениях железистого типа касситерито-сульфидной формации выделяются стадии — ранняя кварц-касситеритовая с арсенопиритом, средняя кварц-сульфидная, в основном с пирротинном, сопровождаемым сфалеритом (колчеданная), и поздняя карбонатно-сульфидная. Иногда резкого перерыва между ассоциациями различных стадий не отмечается; весь комплекс минералов чаще отлагался сближенно. Особенно это характерно для руд, образованных из коллоидных растворов (Радкевич, 1953).

Месторождения относятся к среднетемпературным, причем многие из них образуют переходы к свинцово-цинковому типу и содержат богатые галенитом и сфалеритом руды. Интересная особенность таких руд — тонкие лезвиевидные параллельные вроски галенита в пирротине, иногда под углом ориентированные к зальбандам жилы. Эти узкие галенитовые клинья выполняют промежутки между пластинчатыми пирротинными кристаллами, в других же случаях они как будто образуют закономерные вроски. Подобная необычная пространственная связь этих сульфидов позволяет предположить, что они возникли, может быть, в результате разложения какого-то свинцово-железистого соединения типа сульфохлоридов свинца (?).

Наиболее низкотемпературные месторождения этого типа содержат часто обильный станин. В редких случаях здесь встречаются и сульфостаннаты свинца.

Подобные месторождения обычно редко содержат вольфрам, хотя изредка встречаются вольфрамовые их аналоги — вольфрамито- или шеелито-сульфидные месторождения, близкие к оловянным по характеру минерализации. Одно из них — Лянхуашань — известно в Береговой оловоносной зоне провинции Гуандун в Южном Китае (Быбочкин, 1965).

Месторождения свинцово-цинкового типа касситерито-сульфидной формации представляют наиболее низкотемпературное звено оловорудного процесса. Они образуются чаще в приповерхностных условиях в связи с вулканическими телами. В некоторых случаях подобные же месторождения проявлены среди карбонатных пород (Смирновское в Забайкалье). Главными минералами здесь являются галенит, сфалерит, а иногда различные сульфосоли свинца — сульфохлориды и сульфостаннаты (Радкевич, 1959, 1960). Сульфидные минералы сопровождаются карбонатами — олигонитом, анкеритом, в то время как кварц для них уже не столь характерен. Иногда встречаются поздние кварцевые прожилки с арсенопиритом, пересекающие сульфиды свинца и цинка. Для этих месторождений еще в большей степени, чем для ранее описанных, характерны колломорфные образования, что, вероятно, объясняется резким перепадом условий минералообразования в приповерхностной зоне. Иногда олово отлагалось главным образом (или даже целиком) в сульфостаннатах, которые, видимо, были отложены из щелочных растворов, переносивших олово, может быть, в виде сложных гетеро-сульфокислот (Щер-

бина, 1947) на большие расстояния от их источника. В неустойчивых физико-химических условиях приповерхностной зоны под влиянием увеличения активности кислорода происходит разложение сульфостаннатов (тиллита, цилиндрита, франкеита и др.) с выделением касситерита в срastaниях с галенитом (или буланжеритом).

Пирротин для подобных месторождений не характерен; его здесь чаще заменяют пирит и гипогенный марказит, что свидетельствует об окислительном режиме. В верхней зоне сульфиды олова иногда уступают место касситериту, появляющемуся в результате повышения кислородного потенциала, может быть при смешении восходящих вод с нисходящими (верхняя оловянная зона Оруро в Боливии). Наряду с окислением станнина и сульфостаннатов свинца, как показывает пример Синанчинского месторождения в Приморье, может выделяться магнетит по олигониту с образованием в нем тонкой пылевидной взвеси, что также свидетельствует о повышении кислородного потенциала, обусловившем перевод не только олова, но и железа в окисную форму. В свою очередь, магнетитовая взвесь в дальнейшем уступит место более крупным выделениям пирита, образующим метакристаллы в карбонате, «очищенном» от магнетитовой взвеси. Здесь эти изменения химизма растворов, сопровождаемые превращениями минералов, выражены еще ярче, чем в ранее описанных типах месторождений. Эти и другие преобразования руд характеризуют колебания кислородного режима (Радкевич, 1947).

Вольфрам на гидротермальном этапе образует концентрации в других типах месторождений, ассоциируя уже не с оловом, а с золотом в составе золото-шеелитовых месторождений. Наконец, своеобразный тип представляют ферберито-антимонитовые месторождения, возникающие при низкотемпературных условиях в удалении от магматического источника и обычно на поздних этапах развития рудного процесса. Такие месторождения известны в Забайкалье и Боливии. Практическое значение их невелико, однако генетически они представляют несомненный интерес как доказательство возможного низкотемпературного образования вольфрамита. Редкий оловянный аналог такого типа рудопроявления — месторождение Нетка в Приамурье, где в ассоциации с антимонитом и киноварью встречаются колломорфный касситерит и турмалин (Коростелев, 1965).

Как следует из сравнения месторождений олова и вольфрама, эти металлы на высокотемпературных этапах процесса в определенных условиях встречаются совместно, ассоциируя в кварцевых жилах, грейзенах и скарнах.

На более низкотемпературных стадиях пути этих элементов расходятся. Причина разобщения олова и вольфрама — геохимические отличия. Так, вольфрам относится к группе литофильных элементов, образуя исключительно кислородные соединения (сульфид вольфрама WS_2 — тунгстенил — чрезвычайно редкий минерал). Соответственно он встречается главным образом в кварцевых жилах и не характерен для сульфидного парагенезиса. В отличие от него олово, способное давать как кислородные, так и сульфидные соединения, обнаруживает в одних случаях литофильные свойства, ассоциируя с вольфрамом, в других — халькофильные в сульфидном парагенезисе. Наконец, постоянная ассоциация касситерита в гидротермальных месторождениях с алюмосиликатами железа позволяет говорить о близости олова к сидерофильным элементам, что подтверждается существованием его природного соединения с палладием. Такая сложная геохимическая природа в значительной мере и объясняет разнообразие типов месторождений олова и большой диапазон температурных и химических условий устойчивости его соединений. Отмеченные геохимические особенности сказываются и на типах руд, характерных для этих металлов, а также определяют температурный диапазон образования их месторождений.

Вольфрам ассоциирует с оловом лишь в высокотемпературных месторождениях кремнещелочной серии — в пегматитах (редко), грейзенах и кварцевых жилах, скарнах, являясь резко подчиненным в силикатно-сульфидном и сульфидном парагенезисе. Но если рассматривать взаимоотношения этих металлов в пределах кремнещелочной высокотемпературной серии, характерной для обоих металлов, то и здесь можно отметить тенденции разобщения их: олово в этих условиях оказывается в большей степени литофильным элементом, чем вольфрам — оно тесно связано с бериллием, ниобием, танталом и другими металлами, дающими кислородные соединения, и вместе с ними концентрируется в ультракислых производных гранитной магмы, обогащенных летучими и редкими элементами. Касситерито-кварцевые жилы и грейзены (с вольфрамитом или без него) локализуются в связи с массивами лейкократовых двуслюдистых или мусковитовых гранитов — поздних в комплексе последовательных дифференциатов гранитной магмы. Выделяются из таких интрузивов оловоносные эманации на раннем этапе их становления из верхних, еще не остывших частей магматического тела. Вольфрам же концентрируется нередко и близ нормальных биотитовых гранитов и связан с относительно глубинными очагами. Соответственно для вольфрамито-кварцевых жил уже не столь характерны проявления пневматолита по сравнению с касситерито-кварцевыми.

Разница состава рудоносных пород еще в большей степени характерна для скарновых месторождений этих металлов. Наиболее важные оловоносные инфильтрационные скарны сульфидного типа часто связаны с теми же ультракислыми гранитами, что и месторождения кварцевой формации, развиваясь там, где эти обогащенные оловом, редкими металлами и летучими гипабиссальные гранитные интрузии внедряются в известняки (Южный Китай). Вольфрам же и в месторождениях скарновой формации, представленных шеелитоносными, чаще приконтактовыми реакционно-биметасоматическими скарнами, концентрируется нередко в связи с гранитоидами повышенной основности. Иногда это монзониты, гранодиориты и другие породы, образованные при значительном влиянии процессов ассимиляции карбонатных толщ.

Зато гидротермальные оловорудные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации нередко ассоциируют с гранитоидами повышенной основности, что, вероятно, и обуславливает повышенное содержание в них железа, а также серы. Иногда, впрочем, они связаны и с нормальными гранитами, и именно тогда в них появляется и вольфрамит. Наконец, некоторые касситерито-силикатно-сульфидные месторождения (и особенно еще более низкотемпературные касситерито-сульфидные) связаны уже с глубинными магматическими очагами и лишь пространственно ассоциируют с гипабиссальными и субвулканическими телами или базальтоидными дайками (Приморье, Боливия).

Своеобразны в отношении связи с магматизмом месторождения дериивистого олова так называемой риолитовой формации (не имеющие аналогов для вольфрама), образующиеся непосредственно в оловоносных лавах иногда за счет растворов, поступающих из вулканических камер.

Особый тип вольфрамовых месторождений, удаленных от активного магматического источника, — антимонит-ферберитовые жилы.

Соответственно различиям химизма рудоносных интрузий олово и вольфрам сочетаются в одних территориях, разобщаются в других. Вольфрам в общем распространен шире олова. Оловоносные территории сосредоточены главным образом во внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса (Смирнов, 1946), а также в Африке. Вместе с тем в небольших по площади районах, заключающих иногда уникальные концентрации, олово встречается и вне этих территорий (Рудные горы, Корнуолл, Киргизия). При этом характерна неизменная приуроченность олова к рудным провинциям сиалического профиля — миогеосинклиналям, сложенным терри-

генными толщами, иногда перекрытыми карбонатными породами. Преимущественное развитие в пределах оловорудных провинций терригенных песчанико-сланцевых пород позволяет некоторым исследователям высказывать предположение о заимствовании олова оловоносными гранитами из глинистых осадков.

С другой стороны, месторождения вольфрама встречаются в более разнообразных условиях — они ассоциируют с оловом в олово-вольфрамовых месторождениях кварцевой формации среди терригенных пород и в скарнах среди карбонатных пород в зонах многоэпигенного типа. Но в то же время они нередко встречаются и в эвгеосинклинальных областях, ассоциируя в породах повышенной основности уже с золотом в составе золото-шеелитовых жил, а в карбонатной среде — в скарнах (Северная Америка, Средняя Азия).

И оловянные, и вольфрамовые месторождения нередко развиты в областях активизации с проявлением внеорогенного магматизма. Распределение рудоносных интрузивов в этих областях отчетливо контролируется системами разломов. В геосинклинальных же областях в локализации интрузивов и месторождений играют роль и складчатые структуры. Рудоносные массивы нередко тяготеют к ядрам антиклиналей, но вместе с тем обычно и здесь приурочены к разрывным нарушениям. Характерно, что внеорогенные и синорогенные оловоносные и вольфрамоносные интрузивы заметно не отличаются, и это позволяет предполагать, что очаги их зарождения, их общие особенности определяются не складчатыми, а разрывными нарушениями.

В областях проявления сложных многофазных серий, там, где внедрению оловоносных гранитов предшествовали более основные породы (ряд габбро — диориты — гранодиориты — граниты), можно предполагать, что источником возбуждения магматизма служила верхняя мантия. Лишь в процессе дальнейшей эволюции при взаимодействии базальтового расплава с осадочными и метаморфическими породами, а также в результате дифференциации формировались собственно рудоносные кислые интрузивы. В некоторых же случаях оловоносные граниты непосредственно являлись продуктами дифференциации, поступившей из глубин основной магмы (Бушвельдский комплекс).

Взаимоотношения оловянной и вольфрамовой минерализации на разных этапах рудного процесса и в разных типах месторождений могут быть различными. Вольфрам концентрируется на более ограниченном интервале температур в шевматолитовых и высокотемпературных гидротермальных месторождениях, а также в более узких пределах.

Встречаясь совместно в одном и том же рудном теле, минералы олова и вольфрама могут занимать различное возрастное положение. В собственно оловорудных гидротермальных месторождениях касситерито-силикатно-сульфидной формации касситерит относительно ранний и образует оторочки у зальбандов жил, а также кокардовые каймы вокруг ксенолитов; вольфрамит вместе с арсенопиритом выделяется в кварце ближе к осевой части жил (Тарбальджей в Забайкалье). Нередко он соответственно развивается и в более верхней зоне по сравнению с касситеритом (Корнуолл, Боливия), что и послужило в свое время Эммонсу (Emmons, 1924) основанием для установления именно такого его положения в общей схеме зональности.

В то же время в высокотемпературных месторождениях кварцевой формации наблюдаются чаще обратные соотношения. А в некоторых месторождениях касситерит концентрируется в сравнительно узкой приконтактовой зоне грейзенов, в то время как вольфрамит распространяется на большем вертикальном интервале — как вниз, так и вверх от этой зоны (Сихуашань, провинция Цзянь в Китае). Обладая более широким диапазоном условий минералоотложения по сравнению с вольфрамом, олово вместе с тем в первую очередь реагирует на локальные изменения этих ус-

ловий. Видимо, и формы переноса соединений олова разнообразны и могут в зависимости от условий меняться даже в одном потоке растворов.

По-прежнему не снимается гипотеза о переносе олова в соединениях с галоидами — фтором и хлором, может быть (как теперь полагают), в виде комплексных соединений (Барсуков, 1966). Этот тип вероятен для грейзенов, а также касситерито-силикатно-сульфидных месторождений, где в кварце постоянно обнаруживается галит (Жокорин, 1966). В то же время возможен также перенос в форме кремнеоловянных и кремневольфрамовых комплексов, которые могли бы объяснить и постоянное сонахождение касситерита и вольфрамита с кремнеземом, особенно своеобразное ритмичное чередование касситерита и кварца в колломорфных рудах (Левицкий, 1953). Для месторождений турмалинового типа не исключена возможность транспортировки олова в комплексе с бором, тем более, что известны и реально существующие станнобораты. Для вольфрама облепчается возможность переноса его существованием растворимых вольфраматов. Наконец, для касситерито-сульфидных месторождений возможен и перенос олова в форме растворимых в щелочных растворах сульфостаннатов (Щербина, 1947).

Само разнообразие типов месторождений и минеральных ассоциаций в них показывает, что можно допускать и различные формы переноса металлов. Возможно, на разных этапах и даже в разных частях одной и той же рудной трещины эти формы могут быть отличными.

Изучение сложных преобразований оловорудных месторождений показывает, что рудное тело — это не что-то застывшее, в нем происходят изменения, особенно сложные в длительно развивавшихся метасоматических зонах. При этом особенности химизма растворов меняются и при нарушении режима развития трещин, и в результате взаимодействия растворов с ранее образованными минералами. Эти колебания, вероятно, могут происходить неоднократно и зависеть от соотношений минералов в каждом отдельно взятом участке или даже определяться взаимодействием зерен на их контакте. Особенно они усиливаются в приповерхностных горизонтах, где возрастает кислородный потенциал. Таким образом, на фоне направленной эволюции минерального вещества в процессе изменения температурных и других условий в деталях процесс может оказываться очень сложным, что налагает отпечаток на характер парагенезисов минералов, меняющихся от участка к участку. Это отличает подобные неравновесные гидротермальные парагенезисы от парагенезисов более постоянных по составу интрузивных и метаморфических пород. Особенно характерны тонкие колебания в среде, близкой к нейтральной, где незначительное колебание щелочности — кислотности может отражаться на изменении состава минералов, особенно олова и железа, образующих различные типы соединения. Поэтому тонкое изучение парагенезиса минералов оловорудных месторождений наряду с другими методами может дать материал для воссоздания деталей колебания физико-химических условий рудоотложения. Интересно в этом свете и сравнительное изучение поведения олова и вольфрама, позволяющее понять многие особенности процесса рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л., Дурасова И. А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). — *«Геохимия»*, 1966, № 2, с. 168—179.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965, 236 с.

Жокорин А. М. Применение минералого-термометрического анализа для выяснения некоторых особенностей генезиса оловорудных месторождений Приамурья. —

В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 121—133.

Коростелев П. Г. Минералого-геохимические особенности сурьмяно-ртутной минерализации Комсомольского рудного района.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 145—147.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья.— В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, 271 с.

Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений.— В кн.: Геология олова. М., с. 27—37. (1947, Тр. ИГН АН СССР, вып. 82).

Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 309—331.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Т. 3, 1935, 394 с.

Радкевич Е. А. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 328 с.

Радкевич Е. А. Касситерито-сульфидные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953, 319 с.

Радкевич Е. А. Месторождения касситерито-сульфидной формации.— В кн.: Геология олова. М., 1947, с. 149—180. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 82).

Радкевич Е. А. Оловорудные месторождения СССР.— В кн.: Геология олова. М., 1947, с. 385—453. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 82).

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 13—27.

Щербина В. В. Геохимия олова.— В кн.: Геология олова. М., 1947, с. 5—25 (Тр. ИГН АН СССР, вып. 82).

О ВОЛЬФРАМОВЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Ю. Г. ИВАНОВ

(Приморское территориальное геологическое управление)

В настоящее время нет общепринятой классификации вольфрамовых месторождений. Для отдельных вольфрамоносных провинций или в целом для вольфрама исследователи предложили различные варианты классификации месторождений этого металла (Волярович, 1957; Матвеевко, 1959, 1966; Щеглов, 1956, 1963, 1964, 1967, 1968, 1973; Алявдин, 1963; Повилайтис, 1968, 1971; Лугов, 1963, 1965; Радкевич, 1966₁; Сотников, 1966; Риндквист, Щеглов, 1968; Сотников, Никитина, 1971; Денисенко, 1973; и др.). В основу классификаций по различным по объему геологическим и минералого-геохимическим данным положены разные признаки (температурные условия рудообразования, положение месторождений относительно контактов рудоносных интрузивов, минеральный состав руд, структурно-морфологические типы оруденения, рудные формации и т. д.). Наиболее интересными как в научном, так и в практическом отношении являются классификации, построенные на формационном анализе рудных месторождений. Вместе с тем обзор предложенных на формационной основе классификаций вольфрамовых месторождений показал, что, несмотря на некоторое единообразие в выделении отдельных вольфрамоворудных формаций, в систематике имеются разнообразные подходы как в понимании объемов рудных формаций, так и в наименовании отдельных формаций.

Имея в виду опыт других исследователей по классификации вольфрамового оруденения, мы пришли к выводу о целесообразности систематики вольфрамового оруденения изучаемой территории также на формационной основе. При этом, учитывая общую степень изученности проявленного здесь вольфрамового оруденения, было признано достаточным выделение двух классификационных подразделений — рудных формаций и состав-

ляющих их минеральных типов. В понимании объемов этих классификационных подразделений мы независимо близко подошли к тому определению рудных формаций и минеральных типов, которые были сформулированы В. И. Сотниковым при классификации вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской области и Горного Алтая (Сотников, 1966, с. 115—116; Сотников, Никитина, 1971, с. 13).

При систематике вольфрамового оруденения в качестве элементарной ячейки принят минеральный тип этого оруденения, так как при выделении последних с наибольшей полнотой используются фактические данные о минеральном составе руд, характере и масштабах околорудных изменений вмещающих пород, пространственной связи оруденения с рудоносными интрузивами гранитоидов. Под минеральным типом, таким образом, понимается группа месторождений и рудопроявлений, характеризующихся минеральными ассоциациями, сформированными в конкретных внешних условиях рудообразования. Эти условия определяются химическими и физико-механическими особенностями вмещающих пород. Названия минеральным типам даны по составу главных рудных минералов, определяющих реальное или возможное промышленное значение соответствующих месторождений.

Под рудной формацией понимается такая совокупность минеральных типов вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, которые были сформированы в связи с определенными тектоно-магматическими комплексами в результате единого и непрерывного рудообразующего процесса и характеризуются близким набором рудных элементов вне зависимости от времени проявления оруденения.

7267
Минеральные типы, включенные в состав одной рудной формации, отличаются разнообразием вмещающих пород, особенностями геохимической специализации рудоносных интрузивов, спецификой конкретных структурных и некоторых других внешних условий рудообразования. В то же время эти минеральные типы обладают общими особенностями, отражающими их генетическое единство. Поэтому в названии рудной формации включены такие определения, которые отражают как генетические условия формирования, так и геохимический профиль соответствующих рудных формаций.

Выделенные рудные формации объединяют группы месторождений и рудопроявлений, обладающих сходным реальным или потенциальным экономическим значением. В учете этого фактора, как справедливо подчеркнул В. А. Кузнецов с соавторами (1972, с. 9), «...между прочим, заключается практическое значение разработки понятия о рудных формациях».

При систематике вольфрамового оруденения, кроме отмеченных выше факторов, имели значение полученные нами данные по типоморфизму отдельных минералов из парагенезисов различных рудных формаций и минеральных типов вольфрамового оруденения. В частности, это относится к составу и уровням концентрации некоторых микропримесей в минералах вольфрама и в характерных минералах-спутниках вольфрамов. Типоморфные микрогеохимические особенности некоторых минералов из различных вольфрамоносных парагенезисов имеют значение не только в качестве одного из классификационных факторов, но, что особенно важно, и для практики поисковых работ, так как еще на стадии изучения вторичных (механических) ореолов рассеяния вольфрамов и их минералов-спутников можно получать прямые аналитические данные о наиболее вероятном формационно-минеральном типе коренного вольфрамового оруденения, а следовательно и о его возможной промышленной ценности.

В таблице для изучаемой территории, охватывающей приморскую часть Сихотэ-Алинской рудоносной провинции, приведена принятая нами систематика вольфрамового оруденения. Кроме перечисленных в таблице собственно вольфрамовых рудных формаций, на этой территории минералы вольфрама, обычно в небольшом количестве, присутствуют в рудах место-

Систематика вольфрамового оруденения

Рудная формация	Минеральный тип	Структурно-морфологические типы оруденения	Вмещающие породы и характер их изменения
1	2	3	4
Скарновая молибден-вольфрамовая			Кварцево-сланцевые сланцы и известняки в провесах кровли интрузивов; ороговикование, скарнирование, пропилитизация
Скарновая вольфрамовая		Линзообразные и неправильной формы залежи	Горизонты и линзы известняков в толщах переслаивающихся кристаллических сланцев и гнейсов; скарнирование
Скарновая вольфрам-олово-полиметаллическая			Линзы и прослои известняков в толщах алевролитов и песчаников; ороговикование, скарнирование, грейзенизация, пропилитизация
Скарново-грейзеновая вольфрам-фосфорно-сульфидная	Шеелит-апатит-колчеданный	Сложные, иногда линзообразные залежи	Переслаивающиеся алевролиты, спилиты, известняки; гранитоиды; ороговикование, скарнирование, грейзенизация
Грейзено-кварцево-жильная редкометалльно-молибден-олово-вольфрамовая	Грейзеновый шеелит-молибденитовый	Площадные зоны прожилково-вкрапленного оруденения и жилкообразные тела	Граниты, реже алевролиты, песчаники; альбитизация, грейзенизация, окварцевание
	Грейзеновый редкометалльно-касситерит-вольфрамитовый	Фронтальные к кровле интрузивов залежи в зонах их эндоконтактов, линейные залежи в экзоконтактах интрузивов	Граниты, песчаники; ороговикование, грейзенизация
	Касситерит-вольфрамит-кварцевый	Жилы, прожилковые и штокверкообразные зоны	Граниты, гранит-порфиры, часто песчаники, сланцы, роговики; альбитизация, грейзенизация

юга Дальнего Востока

Связь с интрузивными породами и расположение оруденения по отношению к массивам этих пород	Минералогический состав руд	Типоморфные микрогеохимические особенности минералов	Промышленное значение вольфрамового оруденения
5	6	7	8
Вероятна генетическая связь со складчатыми интрузивами гранитоидов; рудные тела в провесах кровли крупных массивов	Магнетит, шеелит, молибденит, пироксены, гранат, энидот, актинолит, хлорит		Не имеет
С достоверностью связь не установлена; рудные тела на контактах мраморов с кристаллическими сланцами и гнейсами	Шеелит, редко пирит и халькопирит, флогопит, диопсид, тремолит, геденбергит, гранат, волластонит, актинолит, хондродит, везувиан		»
Парагенетическая связь с субвулканическими интрузивами кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; оруденение в экзоконтактах субинтрузий	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, магнетит, касситерит, шеелит, минералы висмута и диопсид, геденбергит, салит, гранат, скаполит, актинолит, кварц, серицит, хлорит, флюорит		»
Парагенетическая связь с внегесинклиналиными небольшими интрузивами плагιοгранитов и гранитов; рудные тела — в интрузивах и их экзоконтактах, в провесах кровли интрузивов	Шеелит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, минералы висмута, галенит, станин, касситерит, вольфрамит, диопсид, геденбергит, волластонит, гранат, везувиан, актинолит, тремолит, апатит, мусковит, серицит, флюорит	Шеелиты — $\Sigma TR < 0,1\%$; апатиты — $W = 60-80$ г/т; гранаты — $W < 1$ г/т	Очень большое
Генетическая связь с гранитоидными интрузивами; оруденение в эндо-, реже в экзоконтактах интрузивов, их куполовидных выступах и апофизах	Шеелит, молибденит, висмутит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит, магнетит, кварц, полевые шпаты, флюорит, апатит, мусковит, кальцит	Вольфрамиты — Ta_2O_5 от 75 до 6300 г/т, Nb_2O_5 от 4000 до 11000 г/т, Nb_2O_5 от 2,5 до 2,7 Ta_2O_5 Sc — от 40 до 820 г/т; шеелиты — ΣTR от 0,15 до 0,4%	Не имеет
Генетическая связь с послескладчатыми интрузивами гранитов и гранодитов; оруденение в эндо- и экзоконтактах интрузивов	Вольфрамит, касситерит, арсенопирит, тантало-ниобаты, минералы висмута, кварц, топаз, флюорит, светлые слюды, альбит		Могут иметь значение при комплексном извлечении металлов
Генетическая связь с послескладчатыми интрузивами аляскитовых гранитов, рудные тела в эндо- и экзоконтактах интрузивов	Касситерит, вольфрамит, молибденит, минералы висмута, кварц, топаз, флюорит, светлые слюды		То же

1	2	3	4
	Большфрамит-кварцевый	Минерализованные дайки и апофизы гранитов; кварцевые жилы; прожилки и линзы, сопровождаемые грейзенизацией	Эффузивы, дайки пород кислого состава; кристаллические сланцы, алевролиты, песчаники; окварцевание, грейзенизация
	Шеелит-кварцевый	Жилы, прожилки, прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления	Гранодиориты, граниты, частично песчаники и сланцы; окварцевание, альбитизация, грейзенизация
Кварцево-сульфидно-жильная олово-вольфрамомышьяковая	Касситерит-вольфрамит-сульфидно-кварцевый	Жилы и прожилки	Граниты, роговики, песчаники; ороговкование, грейзенизация, хлоритизация
	Вольфрамит-сульфидно-кварцевый	Жилы; прожилки, часто группирующиеся в прожилковые зоны	Граниты, гранит-порфиры, алевролиты, песчаники; грейзенизация, серицитизация, хлоритизация

рождений других рудных формаций (скарновые: магнетитовая и галенит-сфалеритовая; гидротермальные: золото-арсенипиритовая, касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, галенит-сфалеритовая). Это свидетельствует о широкой миграции вольфрама в эндогенных процессах и о его связях с обширным комплексом элементов. Комплекс включает элементы, которые традиционно связывают как с внутрикоровым сиалическим, так и с глубинным мантийно-симатическим магматизмом. Подобная геохимическая специфика вольфрама, отмеченная в работах ряда исследователей (Радкевич, 1966₂, с. 28; Щеглов, 1973, с. 205; и др.), как нам представляется, свидетельствует, что в проявлении вольфрамовой минерализации до настоящего времени явно недооценивается роль глубинных мантийно-симатических очагов. В большинстве случаев эта минерализация считается исключительной принадлежностью сиалического (палингенного) гранитоидного магматизма. Лишь для отдельных вольфрамово-рудных формаций указывается на их связь с основным магматизмом (Кузнецов и др., 1972, с. 19; Щеглов, 1973, с. 199; Радкевич, 1966₂, с. 30; Шипулин, 1973, с. 31; и др.).

Вольфрамоворудные формации рассматриваемой территории в некоторых случаях формировались в составе рудных комплексов, представляющих генетически связанный ряд рудных формаций, возникших на различных этапах и стадиях постмагматического процесса. Эти рудные комплексы являются производными соответствующих плутонических или вулканоплутонических комплексов, становление которых происходило в определенные этапы развития геосинклинально-складчатых областей и фор-

5	6	7	8
По-видимому, генетическая связь с дайками гранитоидов; оруденение локализуется в дайках или их экзоконтактах	Вольфрамит, шеелит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, самородный висмут, кварц, апатит	топазы — W от 7 до 50 г/т	Не установлено
Генетическая связь с внегеосинклинальными и послескладчатыми гранитоидными интрузивами; оруденение внутри интрузивов, реже в их экзоконтактах	Шеелит, зейрегит, редко пирит, арсенопирит, кварц, апатит, мусковит, флюорит		Не имеет
Парагенетическая связь с интрузивами гранит-порфиров, гранитов, фельзит-порфиров; оруденение в эндо и экзоконтактах интрузивов, иногда вне видимой связи с интрузивами	Касситерит, вольфрамит, арсенопирит, шеелит, халькопирит, галенит, пирротин, пирит, сфалерит, станнин, минералы висмута, кварц, топаз, полевые шпаты, флюорит, турмалин, светлые слюды	Вольфрамиты — Ta ₂ O ₅ — до 65 г/т; Nb ₂ O ₅ — до 1200 г/т; Nb ₂ O ₅ от 13 до 19; Ta ₂ O ₅ Sc — 110—130 г/т	Могут иметь при комплексном извлечении металлов
С достаточной определенностью не установлено, хотя оруденение иногда и развито в интрузивных породах	Вольфрамит, арсенопирит, теллингит, молибденит, пирит, халькопирит, шеелит, самородный висмут, пирротин, галенит, кварц, полевые шпаты, апатит, флюорит, турмалин, блитт		Не установлено

мирования зон активизации ранее консолидированных структур (Иванов и др., 1973, с. 78).

Характерно, что на фоне сложных по составу рудных комплексов поздних этапов развития соответствующих геосинклинально-складчатых зон (позднебайкальский и позднемеловой-палеогеновой) рудные комплексы), в составе которых вольфрамовая минерализация (главным образом вольфрамит) имеет в общем подчиненное олову, свинцу и цинку значение, рудные комплексы, сформированные при процессах активизации, включают существенно ограниченное количество преимущественно вольфрамовых (главным образом шеелит) рудных формаций, для которых при слабой экстенсивности типична высокая степень интенсивности вольфрамового оруденения. Олово и полиметаллы для них не характерны; на смену им приходят молибден, фосфор и некоторые другие элементы.

Эта особенность, по-видимому, обусловлена специфичными тектоническими условиями формирования рудовмещающих тектоноблоков и, в частности, различными глубинами заложения магмо- и рудоконтролирующих разломов и связанными с этими различиями в глубинах формирования первичных рудно-магматических очагов. Представляется, что в условиях активизации такие очаги имеют более глубинное положение и формируются в результате сложного взаимодействия коровых расплавов и подкорового вещества, поступающего в такие очаги в виде расплавов (дифференциатов вещества верхней мантии) или в виде флюидов-потоков породообразующих, летучих и рудных компонентов (щелочи, P, F, S, W, Cu, Mo и др.).

К рудным комплексам, проявленным в связи с процессами активизации, по своему геохимическому профилю (W, Cu, Mo) близки, но не тождественны, рудные комплексы, формировавшиеся в связи со складчатыми интрузивными гранитоидными комплексами при значительно более слабой интенсивности и экстенсивности вольфрамового оруденения, представленного в основном шеелитоносными скарнами и мелкими проявлениями шеелитовой минерализации грейзено-кварцево-жильной рудной формации.

В соответствии с выделенными в таблице вольфрамово-рудными формациями, ниже приводится их краткая характеристика.

1. ГРУППА ФОРМАЦИЙ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ СКАРНОВ

Вольфрамоносные скарны в пределах изучаемой территории распространены ограниченно и представлены несколькими слабо изученными мелкими рудопроявлениями. Однако геологические условия их нахождения и минеральный состав руд существенно разные, в связи с чем среди шеелитоносных скарнов выделены три следующих рудных формации: молибден-вольфрамовая, вольфрам-олово-полиметаллическая и вольфрамовая.

Молибден-вольфрамовая рудная формация представлена несколькими рудопроявлениями (Ильинское и др.), парагенетически связанными со складчатыми батолитовыми массивами гранитов. Мелкие линзообразные залежи рудоносных пироксен-гранатовых скарнов локализованы в небольших плитообразных провесах кровли этих батолитов. Характерной минералогическо-геохимической особенностью руд является более или менее устойчивая ассоциация шеелита, молибденита и халькопирита, которые были отложены в конце скарновой и начале сульфидно-кварцевой стадии минерализации, наложенной на скарны. Иногда отмечаются галенит, сфалерит и пирит. Рудные минералы в скарнах дают неравномерную вкрапленность или образуют мелкие гнездообразные скопления.

Слабое развитие в пределах Сихотэ-Алинской рудоносной провинции скарнового оруденения молибден-вольфрамовой рудной формации, ассоциированного с батолитовыми массивами гранитоидов, подтверждает вывод А. Д. Щеглова (1973, с. 201) о неперспективности советского сектора Тихоокеанского рудного пояса на типичные скарновые месторождения шеелита в связи с подобного типа плутонами, сложенными умеренно-кислыми гранитами.

Скарновое оруденение **вольфрам-олово-полиметаллической** рудной формации в отличие от оруденения предыдущей формации связано уже с послескладчатыми субвулканическими образованиями. Оруденение этой формации проявляется очень слабо. Единственным ее представителем является Кимовское рудопроявление. Здесь разнообразные типы постмагматических образований структурно объединяются Кимовским субвулканом, представленным в современном срезе некками и дайками фельзит-порфириров. Широко проявленные постмагматические процессы охватили как фельзит-порфиры, так и вмещающие их алевролиты и песчаники, содержащие прослой известняков. К одному из таких прослоев известняков приурочена залежь шеелитоносных скарнов, сложенная известковыми скарнами, главные минералы которых — это геденбергит и гранаты андрадит-гроссулярового ряда. Шеелит и касситерит были отложены при пропилитизации скарнов, когда последние были подвергнуты замещению комплексом новообразованных минералов, включающим эпидот, актинолит, хлорит, флюорит, серицит, кварц. Шеелит среди массы этих минералов образует вкрапленность или небольшие гнезда, приуроченные в основном к участкам интенсивного окварцевания скарнов. В более поздний этап

широко развивалось сульфидное оруденение (сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, пирит, пирротин, минералы Bi и Ag), местами сопровождаемые касситеритом, но при полном отсутствии шеелита. И, наконец, наиболее поздними являются мелкие прожилки, состоящие из кварца, флюорита, кальцита, иногда с небольшим количеством гидрослюда, хлорита и актинолита; шеелит в составе этих прожилков отсутствует.

Несмотря на комплекс благоприятных геологических условий (наличие карбонатных пород, общая направленность постмагматического процесса, богатство постмагматических растворов фтором и бором) слабое выражение на Кимовском рудопроявлении скарнового вольфрамового оруденения, по-видимому, было обусловлено субвулканической природой магматизма. В данных структурных условиях (в условиях открытой магматической системы) такой характер магматизма не благоприятствовал концентрированному проявлению этого оруденения.

Оруденение **вольфрамовой** рудной формации в отличие от оруденения двух предыдущих скарновых вольфрамоносных формаций, проявлено вне непосредственной пространственной связи с конкретными интрузивными телами. Оно развито среди докембрийских метаморфических толщ. Наиболее интересным примером этой рудной формации является Ильмовское рудопроявление. Здесь вольфрамовое оруденение представлено двумя небольшими залежами шеелитоносных скарнов, имеющих четкую стратиграфическую приуроченность к двум маломощным (10—12 м) горизонтам мраморизованных известняков, заключенных среди кристаллических сланцев и гнейсов верхнего протерозоя (рис. 1). Эти залежи сложены диоксидгеденбергитовыми и подчиненными им гранатовыми скарнами, в составе которых присутствуют также тремолит, актинолит и флогопит, представляющие неравномерную ассоциацию минералов. Шеелит в скарнах образует мелкую неравномерную вкрапленность, развитую в ассоциации с тремолитом и флогопитом. Из других рудных минералов в скарнах в очень небольших количествах присутствуют пирит и халькопирит.

Шеелитовое оруденение Ильмовского рудопроявления изучено недостаточно. Не исключено, как на то указывают некоторые особенности этого оруденения (приуроченность к докембрию, отсутствие интрузивных пород, фиксированное стратиграфическое положение рудных залежей), что по своему характеру оно может оказаться сходным со стратиформным скарново-шеелитовым оруденением, развитым среди пород древнего докембрия Родезии (Cunningham, Höll, Taupitz, 1973).

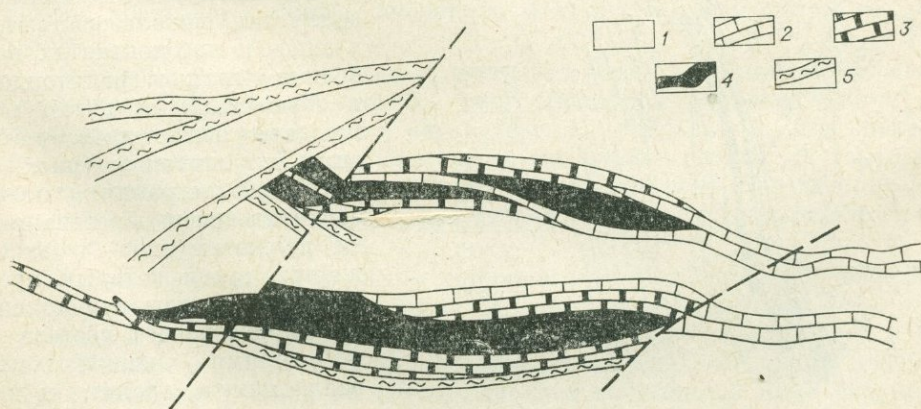


Рис. 1. Ильмовское шеелит-скарновое рудопроявление. Геологический план (по В. А. Никогосяну с дополнениями Ю. Г. Иванова).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы тургеневской свиты (верхний протерозой); 2 — мраморизованные известняки тургеневской свиты; 3 — скарнированные известняки; 4 — шеелитоносные скарны; 5 — тектонические нарушения.

2. СКАРНОВО-ГРЕЙЗЕНОВАЯ ВОЛЬФРАМ-ФОСФОРНО-СУЛЬФИДНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Из всех вольфраморудных формаций изучаемого региона эта пока единственная формация, месторождения которой имеют промышленное значение. Шеелитовое оруденение формации пространственно-парагенетически связано с юрско(?)-раннемеловыми гранитоидными интрузиями (Руб и др., 1969, 1971) и проявлено в структурах, испытавших тектономагматическую активизацию (Иванов и др., 1973, с. 78). Вмещающими породами для ее месторождений служат породы палеозойской вулканогенно-кремнисто-терригенной формации, содержащей прослой и линзы известняков.

Общей региональной позицией вольфрамовых месторождений скарново-грейзеновой формации является их приуроченность к длительно активным в тектоническом и магматическом отношении структурам, испытавшим непосредственно в предрудное время устойчивые восходящие движения.

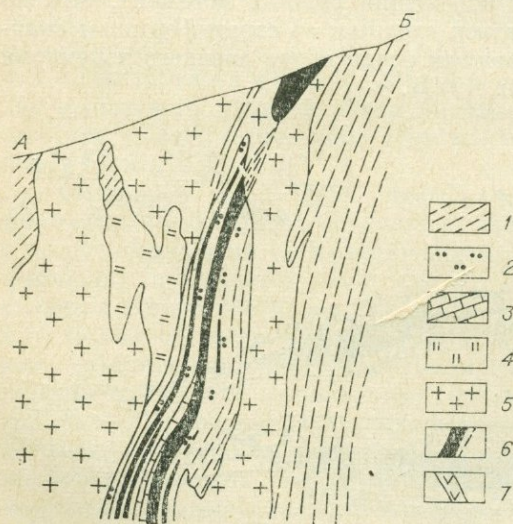
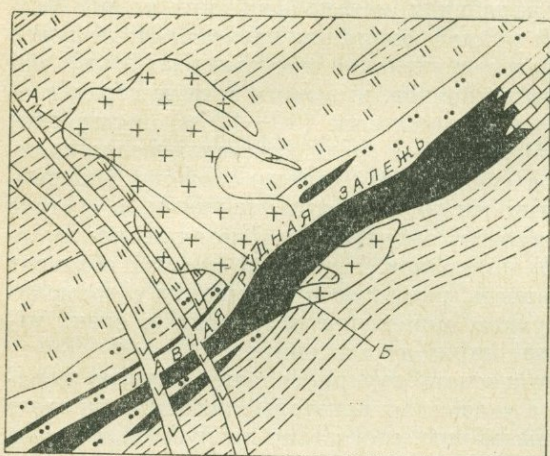


Рис. 2. Шеелитовое месторождение скарново-грейзеновой формации Восток-2. Геологический план и разрез (по А. Н. Ивакуину).

1 — песчаники; 2 — биотитовые роговики; 3 — известняки; 4 — кремнистые породы, кварциты; 5 — плагиограниты и гранодиориты; 6 — рудные тела; 7 — дайки порфириров.

Длительная эволюция магматизма в этих структурах была направлена от офилитовой серии на раннегеосинклинальном этапе до гранитоидных интрузий, когда эти структуры, после соответствующей складчатости, были стабилизированы, затем испытали поднятие и подверглись тектономагматической активизации.

В составе скарново-грейзеновой рудной формации по характерному комплексу минералов (см. таблицу) может быть выделен пока один шеелит-апатит-колчеданный минеральный тип. Оруденение его обычно представлено достаточно крупными скарново-грейзеново-сульфидными залежами, локализованными в эндо- и экзоконтактах небольших штоков гранитоидов и образованными путем замещения известняков, роговиков и гранитоидов (рис. 2).

Наиболее ранними постмагматическими образованиями являются эндо- и экзоскарны, среди которых преобладают породы существенно пироксенового состава с небольшими количествами волластонита, граната и везувиана. Среди экзоскарнов (по биотитовым роговикам) широко развиты породы амфибол-плаггиоклазового состава. Характерно, что на одном из месторождений (Восток-2)

наиболее богатое шеелитовое оруденение пространственно связано именно с экзокскарнами пироксен-амфибол-плагноклазового состава, что, по-видимому, было обусловлено особенностями как минерального состава (наличие богатых кальцием основных плагноклазов), так и физико-механических свойств (наибольшая хрупкость и максимальная пористость) этих пород. Маложелезистый состав граната и незначительное развитие волластонита в составе скарнов, а также широкое развитие пироксен-амфибол-плагноклазовых экзокскарнов свидетельствуют об относительно низкотемпературных и умеренно глубинных условиях проявления процесса скарнообразования (Степанов, 1970; Калиничева и др., 1971). На гипабиссальные условия указывает также наличие послерудных эксплозивных брекчий (месторождение Восток-2).

Шеелитовое оруденение непосредственно со скарнообразованием не связано. Оно было проявлено уже в следующую стадию постмагматического процесса, когда получили широкое развитие процессы грейзенизации. Грейзенизации предшествовало интенсивное трещинообразование, охватившее как штоки гранитоидов, так и вмещающие их породы. Сопряженно с общей грейзенизацией происходило формирование метасоматических шеелит-кварцевых жил и прожилков. Главными минералами этой стадии являются кварц, фтор-анатит, шеелит, мусковит, альбит, серицит, арсенопирит, пирротин, халькопирит и др. Массивные шеелитовые руды, связанные с грейзено-кварцево-жильными образованиями, слагают жилло- и линзообразные круго- и пологопадающие залежи среди скарнов и грейзенизированных гранитоидов. Руды этого типа преимущественно развиты в пределах интрузивных штоков и их ближайших экзоконтактов. Среди вмещающих осадочных пород вдоль ослабленных зон развито также прожилково-вкрапленное оруденение.

После нового этапа трещинообразования, вслед за грейзенизацией, на месторождениях рассматриваемой рудной формации, с различной степенью интенсивности была проявлена третья существенно сульфидная стадия минерализации (пирротин, арсенопирит, халькопирит, менее — галенит, сфалерит, минералы висмута, молибденит, станнин; нерудные минералы — кварц, актинолит, куммингтонит, пренит, кальцит). Сульфидные руды в скарнах образовали различные по размерам, иногда мощные, метасоматические тела, вкрапленные или прожилковые зоны, постоянно содержащие мелкую вкрапленность шеелита.

Завершают постмагматический процесс широко распространенные тонкие кварц-карбонатные прожилки с пиритом, флюоритом и хлоритом.

В связи с одновременным проявлением различных минеральных парагенезисов на рассматриваемых месторождениях устанавливается зональность в пространственном распределении отдельных из этих парагенезисов. Вместе с тем последовательное наложение разных по характеру метасоматических процессов создало сложную картину взаимозамещения различных минералов и обусловило весьма сложный минеральный состав рудных залежей.

В ряде публикаций наиболее типичное месторождение скарново-грейзеновой формации (Восток-2) было отнесено к собственно скарновой шеелитоносной рудной формации (Ивакин, Антонов, 1967; Калиничева и др., 1971; Ивакин и др., 1972; и др.). Однако характерно, что общие контуры шеелитового оруденения на месторождениях выделяемой нами скарново-грейзеновой формации не совпадают с контурами скарнов и околоскарновых пород. За пределами скарновых зон это оруденение интенсивно проявлено в участках грейзенизации гранитоидов и алюмосиликатных контактово-метаморфизованных пород. По поводу таких месторождений В. А. Жариков (1968, с.225) отмечает, что «...не следует называть скарновыми месторождения, в которых оруденение располагается наряду со скар-

нами и в других вмещающих породах». На месторождениях скарново-грейзеновой формации скарнирование, грейзенизация, сопровождаемая грейзено-кварцевым шеелитовым оруденением, и более позднее существенно сульфидное оруденение являются звеньями генетически единого постмагматического процесса, в развитии которого, в связи со специфичными геолого-структурными условиями, нашли четкое выражение все основные стадии кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов. Грейзенизация, сопровождаемая формированием шеелит-кварцевых жил и прожилков, была обусловлена интенсивным трещинообразованием, охватившим крупные блоки вмещающих пород в завершающий момент скарнообразования. Подобные тектонические условия нарушили нормальный ход скарнового процесса, они вызвали резкое падение давления над растворами в зонах трещинообразования и обусловили этим повышение кислотности гидротермальных растворов. Г. А. Соколов и П. В. Комаров (1968, с. 40), впервые наиболее полно обосновавшие необходимость выделения скарново-грейзеновых месторождений других полезных ископаемых, предположили, что «...приобретение высокотемпературными постмагматическими растворами кислотных свойств связано с распадом, диссоциацией ацидокомплексов при резком падении давления, вследствие чего появляются в растворе кислотные анионы фтора, хлора и других элементов». Изменение реакции растворов отвечает началу стадии высокотемпературного выпщелачивания (грейзенизация), сменившей раннюю щелочную стадию (скарнообразование).

Таким образом, в определенных геолого-структурных условиях скарнообразование и грейзенизация и более позднее сульфидное оруденение — это тесно связанные звенья генетически единого постмагматического процесса, в результате которого происходит формирование сложных скарново-грейзеновых рудных формаций. Примером последних и является выделенная нами вольфрамоносная скарново-грейзеновая рудная формация. Геолого-структурные и физико-химические условия формирования скарново-грейзеновых рудных формаций других полезных ископаемых были рассмотрены Г. А. Соколовым и П. В. Комаровым (1968).

Вольфрамовые месторождения, сложные по своему генезису, не отражены в предложенных классификациях месторождений и без достаточных, как нам представляется, оснований отнесены к формации вольфрамоносных скарнов.

Для шеелита из руд месторождений скарново-грейзеновой формации и некоторых его минералов-спутников нами установлены характерные микрогеохимические особенности (см. таблицу), позволяющие достаточно уверенно отличать их от таких же минералов из руд других вольфрамовых и безвольфрамовых рудных формаций (Иванов, 1974). Эти типоморфные микрогеохимические особенности шеелита и его минералов-спутников рекомендованы и уже используются в практике поисковых работ на вольфрам.

3. ГРЕЙЗЕНО-КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНАЯ РЕДКОМЕТАЛЬНО-МОЛИБДЕН-ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Рудная формация объединяет многочисленные месторождения Sn, W, Mo, редких металлов, хорошо изученных во многих рудоносных провинциях мира. Выделение формации подтверждается большинством исследователей, хотя в ряде случаев имеется более узкий, чем это принято нами, подход к пониманию ее объема.

По своей генетической сущности, а также по минералого-геохимическим и структурно-морфологическим особенностям оруденения грейзено-

кварцево-жильная рудная формация эквивалентна известной в классификации месторождений олова касситерит-кварцевой формации (С. С. Смирнов, О. Д. Левитский, Е. А. Радкевич и др.). Для Горного Алтая и Алтае-Саянской области формация молибденит (касситерит)-вольфрамитовых грейзенов и кварцево-жильных образований (А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная) описана под названием молибдено-редкометалло-вольфрамовой (грейзеновой) формации (В. И. Сотников). В классификациях собственно вольфрамовых месторождений подобная формация выделена А. Д. Щегловым как формация высокотемпературных касситерит-вольфрамитовых месторождений, а В. К. Денисенко — как вольфрамово-силикатно-кварцевая формация и др.

Общая особенность месторождений грейзено-кварцево-жильной формации — их тесная пространственная и генетическая связь с кислыми и ультракислыми гранитоидами, образующими поздние и послескладчатые интрузии. Оруденение при этом развивается или в самих интрузивах или в их ближайших экзоконтактах.

При общем геохимическом профиле минеральный состав руд конкретных месторождений рассматриваемой рудной формации испытывает значительные вариации от монометалльных до самых разнообразных комплексных сочетаний полезных элементов. Эта особенность оруденения не находит объяснения в реально наблюдаемых фактах. Ее первопричиной, по-видимому, является петрохимическая и геохимическая специализация тех магматических очагов, при эволюции которых были сформированы соответствующие рудоносные интрузивные тела. Поэтому следует учитывать все минеральное многообразие этой формации путем выделения субформаций, минеральных типов и подтипов, а не путем расчленения этой генетически и геохимически единой группы месторождений на такие формации как вольфрамит-кварцевая, касситерит-кварцевая, шеелит-кварцевая и т. п.

В рамках изучаемой территории на настоящей стадии изученности в составе грейзено-кварцево-жильной рудной формации мы выделили следующие пять минеральных типов: шеелит-молибденитовый, редкометалло-касситерит-вольфрамитовый, касситерит-вольфрамитовый, вольфрамитовый и шеелитовый. Первые два типа представляют собой рудоносные грейзены, остальные — кварцево-жильные образования, почти всегда сопровождаемые в той или иной степени проявленной грейзенизацией, интенсивность которой снижается в порядке расположения этих типов. Краткая характеристика минеральных типов приведена в таблице.

На изучаемой территории вольфрамовое оруденение грейзено-кварцево-жильной формации характеризуется высокой степенью экстенсивности. Именно к этой рудной формации относится большинство известных здесь вольфрамовых месторождений и рудопроявлений.

4. КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНО-ЖИЛЬНАЯ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМ-МЫШЬЯКОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Рудная формация совместно с предыдущей грейзено-кварцево-жильной рудной формацией образует генетически связанный ряд рудных формаций, формирование которых происходило на различных этапах единого постмагматического процесса, обусловленного послескладчатым плутоническим и вулканоплутоническим магматизмом. Если оруденение грейзено-кварцево-жильной формации представляет ранний и средний этапы этого процесса, то оруденение кварцево-сульфидно-жильной формации характеризует его поздний этап. К моменту формирования оруденения этой формации магматические его источники занимали более низкое положение по вертикали, чем источники, из которых формировалось оруденение грейзено-кварцево-жильной формации.

В составе рассматриваемой рудной формации нами выделены два минеральных типа: касситерит-вольфрамит-сульфидно-кварцевый и вольфрамит-сульфидно-кварцевый. Их краткая характеристика дана в таблице. В дополнение отметим, что вольфрамовое оруденение кварцево-сульфидно-жилльной рудной формации в некоторых случаях тесно связано с оруденением грейзено-кварцево-жилльной формации, когда оно пространственно ассоциировано с теми же интрузиями гранитоидов, с которыми генетически связано и грейзено-кварцево-жилльное вольфрамовое оруденение. Однако структурная позиция вольфрамового оруденения этих формаций разная. Если оруденение грейзено-кварцево-жилльной формации контролируется структурными элементами эндокинетической тектоники, то оруденение кварцево-сульфидно-жилльной формации структурно связано с более поздними разрывными деформациями, выраженными хорошо разработанными сколовыми трещинами или крупными зонами дробления, секущими как интрузивные тела, так и вмещающие их породы (Усть-Микулинское и другие месторождения). Если вольфрамовое оруденение этой формации и приурочено к эндокинетическим структурам, то для последних устанавливается отчетливая их активизация, при которой они послужили узлами разрядки предрудных тектонических напряжений.

Месторождения вольфрама этих двух рудных формаций отличаются тем, что на месторождениях кварцево-сульфидно-жилльной формации дайки лампрофиров и базальтовых порфиров второго этапа всегда дорудные, тогда как на месторождениях грейзено-кварцево-жилльной формации подобные дайки секут рудные тела. Это свидетельствует о том, что к моменту рудообразования на участках, где проявлено вольфрамовое оруденение кварцево-сульфидно-жилльной рудной формации, были созданы разрывные структуры глубокого заложения, послужившие путями подъема основной и средней по составу магмы, а затем и вольфрамоносных растворов из глубинных рудно-магматических очагов. Весьма примечательно, что на отмеченных участках в неизмененных последующими процессами основных и средних по составу породах, слагающих дайки, нами установлены повышенные содержания W (4—5 г/т), что значительно превышает среднее содержание этого элемента для пород соответствующего состава. Это позволяет предполагать, что источниками вольфрамового оруденения кварцево-сульфидно-жилльной формации в некоторых случаях могут быть глубинные очаги андезит-дацитовый (гранодиоритовой) магмы. Следует отметить, что чем на большем расстоянии от интрузивов гранитоидов развито оруденение этой формации, тем интенсивность его становится более высокой при значительном вертикальном размахе рудной минерализации (месторождения Рудное, Юбилейное и др.). Если развитие этого оруденения происходило в эндо- и экзоконтактах интрузивов гранитоидов, то оно носило менее интенсивный характер и имело небольшое распространение по вертикали (обычно первые десятки метров). Это различие обусловлено, главным образом, разным вертикальным положением соответствующих рудогенерирующих очагов.

По пестрому и многокомпонентному составу руд и их телескопированному характеру некоторые рудопроявления (Вершинное и др.) кварцево-сульфидной жилльной формации напоминают известные вольфрамсодержащие месторождения Японии (Акенобе и др.).

В заключение необходимо отметить, что выделенные и кратко охарактеризованные вольфраморудные формации по своей геолого-генетической сущности и минералого-геохимическим особенностям близки к некоторым вольфраморудным формациям, выделенным разными авторами для других вольфрамоносных провинций или в целом для месторождений вольфрама. Принятые названия вольфраморудных формаций с достаточной полнотой отражают как генетическую, так и геохимическую сущность обособленных в этом отношении групп вольфрамовых месторождений и рудопоявлений, имеющих разное реальное и потенциальное промышлен-

ное значение. Выделение новой скарново-грейзеновой вольфрам-фосфорно-сульфидной рудной формации обосновано не только генетическими условиями формирования соответствующих месторождений и специфическими минералого-геохимическими особенностями руд, но и имеет вполне определенный практический смысл, акцентируя внимание на главном промышленном типе вольфрамового оруденения юга Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

- Алядин В. Д.* Месторождения вольфрама Северо-Востока СССР и их размещение в геологических структурах.— «Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия», 1963, т. 92, с. 61—63.
- Волярович Г. П.* Распространение вольфрамовых формаций в СССР.— «Цветные металлы», 1957, № 2.
- Денисенко В. К.* Месторождения вольфрама.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 113—119.
- Жариков В. А.* Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—300.
- Ивакин А. Н., Антонов П. Н.* Новое вольфрамовое месторождение на востоке страны.— «Цветные металлы», 1967, № 9, с. 90—92.
- Ивакин А. Н., Василенко В. П., Лаврик Н. И., Бабаева М. М.* Перспективы расширения минерально-сырьевой базы вольфрама в Приморье.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 12, с. 14—19.
- Иванов Ю. Г.* Основные черты металлогении Ханкайского рудного района.— «Сообщ. ДВ филиала СО АН СССР», 1959, вып. 10, с. 51—62.
- Иванов Ю. Г.* Металлогенетические эпохи Приморья и их вольфрамоносность.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов. Владивосток, 1966, с. 50—54.
- Иванов Ю. Г.* О вольфрамоносности и типах вольфрамового оруденения Приморья.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов. Владивосток, 1966, с. 144—146.
- Иванов Ю. Г.* Условия образования и закономерности размещения вольфрамового оруденения Приморья.— В кн.: II совещание по минералогии, геохимии и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., Изд-во ЛГУ, 1968, с. 5—6.
- Иванов Ю. Г.* Металлогения олова Приморья. М., «Недра», 1971, 272 с.
- Иванов Ю. Г.* Геохимические и минералогические критерии прогноза и поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974, 210 с.
- Иванов Ю. Г., Василенко В. П., Размахнин Ю. Н.* Основные черты геологии и металлогении активизированных структур Приморья.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Тезисы докладов VII Всес. металлоген. совещания. Иркутск, 1973, с. 77—78.
- Иванов Ю. Г., Комов И. Л.* Рациональные методы поисков месторождений вольфрама в условиях Енисейского края и Сихотэ-Алиня.— В кн.: II совещание по минералогии, геохимии и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., Изд-во ЛГУ, 1968, с. 17—18.
- Иванов Ю. Г., Левашов Г. Б.* К вопросу о типах вольфрамового оруденения.— «Информ. сб. Приморск. геол. управления», 1964, № 5, с. 67—71.
- Иванов Ю. Г., Левашов Г. Б.* Вольфрамовые рудопроявления в гранитоидах левобережья р. Сучан.— «Информ. сб. Приморск. геол. управления», 1968, № 6, с. 89—96.
- Иванов Ю. Г., Левашов Г. Б.* Элементы-примеси в минералах вольфрама из месторождений и рудопроявлений юга Дальнего Востока.— «Информ. сб. Приморск. геол. управления», 1971, № 7, с. 109—117.
- Калиничева Г. И., Сахоненко В. В. и др.* К геохимии скарновых месторождений Приморского края.— В кн.: III совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 151—152.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Лугов С. Ф.* Генетические типы оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки, промышленное их значение.— «Сов. геол.», 1963, № 4, с. 85—98.

- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., «Недра», 1965, с. 336.
- Матвеевко В. Т.* О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР.— «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 2, с. 31—48.
- Матвеевко В. Т.* Общие закономерности размещения оловянных и вольфрамовых месторождений на Северо-Востоке и их классификация.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов. Владивосток, 1966, с. 61—64.
- Повилайтис М. М.* Особенности месторождений вольфрама в зависимости от типов металлогенических провинций.— «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Чита, 1968, вып. 4, с. 46—51.
- Повилайтис М. М.* Зависимость состава вольфрамовых руд от геотектонического положения месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 331—342.
- Радкевич Е. А.* К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций.— В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 31—40.
- Радкевич Е. А.* Взаимоотношение оловянной и вольфрамовой минерализации.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов, Владивосток, 1966, с. 28—31.
- Руб М. Г., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С.* Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья.— «Сов. геол.», 1969, № 4, с. 3—21.
- Руб М. Г., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С.* Особенности состава и генезиса вольфрамоносного комплекса одного из районов Приморья.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 207—215.
- Рундквист Д. В., Щеглов А. Д.* Вольфрам.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. IV. М., «Недра», 1968, с. 381—390.
- Соколов Г. А., Комаров П. В.* О связи грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 7). М., «Наука», 1968, с. 35—41.
- Сотников В. И.* Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинальной области.— В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 115—123.
- Сотников В. И., Никитина Е. И.* Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971, 248 с.
- Степанов Г. Н.* Генетические особенности скарновых месторождений Центрального Сихота-Алиня с вольфрамовой и олово-полиметаллической минерализацией.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы докладов. Владивосток, 1966, с. 41—43.
- Степанов Г. Н.* Скарны и грейзены месторождения Восток-2.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 239—242.
- Шипулин Ф. К.* О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 30—37.
- Щеглов А. Д.* Основные черты геологии вольфрама в Юго-Восточном Забайкалье.— «Бюлл. науч.-техн. информ. МГ и ОН СССР», 1957, № 6 (11).
- Щеглов А. Д.* Геологические закономерности размещения и типы месторождений молибдена и вольфрама в Западном Забайкалье.— «Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия», 1963, т. 92, с. 69.
- Щеглов А. Д.* К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений.— «Тр. ВСЕГЕИ», 1964, вып. 107, с. 162—174.
- Щеглов А. Д.* О вольфрамовых месторождениях Тихоокеанского рудного пояса.— «Докл. АН СССР», 1973, № 3, с. 672—675.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 180 с.
- Щеглов А. Д.* Металлогения вольфрама в пределах советского сектора Тихоокеанского пояса.— В кн.: Закономерное размещение полезных ископаемых. Т. X. М., «Наука», 1973, с. 198—212.
- Sunningbarn W. B., Höll R., Taupitz K. C.* Two new tungsten bearing horizons in the older Precambrium of Rhodesia.— «Miner. deposita», 1973, N 2, v 8, p. 200—203.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ С ВОЛЬФРАМОВОЙ И ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Г. Н. СТЕПАНОВ

(Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР)

Месторождения скарново-рудной формации, не являясь для Тихоокеанского рудного пояса профилирующими, в то же время выделяются среди других рудных формаций очень крупными масштабами и разнообразной, часто комплексной, минерализацией.

В Приморье известны полиметаллические и магнетитовые скарново-рудные месторождения Тетюхинского и Ольгинского рудных районов (Радкевич и др., 1960, 1962) и касситеритовые, полиметаллические и магнетитовые скарновые месторождения Приханкайского рудного района (Говоров, Благодарева, 1966; Благодарева, 1966).

В последние годы в Центральном Сихотэ-Алине открыты и разведаны скарновые месторождения шеелитовой и оловянно-полиметаллической рудных формаций, которые отличаются от ранее известных в Приморье скарновых месторождений геологическим строением, минералогией и генезисом. Они располагаются вблизи крупных тектонических нарушений, разграничивающих различные структурно-фациальные зоны, и генетически связаны с небольшими штокообразными гранитоидными интрузиями трещинного типа. При этом скарново-шеелитовые месторождения связаны с гранитоидами натровой серии и сопровождающим их натровым метасоматозом, который выразился в широком развитии натровых минералов в роговиках, скарнах и рудах.

Главные рудные минералы в этих месторождениях представлены шеелитом, халькопиритом, пирротинном, золотом, висмутином и самородным висмутом.

Для скарново-оловянно-полиметаллических месторождений характерна генетическая связь с калиевыми гранитоидами аляскитового облика, сопровождаемыми калиевым метасоматозом с широким развитием калиевых минералов в скарнах и рудах. Ведущие рудные минералы здесь представлены сфалеритом, галенитом, магнетитом и касситеритом; встречаются минералы, содержащие редкие элементы.

СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОК-2

Месторождение находится в зоне Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва и приурочено к блоку палеозойских пород среди мезозойских отложений Сихотэ-Алинского синклинария. Оно располагается на пересечении мощного северо-восточного долгоживущего разлома, вероятно, оперяющего структурный шов, с ослабленной тектонической зоной северо-западного простирания. К этому ослабленному участку приурочены интрузив плагиогранитов, более поздние дайки и скарново-рудные тела. Площадь месторождения сложена пермскими песчано-кремнисто-алевролитовыми отложениями с редкими пластами известняков и спилитов. Отложения сматы в крутые складки северо-восточного простирания, участками метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики, кварциты и мраморизованные известняки. Эти породы прорваны небольшой штокообразной интрузией плагиогранитов мелового возраста. Интрузив плагиогранитов имеет неправильную форму и содержит многочисленные разной формы и размеров ксенолиты вмещающих пород. Нередко от него отходят апофизы в породы кровли.

Химический состав гранитов

Окислы	Плаггиогранит, Восток-2	Гранит*, Кабарга	Числовая характеристика (по А. Н. Заварицкому)	Плаггиогранит	Гранит*
SiO ₂	68,86	73,35	<i>a</i>	11,4	15,1
TiO ₂	0,05	1,84	<i>c</i>	4,1	0,63
Al ₂ O ₃	15,35	11,75	<i>b</i>	6,4	3,46
Fe ₂ O ₃	0,10	1,06	<i>s</i>	78,1	80,79
FeO	3,25	0,86	<i>f'</i>	50,0	51,02
MnO	0,05	0,04	<i>m'</i>	37,2	10,2
MgO	1,41	0,20	<i>t</i>	0,5	2,01
CaO	3,35	1,55	ϕ	2,1	26,53
Na ₂ O	4,09	3,44	<i>n</i>	79,0	51,4
K ₂ O	1,70	4,88	<i>c'</i>	—	38,77
			<i>a'</i>	12,8	—
H ₂ O ⁺	1,33	0,11	<i>Q</i>	29,3	30,7
П. п. п.	—	0,69	<i>a/c</i>	2,8	23,9
H ₂ O ⁻	0,12	—			
F	0,03	—			
Σ	99,69	99,77			

* Данные И. К. Никифоровой.

Плаггиограниты сложены зональным плаггиоклазом № 15—45 (66%), кварцем (26%), биотитом (8%) и акцессорными апатитом и цирконом. Более поздние минералы представлены альбитом, калиевым полевым шпатом, мусковитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом и сульфидами. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Химический анализ плаггиогранитов приведен в таблице (преобладание натрия над калием, высокие содержания кальция, магния, глинозема и закисного железа).

Плаггиограниты подвержены автометасоматической калишпатизации, которая наиболее интенсивна в центральной части массива. На глубине калишпат образует крупные метасоматические зерна или прожилки, ассоциирует с мелкозернистым кварцем, карбонатом и замещает плаггиоклаз, кварц и биотит плаггиогранитов. Более поздние альбитизация и мусковитизация в плаггиогранитах пользуются локальным распространением и больше тяготеют к тектонически ослабленным зонам.

Дайковая серия на месторождении развита слабо — это дайки диоритовых и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов. Дайковые тела пересекают плаггиограниты и простираются в северо-западном направлении.

На месторождении установлены также мелкие штоки гранит-порфиров верхнемелового возраста.

Осадочные породы в центральной части рудного поля интенсивно метаморфизованы и представлены биотитовыми роговиками, кварцитами и мраморизованными известняками.

Биотитовые роговики образуют вытянутый в северо-восточном направлении ореол, в центральной части которого располагаются скарно-рудные залежи и массив плаггиогранитов. Они развиваются главным образом по песчаникам и алевролитам и сложены биотитом, кислым плаггиоклазом № 10—20 и кварцем. Редко встречаются циркон, апатит и сульфиды — пирротин и халькопирит, а также более поздние хлорит, мусковит и карбонат.

Среди биотитовых роговиков встречаются кварциты, образующиеся при метаморфизме кремнистых прослоев.

Мраморизованные известняки обнажаются только в северо-восточной части месторождения, залегают среди биотитовых роговиков в виде пласта мощностью около 40 м. На северо-восток известняки прослеживаются далеко за пределы рудного поля, на юго-запад они резко выклиниваются и сменяются скарново-рудными залежами, среди которых встречаются линзы известняков. При разведочном бурении известняки были обнаружены на глубине в центральной и юго-западной частях рудного поля.

Скарново-рудные залежи на месторождении образуют мощные тела северо-восточного простирания, располагающиеся среди биотитовых роговиков непосредственно на продолжении пласта известняков. Они сложены скарнами, в центральной части месторождения нацело замещенными массивными халькопирит-пирротиновыми рудами с линзообразными телами кварцево-шеелитовых руд на контакте с плагиигранитами.

Скарновые залежи представляют собой крутопадающие жилообразные тела, располагающиеся на контакте биотитовых роговиков с мраморизованными известняками и в трещинных зонах среди биотитовых роговиков. Реже скарны образуются на контактах плагиигранитов и диоритовых порфиритов с известняками, а также в трещинах среди известняков. Скарны имеют четкое зональное строение. Для скарнов, располагающихся на контактах мраморизованных известняков и биотитовых роговиков, характерен следующий разрез: 1) мраморизованные известняки, 2) волластонитовые экоскарны, 3) пироксеновые экоскарны, 4) пироксен-плаггиоклазовые, иногда с гранатом, эндоскарны, 5) амфибол-плаггиоклазовые эндоскарны, 6) амфибол-биотитовые роговики, 7) биотитовые роговики. Обычно мощность эндоскарновых зон значительно (в несколько раз) превышает мощность экоскарнов.

Очень широко распространены на месторождении «жилообразные» скарны, развитые в трещинных зонах среди биотитовых роговиков. Они также имеют зональное строение. Центральная их часть сложена пироксеновым скарном, а симметрично по обе стороны от нее по направлению к биотитовым роговикам располагаются пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые скарны и амфибол-биотитовые роговики. Как правило, в частных разрезах некоторые зоны выпадают.

Характерной особенностью минерального состава скарнов является широкое развитие, кроме обычных волластонита, пироксена (салит-геденбергит) и граната (гроссуляр), натрийсодержащего минерала — плаггиоклаза (андезин-битовнит) и амфибола. Амфибол по оптическим свойствам ($N_g = 1,652 - 1,670$, $N_p = 1,625 - 1,644$, $cN_g = 15 - 16^\circ$; $2V_{Np} = 82 - 87^\circ$) и данным рентгеноструктурного анализа, вероятно, можно отнести к куммингтонитовому ряду. В пределах отдельных скарновых зон минералы, как правило, имеют постоянный состав.

Формировались скарновые зоны, вероятно, при значительном привносе натрия, который в основном фиксируется в виде плаггиоклаза в эндоскарновых зонах.

В центральной части рудного поля в контактовой зоне интрузии плаггиогранитов по биотитовым роговикам и скарнам развиваются грейзенизированные породы. Они приурочены к апикальным выступам и апофизам интрузии плаггиогранитов в породы кровли, к пологим контактам с вмещающими породами или к трещинным зонам в плаггиогранитах, скарнах и биотитовых роговиках. Эти породы сложены кварцем, мусковитом, биотитом, альбитом (до 20%), карбонатом, хлоритом и редко сульфидами: арсенопиритом, пирротинном и халькопиритом.

На скарны наложена разнообразная рудная минерализация. По морфологии, вещественному составу, возрастным взаимоотношениям на месторождении выделяются два типа руд: кварцево-шеелитовые и сульфидные.

Кварцево-шеелитовые руды образуют мощные линзообразные тела в скарново-рудных залежах и размещаются в контактовой зоне интрузии плагногранитов. Они приурочены к участкам пересечения скарнов и скарнированных плагногранитов кварцево-шеелитовыми жилами с грейзеновыми оторочками (Степанов, 1966). Эти руды сложены кварцем, шеелитом, биотитом, мусковитом, амфиболом, альбитом и карбонатом. Сульфиды встречаются в небольших количествах и представлены преимущественно арсенипитритом; реже встречаются пирротин и халькопирит.

Сульфидные руды образуют мощные метасоматические тела в скарновых зонах и замещают скарны и кварцево-шеелитовые руды. Они сложены главным образом пирротином и халькопиритом и постоянно содержат вкрапленность мелкозернистого шеелита. В меньших количествах встречаются сфалерит, галенит, станнин, самородный висмут, висмутин, золото и другие минералы. Нерудные минералы представлены кварцем, актинолитом, альбитом, хлоритом, пренитом, карбонатом и др. На месторождении наблюдается четкая зависимость распределения сульфидов от минерального состава скарновых зон. В амфибол- и пироксен-плагноклазовых эндоскарнах пирротин и другие сульфиды образуют массивные метасоматические руды, а нерудные минералы в их составе имеют подчиненное значение. В пироксеновых скарнах сульфиды встречаются в меньших количествах в виде вкрапленности, тонких прожилков и гнезд в зонах окварцевания.

Наиболее поздними на месторождении являются тонкие кварц-хлоритово-карбонатные прожилки с пиритом, которые пересекают все рудные образования.

КАБАРГИНСКОЕ СКАРНОВО-ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение располагается в зоне Западного Сихотэ-Алинского структурного шва и приурочено к активизированному участку Ханкайского кристаллического массива на границе с Даубихинской синклинальной зоной. Здесь распространены древние метаморфические породы синия, туфогенно-осадочные толщи нижней перми и комплекс интрузивных образований палеозойского и мезозойского возраста.

На площади месторождения развиты синийские мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы, сохранившиеся в виде тектонических блоков в массиве гранитов юрско-нижнемелового возраста. Граниты приурочены к крупному разлому, входящему в зону Западного структурного шва, и слагают штокообразное тело, вытянутое в северном направлении.

Граниты, по данным И. К. Никифоровой, детально изучавшей интрузивные породы месторождения, имеют аляскитовый облик и сложены кварцем (20—40%), микроклином (40—70%), плагноклазом № 10—20 (5—20%) и биотитом (1—5%). Среди гранитов выделяются биотитсодержащие крупнозернистые аляскитовые разновидности и пегматоидные граниты, не содержащие биотита. Химический анализ гранитов приведен в таблице. Они отличаются от плагногранитов месторождения Восток-2 более кислым составом, более высокой суммой щелочей при выдержанном преобладании К над Na, низкими содержаниями кальция, магния, глинозема и закисного железа.

Для гранитов месторождения характерным автометасоматическим процессом является альбитизация. Альбит образует тонкие пертитовые вростки и каемки вокруг зерен микроклина и полностью замещает реликты раннего плагноклаза в калишпате.

Граниты сопровождаются серией даек различного состава. Среди них выделяются дайки первого этапа (аплиты, мелкозернистые граниты) и поздние лампрофиристо-базальтоидные (кварцевые порфиры, андезитовые

порфириты, спессартиты, диабазовые порфириты). Редко встречаются дайки диоритовых порфиритов, относящихся к верхнемеловому интрузивному циклу.

Скарново-рудные залежи на месторождении приурочены к ксенолитам мраморно-гнейсовой толщи в гранитном массиве. Они образуют пологопадающие тела на контакте гранитов с мраморами и как бы чехлом окружают ксенолиты мраморов. От пологих залежей в мраморы вдоль даек гранитов и порфиритов отходят крутопадающие скарновые тела. Скарны встречаются также на контактах мраморов с гнейсами и кристаллическими сланцами и в этом случае имеют различные элементы залегания, обусловленные поведением пластов метаморфических пород в мраморах. Реже скарновые тела располагаются в трещинных зонах среди мраморов.

По минеральному составу, метасоматической зональности и условиям образования скарны Кабаргинского месторождения значительно отличаются от скарнов месторождения Восток-2. В их составе, кроме пироксена (диопсид-геденбергид), граната (гроссуляр-андрадит), волластонита и везувiana, часто встречаются ортоклаз и эпидот. По особенностям минерального состава, условиям залегания и морфологии на месторождении выделяются два генетических типа скарнов: биметасоматические и контактово-инфильтрационные.

Биметасоматические скарны наиболее широко распространены. Они приурочены к контактам мраморизованных известняков с алюмосиликатными породами и характеризуются четко выраженной метасоматической зональностью и широким изменением состава главных скарновых минералов. Судя по последовательной смене минеральных парагенезисов, среди биметасоматических скарнов выделяются высокотемпературные пироксен-гранатово-волластонитовые и более низкотемпературные пироксен-гранатово-эпидотовые. Высокотемпературные встречаются в основном на флангах скарновых залежей и в их верхних частях и обычно замещаются более низкотемпературными. Они имеют правильное зональное строение. Наиболее полный разрез через скарновые зоны имеет следующий вид: алюмосиликатные породы (граниты, гнейсы); околоскарновые пироксен-ортоклазовые породы; пироксен-гранатовые с везувiana эндоскарны, пироксеновые экзоскарны, волластонитовые экзоскарны; мраморы. Отдельные скарновые зоны передко из разреза выпадают. Более низкотемпературные биметасоматические скарны, имеющие пироксен-гранатово-эпидотовый состав, распространены очень широко. Наиболее полный разрез через скарновые зоны этого типа следующий: алюмосиликатные породы (граниты, гнейсы, порфириты); эпидозиты; пироксен-гранатовые с везувiana эндоскарны; гранатовые экзоскарны; пироксеновые экзоскарны; мраморы. Как правило, отдельные скарновые зоны из разреза выпадают.

Контактово-инфильтрационные скарны на месторождении пользуются ограниченным распространением. Они обычно приурочены к трещинным зонам среди мраморов. По условиям образования среди них также выделяются высокотемпературные и более низкотемпературные разновидности. Более низкотемпературные распространены также незначительно и приурочены к крутопадающим трещинным зонам в мраморах. Периферическая их часть сложена пироксеном, а центральные — пироксеном и гранатом. Высокотемпературные контактово-инфильтрационные скарны образуют маломощные пологопадающие жилообразные тела в мраморах и имеют четкое зональное строение. Центральная их часть сложена гранатом и везувiana, а периферическая — волластонитом.

Высокотемпературные скарны обоих генетических типов имеют светлую окраску и сложены безжелезистыми и маложелезистыми минералами: волластонитом, гранатом (гроссуляр), пироксеном (диопсид-салит), везувiana и ортоклазом. Состав гранатов в биметасоматических зонах колеблется от гроссуляра до гроссуляра с 30% молекулы андрадита, а в инфильтрационных скарнах состав граната постоянный — гроссуляр. Более

низкотемпературные скарны сложены высокожелезистыми минералами. Гранат представлен андрадитом, пироксен-геденбергитом.

Скарновые месторождения в отличие от скарнов месторождения Восток-2 формировались при привносе калия, который фиксируется в эндо-скарновых зонах в виде ортоклаза в пироксен-ортоклазовых околоскарновых породах. В скарновых зонах размещается разнообразная рудная минерализация. Рудные минералы локализуются главным образом в более низкотемпературных скарновых зонах, а высокотемпературные скарны практически безрудны. На месторождении выделены магнетитовые, магнетитово-флюоритовые и полиметаллические руды.

Магнетитовые руды локализуются в скарновых зонах, расположенных непосредственно на контакте гранитов и известняков. Они замещают гранатовые и, реже, пироксеновые экзоскарны. Руды сложены магнетитом, эпидотом, пироксеном, гранатом и кальцитом. Пироксен и гранат образуют как реликтовые включения в магнетитовых рудах, сохранившиеся от замещения скарнов, так и новообразования, возникающие за счет перекристаллизации скарновых пироксена и граната. В незначительных количествах в рудах встречаются более поздние актинолит, стильпномелан, кварц, халькопирит, пирротин и другие минералы.

Магнетитово-флюоритовые руды, детально описанные раньше (Степанов, 1966), отличаются от магнетитовых по вещественному составу, текстурно-структурным особенностям и условиям залегания. Они развиваются путем замещения скарнов и мраморов на контакте их с гранитами и, вероятно, приурочены к трещинным зонам, секущим эти породы. Руды сложены магнетитом, флюоритом, везувианом, эпидотом, роговой обманкой и светлой слюдой; в небольших количествах отмечаются касситерит, арсенинит, халькопирит, пирротин и другие минералы. Характерной особенностью магнетитово-флюоритовых руд является их тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием темных полосок, сложенных в основном магнетитом, со светлыми, где преобладают флюорит и сопутствующие ему силикаты.

Полиметаллические руды встречаются в более низкотемпературных биметасоматических и контактово-инфильтрационных скарновых зонах. Эти руды развиваются главным образом по пироксеновым экзоскарнам и реже по другим разновидностям скарнов. Пространственно они разобщены с магнетитовыми и магнетитово-флюоритовыми рудами. В составе полиметаллических руд преобладают сфалерит и галенит, в небольших количествах отмечаются магнетит, пирротин, халькопирит, пирит и марказит. Нерудные минералы представлены эпидотом, актинолитом, кварцем, флюоритом, кальцитом и стильпномеланом. В отличие от Тетюхинских скарново-полиметаллических месторождений (Радкевич, 1959; Хетчиков, 1960) образование полиметаллических руд на Кабаргинском месторождении значительно оторвано от скарнов, они появились после формирования магнетитовых и магнетитово-флюоритовых руд.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Отмеченные выше особенности скарново-шеелитовых и скарново-оловянно-полиметаллических месторождений показывают, что они формируются под действием постмагматических растворов, различающихся между собой по геохимической специализации и физико-химическим параметрам. Состав и свойства растворов зависят в первую очередь от петрохимических и геохимических особенностей гранитоидов, с которыми генетически связаны эти месторождения.

Скарново-шеелитовое месторождение Восток-2, как отмечалось, генетически связано с интрузией плагиигранитов, в которой широко проявился процесс автотетасоматической калишпатизации. Выделение калиевого по-

левого шпата в конце кристаллизации гранитоидов и замещение им плагиоклаза приводит к обогащению остаточных постмагматических растворов натрием.

Скарны и руды месторождения Восток-2 формируются под действием натровых растворов, в условиях понижения их температуры и изменения физико-химических свойств. Для месторождения характерны широко развитый инфильтрационный метасоматоз и образование скарнов среди алюмосиликатных пород (биотитовых роговиков) в удалении от пластов известняков. Инфильтрационная природа скарнов подтверждается жильной образной формой скарновых залежей среди биотитовых роговиков, большей мощностью эндоскарновых зон в скарнах, приуроченных к контакту известняков и биотитовых роговиков, а также постоянством состава минералов в пределах отдельных скарновых зон (Коржинский, 1953; Жариков, 1959). Скарны формируются, как об этом можно судить по минеральному составу, метасоматической зональности и морфологии скарновых тел, в условиях привноса воды, натрия, калия, магния, железа, кальция и кремния. Растворы, вероятно, имели щелочной характер и высокую температуру (температура декрепитации пироксена из скарнов 520°). Грейзенизированные породы образовались из нейтральных или слабощелочных растворов, что подтверждается постоянным присутствием в их составе альбита, экспериментально синтезированного в щелочной и нейтральной среде. Кварцево-шеелитовые руды, вероятно, возникли под действием более низкотемпературных натровых растворов умеренной щелочности. О температуре растворов можно судить по данным декрепитации кварца, шеелита и арсенопирита, слагающих эти руды ($400-440^{\circ}$). Щелочной характер растворов подтверждается экспериментальными данными по осаждению шеелита в скарнах (Брызгалин, 1958) и замещению основных плагиоклазов альбитом (О'Нил, 1950). Сульфидные руды формировались при дальнейшем понижении температуры растворов (от 280 до 400° , по данным декрепитации пирротина, кварца и сфалерита) и повышении их щелочности (Бетехтин, 1953).

Кабаргинское месторождение генетически связано с калиевыми аляскитовыми гранитами, подверженными автометасоматической альбитизации. Выделение альбита в конце кристаллизации гранитов и замещение им микроклина приводит к накоплению в постмагматических растворах калия. Образование скарнов и руд здесь совершалось под воздействием калиевых растворов, обогащенных фтором, что привело к широкому развитию в скарнах минералов, содержащих калий (ортоклазы, калиевые слюды, стильномелан) и фтор (флюорит, везувиан).

Скарновый процесс на Кабаргинском месторождении был более длительным и привел к образованию скарнов, различающихся по температуре и минеральным парагенезисам. Скарны формировались при широком развитии биметасоматических, существенно диффузионных процессов, наиболее четко проявленных в высокотемпературных скарновых зонах. Это подтверждается постоянной приуроченностью скарновых тел к контактам алюмосиликатных и карбонатных пород, морфологией скарновых тел, а также широким изменением состава минералов в пределах отдельных скарновых зон. Постмагматические растворы были обогащены калием, магнием, железом и фтором, а кальций, алюминий и кремний заимствовались, вероятно, из вмещающих пород и подвергались незначительному диффузионному перемещению на контакте мраморов с алюмосиликатными породами. Температура декрепитации минералов скарнов $450-500^{\circ}$.

Магнетитовые руды Кабаргинского месторождения отлагались в условиях понижения температуры и щелочности растворов, с чем и связано понижение подвижности железа и уменьшение его растворимости (Коржинский, 1948). О температуре образования магнетитовых руд можно судить по данным декрепитации магнетита ($400-420^{\circ}$). Магнетитово-флюоритовые руды формировались из слабокислых, обогащенных фтором, оло-

вом, редкими элементами растворов начальной стадии грейзенизации (Говоров, 1960). Температура образования этих руд, по данным декрепитации магнетита, изменялась от 370 до 400°. Полиметаллические руды отлагались в условиях повышения щелочности растворов и дальнейшего понижения их температуры (Бетехтин, 1953). Температура декрепитации сфалерита колебалась в пределах 300—350°.

Таким образом, постмагматические растворы на месторождении Восток-2 были обогащены натрием, а на Кабаргинском месторождении — калием и фтором.

Отмеченные особенности скарново-шеелитовых и скарново-словянно-полиметаллических месторождений широко проявляются на многих месторождениях Советского Союза. Так, общеизвестна генетическая связь скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии с гранитоидами повышенной основности типа гранодиоритов, адамеллитов, тоналитов, в которых натрия преобладает над калием (Абдуллаев, 1964). Для этих пород характерным автометасоматическим процессом является калишпатизация (Афанасьев, 1949; Еремеев, 1959), а процессы кислотного выщелачивания с образованием типичных грейзенов здесь соответственно развиты слабо (Беус, Залашкова, 1962). Скарнообразование на шеелитовых месторождениях сопровождается интенсивным натровым метасоматозом с образованием среди скарновых зон пироксен- и амфибол-плагноклазовых метасоматитов и имеет существенно инфильтрационную природу (Нестеренко, 1960; Жариков, Власова, 1961; Миловский, 1963). Кварцево-шеелитовые руды на скарновых месторождениях формируются также при значительном привносе натрия на кварцево-полевошпатовой стадии (Рехарский, 1961). Шеелит здесь ассоциирует с кварцем, альбитом, амфиболом, эпидотом, молибденитом и сульфидами.

Скарновые оловянно-полиметаллические месторождения в отличие от скарново-шеелитовых генетически связаны с аляскитовыми калиевыми гранитами повышенной щелочности. Ранним автометасоматическим процессом для этих гранитов является альбитизация, а кислотное выщелачивание приводит к развитию своеобразных апокарбонатных грейзенов (Говоров, 1960). Скарнообразование на полиметаллических месторождениях сопровождается калиевым метасоматозом и имеет преимущественно биметасоматическую природу (Жариков, 1959), а в составе руд постоянно встречаются калиевые слюды, стильномелан и ортоклаз.

Особенности постмагматической минерализации закономерно зависят от особенностей кристаллизации гранитов, агрегатного состояния постмагматических растворов и активности щелочей (Говоров, 1964, 1966). Оловянно-полиметаллические месторождения генетически связаны с фацией биотитовых гранитов со сложным кислотно-щелочным типом кристаллизации. Постмагматические растворы были обогащены фтором, что привело к увеличению активности калия. Шеелитовые месторождения связаны с гранитоидами повышенной основности с эвтектическим типом кристаллизации. Постмагматические растворы в этих месторождениях были бедны фтором и в некоторых случаях обогащены хлором, который фиксировался в скаполите (Абдуллаев, 1964), что повышало активность натрия (Говоров, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Собр. соч., т. 2, Ташкент, «Наука», 1964, 462 с.
- Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1949, № 3, с. 27—44.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 125—278.

Бейс А. А., Залашкова Н. К. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитах. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 11, с. 13—31.

Благодарова Н. С. Благодатненское месторождение как пример гидросиликатного типа оловорудной минерализации в скарнах. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 80—90.

Брызгалов Д. В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. — «Геохимия», 1958, № 3, с. 235—240.

Говоров И. Н. Грейзенизация карбонатных пород. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. XV. Киев, 1960, с. 42—50.

Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы генезиса руд. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. V). М., Госгеолтехиздат, 1964, с. 50—66.

Говоров И. Н. Влияние специфического взаимодействия понов в водных растворах на активность щелочей при минералообразовании. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 3—16.

Говоров И. Н. Фации гранитоидов и редкометальное оруденение. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 73—80.

Говоров И. Н., Благодарова Н. С. Приханкайский рудный район. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 203—216.

Еремеев В. П. О калиевом метасоматозе в гранитах Юго-Восточной Тувы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 10, с. 28—37.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара. М., 1959, 371 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 14).

Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 326—386.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., Изд-во АН СССР, 1948, 148 с. (Тр. ИГМ АН СССР, вып. 68).

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—456.

Миловский А. В. Генезис скарнов Ингичке. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 24—28.

Нестеренко Г. В. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырынь-Ауз. — «Геохимия», 1960, № 4, с. 315—329.

О'Нил Т. В. Гидротермальное изменение полевых шпатов при температурах 250—400°. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 221—236.

Радкевич Е. А. Генетические особенности скарново-полиметаллических месторождений Тетюхинского типа. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 3—21. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 18).

Радкевич Е. А. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 328 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 34).

Радкевич Е. А. и др. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1962, 130 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 59).

Рехарский В. И. О связи молибденита и шеелита с полевошпатово-кварцевой стадией минералообразования на некоторых скарново-редкометаллических месторождениях. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, № 4, с. 963—965.

Степанов Г. Н. Некоторые особенности вольфрамовой минерализации на одном из рудопроявлений Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 146—148.

Степанов Г. Н. Тонкополосчатые везувиан-магнетитово-флюоритовые породы в скарнах одного из районов Приморья. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 73—76.

Хетчиков Л. Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник. Владивосток, 1960, 116 с. (Тр. ДВ филиала СО АН СССР, серия геол., т. 14).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МНР

А. Д. КАЛЕНОВ

(Научно-исследовательская лаборатория зарубежной геологии)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Вольфрамовые месторождения МНР расположены преимущественно в восточной части страны и частично в Центральной Монголии. В этой части МНР крайне западные месторождения известны несколько юго-западнее Улан-Батора. Далее на громадных просторах западной части Монголии и на большей части Центральной Монголии сколько-нибудь значительные вольфрамовые месторождения и рудопроявления отсутствуют, и лишь на самом крайнем западе страны обнаружены кварц-вольфрамитовые месторождения (Сагсагайское и Нурингольское). Вольфрамовые месторождения и рудопроявления Восточной и Центральной Монголии, за весьма редкими исключениями, относятся к мезозойскому металлогеническому циклу, западные месторождения — к герцинскому.

В Восточной Монголии располагаются (частично захватывая и Центральную Монголию) три рудных пояса: 1) северный — Прикеруленский оловянно-вольфрамовый, протягивающийся в МНР из Забайкалья; 2) Восточно-Монгольский вольфрамовый; 3) южный — Нукут-Дабанский вольфрамово-молибденовый (рис. 1).

Прикеруленский оловянно-вольфрамовый пояс прослежен на территории МНР на 1100 км. Он четко приурочен к зоне сочленения поздних и ранних каледонид Восточной и Центральной Монголии, отмеченной серией глубинных разломов выдержанного северо-восточного направления.

Восточно-Монгольский вольфрамовый пояс расположен в пределах северомонгольской провинции ранних каледонид. Он протягивается на 600 км, заключая весьма интересные в генетическом отношении вольфрамовые месторождения, такие, как Барун-Цогто, Тумен-Цогто и др. Оловянная минерализация здесь не проявлена.

Нукут-Дабанский вольфрамово-молибденовый пояс расположен в пределах южномонгольской складчатой области, его южное и западное продолжения уходят за пределы МНР.

Не вызывает сомнения мезозойский возраст вольфрамового орудене-

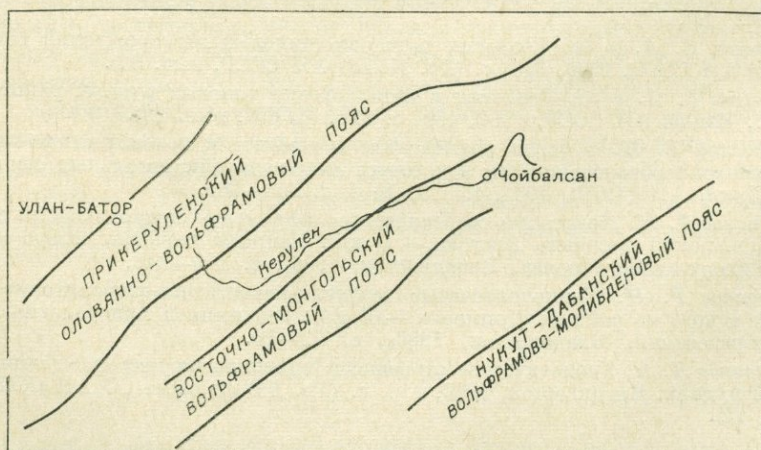


Рис. 1. Расположение вольфрамовых поясов в Восточной и Центральной Монголии.

ния оловянно-вольфрамового и вольфрамового рудных поясов. Однако до последнего времени из-за недостаточности геологических данных точнее он не был определен. Имеющиеся у автора данные по абсолютному возрасту слюд из залбандов и средних частей некоторых жил вольфрамового и оловянно-вольфрамового поясов, впервые полученные для МНР в 1966 г. калий-аргоновым методом, достоверно указывают на верхнеюрский возраст вольфрамового оруденения этих поясов (140 ± 8 млн. лет — 126 ± 5 млн. лет). Очень близкие цифры ($145 - 126 \pm 5$ млн. лет) получены для рудоносных гранитных интрузий, с которыми генетически связана вольфрамовая минерализация. Правда, многие исследователи геологии восточной и центральной частей МНР подчеркивают, что пересечения рудоносными интрузиями эффузивной свиты $J_2 - J_3$ ими не наблюдалось. Однако мощность этой свиты невелика (не превышает 400—800 м), и вольфрамоносные интрузии, застывавшие на глубине не менее 1,5—2 км, могли далеко не достигать даже ее нижних базальных серий.

Далее приводится краткая характеристика типоморфных для каждого рудного пояса вольфрамовых месторождений. Для Нукут-Дабанского вольфрамово-молибденового пояса это будет вольфрамово-молибденовое месторождение Югодзыр, для Восточно-Монгольского вольфрамового — вольфрамовые месторождения Барун-Цогто и Тумен-Цогто, для Прикеруленского оловянно-вольфрамового — оловянно-вольфрамовое месторождение Молото.

Месторождение Югодзыр расположено на крайнем юго-востоке МНР. На месторождении развиты палеозойские метаморфические породы (ордовик): песчаники, сланцы и слюдястые роговики. Они сложены в сильно гофрированную моноклинальную складку северо-западного направления. Метаморфические породы прорваны интрузией светло-серых гранит-порфиров, возраст которых условно определяется как верхнеюрский. В районе сопки Постовой апикальная часть Югодзырского рудоносного интрузива подходит близко к поверхности (10—12 м), но не вскрывается эрозией, и лишь на сопке Грейзеновой выходят несколько даек грейзенизированных гранит-порфиров. Рудоносный интрузив грейзенизирован, причем грейзены и грейзенизированные граниты пересечены кварцевыми прожилками с молибденитом и висмутином.

Грейзены образуют пологую залежь. Они развивались в два этапа. В первый этап, собственно грейзеновый, кристаллизовались кварц I, мусковит, берилл, значительная часть флюорита, вольфрамит, шеелит, молибденит I, гельвин, козалит, арсенопирит, пирит I. Во второй этап — окварцевания и хлоритизации — кристаллизовались кварц II, хлорит, в незначительном количестве карбонат, молибденит II (большая часть молибденита рудной залежи), пирит II, галенит и сфалерит. Продукты второго этапа минерализации накладывались на продукты первого этапа, в результате чего наблюдается пестрая картина оруденения. Именно этим объясняется совместное нахождение таких минералов, как берилл и сфалерит, вольфрамит и галенит и др. Волна растворов, соответствующая второму этапу, разгрузилась несколько ниже по вертикали, чем растворы первого этапа, и тем самым обусловила локализацию основной массы сфалерита ниже вольфрамита.

Распределение рудных компонентов в залежи сложное, выдержанные рудные тела здесь отсутствуют. Границы же самой грейзеновой залежи определяются условно по данным опробования (рис. 2). На формировании грейзеновой залежи большое влияние оказывало интенсивное дробление пород апикальной части гранит-порфиров, которое не только предшествовало процессам оруденения, но и сопутствовало ему в течение всех этапов минерализации.

Оруденение жильного типа представлено пологозалегающими кварцево-вольфрамитовыми жилами высокотемпературного типа. Эти жилы прорезают купольную часть штока гранит-порфиров, в том числе грейзенизированную, чем и определяется относительно более молодой возраст

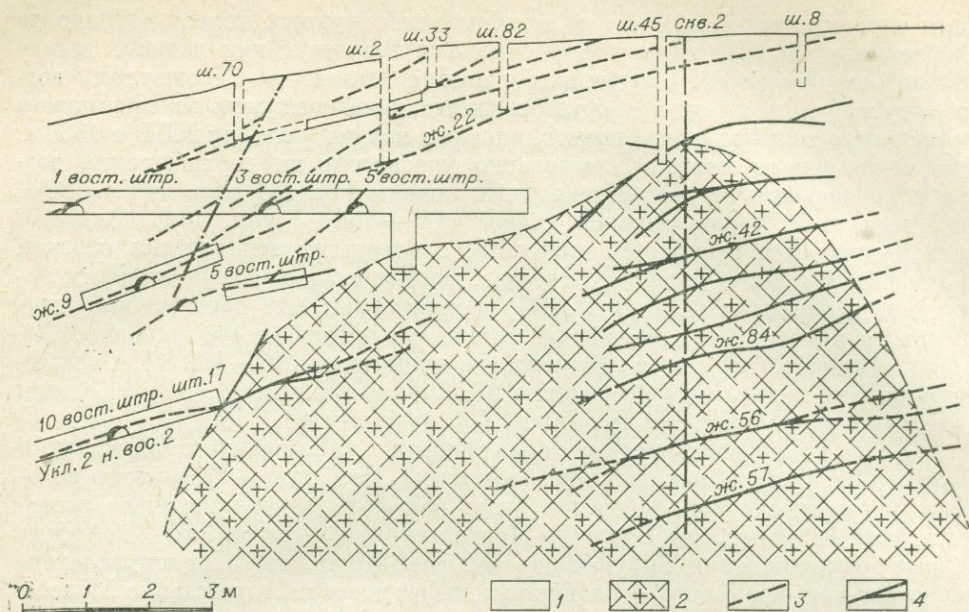


Рис. 2. Разрез через месторождение Югодзыр.

1 — песчаники и сланцы (Ord); 2 — грейзенизированные граниты; 3 — кварцево-вольфрамитовые жилы; 4 — кварцево-молибденитовые жилы.

жильного типа оруденения (см. рис. 2). Сближенные жилы залегают в виде пологопадающих пачек с углами падения от 15 до 30° и азимутом падения от 325° до СВ 10° . Жилы ветвятся и иногда соединены апофизами и проводниками, а в ряде случаев обнаруживают и кулисообразное залегание.

По составу жилы очень типичные для высокотемпературного класса гидротермальной группы. По зальбандам их развиты мусковитовые оторочки. Из рудных минералов встречены вольфрамит, пирит, халькопирит, арсенопирит, самородный висмут, висмутин и в небольшом количестве гематит и пирротин, из нерудных — кварц, топаз, флюорит. Изменение вмещающих роговиков незначительно по мощности (окварцевание и мусковитизация). При переходе рудных тел в гранит-порфиры наблюдается грейзенизация последних.

На Югодзыре проявлен еще один этап минерализации — флюоритогаленитовый. Жилы этого этапа наиболее поздние; они пересекают под прямым углом более ранние рудные кварц-вольфрамитовые жилы. Вольфрамит в них отсутствует.

Касаясь общих вопросов структуры и генезиса месторождения Югодзыр, следует отметить, что центры наибольшей интенсивности жильного и грейзенового оруденения не совпадают. Вероятнее всего, ко времени формирования грейзенов в плотных породах кровли крупные трещины еще отсутствовали, а монокристаллические породы кровли, по-видимому, послужили в этот период надежным экраном для грейзенообразующих растворов. Последние поднимались кверху в местах наибольшего развития мелкой трещиноватости в гранит-порфирах, не заходя в породы кровли. Уже после образования грейзенов к северу от пирамидального выступа гранит-порфиров образовалась в результате бокового давления серия трещин, в общем согласных со структурой пород кровли. Эти трещины и локализовали оруденение жильного типа.

Таким образом, Югодзыр относится к редкометальным месторождениям с многофазной минерализацией и довольно сложной структурой.

Вольфрамовое месторождение Барун-Цогто расположено в южной части Восточно-Монгольского вольфрамового пояса и генетически связано с одноименным массивом мезозойских гранитов. Небольшой шток юрских амазонитовых гранит-порфиров приурочен к перегибу складчатых структур, сложенных отложениями карбона. В районе развиты протяженные (до 10 км) дайки гранит-порфиров и керсантитов меридионального направления. Они пересекают все вмещающие оруденение свиты, а также рудные жилы и являются наиболее молодыми интрузивными образованиями Восточной Монголии. На месторождении выделяются два участка — Главный и Восточный.

На Главном участке оруденение представлено серией кругонадающих кварцево-вольфрамитовых жил северо-западного и северо-восточного простирания. Рудовмещающие трещины имеют ярко выраженный сколовой характер. Состав жил обычен: кварц, мусковит, флюорит. Мусковит большей частью образует призальбандовые оторочки, но встречается и в осевой части жил. Из рудных минералов наиболее распространены вольфрамит и шеелит; халькопирит и пирит встречаются в подчиненном количестве. На глубоких горизонтах количество сульфидов, в первую очередь сфалерита, увеличивается. Околожильное изменение незначительно и выражается в мусковитизации и окварцевании вмещающих сланцев, песчаников и конгломератов.

Восточный участок, где шток гранит-порфиров прорывает породы кровли, по характеру оруденения резко отличен от Главного. Здесь наблюдаются жилы высокотемпературные и среднетемпературные, рудные кварцевые, а также грейзены.

Месторождение Тумен-Цогто расположено ближе к северной границе вольфрамового пояса в средней его части. Оно залегает у вершины небольшой меридионально вытянутой горной гряды. Его особенности — многофазность интрузивной деятельности и вместе с этим разнообразие дериватов, которые схематично отражены в следующей колонке: 1 — порфировидные биотитовые граниты; 2 — штоки и жилы мелкозернистых гранитов; 3 — кварц-плагиоклазовые грейзены; 4 — блоковые пегматиты; 5 — мощные кварцевые тела; 6 — вольфрамоносные слюдисто-кварцевые и кварцево-слюдистые внежильные грейзены; 7 — шеелито-кварцевые жилы; 8 — вольфрамитово-кварцевые жилы и зоны.

Каждая из последующих стадий этого ряда отлична от предыдущей и, по-видимому, отделена от нее значительным перерывом. Действительно, каждая фаза имела свой состав и свои характерные особенности. Так, порфировидные граниты характеризуются обилием крупных фенокристаллов микроклина и высоким содержанием биотита. Кварц в них, как обычно, выделялся последним. Гранит-порфиры, несомненно, выделялись уже в других, близких к поверхности условиях. В них первым выделялся кварц вкрапленников. Образование породы сопровождалось процессами аутометасоматоза, выразившегося в развитии мусковита. В стадию образования кварц-плагиоклазового грейзена по многочисленным трещинам в мелкозернистых гранитах поднимались легкоподвижные грейзенообразующие растворы, насыщенные натрием и, в очень незначительной степени, соединениями фтора. После значительного перерыва последовало внедрение остаточного расплава и формирование пегматитовых тел — от мелких жилок мощностью 20—30 см до крупных (20—30 м) протяженных тел. Автором еще в 1947 г. было зарегистрировано пересечение кварц-плагиоклазовых грейзенов пегматитовыми жилами, что дало возможность доказать наличие на Тумен-Цогто допегматитовых грейзенов (Каленов, 1959). Особенностью пегматитов Тумен-Цогто является почти полное отсутствие флюорита, берилла и других рудных минералов, за исключением редких вкрапленников вольфрамита.

За фазой становления пегматитов последовало выжимание в верхние горизонты больших масс вязкого кремнезема, лишенных минерализаторов.

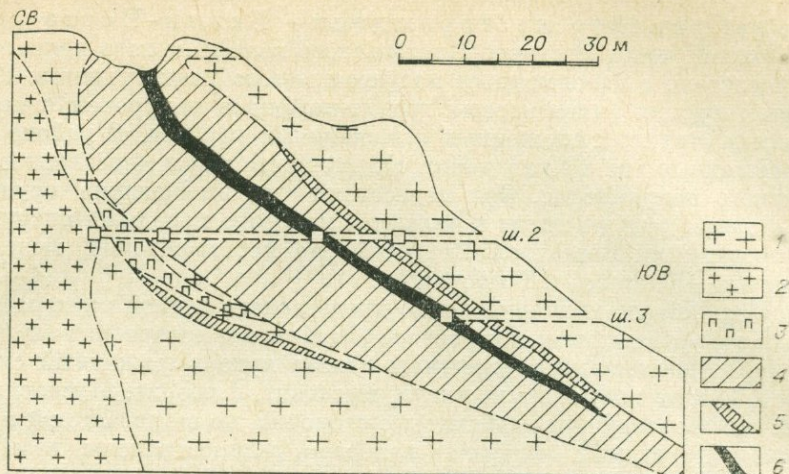


Рис. 3. Разрез через рудное тело № 3 месторождения Тумен-Цогто.
 1 — крупнокристаллический порфировидный гранит; 2 — мелкозернистый гранит-порфир; 3 — безрудный блоковый пегматит; 4 — кварцевое тело; 5 — вольфрамоносный грейзен; 6 — рудная зона с вольфрамом.

В результате кристаллизации последних образовались мощные кварцевые тела, содержащие лишь единичные вкрапленники вольфрамита. Далее, после некоторого перерыва, последовало внедрение по трещинам грейзенообразующих растворов, резко отличных по составу от допегматитовых. Они содержали, кроме кремнезема, в больших количествах фтор, соединения вольфрама, меди, висмута и других минералов.

Вслед за формированием вольфрамито- и шеелитоносных грейзенов началось проникновение по трещинам обычных вольфрамоносных гидротермальных растворов, кристаллизация которых привела к формированию кварц-вольфрамито-шеелитовых жил, а также кварц-вольфрамитовых образований. Наложение последних на крупные безрудные кварцевые тела, описанные выше, привело к возникновению на Тумен-Цогто уникального сложного кварцевого тела (рис. 3) мощностью более 40 м. По окраинам тела кое-где наблюдаются участки пегматита и нередко зоны кварцево-мусковитовых вольфрамоносных грейзенов. В то же время ближе к висячему боку расположена секущая его кварцевая зона мощностью 1,5—2,0 м, не имеющая четких границ. В средней ее части обычно находится дымчатый кварц. Вольфрамит в ней встречается в виде агрегатов крупных пластинчатых кристаллов, часто в виде розеток радиального лучистого строения. Скопления вольфрамита приурочены к трещинам в узкой зоне дымчатого кварца, главным образом на пересечении ее поперечными трещинами. К ним же нередко приурочены также крупные кристаллы арсенопирита до 2 см в поперечнике и очень редко — галенита. Вольфрамит и арсенопирит, как правило, раздроблены и сцементированы кварцем. Здесь можно видеть редкий случай локализации кварцевой жилы в кварцевом же теле. Идентичность состава вмещающей среды и жилы, представленной кварцем, объясняет отсутствие здесь реакционных мусковитовых оторочек.

Месторождение Модото располагается у южной границы оловянно-вольфрамового пояса к югу от Ононского глубинного разлома. Кварц-касситерит-вольфрамовые жилы залегают в эндоконтактовой части Модотинского гранитного массива.

Особенностью месторождения Модото является сложный минералогический состав, характеризующий большой температурный диапазон мине-

ралообразования и развитие наряду с кварцем выполнения кварца замещения. Из жильных минералов на месторождении известны кварц, мусковит, флюорит и халцедон. Из рудных минералов установлены вольфрамит, шеелит, касситерит, сфалерит, арсенопирит, пирит, и халькопирит. Вольфрамит отличается разнообразием форм: наряду с толстотаблитчатыми встречаются тонкопластинчатые кристаллы. Характерно, что вольфрамит здесь приурочен исключительно к кварцу выполнения, а касситерит — к кварцу замещения, причем касситерит очень часто локализован на контакте калиевого полевого шпата и кварца замещения (рис. 4). Минералогический состав и характер окolorудных изменений позволяет считать месторождение Модото среднетемпературным.

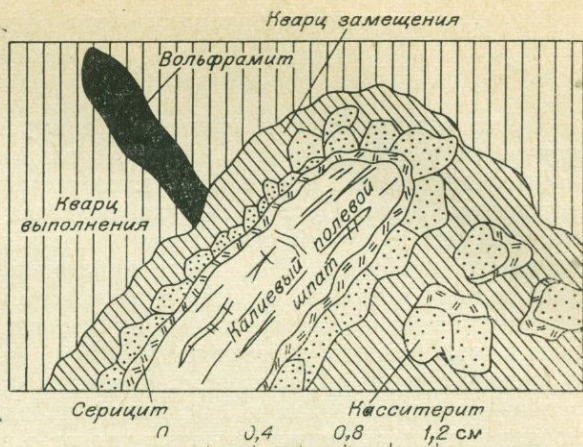


Рис. 4. Месторождение Модото. Детали строения рудной кварц-касситерит-вольфрамитовой жилы (зарисовка).

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МНР

Вольфрамовые месторождения МНР генетически тесно связаны с гранитоидными интрузиями. Пространственная приуроченность оруденения к ашикальным частям автотасоматически измененных интрузий, наличие вольфрамитов в занорышах гранитов, пегматитовых жилах, грейзенах и, наконец, кварцево-полевошпатовых и кварцевых жилах дает убедительные доказательства генетической связи вольфрамитового оруденения с гранитными интрузиями. Лишь для относительно низкотемпературных типов оруденения эта связь менее ясна.

Петрологические особенности рудоносных интрузий (состав, структура, размеры, даже каждого из охарактеризованных вольфрамовых поясов) сильно варьируют (Каленов, 1947; 1948; 1961). В оловянно-вольфрамовом поясе преобладают интрузии модотинского комплекса, для которых весьма характерно развитие пегматоидных структур и наличие мпароловых пустот, отсутствующих в интрузиях других комплексов. Гранитные интрузии модотинского комплекса в контактовом ореоле сопровождаются зонами турмалинизации, а иногда турмалин присутствует в самих гранитах и пегматитах. Автотасоматоз, представленный флюоритизацией, окварцеванием и грейзенизацией, развит здесь умеренно.

В вольфрамовом поясе преобладают интрузии шарахадинского комплекса, для которого турмалинизация уже совершенно не характерна; вместе с тем в апикальных частях рудоносных интрузивов весьма интенсивно проявились грейзенизация, флюоритизация и окварцевание. В вольфрамито-молибденовом поясе преобладают мелкозернистые граниты и граниты егдзырского комплекса. Его отличительная особенность — обилие участков с ритмичной зональностью.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ ДЕРИВАТОВ

Для восстановления процесса формирования вольфрамовых месторождений важно выяснить последовательность кристаллизации магматических дериватов. Еще в 1947 г. автор установил, что в районе месторождения Тумен-Цогто, где наблюдается несколько фаз внедрений мезозойских интрузий, последовательность кристаллизации интрузивных дериватов необычна. Так, после кристаллизации крупнозернистых порфировидных гранитов, а затем и мелкозернистых гранитов формируются кварц-плагиоклазовые грейзены, их пересекают жилы пегматитов, которые, в свою очередь, пересечены вольфрамоносными кварц-мусковитовыми и мусковитовыми грейзенами, т. е. проявлены две фазы рудоносных грейзенов — допегматитовая и послепегматитовая. Эти данные о необычном порядке кристаллизации свидетельствуют о растянутости процесса становления рудоносных интрузий и их рудных дериватов (Каленов, 1959). Наличие таких растянутых по времени формирования серий в Восточном Забайкалье было недавно доказано с применением определения абсолютного возраста рудных дериватов П. В. Комаровым и Н. Г. Демидовой (1966).

Однако в МНР наряду с рудными узлами и месторождениями длительного формирования существуют (и, пожалуй, в преобладающем количестве) рудные узлы и месторождения с относительно короткой и простой историей формирования. Обычно здесь за внедрением рудоносной интрузии и сопровождающей ее свиты даек поднимается по трещинам волна рудоносных растворов, формируются вольфрамит- и шеелитсодержащие грейзены, а затем кварц-вольфрамитовые жилы.

Таким образом, налицо два типа рудных узлов, рудных полей и месторождений. В одном из них устанавливается многократное внедрение интрузий, сложный и длительный процесс формирования интрузивных дериватов, пегматитовых жил и рудных образований, в других — однократное внедрение (преимущественно трещинных интрузий) и несложные процессы формирования интрузивных и рудных дериватов. Из описанных выше месторождений Тумен-Цогто явно принадлежит к рудным узлам первого типа. Возможно, к этому типу принадлежит и Модото. Ко второму типу относится Барун-Цогто и Югодзыр. Как в первом, так и во втором случае генетическая связь вольфрамовых месторождений с гранитными интрузиями доказывается достаточно однозначно. Особенности минералогического и химического состава рудоносных интрузий МНР изложены в ряде статей автора (Каленов, 1947, 1948, 1961).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МНР

Большая часть месторождений МНР принадлежит к кварцево-жильному типу, меньшая часть — к грейзеновому. Состав месторождений довольно сложный. Из нерудных минералов встречены кварц, мусковит, полевые шпаты, серицит, топаз, флюорит, пирофиллит, каолин, из рудных (первичных) — вольфрамит, шеелит, гельвин, гематит, висмутин, самородный висмут, козалит, молибденит, халькопирит, арсенопирит, пирит, сфалерит и галенит. Интересно, что в рудах широко развит флюорит при сравнительно малом развитии топаза.

Вольфрамит в описываемых месторождениях встречается самого различного размера и габитуса — от крупных толстотаблитчатых кристаллов весом 2—3 кг каждый до тончайших изогнутых пластинчатых кристаллов, наблюдающихся в призальбандовых мусковитовых оторочках

(Каленов, 1963). В жильном выполнении обычно крупнокристаллический вольфрамит ассоциирует с кварцем I, мелкокристаллический — с кварцем II. Как правило, в кварцевых жилах вольфрамит встречается в виде агрегатов, в грейзенах — в виде разобленных кристаллов. В крупнозернистых грейзенах он более крупнокристаллический, в мелкозернистых — мелкокристаллический. Эти и другие наблюдения позволяют предполагать, что в данном случае вольфрамит замещает полевой шпат. Взаимоотношения вольфрамита и кварца I весьма сложные, но в большинстве случаев вольфрамит корродируется кварцем I. На одном из месторождений был обнаружен вольфрамит с четкой футлярообразной структурой; вольфрамит представляет собой лишь хорошо ограниченную оболочку, внутренняя же часть образования выполнена кварцем.

Химические анализы образцов почти из всех месторождений позволяют сделать заключение, что в МНР преобладает вольфрамит нормального состава, реже встречается гюбнерит и еще реже — вольфрамит с преобладанием ферберитовой молекулы. Выказанное еще на первых этапах изучения вольфрамовых месторождений МНР Р. А. Хасиным (1948) предположение о том, что гюбнеритовые разновидности преобладают в более высокотемпературных месторождениях, после детального изучения состава вольфрамита из многочисленных месторождений и рудопроявлений МНР не подтвердилось. Так, гюбнерит установлен главным образом на месторождениях среднетемпературного и низкотемпературного классов (Их-Хайрхан, Их-Нарэтин-Хид и др.) и в меньшей мере — на высокотемпературных. Очевидно, состав вольфрамита для каждого месторождения зависит от многих факторов и в первую очередь — от состава первоначальных рудообразующих растворов, состава вмещающих пород и их взаимодействия с рудообразующими растворами, а не только от температуры его кристаллизации.

Шеелит был встречен в том или ином количестве во всех вольфрамовых месторождениях МНР. Обычно он тесно ассоциирует с вольфрамитом, замещая последний. Шеелит во всех типах месторождений находится в резко подчиненном количестве по отношению к вольфрамиту, причем в кварцево-жильном типе его содержание растёт по мере понижения температуры образования месторождения. Так, в среднетемпературном месторождении Буянты оно в несколько раз выше, чем в высокотемпературном Барун-Цогто. Еще выше содержание шеелита в низкотемпературных месторождениях, таких как Багтуй и Их-Нарэтин-Хид, где соотношение шеелита и вольфрамита достигает 1 : 4.

Кварцево-шеелитовые жилы без вольфрамита встречаются в МНР исключительно редко и не имеют практического значения. В рудоносных грейзенах соотношение шеелита и вольфрамита, несмотря на высокую температуру образования этой формации, также достигает 1,5 (Югодзыр). Представляет интерес присутствие в рудах гельвина, установленного автором на месторождении Югодзыр. Гельвин наблюдается здесь в кварцевых и кварцево-топазовых прожилках в виде агрегатов неправильной формы размером до 1 см. Ассоциирует он чаще всего с бериллом и козалитом. Гельвин и берилл относятся к аксессуарным минералам.

Козалит. Весьма характерны для Восточно-Монгольской вольфрамовой провинции висмутовые минералы, в частности свинцово-висмутовый сульфид — козалиит, известен в месторождениях как вольфрамового, так и вольфрамово-молибденового поясов (Каленов, 1962₂). Локализован козалиит чаще всего в рудоносных грейзенах и нередко в грейзенизированных гранит-порфирах, где наблюдается в виде мелкой рассеянной вкрапленности; реже встречается в пересекающих грейзены кварцевых прожилках. На Тумен-Цогто козалиит обнаружен автором в вольфрамоносных следепегматитовых грейзенах (Каленов, 1964).

Минералогический состав кварцево-жильных месторождений МНР подтверждает принадлежность их к гидротермальной группе и наличие

значительного температурного диапазона их образования, позволяющего предполагать присутствие среди них представителей как высокотемпературных, так и средне- и низкотемпературных классов.

Рудные грейзены — также широко распространенная в МНР вольфрамонасная формация. В некоторых месторождениях этой формации наблюдаются сравнительно редко встречающиеся в грейзенах гельвин и козалит.

Месторождения кварцево-жильной и грейзеновой формации характеризуются слабым развитием топаза. Следует отметить, что оруденение в МНР, как правило, одностадийно, и в связи с этим ему свойственна моноасцендентная зональность. Однако там, где минерализация одностадийна, проявлена полиасцендентная зональность. Моноасцендентная зональность выражена слабо: обычно с глубиной появляется берилл. Но это, скорее, связано с переменной состава вмещающих пород и приближением к гранитам. На месторождениях многостадийных (например, Югодзыр) в грейзеновых телах иногда наблюдается «обратная» полиасцендентная вертикальная зональность, причем в нижних частях преобладают такие низкотемпературные минералы, как хлорит, галенит, сфалерит, в верхних частях рудных тел, наоборот, — высокотемпературные минералы (вольфрамит, мусковит и т. д.).

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Состав вмещающих оруденение пород весьма разнообразен. Нередко одна и та же вольфрамитсодержащая кварцевая жила пересекает на сравнительно коротком расстоянии такие различные по составу породы, как сланцы, граниты, диабазовые порфириды, пегматиты, либо граниты и диориты. При таких пересечениях появляется возможность сравнить особенности процесса изменения различных пород одними и теми же рудными растворами, что в конечном итоге позволяет выяснить особенности состава первоначальных рудных растворов, их состояние и т. д.

Наиболее характерными процессами изменения вмещающих пород для высокотемпературных вольфрамовых месторождений являются грейзенизация (вмещающие породы — граниты), мусковитизация (гнейсы, роговики, песчаники и другие осадочные породы), для средне- и низкотемпературных месторождений — окварцевание и серицитизация (граниты, сланцы и песчаники). Менее характерен процесс хлоритизации, еще реже проявлены каолинизация и беризитизация. Развитие каолинизации в высокотемпературных месторождениях свидетельствует о резком изменении режима кислотности-щелочности в рудообразующих растворах в последние этапы формирования месторождения. Беризитизация наблюдается при околорудных изменениях диабазовых порфиритов.

Процесс образования мусковитово-кварцевых и кварцево-мусковитовых грейзенов, широко распространенных на месторождениях МНР, обычно протекает стадийно. Вначале калиевый полевой шпат замещается кварцем, при этом освобождаются калий и алюминий, которые входят в решетку мусковита, замещающего плагиоклаз, т. е. образование мусковита возможно только после разрушения молекулы калиевого полевого шпата. Химизм процесса формирования грейзенов во многом зависит от первичного состава и в основном определяет соотношение в грейзенах главных компонентов — кварца и мусковита. Так, при замещении 1000 см³ гранитов с образованием мусковитово-кварцевых грейзенов состава: кварц — 72%, плагиоклаз — 5%, мусковит — 20%, прочие минералы — 3% приносится 204,7 г кремнезема и 30,4 г других окислов; выносится 112 г глинозема и 174 г прочих окислов. При образовании же 1000 см³ мусковитового грейзена состава: мусковит — 94%, кварц — 4% и прочие минера-

лы — 2%, кремнезем, наоборот, выносится в количестве 734,5 г, а глинозем привносится в количестве 591,6 г. Следует особо подчеркнуть, что в первом случае сумма привноса составляет 9% и выноса 11% к первоначальной породе, а во втором соответственно 24,2 и 30%. Расчеты в обоих случаях выполнены с учетом удельного веса и пористости пород. Более подробно вопросы формирования грейзенов и химизм процесса грейзенобразования рассмотрен автором ранее (Каленов, 1962₁).

Грейзенизирующие рудоносные растворы вызывают интенсивную мусковитизацию и окварцевание вмещающих сланцев, песчаников и других осадочных пород. Образующиеся при этом метасоматиты состоят из кварца, мусковита и реликтов осадочных пород, однако вследствие иного состава и особенно структуры первичных пород новообразованный метасоматит по своим структурным особенностям во многом отличается от грейзенов. Мусковит распределяется здесь менее равномерно и распространен более широко в тех местах, где в первичных породах было больше биотита и плагиоклаза. Сходство с грейзенами заключается в том, что в них, как и в грейзенах, формируется кварц с прямым или волнистым угасанием. Химизм процесса образования таких метасоматических формаций зависит как от состава исходных пород, так и от преобладания в одних случаях окварцевания, в других — мусковитизации.

Основная особенность серицитизации и окварцевания, характерных для более низкотемпературных вольфрамитовых месторождений МНР, заключается в том, что замещению серицитом подвергается в первую очередь плагиоклаз, а не калиевый полевой шпат. При образовании 1000 см³ серицито-кварцевой породы за счет околожильных гранитоидов Батгуйского месторождения привносятся в значительном количестве окись железа, щелочи и вода, всего 81 г, т. е. 3% массы первоначального гранита; выносятся при этом кремнезема 90 г, Al₂O₃ 58,2 г и других окислов 122,3 г, всего 275,6 г, или 10% массы первоначального гранита. Другие особенности этого процесса описаны в специальной статье (Каленов, 1963₁).

В целом в монгольских вольфрамовых месторождениях с понижением температуры интенсивность изменения химического состава при образовании околорудных метасоматических пород понижается, вместе с тем мощность зон изменения, как правило, возрастает в несколько раз, достигая 3—4 м в сторону от рудных жил (Батгуй, Их-Нарэтин-Хид и др.).

Во всех изученных случаях при образовании околорудных метасоматических пород вынос (с учетом удельного веса и пористости) резко превалирует над привносом, что указывает на необходимость пересмотра правила Линдгрена о постоянстве объемов при метасоматических процессах (табл. 1).

Таблица 1

Околорудные изменения вмещающих пород вольфрамовых месторождений МНР (гидротермальная генетическая группа)

Вмещающие породы	Класс месторождений		
	высокотемпературный	среднетемпературный	низкотемпературный
Гранитоиды, гнейсы, пегматиты	Интенсивная грейзенизация	Слабая грейзенизация	Серицитизация
Сланцы, песчаники, роговики, конгломераты	Интенсивное окварцевание и мусковитизация	Окварцевание и мусковитизация	Серицитизация и окварцевание
Диориты	Мусковитизация, окварцевание, берзитизация	—	—
Диабазовые порфири-ты	Берзитизация и флюоритизация	—	—

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
И ФОРМАЦИИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МНР

Среди многочисленных вольфрамовых месторождений и рудопроявлений МНР можно встретить представителей трех генетических групп: пегматитовой, контактово-метасоматической и гидротермальной.

В пегматитовых телах вольфрамит встречается очень редко в виде единичных кристаллов и имеет лишь минералогическое значение. Контактново-метасоматические вольфрамовые месторождения, широко распространенные в других провинциях, в Восточной и Центральной Монголии представлены единичными рудопроявлениями и генетически связаны с герцинским металлогеническим циклом. Наиболее широко распространены вольфрамовые месторождения и рудопроявления гидротермальной генетической группы, полностью принадлежащие к мезозойскому металлогеническому циклу. Классы и формации этой группы показаны в табл. 2. Нужно оговориться, что первую из формаций высокотемпературного класса, представленную мусковитовыми и кварц-мусковитовыми грейзенами с вольфрамитом, шеелитом и молибденитом, вероятно, можно отнести к метасоматической генетической группе, нередко выделяемой для аналогичных рудных провинций.

В заключение следует подчеркнуть, что среди вольфрамовых месторождений МНР наиболее интенсивная минерализация характерна для высоко- и среднетемпературных классов гидротермальной генетической группы. Для месторождений и рудопроявлений низкотемпературного клас-

Таблица 2

Классы и формации гидротермальной генетической группы вольфрамовых месторождений и рудопроявлений МНР

Класс	Рудная формация	Процессы около-рудных изменений	Морфогенетический тип	Примеры
Высокотемпературный	1. Мусковитовые и кварцево-мусковитовые грейзены с вольфрамитом, молибденитом, шеелитом	Грейзенизация	Неправильные залежи	Югодзыр (грейзеновая часть), Тумен-Цогто
	2. Кварц-мусковит-вольфрамитовая с бериллом	Грейзенизация, окварцевание и мусковитизация	Жильный	Югодзыр (жильная часть), Чулун-Хуриэтэ, Барун-Цогто
	3. Кварц-мусковит-шеелитовая	Слабая грейзенизация	»	Тумен-Цогто
Среднетемпературный	1. Кварц-касситерит-вольфрамитовая	Слабая грейзенизация, окварцевание и мусковитизация	»	Верхний Кумыр, Хучжи-хан
	2. Кварц-пегматит-шеелит-вольфрамитовая	То же	»	Буянты
	3. Кварц-полевошпатово-вольфрамитовая, иногда с касситеритом	»	»	Зигей-Хундэй, Их-Хайрхан
	4. Кварц-вольфрамитовая	—	Жила в жиле	Тумен-Цогто. Рудное тело № 3
	5. Кварц-касситерит-вольфрамитовая с сульфидами	Окварцевание и серицитизация	—	Модото
Низкотемпературный	Кварц-серицит-вольфрамитовая с шеелитом	Серицитизация и каолинизация	Жильный	Багтуй, Их-Нарэтин-Хид

са этой группы характерны значительно меньшие масштабы и менее интенсивная минерализация. Таким образом, определив, к какому классу и формации принадлежит вольфрамовое месторождение или рудопроявление, что выполняется без особых затрат, путем наблюдений на поверхности, можно достаточно уверенно говорить о перспективах месторождения.

На большое значение выяснения генетических особенностей и генетического типа вновь открываемых вольфрамовых месторождений МНР в свое время неоднократно указывал С. С. Смирнов (1945).

ЛИТЕРАТУРА

Каленов А. Д. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1947₁, т. 58, № 2, с. 265—268.

Каленов А. Д. К вопросу о западной границе Тихоокеанского складчатого пояса в пределах МНР.— «Сов. геол.», 1947₂, № 24, с. 73—76.

Каленов А. Д. Новые данные о гранитоидах Северо-Восточной Монголии.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1947₃, т. 58, № 5, с. 843—846.

Каленов А. Д. О некоторых особенностях дифференциации мезозойских интрузий северо-восточной части Центральной Азии.— «Докл. АН СССР. Новая серия», 1948, т. 63, № 2, с. 195—196.

Каленов А. Д. О грейзеновом типе гельвиновой минерализации.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1959, 2-я серия вып. 4, ч. 88, с. 481—484.

Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1961, № 2.

Каленов А. Д. Грейзены Восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 2, с. 37—48.

Каленов А. Д. Козалит в Восточной Монголии.— «Докл. АН СССР», 1962₂, т. 142, № 2, с. 443—444.

Каленов А. Д. О явлениях околожильной серитизации и окварцевания.— В кн.: Материалы по геологии МНР. М., Гостоптехиздат, 1963₁, 288 с.

Каленов А. Д. Слюдяные оторочки вольфрамит-кварцевых месторождений.— В кн.: Материалы по геологии МНР. М., Гостоптехиздат, 1963₂.

Каленов А. Д. Козалит месторождения Тумен-Цогто и особенности состава козалитов Забайкало-Монгольской рудной провинции.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 6, с. 1376—1378.

Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, т. 8, № 4.

Корчагин У., Капсамун В., Цэрэндорж М. Их-Хайрханский рудный узел и вольфрамовое месторождение Хар-Чулу.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., Изд-во СЭВ, 1966.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолыздат, 1945, с. 92.

Хасин Р. А. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрамитовых месторождений.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 69, № 1.

ГРУППЫ ОЛОВОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ОБЛАСТЕЙ ТЕКТНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

М. И. ИЦИКСОН

(Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт)

Попытка анализа общих закономерностей распределения оловорудных месторождений в подвижных поясах (складчатых областях), а также группировка месторождений по геологическим типам были предприняты автором ранее (Ициксон, 1958).

За истекшее время накопился новый большой материал как по самим оловорудным месторождениям, так и по геологии, тектонике и геохимии оловоносных районов и провинций. Иначе теперь представляются и общие

металлогенические концепции, положенные в основу познания закономерностей размещения оловоносных районов и месторождений. Все это позволяет внести коррективы в изложенные ранее представления.

Существенно то, что в последние годы более четко определился тип подвижных поясов, металлогенически специализированный в отношении промышленных концентраций олова. Имеются в виду пояса континентального или восточноазиатского типа, не проходившие в своем развитии стадии островных дуг, характеризующиеся специфическими условиями становления и развития на мощной спалической континентальной коре (Иддиксон, 1964₁). Предполагается, что рудные концентрации в поясах этого типа (особенно концентрации олова) являются «возрожденными» и связаны с перераспределением металла в «гранитном» слое, где ювенильные процессы тесно переплетаются с развитием коры и ее в той или иной степени метаморфизованной гранитно-осадочной оболочке (Иддиксон, 1964₂).

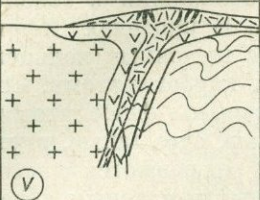
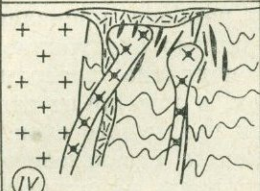
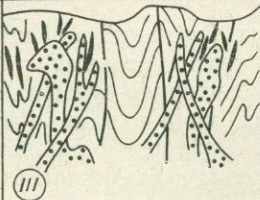

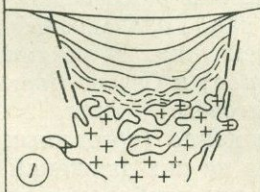
Подвижные пояса приокеанического типа, заложение и развитие которых происходило на океанической коре или коре переходного типа в тесной связи с развитием островных дуг, мало продуктивны с точки зрения промышленных концентраций олова. Мы попытались отобразить закономерное распределение отдельных групп оловорудных формаций по мере направленного развития оловоносных подвижных поясов и областей внегеосинклинальной тектоно-магматической активизации (см. рисунок). Обозначения оловоносных формаций даны в соответствии с классификацией оловорудных месторождений, разработанной Е. А. Радкевич (1961).








По сравнению с упомянутой работой автора (1958 г.), предлагаемый теперь вариант группировки имеет ряд отличий. Новым здесь является выделение групп оловянной минерализации, расположенных по степени глубинности их становления: от относительно более глубинной — субабиссальной (батолитовой) группы до вулканогенной, формирующейся практически в условиях земной поверхности. Последовательное рассмотрение оловоносных формаций, объединяемых каждой такой группой, обнаруживает тенденцию ко все большему усложнению их «геохимического спектра» и минеральных ассоциаций от более глубинных типов к менее глубинным. Исключением может быть, вероятно, только наземная риолитовая формация, сравнительно простая по своим минерально-геохимическим особенностям, но все же своеобразная по устойчивости геохимической ассоциации олова и индия (Иддиксон, Русаков, 1946; Иванов, Розбианская, 1961) и наличию экзотических минералов индия (Генкин, Муравьева, 1963).

Вторая особенность новой схемы — выделение специальной группы оловоносных формаций, развивающихся в зонах постконсолидационной тектоно-магматической активизации и в областях активизированных платформ (параплатформ) и щитов. Представления о «третьем» типе геотектонического развития, помимо геосинклинального и платформенного, получают все большее признание геологов-тектонистов. Металлогенические аспекты проблемы тектоно-магматической активизации рассмотрены А. Д. Щегловым, Е. А. Радкевич, Ю. В. Комаровым и П. М. Хреновым, И. А. Фогельман, автором этой работы и другими исследователями.

Следует подчеркнуть важное значение концентраций олова, связанных с этим своеобразным «внегеосинклинальным» типом тектонического развития. В первую очередь это относится к азиатскому сегменту Тихоокеанского пояса, включающему важные оловорудные районы востока СССР, а также юго-востока и юга КНР и Северного Вьетнама.

Этапы и стадии развития областей активизации мало изучены и, видимо, сильно различаются в зависимости от истории и типа геологического развития регионов. По предварительным данным намечается, что в общем случае концентрации олова связаны с более ранними стадиями процесса активизации, отмеченными блоковыми перемещениями вдоль зон регио-

	Положение оруденения относительно магматических образований	Группы и формации	Спутники олова
Области тектоно-магматической активизации		Наземная (вулканическая) группа Риолитовая формация	In
		Близповерхностная (субвулканическая) группа Касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная формации	Pb, Zn, Ag, B, F, As
Подвижные пояса (складчатые области)		Гипабиссальная группа а) касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная формация б) касситерито-кварцевая формация	Pb, Zn, реже As, Cu, Bi, Ag, Au, Co W, As, Bi
		Субабиссальная (батолитовая) группа а) формация касситерито-кварцевая и оловоносных скарнов б) формация оловоносных пегматитов	W, Bi, As, B, Mo Ta, Nb, Cs, Rb, Tr
		Существенные концентрации олова неизвестны	

-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7

Распределение групп оловорудных формаций в подвижных поясах и областях тектоно-магматической активизации.

1 — ультраметаморфогенные (автохтонные) гранитоиды; 2 — аллохтонные батолитовые интрузии кислых и ультракислых гранитов калиевой ветви; 3 — гипабиссальные интрузии и дайковые сложнодифференцированные серии калиевой петрохимической ветви от диоритов — сиенито-диоритов и кварцевых монзонитов до гранитов; 4 — близповерхностные малые интрузии и экзрузии состава от диоритов (диоритовых порфиров) до гранитов (гранит-порфиров); 5 — излияния (покровы) и экзрузии андезитов; 6 — излияния (покровы) и экзрузии риолитов (липаритов); 7 — положение оловянной минерализации относительно магматических образований.

Стадии: I — геосинклинального прогибания; II — поздние и постинверсионные превращения геосинклиналей в складчатую область; III — консолидации и стабилизации складчатой области; IV и V — глыбовых движений сводового типа (тектоно-магматической активизации).

нальных и более мелких разломов, и, что особенно важно, с формированием гранитоидных комплексов калиевой петрохимической направленности.

Для глубинного строения земной коры этой стадии активизации, по-видимому, характерно увеличение мощности сиалической коры, главным образом за счет возрастания гранитного слоя.

А. Д. Щеглов (1966₁) на основе анализа широкого материала пришел к выводу о наличии двух металлогенически направленных стадий автономной активизации. С первой стадией связано формирование оловянных, вольфрамовых и нередко молибденовых месторождений в связи с комплексом трещинных интрузий кислого состава. В пределах Африканской платформы, кроме того, представлен комплекс щелочных кольцевых интрузий с редкометальными и редкоземельными карбонатами. Со второй, более поздней, стадией активизации ассоциированы флюоритовые месторождения, а также эпитермальные золоторудные, сурьмяные, ртутные, баритовые и другие, которые предположительно связываются с излияниями и субвулканическими интрузиями базальтоидных и главным образом трахибазальтоидных магм (Щеглов, 1966₂). Для районов проявления этой стадии активизации имеются геофизические данные о глубинном строении, интерпретируемые как нарастание или поднятие поверхности базальтового слоя (Андреев, 1963). Таким образом, в отличие от ранней стадии активизации, сопровождаемой увеличением гранитного слоя, поздние стадии активизации, сопровождаемые нарастанием базальтового слоя и развитием базальтоидных (трахибазальтоидных) магм, практически не несут концентраций олова.

Наличие той или иной группы оловорудных формаций в областях тектоно-магматической активизации зависит от типа развития последних. Месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций локализируются в наложенных структурах типа окраинно-материковых вулканогенных поясов, контролируемых трансрегиональными глубинными разломами, и непосредственно не связаны с развитием отдельных подвижных поясов. По классификации типов тектоно-магматической активизации, предложенной М. И. Ицксеном, Н. И. Тихомировым и Е. Т. Шаталовым (1967), подобные структуры относятся к планетарно-линейному типу автономной активизации. Примерами оловоносных регионов этого рода являются Восточно-Сихотэ-Алинский, Охотский, Гуандунь-Фудзянский (КНР) и др. Месторождения скарновой касситерито (касситерито-вольфрамит)-кварцевой и реже касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций локализируются на активизированных платформах (щитах) в пределах весьма мобильных «складчато-разрывных» зон. Согласно упомянутой классификационной схеме, такие оловоносные регионы связаны с ареальным типом автономной активизации. К регионам этого типа относятся Южно-Китайский (Юнань, Цзянси) и Северо-Вьетнамский.

С активизацией сопряженного (сателитового) типа, возникшей в пределах консолидированных областей воздымания (срединных и платформенных массивах) в результате воздействия на них движений в сопредельных складчатых областях, также связана разнообразная оловянная минерализация. Обычно она представлена месторождениями касситерито-силикатной и реже касситерито-кварцевой с вольфрамитом формацией, а также иногда рудопроявлениями деревянистого олова риолитовой формации. Расположение рудных районов контролируется системами глубинных разломов, приуроченных к местам сочленения областей воздымания с прогибами сопредельного подвижного пояса. Системы разломов отмечены цепями вулканогенных полей, экструзивов, и близповерхностных гранитных массивов, непосредственно контролирующих оловянное оруденение. Примером могут служить Хингано-Баджальская металлогеническая зона в Приамурье, а также отчасти Омсукчанская и другие зоны в Приколымье.

Из изложенного видно, что в целом набор оловорудных формаций в подвижных поясах геосинклинально-складчатого типа и областях тектоно-магматической активизации более или менее близок. По-видимому, общим и неперемным условием для формирования оловорудных месторождений, независимо от геотектонической обстановки, является наличие мощной сиалической коры континентального типа, становление которой происходило в результате многократного вовлечения в процессы метатене-

за терригенных, повышенно-оловоносных осадочных толщ, что в конечном итоге привело к образованию оловоносных парамагматических формаций и сепарации олова. Второе общее условие — наличие систем глубинных разломов корового типа определенной геомеханической направленности и определенной магматической и геохимической (по ведущему щелочному металлу — калиевой) специализации.

Тем не менее экстенсивность и особенно интенсивность проявления отдельных геологических типов оловорудных формаций, становление которых происходило в различной геотектонической обстановке, существенно различны. Так, формация оловоносных скарнов в геосинклинально-складчатых областях, как правило, представлена мелкими месторождениями. Та же формация, минералогически вполне тождественная, в областях ареальной активизации (например, активизированная параплатформа юго-востока и юга КНР) представлена весьма крупными месторождениями. Крупные месторождения касситерито (вольфрамито-касситерито)-кварцевой формации в геосинклинально-складчатых областях встречаются редко. В пределах активизированных платформ частота встречаемости крупных месторождений этой формации значительно выше.

Таким образом, группировка оловорудных формаций по геологическим типам в сочетании с другими признаками — необходимый элемент перспективной оценки оловоносности районов и отдельных рудных узлов.

Охарактеризованные группы оловорудных формаций могут быть сведены по количественно ведущим сопутствующим олову химическим элементам, которые участвуют в рудовмещающей сфере, в три главнейших геохимических типа: калиево-кремниевый, железистый и кальциевый (железисто-силикатно-кальциевый или реже железисто-борно-силикатно-кальциевый). Эти типы формаций отчасти вписываются в более общую схему «рядов главнейших постмагматических рудных формаций», обоснованную Е. А. Радкевич (1966), которая выделила два ряда — «кремне-щелочной» и «железо-магнезиальный».

Намеченные три геохимических типа оловорудных формаций закономерно распределены во времени и пространстве соответственно направленному геологическому развитию оловоносных подвижных поясов. Со стадиями прогибания геосинклинального трога (начальные и ранние стадии развития подвижного пояса) вообще не связаны существенных концентраций олова. Предполагается, что в это время на некоторой глубине, в фундаменте геосинклинального трога, а также основании обрамляющих его поднятий в связи с системами глубинных разломов в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма происходят интенсивнейшие процессы трансформации и перераспределения вещества. Процессы эти ведут в конечном итоге к формированию относительно мало перемещенных гранитоидных пород автохтонного и параавтохтонного типа.

В широком геохимическом плане эта стадия отмечена интенсивнейшей мобилизацией калия и, очевидно, тесно с ним связанного олова. В рассматриваемой обстановке следует ожидать нарушения первично-конституционального распределения элементов, в том числе олова, содержащегося в трансформируемых породах, главным образом в исходно терригенных толщах с заметно повышенным кларком олова. Предположения о заимствовании тем или иным путем олова из терригенных песчано-сланцевых толщ давно высказывались А. П. Никольским, П. Н. Кропоткиным, К. И. Сулливаном и рядом других исследователей. В последние годы обоснованию этой гипотезы на более обширном геохимическом материале посвящен ряд работ (Барсуков, 1965; Говоров и др., 1966; Некрасов, 1966; и др.).

К сходным общим выводам о накоплении в связи с преобразованиями гранито-осадочной оболочки земной коры группы элементов (В, F, Nb, Sn, Cs, Ta, W, V), дающих концентрации в поясах восточно-азиатского

типа, пришел на основе геохимических расчетов и автор этой статьи (Ицксон, 1964₂).

В какой форме в эту стадию происходит перераспределение и фиксация олова — неясно. Если не считать незначительных самостоятельных минеральных обособлений в пегматоидных образованиях и орто-текститах, то главная масса олова находится в состоянии рассеяния, входя в решетки иных минералов, видимо, в главной своей части — слоистых силикатов.

По мере дальнейшего развития подвижного пояса в позднеинверсионные и особенно постинверсионные стадии (средние стадии развития подвижного пояса) возрастает активность, в том числе механическая, вдоль зон региональных глубинных разломов, что выражается в увеличении степени их проницаемости (условия растяжения). Вдоль них из области магмообразования на более высокие уровни поступали огромные массы относительно подвижных аллохтонных гранитоидов, локализовавшихся в форме батолитоидных интрузивов, сложенных кислыми и ультракислыми («калиевыми») гранитами. Эта геотектоническая обстановка предопределяет в геохимическом своем аспекте одну из наиболее ярких стадий миграции калия и накопления его в самостоятельной минеральной форме в относительно более высоких уровнях коры.

Олово, совместно мигрирующее с калием, очевидно, присутствует преимущественно в форме изоморфной примеси, входя в решетку биотитов, относительно богатых трехвалентным железом (Барсуков, 1965; Щербина, 1939).

В дальнейшем, в постмагматическую стадию, в результате воздействия сопровождающего интрузию потока пневмогидротермальных продуктов биотит оказывается неустойчивым. Он замещается иными, более устойчивыми, минеральными образованиями — либо безжелезистыми слоистыми силикатами (мусковит, лепидолит), либо биотитами, но с меньшим отношением $\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$, либо каркасными силикатами (альбит и др.). Тем или иным путем, но олово высвобождается из решетки «минерала-хозяина» и образует самостоятельные оловоносные комплексы, разрушение которых приводит к кристаллизации касситерита и других существенно оловянных минералов.

Таким образом, с позднеинверсионными и постинверсионными стадиями превращения геосинклинали в складчатый пояс связано развитие кислых и ультракислых («калиевых») гранитов, в генетической ассоциации с которыми находятся месторождения, относящиеся к калиево-кремниевой группе оловоносных формаций. Именно в эту стадию развития подвижных поясов олово в наиболее сильной степени проявляет свои литофильные связи, концентрируясь в месторождениях касситерито-кварцевой и пегматитовой формаций в ассоциации с фтором, вольфрамом, танталом, ниобием, цезием.

В специфических условиях карбонатной среды место калиево-кремниевое типа занимает кальциевый (железисто-силикатно-кальциевый) тип, проявленный месторождениями формации оловоносных скарнов. В некоторых их группах заметную роль как спутник олова начинает играть бор. Олово концентрируется в железо-магниевого братах группы мозвитит-воженита (Некрасов, 1966) и других их минеральных формах.

Оловоносные продукты ранней стадии активизации платформенных областей (щитов) с геохимических позиций весьма близки перечисленным образованиям средних стадий развития подвижных поясов, что, видимо, свидетельствует об известном сближении глубинных условий в земной коре в обеих этих геотектонических обстановках.

Стадия консолидации складчатых поясов (поздние стадии развития подвижного пояса) характеризуется общим усложнением и большей дифференциацией геологических процессов. Место локализации магматиче-

ских продуктов и оруденения перемещается на еще более высокие близповерхностные (иногда поверхностные) уровни. В петрохимическом плане этому отвечает нарастающая дифференциация на породы с преобладанием либо калия, либо натрия среди щелочей (Щербина, 1963). Оловянная минерализация ассоциирована, преимущественно парагенетически, с кислотными разностями сложных дифференцированных магматических серий общего монзонитоидного (калиевого) профиля (Изох, 1962).

При общей доминанте калия в магматическом и рудном процессе (что характерно и для оловоносности позднейинверсионных стадий), здесь в близповерхностных условиях среди щелочей заметно возрастает роль натрия. По-видимому, именно натрий наиболее причастен в этих условиях к переводу олова в форму миграционно-способных соединений (вероятно, сложных железосодержащих комплексных соединений с натрием и смешанными гидроксильным, фторидным и другими аддендами), а также в ряде случаев в тиосульфатные комплексы.

В этой геотектонической обстановке олово и железо обнаруживают устойчивое геохимическое сродство. Олово здесь наиболее полно проявляет свои сидерофильные и халькофильные связи, концентрируясь в месторождениях касситерито-силикатной (точнее — касситерито-железисто-силикатной) и касситерито-сульфидной формацией в ассоциации с Fe, Pb, Zn, Ag, В, As и реже Cu и F.

Сходные геохимические черты обнаруживает и широкая группа близповерхностных (субвулканических) оловорудных месторождений в областях тектоно-магматической активизации.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях сводовых поднятий. Л., 1963, с. 101—108. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 85).

Барсуков В. Л. О генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений с интрузиями. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 211—219.

Гейкин А. Д., Муравьева И. В. Индит и джалиндит — новые минералы индия. — «Зап. Всес. мин. об-ва», 1963, ч. 92, вып. 4, с. 445—457.

Говоров И. Н., Моисеевко В. Г., Михайлов М. А., Недашковский П. Г. Роль литогенеза, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. — В кн.: Материалы симпозиума, посвященного акад. С. С. Смирнову. Владивосток, 1966, с. 5—8.

Иванов В. В., Розбианская А. А. Геохимия индия в касситерито-силикатно-сульфидных рудах. — «Геохимия», 1961, № 1, с. 60—71.

Изох Э. П. Происхождение и металлогенетическая специализация щелочноземельных серий интрузий. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 8, с. 3—28.

Ицксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. — «Сов. геол.», 1958, № 1, с. 86—113.

Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Сов. геол.», 1964, № 1, с. 10—38.

Ицксон М. И. Геохимические и металлогенетические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Сов. геол.», 1964, № 11, с. 18—35.

Ицксон М. И., Русаков А. К. Индий в оловорудных месторождениях Дальнего Востока. — «Докл. АН СССР», 1946, т. 53, № 7, с. 635—636.

Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1967, т. VIII, с. 15—23.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966, 379 с.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 6, с. 58—69.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. — В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 31—40.

Щеглов А. Д. Главные особенности эндогенной металлогении зон автономной активизации. — «Докл. АН СССР», 1966₁, т. 169, № 2, с. 420—423.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966₂, 277 с.

Щербина В. В. Геохимия. М.—Л., Изд-во СО АН СССР, 1939, 336 с.

Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 229—236.

ОЛОВОНОСНЫЕ ВЕТВИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА В ГЛУБИНЕ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

М. П. МАТЕРИКОВ

(Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья)

Тихоокеанский рудный пояс не является изолированной системой ни в своей внутренней, ни, особенно, внешней зоне. Область мезозойской и кайнозойской складчатости, примыкающая к океану, неразрывно связана с внутриконтинентальными подвижными поясами тех же тектонических периодов. Это относится не только к структурам, но и магматизму и оруденению.

Островные дуги, сформированные в кайнозое и соответствующие внутренней зоне Тихоокеанского пояса, отделяют восточное побережье Азии и окраинные моря от Тихого океана. Однако у южного побережья материка система островных дуг, делая вихреобразные изгибы, раздваивается, и одна из ветвей переходит в Индийский океан, причем на значительном протяжении она служит разделом не океана и континента, а двух континентов — Азии и Австралии. Огибая крайнюю юго-восточную оконечность Азии, эти альпийские сооружения находят свое прямое продолжение на материке в виде меридиональной зоны альпийской складчатости в западной части Бирмы, а затем прослеживаются широтной дугой Гималаев между древними континентами — Гондваной и Ангаридой.

Не затрагивая вопроса о генетическом родстве островных дуг Восточной Азии и альпийских складчатых зон континента, нужно признать наличие между ними структурных и возрастных связей. Намечается и их минералогеническая общность — развитие месторождений меди, хрома, титана, нефти при полном отсутствии или же слабом проявлении оловянной и вольфрамовой минерализации.

Восточно-Азиатский пояс вольфрамово-оловянного оруденения, представляющий внешнюю зону Тихоокеанского рудного пояса, также достаточно четок (рис. 1). Однако история геологического развития его отдельных оловоносных районов весьма различна. Одни из них принадлежат к областям мезозойских геосинклиналей и мезокайнозойским вулканоплутоническим зонам, другие располагаются на платформах, в пределах которых наметились местами лишь «эмбрионы» мезозойских геосинклиналей. Объединяет эти районы удивительное сходство проявлений мезокайнозойского магматизма и оруденения. Последние, очевидно, не в столь сильной степени зависят от хода процессов геосинклинального осадконакопления, как это часто считается. Зарождение оловоносных магм в общем случае, по-видимому, не связано с верхними структурными этажами, хотя особенности последних, бесспорно, накладывают отпечаток на характер магматизма и эндогенной минерализации оловоносных районов.

В целом Восточно-Азиатский рудный пояс контролируется окраиной материка, активизированной в период заложения и развития соседних альпийских геосинклиналей, но не является непрерывным. Внутри его вы-

деляются оловоносные провинции и оловоносные пояса более низкого порядка. Они связаны со структурами мезозойских платформ, но в то же время тяготеют к древним массивам и другим областям ранней консолидации, таким, как массивы Колымский и Охотский, Буреинский и Ханкайский с их палеозойским окаймлением, Южно-Китайский с прилегающей областью каледонид, Индосинийский и Пурсатский. Вполне вероятно, что оловоносность сопровождается и восточную окраину Сино-Корейского массива, в большей своей части скрытую под водами Желтого моря.

Структурными барьерами, ограничивающими распространение оловоносных провинций и поясов, служат и региональные глубинные разломы и краевые швы «анти тихоокеанского» направления, связанные с палеозойскими складчатыми системами Тетиса и южного обрамления Сибирской платформы. Однако тем же структурам местами подчинены и сопряженные с Тихоокеанским поясом оловоносные зоны мезозойских платформ.

Так, Монголо-Охотская подвижная система, разделяющая Сибирскую и Китайскую платформы, включает оловоносные районы Восточного Забайкалья и Монголии, но в то же время подчиненные ей глубинные разломы при пересечении с Сихотэ-Алинской системой служат северной границей Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского оловоносных поясов (Усенко, Чеботарев, 1965). Последний из этих поясов ограничен на юге Южно-приморской зоной разломов, по-видимому, связанной с подвижной системой, отделяющей Северо-Восточный выступ от Сино-Корейского массива Китайской платформы. Интрузии мезозойских гранитов прослеживаются как вдоль системы, так и вдоль следующей за нею субширотной системы Куьлунь — Ценьлин, разграничивающей Сино-Корейский и Южно-Китайский платформенные массивы. Достоверных данных об оловоносности гранитов в этих подвижных поясах не имеется, но заслуживают внимания сведения о добыче в прошлом олова в Центральном и Восточном Китае, когда трудности связи и культурная изоляция препятствовали использованию древними китайцами олова в Юньнани и Хунани (Hsieh, 1963). Известные месторождения олова, вольфрама и молибдена в складчатой зоне Наньшаня (система Куьлунь — Циньлин) считаются герцинскими, но недавно там обнаружены мезозойские граниты (Хуан-Цзи-Цин, 1961), что может изменить представления и о возрасте оруденения. Несколько вольфрамовых месторождений известно также в провинциях Хубэй и Ляонин.

Более определенная и вместе с тем наиболее значительная зона мезозойской вольфрамово-оловянной минерализации ответвляется от Тихоокеанского рудного пояса в юго-восточной части Азии. Она является продолжением Индонезийско-Малайско-Бирманского пояса и может быть названа Памиро-Тибетской. Громадные размеры этой очень слабо изученной, но структурно четкой зоны позволяют относить ее к категории металлогенических поясов.

Индонезийско-Малайско-Бирманский пояс вольфрамово-оловянного оруденения не имеет непосредственной связи с оловоносной провинцией Южного Китая. Последняя, занимая южную окраину Южно-Китайского платформенного массива, дугообразным изгибом прослеживается в широтном направлении и на западе ограничивается глубинными разломами, окаймляющими платформу. Индонезийско-Малайско-Бирманский пояс проходит западнее ее между Пурсатским и Индо-Синийским массивами на востоке и меридиональным отрезком зоны альпийской складчатости на западе. На территории Китая этот рудный пояс, сопровождающий зону мезозойских платформ, вместе с зоной альпийской (гималайской) складчатости круто поворачивает на запад, отмечаясь полосой развития мезозойских гранитов вдоль южной окраины Тибетского массива и затем в складчатой зоне Каракорума (Основы тектоники Китая, 1962). Захватывая частично Кашмир и северо-восточную часть Афганистана, он попадает в советскую часть Па-

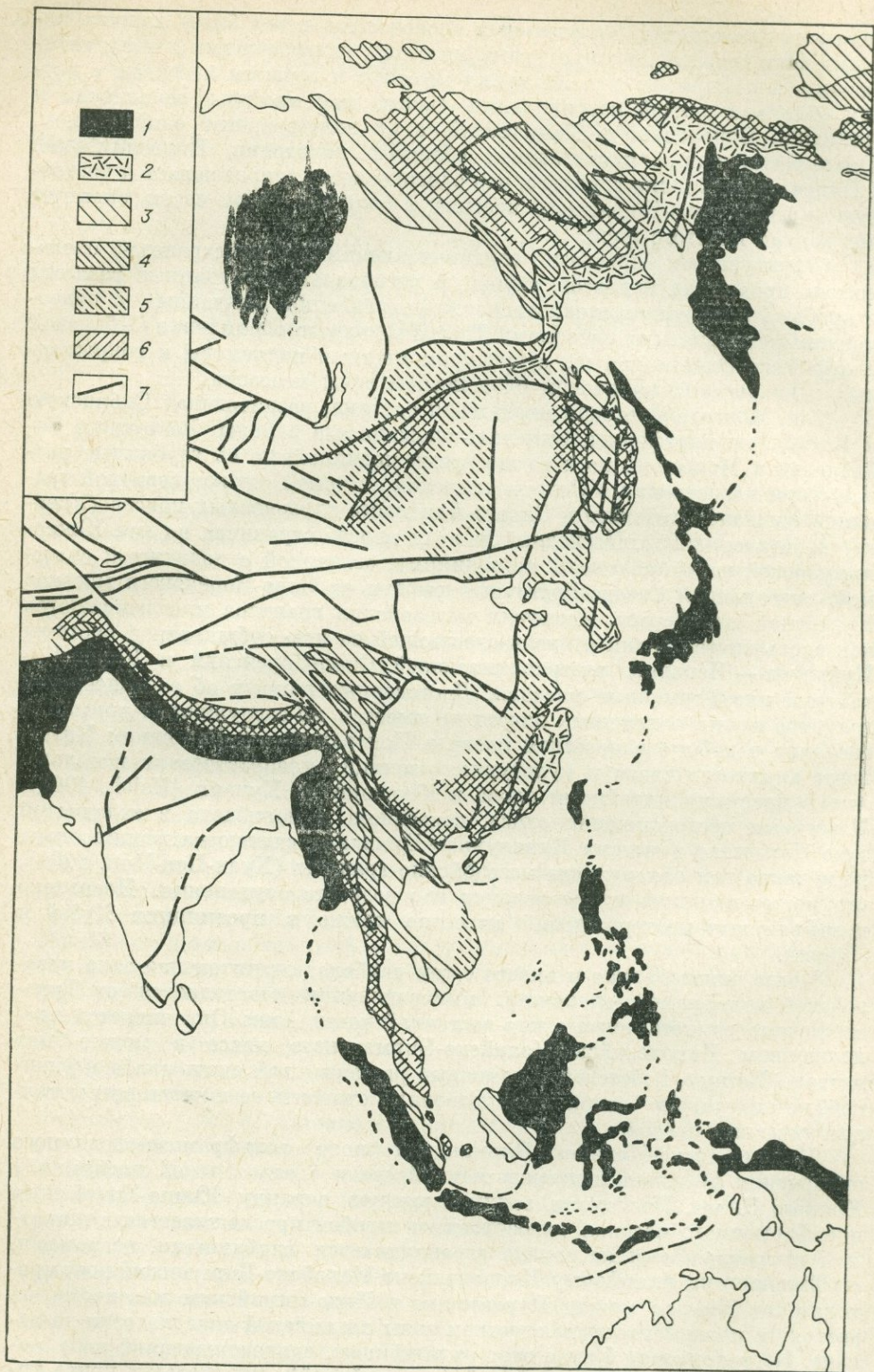


Рис. 1. Восточно-Азиатский пояс вольфрамово-оловянного оруденения и его от-
ветвления.

1 — области альпийской (кайнозойской) складчатости; 2 — окраинно-материновый вулканоген-
ный пояс; 3 — области мезозойской (тихоокеанской) складчатости; 4 — срединные масси-

мира, о которой имеются более подробные сведения (Геология СССР, т. XXIV, 1959; Карпова, 1959; Бархатов, 1963).

В геологическом отношении Памир представляет собой место сочленения трех крупнейших складчатых зон Азии: Куньлуня и Каракорума, протягивающихся с юго-востока, и Гиндукуша, подходящего к Памиру с юго-запада. Здесь образуется крутая структурная дуга, подчиненная северному выступу Индийской платформы.

От герцинских структур Тянь-Шаня Памир отделен глубоким Предпамирским прогибом, заполненным меловыми и третичными отложениями, слагающими Заалайский хребет. В пределах Памира выделяются четыре структурно-фациальные зоны, разделенные глубинными разломами (рис. 2). Зона Северного Памира, в основном сложенная палеозойскими породами, соответствует Куньлуню и представляет антиклинальное поднятие в общей структуре Памира. Зона Центрального Памира вместе с Юго-Восточным Памиром является синклинием с широким развитием мезозойских отложений и относится к Каракоруму. Зона Юго-Западного Памира, сложенная метаморфическими толщами предположительно докембрийского возраста, — это срединный массив в более молодых складчатых структурах и принадлежит к системе Гиндукуша.

Центральный и Юго-Восточный Памир в мезозое были областями накопления громадных толщ морских осадков, но резко различаются между собой как по фациям и мощностям развитых в них одновозрастных отложений, так и по характеру тектоники и магматизма, а также по времени проявления фаз складчатости (Дронов, Левен, 1961). В Центральном Памире вскрывается наиболее полный разрез палеозоя, в Юго-Восточном Памире — только карбон и пермь.

Юго-Восточный Памир является прогибом внутри складчатого пояса Каракорума и по общим геологическим условиям близок к типичным оловяносным районам Тихоокеанского рудного пояса, особенно его южно-азиатской части. Морфологически это синклиорий, ограниченный с обеих сторон крупными глубинными разломами. В осевой его части распространены преимущественно известковистые отложения средней и верхней юры и рифовые известняки верхнего триаса, в периферических частях — интенсивно дислоцированные песчано-сланцевые и вулканогенные отложения триаса, перми и карбона. Местами на дислоцированных осадочных толщах несогласно залегают кислые и средние эффузивы, относимые к верхам мела или палеогену. В состав вулканогенной толщи входят андезиты, дациты и липариты. В основании встречаются туфы и конгломераты. При близширотном генеральном простирании складчатых структур иногда резко проявляются наложенные складки и разрывные нарушения субмеридионального направления. Такие поперечные структуры особенно характерны для наиболее интересных оловянных рудопроявлений Базардаринского хребта.

Среди интрузивных пород Юго-Восточного Памира преобладают гранитоиды позднеюрского — раннемелового возраста, развитые главным образом на крыльях синклиория. Имеются, кроме того, более древние (раннепермские и позднетриасовые — раннеюрские), а также более молодые (мел-палеогеновые) интрузии основных, кислых и щелочных пород.

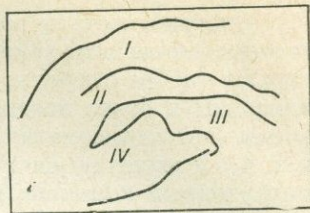


Рис. 2. Тектонические зоны Памира, по Б. П. Бархатову и Г. Г. Мельникову:

I — Северный Памир; II — Центральный Памир; III — Юго-Восточный Памир; IV — Юго-Западный Памир. Жирными линиями показаны разломы первого порядка.

вы в областях мезозойской складчатости; 5 — области распространения внегеосинклинальных гранитоидов мезозойского возраста; 6 — оловяносные пояса мезозой; 7 — крупнейшие зоны разломов.

Оловоносность в основном считается связанной с позднеюрским — раннемеловым интрузивным комплексом. В составе этого комплекса участвуют габбро-диориты, кварцевые монциты, тоналиты, адамеллиты, аляскиты и более поздние двуслюдяные граниты. Последние несут яркие следы аутометасоматических изменений (альбитизации, грейзенизации и т. д.) и выделяются в качестве наиболее продуктивной фазы. В этот же интрузивный комплекс входят пояса многочисленных даек гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и более основных пород, что, как известно, весьма характерно для районов развития месторождений олова силикатно-сульфидной группы. Эти жильные породы секут более ранние гранитоиды, но взаимоотношения их с поздними неясны.

В комплекс эндогенной минерализации, сопровождавшей интрузивную деятельность и ассоциированной с оловом, входят вольфрам, редкие металлы, цинк, свинец и все другие рудные и нерудные элементы, свойственные районам «восточноазиатского» типа (Ициксон, 1964). Разнообразны генетические типы проявлений оловоносности, среди которых известны грейзеновые и кварцевые, скарново-рудные, касситерито-силикатные и касситерито-сульфидные. В условиях широкого распространения карбонатных вмещающих пород различные типы оловянного оруденения, как обычно, пространственно обличены.

По существующим тектоническим схемам Памир принято относить к областям альпийской складчатости. Однако стадия геосинклинального осадконакопления в области Центрального и Юго-Восточного Памира закончилась в верхней юре — начале нижнего мела; тектоническое строение этой зоны обусловлено киммерийскими тектоническими движениями, к киммерийскому магматизму относятся главным образом и изверженные породы. Все это позволяет считать данную область прямым продолжением зоны мезозойд Юго-Восточной Азии, известной своими богатыми оловоносными районами.

С. С. Смирнов отмечал, что металлогения Тихоокеанского рудного пояса не имеет каких-либо редких принципиальных отличий от других рудных областей, приуроченных к молодым орогеническим зонам (Смирнов, 1946). Поэтому приведенные выше данные не говорят о каких-то исключениях. Размещение оловоносных районов, по-видимому, контролируется не столько океанической впадиной, сколько континентальной платформой. При этом оловянное оруденение развивается не только в окраинных частях современного континента, но далеко проникает и в глубь его.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., 1963, с. 119.
Геология СССР. Т. XXIV. Таджикская ССР. Ч. I. Геологическое описание.
Ред. А. П. Марковский. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 735.
Дронов В. И., Левин Э. Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.— «Сов. геол.», 1961, № 11, с. 21—36.
Ициксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— «Сов. геол.», 1964, № 11, с. 18—35.
Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира.— «Сов. геол.», 1959, № 8, с. 81—101.
Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 527.
Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 13—28.
Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., 1966.
Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловоносных областей Приамурья.— «Сов. геол.», 1956, № 11, с. 46—54.
Хаун Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая (предварительные выводы).— «Сов. геол.», 1961, № 9, с. 8—56.
Hsieh C. V. A study of the tin deposits in China.— «Scientia Sinica», 1963, v. XII, № 3, p. 373—390.

ЭТАПЫ И ЦИКЛЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТИХООКЕАНСКОМ РУДНОМ ПОЯСЕ

И. Н. ТОМСОН, В. С. КРАВЦОВ

(Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР)

Благодаря методам абсолютной геохронологии получены новые, значительно более точные, чем прежние, оценки возраста эндогенных образований. Новые данные о возрасте оруденения позволяют, в частности, вскрыть интересные закономерности в развитии оловянного оруденения во времени.

Как известно, последнее проявилось весьма неравномерно. Так, подсчеты М. И. Ициксона (1958) показали, что докембрийские месторождения олова составляют 3,3% зарубежных ресурсов, каледонские — 6,6%, варисцидские — 18,1%, киммерийские — 63,1% и альпийские — 8,2%. Следовательно, мезозойская эпоха — кульминационный период в развитии оловянного оруденения. Местом же локализации мезозойских месторождений, как известно, является Тихоокеанский рудный пояс. М. И. Ициксон пришел также к выводу об отсутствии оловоносных эпох, равным образом продуктивных для всего земного шара. Приводимые ниже новые данные не подтверждают этого вывода и, скорее, свидетельствуют в пользу существования определенных оловоносных эпох. Эти эпохи не являются планетарными, но они прослеживаются в пределах обширных разнородных по строению площадей в определенных секторах земного шара.

Другой вывод М. И. Ициксона (1958) об усложнении состава минерализации во времени и образовании новых типов комплексных месторождений сохраняет свое значение. Однако и здесь, как будет показано ниже, можно внести коррективы, которые свидетельствуют о том, что оловянное оруденение изменяется циклически, т. е. каждый цикл начинается сходными высокотемпературными типами, но при этом в более поздних циклах нарастает роль низкотемпературных типов оруденения. Кроме того, новые данные свидетельствуют о более широком распространении возрастного разрыва между оруденением и последней складчатостью в геосинклинальных областях.

Высказанные нами ниже соображения о возрасте оловянного оруденения в пределах Тихоокеанского рудного пояса основываются на полученных в последние годы данных по массовому определению абсолютного возраста месторождений и рудоносных гранитов. Обобщение этих материалов, подкрепленных геологическими соотношениями, уже сейчас позволяет говорить о некоторых важных закономерностях.

Тихоокеанский рудный пояс охватывает мезозойские и третичные складчатые области, а также включает ряд «жестких» блоков домезозойской складчатости, подвергшихся активизации в мезозое и палеогене. В этот период, как известно, обширная область восточной окраины материка и современных островных дуг стала ареной интенсивного магматизма и рудообразования. Развитие этих процессов в консолидированных блоках связывается с тектономагматической активизацией, тогда как в пределах складчатых мезозойских магматизм и оруденение обычно рассматривались как проявления орогенного этапа. Оловянное оруденение представлено месторождениями разнообразных формаций: пегматитовой, касситерито-кварцевой, касситерито-силикатной, касситерито-сульфидной. В складчатых зонах месторождения различных оловорудных формаций часто распределяются дифференцированно, образуя линейно-вытянутые металлогенические и рудные зоны. Характерно, что эти металлогенические и рудные зоны могут быть вытянутыми согласно с простиранием складчатых

зон (Бирма, Малайзия, Южное Приморье, Боливия, Чукотка) или секущими по отношению к ним (Омсукчанская, Дербек-Неллгехинская рудные зоны Северо-Востока СССР). Оловянное оруденение, приуроченное к консолидированным блокам Тихоокеанского подвижного пояса, представлено теми же рудными формациями, что и в складчатых зонах. Однако здесь подчас не так отчетлива пространственная дифференциация различных типов оруденения, и в пределах отдельных оловянных узлов может быть совмещено оруденение различных формаций.

Работа Ли Пу (1965) содержит обзор данных по абсолютному возрасту интрузивов и оруденения в Китае. В этой работе имеется указание о верхнемеловом возрасте (70—100 млн. лет) гранитов из крупнейшего оловянного района Гецзю, расположенного на активизированной платформе юга КНР. Граниты прорывают здесь платформенные триасовые отложения и сопровождаются скарновыми телами в карбонатных породах, на которые наложено касситерито-сульфидное оруденение. В этом рудном районе имеется также оруденение касситерито-силикатной и касситеритокварцевой формаций. Гранит-порфиры поздней фазы из оловянного района Хэчи-Наньдань на юге Китайской платформы в провинции Гуанси имеют возраст 90 млн. лет (верхний мел). Как отмечает Ли Пу, вольфрамовое оруденение провинции Цзянси связано с нижнеюрскими гранитами (160—180 млн. лет). По возрасту мезозойских интрузий и оруденения южную часть Китайской платформы можно разделить на два «геоблока». В пределах восточного блока, охватывающего массивы Катази и Цзяннани, магматизм и оруденение (Наиньский пояс) проявились от ранней юры (180 млн. лет) до конца верхней юры (граниты Кутошань — 140 млн. лет), т. е. синхронно с Монголией и Забайкалем. В восточном блоке для ранних этапов характерно оруденение кварцевой формации, а для поздних — касситерито-сульфидное. Нижнемеловые красноцветные толщи здесь послерудные. В пределах юго-западного блока наиболее важный этап оловянного оруденения — верхний мел (Гецзю, Хэчи-Наньдань). Меловые отложения здесь отсутствуют и послерудными являются третичные толщи. Непосредственно южнее Гецзю и Хэчи-Наньдань вдоль глубинного разлома Красной реки к китайской платформе примыкает мезозойская складчатая область Северного Вьетнама, где известны соскладчатые слабооловоносные граниты серии Бан-Санг, которые прорывают карнийские отложения, но перекрыты норийскими. Абсолютный возраст этих гранитов 220—230 млн. лет. Их внедрение связывается с завершением геосинклинального этапа развития. Наиболее продуктивен в отношении оловоносности послескладчатый интрузивный комплекс Пиа-Оак, который представлен двуслюдистыми и лейкократовыми гранитами. Эти граниты прорывают континентальные лейасовые отложения и имеют абсолютный возраст 90 млн. лет (верхний мел) (Изох, Ле Динь Хью, Нгуен Ван Тьен, 1964).

Менее определены данные о возрасте оловянного оруденения в Бирмано-Малайском металлогеническом поясе. Бiotитовые и двуслюдяные граниты, к которым тяготеют месторождения, метаморфизуют породы среднего триаса (штат Кедах, рудное поле Ларут) и верхнего триаса (хр. Беном). Они моложе триасовых роговообманково-биотитовых гранитов. Однако верхняя возрастная граница остается неопределенной. Имеются две точки зрения на их возраст. Одни склоняются к признанию древнекаммерийского возраста этих гранитов (близкого к возрасту складчатости), другие считают их ларамийскими (верхний мел). Сравнительно недавно установлено залегание на гранитах континентальных неметаморфизованных конгломератов с флорой верхней юры — нижнего мела (Paton, 1959). Но этот факт еще не решает полностью вопроса о возрасте гранитов, так как, во-первых, оставляет значительным возможным интервал их возраста (T_3 — J_1), а во-вторых, по аналогии с Северо-Вьетнамской складчатой зоной, и здесь внедрение гранитоидов могло быть неоднократным.

Единственное определение абсолютного возраста оловоносных гранитов из Таиланда, по данным Бураваса, дало цифру 405 млн. лет (по монациту), которая позволяет относить их к границе верхнего и нижнего мела. Оруденение в Бирмано-Малайском поясе представлено пегматитами, касситерито-турмалиново-кварцевой (касситерито-силикатной) и касситерито-сульфидной формациями. Имеются данные о разновозрастности оловянного оруденения в этом поясе, на что указывают прямые пересечения одних рудных жил другими, как это имеет место на месторождениях Пюо Мер 1, Пюо Мер 2, Као-Маи в Таиланде.

Значительно больше определений абсолютного возраста имеется для гранитов оловоносных островов Индонезии, куда непосредственно продолжается Бирмано-Малайский пояс. Так, возраст гранитоидов с островов Сингкеп и Биллитон по одним данным составляет 205—182 млн. лет, что соответствует верхнему триасу — нижней юре (Edwards, McLaughlin, 1965), а по другим (семь определений) — 155—145 млн. лет (Klompé, 1962), что соответствует верхней юре. Возможно, мезозойский магматизм в пределах Индонезийского пояса развивался синхронно с Катазиатским (юго-восток КНР), а в Бирмано-Малайском поясе — синхронно с Северо-Вьетнамской зоной.

Оловоносные граниты Монголии расчленяются, по данным А. Д. Каленова (1961) и В. А. Боброва (1962), на две возрастные группы, причем одна из них имеет возраст 217—210 млн. лет (район Югодзыр), другая — 140 млн. лет. В Монголии широко развито оруденение кварцево-касситеритовой и вольфрамитовой формаций.

Среди месторождений Японии выделяется группа так называемых «древних жил», которые несут высокотемпературную оловянную, вольфрамовую, медную и другую минерализацию (Takeuchi, Migazawa, Jmai, 1966). Эти месторождения тяготеют к меловым гранитным интрузивам, и возраст «древней» эпохи минерализации оценивается как верхнемеловой. Другая группа так называемых «молодых жил» отличается телескопированным или эпитемальным характером. Среди «молодых жил» есть и касситерито-сульфидные месторождения, имеющие подчиненное значение. Таким образом, для Японии характерна также направленная смена высокотемпературных типов раннего этапа более низкотемпературными и телескопированными типами в поздний этап.

Несколько возрастных групп оловянного оруденения устанавливается в Забайкалье. Эта рудная провинция приурочена к субширотному Монголо-Охотскому поясу мезозойской активизации. Весьма слабое распространение в Центральном Забайкалье получило поздне триасовое пегматитовое оруденение. Возраст месторождения Былыра определен в 210 млн. лет. В среднеюрское время (165 млн. лет) здесь формировались площадные оловоносные грейзены, связанные с харалгинскими гранитами (гранитный участок Хапчерангинского месторождения и другие). Позднее в верхней юре образовались месторождения касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации — 143—148 млн. лет (Хапчеранга, Шерловая гора). В Восточном Забайкалье на границе юры и мела внедрялись биотитовые граниты кукульбейского комплекса, сопровождавшиеся оруденением кварцевой формации (120—140 млн. лет).

Крупная оловоносная провинция расположена в Верхояно-Колымской складчатой области, закончившей геосинклинальное развитие в конце юры. Возраст рудоносных гранитов в Омсукчанском рудном районе 90—86 млн. лет, а возраст Джагынского месторождения из этого района — 86 ± 5 млн. лет. Для Арга-Ыннах-Хайского рудного узла (Северо-Восток СССР) возраст оруденения касситерито-силикатной формации по сопутствующим грейзенам определен в 89 млн. лет (Фирсов, 1962). Рудный узел расположен в верховьях р. Яны, и оруденение здесь контролируется поперечной к складкам цепочкой меловых гранитных штоков (Эгехайская оловорудная зона). Возраст касситерито-силикатного оруденения в право-

бережье р. Колымы (месторождение Кинжал) намечается косвенно, по возрасту сопутствующих пегматитов и гранит-порфиров. Последние имеют возраст 91 млн. лет. Для своеобразных кварц-альбит-адуляровых оловяносных жил Бутугычаг установлен возраст 90 млн. лет. Возраст последней фазы Нечинского массива, сопровождаемого редкометалльным оруденением, 82—83 млн. лет (Фирсов, 1965). Приведенные данные позволили Л. В. Фирсову сделать заключение о существовании общей для Северо-Востока СССР верхнемеловой «фазы оловянной металлогении».

В Чукотской складчатой области, по данным С. Ф. Лугова (1963), с нижнемеловыми гранитами ассоциирует месторождение касситерито-кварцевой формации. Ранневерхнемеловые гранитоиды (с абсолютным возрастом 80 млн. лет) сопровождаются месторождениями касситерито-силикатной и касситерито-кварцевой формаций. С поздневерхнемеловыми гранитоидами (50—60 млн. лет) связаны месторождения касситерито-силикатной формации, что, скорее, соответствует раннему палеогену. Возраст кварцево-касситеритового оруденения месторождения Иультин, по С. Ф. Лугову, — 95—110 млн. лет. В Чукотской складчатой области при многофазном развитии магматизма и оруденения имела место последовательная смена во времени касситерито-кварцевой формации (нижний мел), касситерито-силикатной с подчиненной касситерито-кварцевой (верхний мел) и, наконец, касситерито-сульфидной с подчиненной касситерито-силикатной (палеоген). При этом разнотипные и разновозрастные месторождения пространственно разобщены между собой.

По В. В. Еловских и Н. И. Ненашеву, батолитоподобные гранитные интрузивы северо-востока Якутии имеют абсолютный возраст 110—122 млн. лет (нижний мел). С ними пространственно и генетически связаны оловяносные месторождения кварцево-касситеритовой формации. Их образование относится к завершающей стадии развития геосинклинали. По данным Н. И. Ненашева (1963), возраст месторождений этого типа 115—122 млн. лет, что соответствует нижнему мелу. Значительно большее развитие здесь получило верхнемеловое оловянное оруденение. Так, возраст Депутатского месторождения касситерито-силикатной формации 90 млн. лет (Ненашев, 1963). Н. И. Ненашев приводит также данные о возрасте касситерито-сульфидных месторождений Якутии: Эге-Хайское — 67 млн. лет и Илинтасское — 64 млн. лет (палеоген).

Таким образом, в тех районах Северо-Востока СССР, где имел место многофазный верхнемезозойский интрузивный магматизм, намечается последовательная смена во времени касситерито-кварцевого оруденения (нижний мел) преобладающим касситерито-силикатным (верхний мел) и касситерито-сульфидным (палеоген).

Верхнемеловое оруденение широко распространено и в мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня и низовьев р. Амура. Мяо-Чанский район расположен в левобережье низовьев р. Амура и приурочен к складчатой зоне мезозойд, закончившей свое развитие в нижнем мелу. Возраст гранитов этого района 89—75 млн. лет (верхний мел), а месторождений касситерито-силикатной формации — 98—85 млн. лет (по М. Г. Руб, Б. В. Макееву и Э. П. Изоху). В соседнем Буреинском массиве оловянное оруденение вмещает нижнемеловой Хингано-Олонойский вулканогенный прогиб, возникновение которого связано с активизацией. Вулканогенные толщи прорваны здесь дополнительными гранит-порфирами, сопровождаемыми оруденением касситерито-силикатной формации верхнемелового возраста (позже липаритов обманьской свиты верхов нижнего мела и дополнительных отложений цагаянской свиты). Оловяносные граниты хр. Эзоп имеют возраст 90 млн. лет. Сихотэ-Алинская оловяносная провинция завершила свое геосинклинальное развитие в начале верхнего мела.

Э. П. Изох и другие (1957), изучившие позднемезозойский магматизм и оруденение Центрального Сихотэ-Алиня, приходят к выводу о верхнемеловом возрасте рудоносных биотитовых гранитов этого района (90—74

млн. лет). Преобладающим развитием здесь пользуется оруденение касситерито-силикатной формации (турмалиновый и хлоритовый типы), но встречаются также месторождения кварцевой формации. В юго-восточном Сихотэ-Алине преобладают месторождения касситерито-сульфидной формации, возраст которых, по геологическим данным, скорее палеогеновый. Возраст внутрирудных даек порфирита из касситерито-сульфидного месторождения Хрустального, по данным Р. М. Константинова, — 46 млн. лет, что соответствует палеогену.

Приведенные данные свидетельствуют о широком распространении верхнемелового, наиболее продуктивного, оруденения касситерито-силикатной формации. Возраст оруденения не меняется от времени завершающей складчатости в мезозоидах (J_3 ; Cr_1 , Cr_2); таким же он остается и в консолидированных массивах.

Наиболее крупная оловорудная металлогеническая провинция Американской ветви Тихоокеанского пояса расположена в Боливии. Она приурочена к складчатым палеозойским толщам. Данные последних лет свидетельствуют о том, что здесь были проявлены, по крайней мере, две эпохи образования оловорудных месторождений (Schneider, Scherbina, 1965). Ранняя эпоха оруденения касситерито-силикатной формации связывается с внедрением гранитных батолитов (199—180 млн. лет). В поздний период внедрялись субвулканические тела (19—7,8 млн. лет) и образовались оловянно-серебряные месторождения касситерито-сульфидной формации. Любопытно, что возраст кварцево-вольфрамитовых месторождений на Кубе, которая в своем строении имеет много общего с Тихоокеанским побережьем Америки, составляет 80—72 млн. лет (Лаверов и др., 1967).

Таким образом, в пределах Тихоокеанского подвижного пояса особенно отчетливо намечаются пять основных оловоносных эпох: поздне триасовая — раннеюрская (210—180 млн. лет), верхнеюрская (150—140 млн. лет), верхнемеловая (90—75 млн. лет), палеогеновая (60—40 млн. лет) и неогеновая (20—5 млн. лет). Синхронное оловянное оруденение проявляется здесь в районах с весьма различным геологическим строением. Эти данные можно рассматривать как дополнительное свидетельство важной роли процессов активизации в образовании оловянного оруденения, а также как довод в пользу существования специфических оловоносных эпох.

Статистическая обработка данных абсолютного возраста, предпринятая Г. Гэстилом (Gastil, 1960), показывает резко неравномерное распределение периодов минерализации во времени. Пики с наибольшей частотой процессов минерализации соответствуют периодам внедрения гранитов, развития метаморфических процессов и отмечают эпохи активизации тектонической и магматической деятельности. Крупные пики максимумов возрастных дат отмечаются через интервалы в 420 млн. лет. Длительность отдельных эпох активизации — 210 млн. лет. Такую же длительность имеют «пустые» периоды. Так, на Канадском щите наиболее поздней эпохой активизации является и интервал 180—60 млн. лет (Gastil, 1960). Эти данные не согласуются с заключением об отсутствии общепланетарных эпох повышенной тектонической активности, которое сделано на основании примеров «скольжения» по простиранию некоторых складчатых зон, возраста складчатости, гранитного плутонизма и окончания вулканической деятельности. Подобное «скольжение» действительно имеет место, но, видимо, возраст изменяется не постепенно, а скачкообразно.

Неравномерно распределены во времени импульсы эндогенной активизации и в пределах только что упомянутых крупных эпох, как можно видеть на примере этапов оловянного оруденения. Необходимо отметить, что синхронно оловянному оруденению в других участках может развиваться оруденение иного типа. В этом смысле нельзя говорить о специфических оловоносных эпохах и этапах, однако периодичность процессов минерализации и широкое распространение по площади тектонических импульсов, с которыми они связаны, согласуются с приведенными выше дан-

ными. Эти периоды активизации могли сопровождаться в геосинклинальных областях инверсией и переходом к орогенному этапу. В регионах, развивавшихся как сводовые поднятия, в эти периоды совершались процессы интенсивного магматизма и распада сводов. Иначе говоря, в эпохи активизации нивелировались различия между складчатыми и сводовыми областями, и развитие их обнаруживало большое сходство.

Краткий обзор данных о возрасте и условиях образования оловянных месторождений в пределах подвижных поясов и щитов позволяет заключить, что в оловоносных провинциях различного геологического строения нередко проявляется несколько оловоносных эпох. Последовательно образующиеся месторождения относятся к разным рудным формациям. Наиболее обычна направленная смена пегматитов кварцевой формацией. В еще более поздние этапы образуются касситерито-силикатные и затем касситерито-сульфидные месторождения. Этот ряд может быть неполным в зависимости от особенностей развития региона. Некоторые типы оруденения (выделяемые в составе оловорудных формаций) могут, по-видимому, развиваться обособленно по времени. Это относится, например, к телескопированному оловянно-серебряному оруденению, которое проявляется в Тихоокеанском рудном поясе в неогене, тогда как возраст пиритового и галенит-сфалеритового типов касситерито-сульфидной формации обычно палеогеновый. Направленная смена во времени различных оловорудных формаций происходит обычно в сторону их более низкотемпературных типов и может быть названа циклом оруденения.

В Тихоокеанском поясе можно предположительно наметить два цикла оруденения в мезозое. Ранний цикл начинается в позднем триасе — нижней юре и заканчивается в верхней юре. Например, ранний цикл Забайкалья: в конце триаса здесь образовались пегматиты, в средней юре — грейзены и в верхней юре — касситерито-сульфидные месторождения. Этот же цикл оруденения проявлен в Монголии, Юго-Восточном Китае (Катазия) и Индонезии.

Поздний цикл охватывает время от нижнего мела до палеогена. Он начинается образованием оруденения касситерито-кварцевой формации в нижнем мелу, затем следует верхнемеловой этап, когда преимущественно образовывалась минерализация касситерито-силикатной формации (оловоносные провинции Северо-Востока СССР, ДРВ, КНР). В палеогене следовал этап касситерито-сульфидного оруденения (Северо-Восток СССР, Приморье).

Достаточно отчетливо выступает неодинаковая интенсивность проявления различных формаций в разновозрастных циклах и увеличение относительной роли более низкотемпературных формаций в поздних циклах.

В некоторых случаях в заключительный этап вновь возникают месторождения кварцевой формации. Этот этап как бы знаменует возвращение к исходному типу минерализации, с которого начинался цикл оруденения. Примеры таких соотношений установлены нами в Забайкалье, где на границе юры и мела, после касситерито-сульфидных, вновь образовались месторождения кварцевой формации. Этот этап оруденения сопряжен во времени с заключительным актом гранитизации (136 млн. лет), который сопутствовал окончательной консолидации области. Другим примером подобного рода может служить наложение грейзеновой минерализации на касситерито-сульфидную в пределах Щербаковского месторождения (Приморье). Любопытно, что в районах, где цикл оруденения начинается и завершается кварцевой формацией, дважды отмечается проявление и касситерито-силикатной формации. Так, в Приморье касситерито-хлоритовые прожилки секут пирротиновые жилы касситерито-сульфидной формации (месторождение Левицкое). На Хапчераганском месторождении в Забайкалье касситерито-сульфидные руды цементируются хлорит-касситеритовым агрегатом (наблюдение М. С. Темникова). Таким образом, цикл оловянного оруденения в этих районах слагается последовательной сменой

формаций: кварцево-касситеритовой — касситерито-силикатной (турмалиновый тип) — касситерито-сульфидной — касситерито-силикатной (хлоритовый тип) — касситерито-кварцевой. Этот особый тип цикла оруденения можно именовать «замкнутым» в противовес «прямому», заканчивающемуся низкотемпературным оруденением.

В вопросе об особенностях пространственного размещения минерализации различных циклов много неясного. По-видимому, более обычно пространственно обособленное развитие минерализации различных циклов. Это относится к более детально охарактеризованному выше западному сектору Тихоокеанского рудного пояса. Область развития минерализации позднего цикла охватывает северо-западную часть пояса (включая островные дуги). К югу и западу от этой области, по-видимому, развитие получила минерализация более раннего цикла, начало которого ознаменовано образованием месторождений кварцевой формации поздне триасового — нижнеюрского возраста (240—180 млн. лет). Область развития этой минерализации расположена на стыке Средиземноморского и Тихоокеанского поясов и прослеживается из Индонезии в Малайзию, Бирму, Таиланд. Она широко распространена также во внутренней части Китая (Цзянси) и Монголии. Южная часть Тихоокеанского подвижного пояса отличается законченным циклом развития герцинид, что сближает его со Средиземноморским поясом, где отсутствуют мезозойды, а альпиды заложены на герцинском основании. Этим объясняется широкое развитие относительно древних эпох минерализации. Вполне возможно развитие также палеозойского оловянного оруденения.

Затрагивая вопрос о циклах оруденения, мы отдаем себе отчет в том, что предлагаемая интерпретация фактов дискуссионна. Однако подобная постановка вопроса, как нам кажется, поможет привлечь внимание к дополнительным исследованиям в этой области.

Отправной пункт выдвинутых представлений — обоснованное выше удивительно синхронное образование касситерито-силикатного оруденения верхнемелового этапа на обширной и разнородной территории западного сектора Тихоокеанского рудного пояса, которому, как оказалось, предшествуют и которое закономерно сменяют другие типы оловянного оруденения (Томсон, Кравцов, 1966). Это свидетельствует об автономном характере импульсов эндогенной активизации по отношению, например, к ритмам развития геосинклинальных и складчатых движений. Возможно, влияние последних может проявиться в выпадении отдельных этапов гидротермального цикла в областях, испытывающих в этот момент геосинклинальное прогибание. Если это так, есть основание допустить возможность наиболее полного развития цикла оруденения в сводово-глыбовых областях с наиболее полным развитием здесь магматических импульсов. К этому можно добавить, что эпохи магматической активизации (или собственно активизации) — сравнительно кратковременные революционные эпизоды в длительном развитии как сводово-глыбовых, так и геосинклинально-складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобров В. А. О возрасте вольфрамового и молибденового оруденения района Югодзыр. — «Геол. рудн. месторожд.», 1962, № 3.
- Бобров В. А. Особенности металлогенетического развития Восточной Монголии. — В кн.: Вопросы металлогении. 1965.
- Изох Э. П., Ле Динь Хью, Нгуен Ван Тьен. Новые данные о магматизме Северного Вьетнама. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 6.
- Ициксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. — «Сов. геол.», 1958, № 1.
- Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии. — «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1961, № 2.
- Лаверов Н. П., Шанин Л. Л., Кабрера-Ортега Р. Абсолютный возраст некоторых горных пород Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. 1967.

Ли Шу. Определение абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам K-Ar методом в районах Внутренней Монголии и Наинлина КНР.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4.

Лугов С. Ф. Генетические типы олово-вольфрамового оруденения Чукотки и их промышленное значение.— «Сов. геол.», 1963, № 4.

Ненашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразования на северо-востоке Якутии в свете данных абсолютного возраста.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 9.

Томсон И. Н., Кравцов В. С. О возрасте оловянного оруденения в восточно-азиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.

Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Труды 10-й сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. 1962.

Фирсов Л. В. Радиологическая датировка Певекского интрузива на Чукотке.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 9.

Фирсов Л. В. О составе и абсолютном возрасте пород многофазного Нерчинского интрузива в Кулино-Тенькинском антиклинории.— В кн.: Методические вопросы изотопной геологии, 1965₂.

Edwards G., McLaughlin W. A. Age of granites from the Tin Province of Indonesia.— «Nature» (Engl.), 1965, № 4986, p. 206.

Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space.— «Amer. J. Sci.», 1960.

Klompe Th. H. F. Igneous and structural features of Thailand.— «Geol. en Mijnbouw», 41, № 6. 1962.

Paton J. R. Jurassic (Cretaceous sediments in Malaya).— «Nature», London, 1959, 183, № 4656.

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

И. Н. ГОВОРОВ, В. Г. МОЙСЕЕНКО, М. А. МИХАЙЛОВ,
П. Г. НЕДАШКОВСКИЙ

(Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР)

В современной теории эндогенного рудообразования первостепенное значение отводится вопросу о происхождении гидротермальных растворов, источниках рудного вещества и характере процессов, обуславливающих возникновение специализированных рудно-магматических комплексов. Если в недавнем прошлом роль источника рудоносных гидротерм отводилась интрузиям (Вольфсон, 1953), то в настоящее время многие геологи приходят к выводу о полигенном характере гидротермальных растворов и их рудного содержимого, т. е. допускают поступление и воды, и металлов не только из магмы, но также из вмещающих осадочных и метаморфических толщ, а в некоторых случаях — из подкорových глубин (Овчинников и др., 1964).

В решении сложной проблемы происхождения гидротермальных растворов и источников рудного вещества, имеющей прямое отношение к практике поисковых и разведочных работ, главное значение приобретают тонкие геохимические исследования, охватывающие в совокупности осадочные, магматические, метаморфические и собственно рудные образования. На Дальнем Востоке эти исследования еще только начинаются. Однако и те первые данные, которые получены при работах Дальневосточного геологического института и других учреждений (ГЕОХИ, ИГЕМ), позволяют рассмотреть взаимосвязь и некоторые важные стороны литогенетических, магматических и метаморфических процессов, определяющих формирование эндогенных рудных месторождений Дальнего Востока.

ПЕРВИЧНАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ
И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ЭНДОГЕННУЮ МЕТАЛЛОГЕНИЮ*

Общеизвестно, что литохимический состав вмещающей среды накладывает отпечаток на петрохимические особенности и процесс кристаллизации металллоносных интрузий. Но, как показывают работы последних лет, вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи могут играть и более активную геохимическую роль, являясь источником рудных элементов для магм и гидротермальных растворов. Такая унаследованность геохимического профиля интрузивных и вмещающих их пород особенно четко должна быть выражена при палингенном магмообразовании, которое, согласно современным представлениям (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964; Шахов, 1960; и др.), характерно не только для древних ультраметаморфических зон, но и для гранитоидных плутонов молодых складчатых областей.

Возможность заимствования магмой рудных элементов (в частности, олова) осадочных толщ отмечалась и прежде (Никольский, 1941). Однако наиболее полно влияние металллоносности вулканогенно-осадочных и метаморфических пород на процессы эндогенной металлогении освещено в работах последних лет.

Так, А. И. Тугаринов (1963) на основании геохимических особенностей поведения свинца и урана в зоне гипергенеза и при эндогенных процессах приходит к однозначному выводу о том, что основным источником этих элементов при формировании гидротермальных месторождений являются не магматические расплавы, а осадочные и метаморфические породы. В ряде случаев, по мнению этого исследователя, имеются даже прямые доказательства (изотопный состав элементов) связи рудных залежей с вмещающими их осадочными толщами. Рудные провинции, по А. И. Тугаринову, начинают формироваться с накопления осадочных продуктивных толщ; основные особенности последних определяются условиями седиментации и общей геологической историей региона.

В настоящее время появляется все больше и больше данных, которые свидетельствуют, что различия рудной минерализации в близких по строению структурно-фациальных зонах определяются, вероятнее всего, именно первичной геохимической специализацией вмещающих толщ (Белевцев, 1964; Казизиц, 1965). Более того, по данным некоторых исследователей, между металлогенной магматической комплексов и вмещающих их толщ отмечается настолько тесная связь, что рудную специализацию магм естественнее объяснять заимствованием металлов не из глубинных недр, а из осадочных и вулканогенно-осадочных пород (Чайковский, 1966). Общая металлогеническая специфика любой рудной провинции или зоны определяется, по мнению В. К. Чайковского, в первую очередь набором металлов, содержащихся в осадочных породах; наблюдаемое обычно зональное строение рудных провинций должно объясняться с позиций неравномерного распределения металлов в осадочных толщах геосинклинальных областей, что обусловлено общей спецификой седиментационного процесса.

Распределение рудных элементов в осадочных породах советской части Тихоокеанского пояса изучено очень слабо. Из всех работ, касающихся этого вопроса, в первую очередь необходимо отметить сводку И. Я. Некрасова (1966) по олову и редким элементам Верхояно-Чукотской складчатой области. Он подчеркивает, что для всей металлогенической провинции Северо-Востока СССР характерна преемственность распределения рудных элементов, особенно в общем геологическом разрезе, от протерозойско-синийских метаморфических пород до верхнемеловых —

* Раздел написан М. А. Михайловым и И. Н. Говоровым.

палеогеновых вулканогенных образований. Так, в Верхояно-Чукотской складчатой области потенциально оловоносны не только мезозойские гранитоиды, но и докембрийские метаморфические сланцы и гнейсы, а также вся толща осадочных образований, объединяемая под названием верхоянского комплекса; характерно, что лишь карбонатные и алевропелитовые отложения нижнего и среднего палеозоя практически «стерильны» в отношении олова. Эта оловянная металлогеническая специализация, типичная для всего Северо-Востока СССР, представляет собой, по мнению И. Я. Некрасова, длительный процесс дифференциации вещества, протекавший в течение всех седиментационных эпох, с которыми связаны разновозрастные осадочные толщи. Металлогеническая специализация тех магматических комплексов, с которыми пространственно связаны разнообразные эндогенные месторождения олова, должна определяться способностью магмы заимствовать олово из осадочных и метаморфических пород.

Процессы первично-осадочной концентрации рудных и других элементов, играющих роль в эндогенном минералообразовании, установлены для различных структурно-фациальных зон Дальнего Востока. Наиболее типичные примеры их описаны ниже.

Так, по данным И. Н. Говорова, М. И. Липкиной и П. Г. Недашковского, для вулканических и терригенных пород рифея — нижнего палеозоя Ханкайского и Хингано-Бурейского массивов характерно повышенное содержание бора и фтора. В некоторых туфоловах (дальзаводская свита), алевролитах (лузановская свита) и красноцветных песчаниках (насыровская свита) Вознесенского района содержание фтора и бора соответственно достигает 0,06 и 0,05%. Кроме того, в породах отдельных свит отмечаются повышенные содержания олова, цинка, вольфрама и молибдена. Несомненно, эта геохимическая специфика среды магмообразования и рудоотложения определила боро-фтористый профиль всех магматических геохимических циклов древних массивов, причем фтор, бор и металлы заимствовались из осадочных и вулканогенных пород, по-видимому, в магматическую стадию при процессах ассимиляции и гранитизации. Масштабы накопления заимствованных элементов в рудах определялись процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации в интрузивах. При образовании гибридных пород повышенной основности фтор и олово захватывались решетками темноцветных минералов; в то же время при кристаллизации лейкократовых гранитов эти элементы накапливались в дистиллятах и мигрировали в зону рудоотложения (Говоров, Благодарева, 1966).

В терригенных осадках ряда районов Монголо-Охотского складчатого пояса В. Г. Моисеевко, М. А. Михайлов и М. А. Кучерова установили повышенное содержание золота. Как будет показано ниже, эти концентрации золота имеют немаловажное значение для эндогенных металлогенических процессов.

В. Л. Барсуковым и Н. А. Дурасовой (1966) проведено специальное изучение первичной оловоносности вмещающих пород Мяо-Чанского района. Материалы, полученные этими исследователями, показывают, что в терригенных и кремнистых породах пермо-карбона содержания олова не превышают $4 \cdot 10^{-4}\%$; в верхнепалеозойских эффузивах (спилитах) количество олова увеличивается до $6 \cdot 10^{-4}$ — $8 \cdot 10^{-4}\%$, а в зеленых сланцах достигает $12 \cdot 10^{-4}\%$. В комплексе нижнеюрских обломочных отложений содержание олова повышается до $15 \cdot 10^{-4}\%$, а выше по разрезу отмечается постоянное падение концентраций олова. По мнению указанных авторов, повышенные концентрации олова в эффузивных, метаморфических и осадочных образованиях досреднеюрского возраста служили источником олова для оловоносных гранитоидов повышенной основности, образовавшихся при интенсивном развитии ассимиляционных процессов. Исходя из этого, В. Л. Барсуков и Н. А. Дурасова высказывают предположение о генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений не только

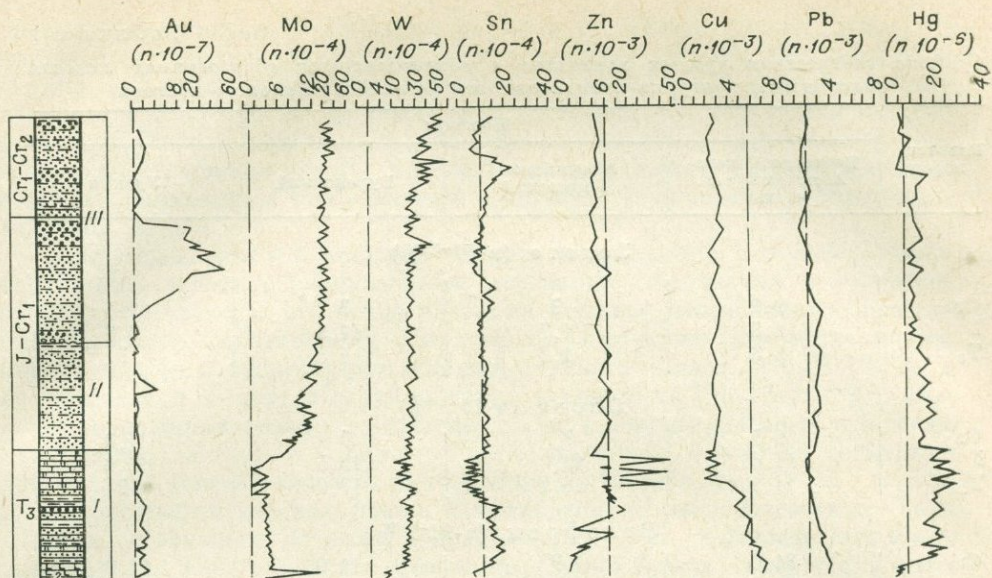


Рис. 1. Распределение рудных элементов в мезозойских образованиях северной части Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба

Формации: I — вулканогенно-терригенная, II — нижняя часть флишеидной, III — верхняя часть флишеидной.

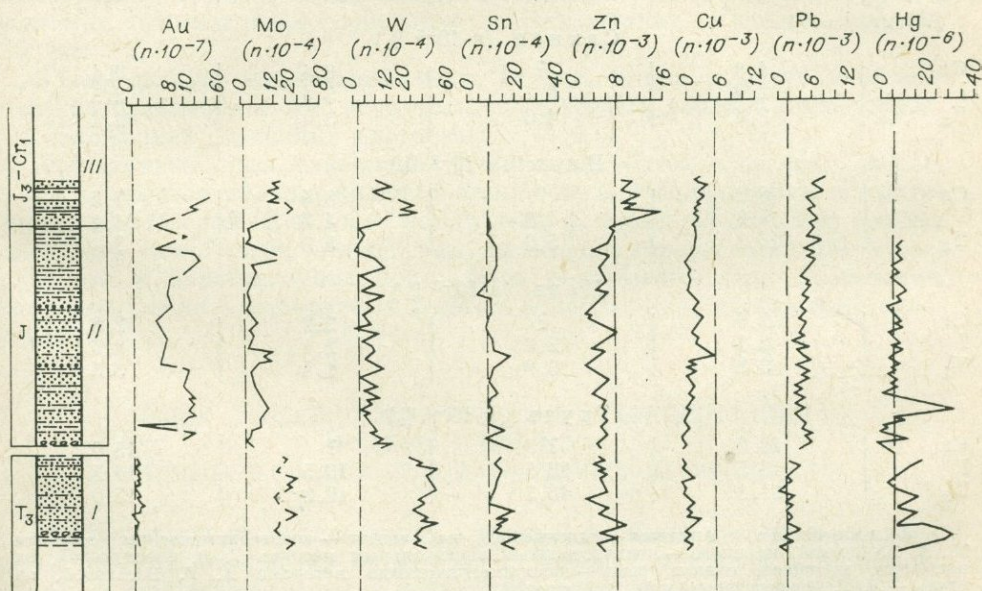


Рис. 2. Распределение рудных элементов в мезозойских образованиях Бурейского прогиба.

Формации: I — вулканогенно-терригенная, II — молассовая, III — нижняя часть угленосной.

Комсомольского, но и других рудных районов Тихоокеанского пояса с оловянными гибридными гранитоидами повышенной основности.

Группой сотрудников ДВГИ (М. А. Михайлов, А. Г. Васькова, М. А. Кучерова, Т. В. Сверкунова) изучено распределение ряда элементов (золото, молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, медь, ртуть) в мезозойских отложениях Восточно-Сихотэ-Алинского, Амгуньско-Горинского, Бурейского и Удского прогибов. Подобное исследование такой обшир-

Таблица 1

Средние содержания рудных элементов в разновозрастных образованиях мезозоя различных структурно-фациальных зон (прогибов) Дальнего Востока

Возраст пород	Прогибы			
	Восточно-Сихотэ-Алинский (сев. часть)	Амгуньско-Горинский	Буреинский	Удский
Золото ($n \cdot 10^{-7}$ %)				
Сг	9,0	?	?	3,4
I	1,8	1,7	14,5	5,8
T ₃	2,3	1,4	1,5	?
Олово ($n \cdot 10^{-4}$ %)				
Сг	9,5	?	?	7,0
I	11,6	13,0	12,5	6,0
T ₃	14,1	16,5	17,0	?
Вольфрам ($n \cdot 10^{-4}$ %)				
Сг	31,0	?	11,0	11,0
I	28,0	9,0	7,0	10,0
T ₃	24,0	5,0	29,0	?
Молибден ($n \cdot 10^{-4}$ %)				
Сг	21,1	?	11,0	7,0
I	19,4	18,0	9,4	12,0
T ₃	7,0	19,4	20,0	6,0
Свинец ($n \cdot 10^{-3}$ %)				
Сг	1,8	?	6,4	2,4
I	2,9	6,7	5,4	2,5
T ₃	2,6	4,0	3,4	2,4
Цинк ($n \cdot 10^{-3}$ %)				
Сг	8,0	?	8,4	7,5
I	7,8	4,8	4,7	24,4
T ₃	16,3	5,6	5,8	?
Медь ($n \cdot 10^{-3}$ %)				
Сг	2,4	?	2,2	2,8
I	2,1	2,6	2,1	2,6
T ₃	3,8	3,9	1,4	3,5
Ртуть ($n \cdot 10^{-6}$ %)				
Сг	12,0	?	?	15,9
I	13,5	26,5	13,5	16,5
T ₃	21,8	15,5	19,2	15,0

Примечание. Анализы выполнены: на золото — спектрохимическим методом М. А. Кучеровой, на олово — количественным спектральным методом Т. В. Сверкуновой, на вольфрам, молибден, свинец, медь — калориметрическими методами А. Г. Васильковой, на ртуть — Ш. Г. Коростелевым и В. В. Петровой.

ной территории позволило выяснить некоторые общие закономерности геохимии осадочного мезозойского цикла и, в частности, установить средние (фоновые) содержания рудных элементов, необходимые для детальных геохимических (в том числе поисковых) работ.

При анализе материала привлекает внимание ярко выраженная неравномерность распределения рудных элементов как в различных формациях отдельных структурно-фациальных зон, так и в разновозрастных образованиях разных прогибов. Это относится в первую очередь к золоту, олову, вольфраму и молибдену — профилирующим элементам эндогенной металлогении Дальнего Востока. На рис. 1 видно, например, что на фоне

сравнительно низкого содержания золота в триасовых, юрских и верхнемеловых отложениях Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба нижнемеловые образования характеризуются аномально высокими концентрациями этого элемента (до $60-70 \cdot 10^{-7}\%$ в песчаниках). Еще более неравномерное распределение золота типично для мезозойских отложений Буреинского прогиба (рис. 2), причем юрские и меловые осадки этого и Удского прогибов наиболее золотоносны по сравнению с другими изученными образованиями (табл. 1).

Для олова, хотя и в меньшей степени по сравнению с золотом, также характерны довольно значительные изменения содержания в разновозрастных комплексах; это четко видно на примере мезозойских образований Северного Сихотэ-Алия (см. рис. 1), где олово преимущественно накапливается в терригенных породах верхнего триаса (до $58 \cdot 10^{-4}\%$ в песчаниках) и отчасти в верхнемеловых песчаниках (до $36 \cdot 10^{-4}\%$). Высокие содержания олова установлены также в верхнетриасовых и юрских отложениях Амгуньско-Горинского и Буреинского прогибов, тогда как для Удского прогиба олово мало характерно (см. табл. 1).

В распределении вольфрама и молибдена в разновозрастных комплексах отдельных структурно-фациальных зон наблюдается много общих черт. Так, в разрезе Северного Сихотэ-Алия содержание этих элементов постепенно увеличивается от триасовых к меловым отложениям (см. рис. 1); в бассейне р. Буреи, наоборот, наиболее высокие концентрации вольфрама и молибдена установлены в осадках верхнего триаса (см. рис. 2). При анализе характера распределения вольфрама и молибдена по площади обнаруживается, что содержание этих элементов в разновозрастных образованиях убывает по направлению с востока на запад, принимая минимальные значения в отложениях Удского прогиба (см. рис. 1).

Распределение содержания меди, свинца, цинка и ртути в общем довольно равномерное как по отдельным разрезам, так и в разновозрастных отложениях различных прогибов.

Выявленные зоны накопления рудных элементов в осадках, несомненно, оказывали влияние на металлогеническую специализацию магматогенных образований. Как уже указывалось (и будет обсуждаться ниже), для золота такие связи установлены достаточно определенно; для олова, вольфрама и молибдена они могут быть обнаружены при проведении детальных работ в конкретных рудных районах, как, например, Комсомольском.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКОМ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССАХ*

Мобилизация (т. е. вовлечение в рудный процесс) рассеянных в вулканогенно-осадочных и метаморфических породах металлов и минерализаторов может осуществляться различными путями: а) в результате расплавления вмещающих пород при образовании палингенных и гибридных гранитоидных магм; б) в контактовых ореолах гранитоидных интрузий под воздействием магматических растворов и нагретых грунтовых вод; в) в зонах регионального метаморфизма и гидротермальных изменений, сопровождающих дизъюнктивные нарушения и дайковые поля.

Процессы магматической мобилизации и концентрации рудных элементов в ходе дифференциации магмы, несомненно, имели важное значение при образовании рудных месторождений Дальнего Востока. Продуктивность этих процессов определялась совокупностью многих

* Раздел написан И. Н. Говоровым.

геологических и физико-химических факторов. В частности, большую роль играл, по-видимому, химизм магмообразующих растворов и гранитных расплавов. Так, неоднократно подчеркивалось (Фаворская и др. 1961; Изох, 1965, 1966), что на Дальнем Востоке устанавливается редкометалло-оловянная специализация гранитоидов калиевого ряда и золото-молибден-вольфрамовая специализация гранитоидов натриевого ряда, причем в обоих типах рудная минерализация ассоциируется преимущественно с конечными кислыми дифференциатами интрузивных комплексов.

Указанная закономерность, по нашему мнению (Говоров, 1967), может быть объяснена, исходя из представлений о сиботаксическом ионном строении силикатного расплава, развитых О. А. Есиным и другими исследователями пирометаллургических процессов (Есин, Гельд, 1966). Согласно этой теории, в силикатном расплаве обособляются группы частиц (сиботакситы), близкие по своему строению к твердому телу и состоящие из каркаса различных алюмокремнекислородных анионов. Между ними распределены более подвижные простые катионы щелочных, щелочноземельных и других типичных металлов. Переходные металлы (олово, вольфрам, титан, тантал, ниобий и др.) находятся в расплаве в виде анионов и, по-видимому, могут изоморфно захватываться алюмокремнекислородными постройками, причем прочность анионных комплексов будет зависеть от силы преобладающих оснований.

Из описанной модели следует, что в ходе палингенеза и магматической дифференциации все переходные металлы-примеси должны накапливаться в щелочных кислых расплавах и что олово, тантал и ниобий, обладающие более слабыми кислотными свойствами по сравнению с шестивалентным вольфрамом и, следовательно, требующие для повышения прочности их анионов в расплаве более сильного основания, будут предпочтительно концентрироваться в магме, обогащенной калием.

Отделение мобилизованных и первичных рудных элементов магматического расплава и вовлечение их в рудообразующий процесс может идти тремя путями: а) в процессе магматической дистилляции одновременно с кристаллизацией породообразующих минералов; б) путем накопления в остаточном межзерновом гидротермальном растворе; в) в постмагматический период путем выщелачивания из породообразующих и аксессуарных минералов (постмагматическая мобилизация).

В последнее время появилась тенденция отводить процессу постмагматической мобилизации универсальную роль и отрицать возможность непосредственного отделения соединений рудных элементов от кристаллизующегося магматического расплава (Беус, Соболев; 1964; Барсуков, 1966). Эта точка зрения не увязывается с фактическими данными, свидетельствующими о сложности и многообразии рудогенерирующих процессов. В пользу магматической концентрации рудных элементов и дистилляционной гипотезы происхождения рудообразующих растворов говорят следующие факты:

1) развитие рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита и др.) в позднемагматическую стадию кристаллизации до начала метасоматических процессов (касситеритсодержащие миароловые граниты; рудоносные ритмично-полосчатые гранитоидные тела, описанные М. М. Павликитис, 1966);

2) накопление рудных минералов в контактовых ореолах гранитных интрузий;

3) наличие четкой стадийности и закономерное изменение рудной минерализации гранитоидов во времени;

4) зависимость характера рудной минерализации от химического состава и последовательности кристаллизации материнских гранитоидных пород (Говоров, 1966).

Обобщение большого материала по редкометальным месторождениям, связанным с гранитоидами, позволяет выделить четыре типа интрузий,

которым свойственны различные пути миграции рудных элементов из магматического расплава в рудообразующий раствор.

К первому типу относятся интрузии лейкократовых и ультракислых гранитов с высоким содержанием летучей фазы (вода, галоидные соединения и др.), затвердевшие в условиях относительно замкнутой системы (слабонарушенная мало проницаемая кровля) с накоплением кремнезема в конце кристаллизации расплава. В этом случае рассеяние рудных элементов в твердых фазах (в связи с бедностью породы темноцветными минералами) будет минимальным, а дистилляция их в форме различных ацидокомплексных соединений (вследствие высокой кислотности остаточного расплава и богатства его летучими) — максимальной.

Ярким примером этого типа являются Вознесенские граниты и связанные с ними разнообразный комплекс руд, исключительно богатый минералами фтора. Очень типично распределение здесь рудных элементов в серии последовательно образующихся метасоматических пород. Как видно из табл. 2, содержание вольфрама, тантала и ниобия при переходе от неизмененного гранита к альбитизированным, а затем к грейзенизированным породам и грейzenам постепенно возрастает, т. е. наблюдается явный привнос рудных элементов на всех стадиях позднемагматического — постмагматического процесса. Таким образом, мы не видим здесь характерного для мобилизационных явлений выноса рудных элементов из гранита в стадию щелочного метасоматоза (микроклинизация, альбитизация, мусковитизация) или кислотного выщелачивания (Барсуков, 1957; Беус, Соболев, 1964; Некрасов, 1964). Физико-химические данные, обосновывающие возможность выноса рудных элементов из магматического расплава, особенно на поздней стадии его кристаллизации, рассмотрены в других работах (Говоров, 1964_{1,2}).

Второй тип представлен интрузивами аляскитовых, биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов с умеренным содержанием летучих и относительно закрытыми условиями затвердевания. Ход кристаллизации в этом типе — эвтектоидный или щелочной: с ранним выделением кварца и повышением щелочности остаточного расплава, который в конечном счете переходит в межзерновой гидротермальный раствор, концентрирующий рудные компоненты магмы. Для этих гранитов характерно отсутствие кислотного выщелачивания и развитие типичных гидротермальных, преимущественно жильных, образований поздней щелочной стадии (оловянные, вольфрамовые, молибденовые месторождения кварцевой формации).

В качестве третьего типа могут быть выделены аляскитовые и нор-

Таблица 2

Распределение рудных элементов в граните и метасоматических породах Кировского месторождения Вознесенского рудного района

Порода (колич. проб)	Содержание, $n \cdot 10^{-4} \%$			
	W	Mo	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Гранит биотитовый (2)	6—7,5	2—4	8—11	43—60
Гранит микроклинизированный и альбитизированный (1)	4	1	8	74
Гранит сильно альбитизированный (2)	6—8	1—6	14—30	40—43
Альбитит (1)	6	3	13	65
Гранит грейзенизированный (мусковитизированный) (3)	1—10	1—4	5—33	38—74
Кварцево-мусковитовый грейзен (1)	4,5	2	16	69
Гранит грейзенизированный (топазизированный) (2)	10—17	2—5	88—138	108—132
Топазово-кварцевый грейзен (3)	0,5—130	2—3,5	7—158	38—143

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ДВГИ высокочувствительными галориметрическими методами Е. А. Лаговой, М. М. Дербаремдигер, С. П. Славкиной.

мальные биотитовые граниты с умеренным содержанием летучих, затвердевавшие в относительно закрытых, но тектонически неспокойных условиях. Для этих гранитов типичен сложный путь кристаллизации, идущий с накоплением кремнезема и сравнительно поздним выделением кварца, но заканчивающийся отложением поздней ассоциации щелочных полевых шпатов, биотита, кварцита и аксессуарных минералов. В этом случае отделение металлов от расплава происходит как в стадию ретроградного кипения, так и путем накопления в остаточном гидротермальном растворе. Вследствие этого возникают сложные месторождения (например, Ярославское), совмещающие скарновые, грейзеновые, кварцево-жильные и сульфидные образования.

Гранитоидные интрузии четвертого типа с четко выраженными процессами постмагматической мобилизации кристаллизовались, по-видимому, в условиях относительно открытой системы, т. е. при достаточной проницаемости кровли и интенсивном трещинообразовании. Вместе с тем металлоносная магма в этом случае могла иметь сравнительно низкое содержание воды и других летучих компонентов. Все это обуславливало рассеяние металлов в магматическую стадию в породообразующих и аксессуарных минералах. Мобилизация рудных элементов осуществлялась гидротермами различного состава и происхождения: глубинными (сквозьмагматическими) растворами, надкритическими дистиллятами и остаточными гидротермальными растворами самого интрузива, поровыми и трещинными водами вмещающих пород.

Мобилизация рудных элементов в контактовых ореолах гранитоидных интрузий может протекать двумя путями. В случае активных интрузивов трех первых типов мобилизуются металлы, вынесенные из магмы при формировании контактовых роговиков, причем выщелачивание происходит в более позднюю кислотную стадию метасоматоза. Для интрузий четвертого типа более характерна, по-видимому, мобилизация рудных элементов из вмещающих пород. Она осуществляется поровыми и трещинными водами, нагретыми в тепловом поле интрузии и поступающими в магматическую камеру вследствие низкого давления в ней газовой фазы, т. е. осмотического растворения, по В. А. Николаеву (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), или в постмагматический этап в связи с конденсацией пара и низкой влажностью пород во внутренней (контактной) зоне интрузива по сравнению с водонасыщенными вмещающими породами внешней зоны (Шипулин, 1960).

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА*

Месторождения золота образуются в широком диапазоне физико-химических условий и характеризуются значительным вертикальным размахом золотой минерализации. Разнообразие условий формирования стало причиной выделения нескольких генетических групп эндогенных месторождений золота, среди которых Е. А. Радкевич и В. Г. Моисеенко (1966) намечают два главных класса — метаморфогенные и связанные с магматическими образованиями. Характерно, что разнообразные месторождения обеих групп чаще всего локализуются в регионах, осадочно-вулканогенные породы которых содержат повышенные в сравнении с кларковыми содержания золота. Закономерность такого рода отмечается не только для Дальнего Востока, но и для большинства золотоносных областей мира.

Так, на Бразильском кристаллическом щите, по данным Гимареса (Guimaraes, 1947), месторождения золота пространственно тяготеют к

* Раздел написан В. Г. Моисеенко. Упомянутые в разделе содержания золота имеют кларковые значения.

основным вулканическим породам. В Западной Австралии, как показал Сулливан (Sullivan, 1948), 90% золота добыто из месторождений, залегающих в основных и средних эффузивах. Сулливан отмечает, что месторождения золота возникают там, где гранитоиды прорывают зеленокаменные толщи, содержащие повышенное количество золота. В то же время сходные по возрасту и составу гранитоиды, прорывающие осадочные породы этой же провинции, не несут золотой минерализации. В Северном Казахстане, по данным П. Н. Кропоткина (1955), золотое оруденение проявляется в приконтактовых зонах и каледонских, и герцинских интрузий в том случае, если они прорывают нижнепалеозойские туфы и эффузивы основного состава. В Алтае-Саянской складчатой области Ю. Г. Щербаков и Г. А. Пережогин (1963) установили, что золотеносны только те гранитоидные массивы, которые прорывают зеленокаменные отложения кембрия, характеризующиеся существенно основным составом эффузивов и содержащие вдвое больше золота, чем сами граниты или осадочные породы региона.

Приуроченность месторождений золота к зеленокаменным толщам отмечалась и в более ранних работах русских геологов. Для Урала эту закономерность установили И. В. Мушкетов, а также А. М. Карпинский и А. П. Кеппен (1884), а для Олонецкой губернии — А. А. Иностранцев (1887). К. А. Кулибин (1887) также отмечал приуроченность проявлений золота к основным вулканитам Урала.

Для Дальнего Востока и Северо-Востока СССР закономерность такого рода отчетливо устанавливается только для отдельных районов. Так, В. Г. Моисеенко (1965) установил, что в Харгинском районе (Приамурье) участки наибольшей концентрации золотой минерализации тяготеют к породам фемического профиля. Приуроченность золотой минерализации к эвгеосинклинальным зонам на Дальнем Востоке СССР подчеркивали в своей работе Е. А. Радкевич, С. Ф. Усенко и М. В. Чеботарев (1965). В то же время в северо-западном отрезке советской части Тихоокеанского рудного пояса месторождения золота чаще всего локализуются в породах не эвгеосинклинальных, а миогеосинклинальных зон. При этом для отдельных районов установлено, что наиболее высокие концентрации золота как раз на участках, сложенных очень мощными толщами терригенных образований. Данные такого рода позволили предположить, что не только вулканогенные, но и терригенные породы некоторых регионов несут повышенные (против кларкового) содержания золота.

Следует заметить, что если в общем случае кларковые содержания золота в осадочных породах значительно ниже, чем в магматических, то для отдельных районов и ранее отмечались повышенные концентрации золота в некоторых осадочных образованиях. Так, по данным В. И. Вернадского (1955), в меденосных песчаниках пермской системы восточной части Русской платформы содержится повышенное количество золота. Р. В. Нифонтов (1957) считал, что повышенная хемогенная золотоносность осадочных пород может быть связана с определенными фаціальными условиями в эпиконтинентальных неглубоких бассейнах, где отлагаются глинистые частицы при пониженном значении рН природного слоя, В. К. Чайковский (1963) и Ю. П. Ивенсен (1963) обратили внимание на повышенное содержание золота преимущественно в углисто-глинистых сланцах Ленского района.

Точное определение кларковых содержаний золота стало возможным лишь в последние годы, после разработки нейтронно-активационного и спектрохимического методов. В результате обработки многочисленных анализов кларковых содержаний золота в горных породах Дальнего Востока установлено, что в Монголо-Охотской зоне по сравнению с Сихотэ-Алинской зоной в среднем в 2 раза больше. В пределах каждой зоны отмечаются значительные колебания концентраций золота. Наиболее обогащены золотом прибрежно-морские осадки. Особенно высокие концент-

рации этого металла отмечаются в континентальных образованиях палеогенных прогибов (Верхне-Селемджинский, Буреинский и другие районы Приамурья). Здесь конгломераты содержат золото до $1 \cdot 10^{-5}\%$, песчаники — до $1,5 \cdot 10^{-6}\%$ и алевриты — до $1,4 \cdot 10^{-6}\%$.

Геосинклинальные образования и Монголо-Охотской, и Сихотэ-Алиинской зон, формировавшиеся в наиболее глубоководных участках, характеризуются в большинстве случаев наиболее низкими концентрациями золота ($1-2 \cdot 10^{-7}\%$). Некоторое повышение содержаний золота в геосинклинальных образованиях связано с подводным вулканизмом (эффузивно-кремнистые формации). И для Монголо-Охотской и для Сихотэ-Алиинской зон отчетливо установлено повышенное содержание золота в меловых осадках по сравнению с более древними.

Проявления золота на Дальнем Востоке СССР наблюдаются там, где на породы с повышенным содержанием золота наложены интенсивные процессы тектоно-магматической деятельности или широко проявлен региональный метаморфизм низких ступеней. Проблема генетической связи золотой минерализации с магматизмом относится к числу важнейших вопросов минерализации. Несомненно генетическая связь с магматизмом золотоносных скарпов, в то время как для гидротермальных кварцевых и кварц-сульфидных жил она большей частью отчетливо не прослеживается.

Пространственно золотое оруденение чаще всего связано с гранитоидами повышенной основности и телами альбититов (Ицксон, 1960; Шило, Загрузина, 1965). Магматические породы, ассоциирующие с рудопроявлениями золота, как правило, содержат повышенное количество магния при низком содержании полевошпатовой извести. Они относительно бедны щелочами, причем натрий чаще всего преобладает над калием.

Изучение кларковых содержаний золота в сложных дифференцированных интрузивах Южного Приморья, Буреинского района и Малого Хингана показывает, что кристаллизационная дифференциация ведет к накоплению золота в гранодиоритах и диоритах существенно натрового состава, но особенно высокие содержания золота связаны с жильными дифференциатами основной магмы. Так, в основных золотоносных районах Монголо-Охотского пояса содержание золота в малых интрузивах и дайках диоритового состава колеблется от $3 \cdot 10^{-7}\%$ до $20 \cdot 10^{-7}\%$. Еще более высокие концентрации золота (до $40 \cdot 10^{-7}\%$) в роговиках, образующихся вокруг диоритовых штоков, в то время как во вмещающих их аргиллитах (Мынский район) содержание золота колеблется от 1 до $2 \cdot 10^{-7}\%$. В среднепалеозойских дифференцированных интрузивах Малого Хингана в порфиридных гранодиоритах первой фазы содержание золота $1 \cdot 10^{-6} \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}} \cdot 100 = 50,6\%$, в то время как в пегматоидных гранитах — $4,5 \cdot 10^{-7}$, а в биотитовых гранит-порфирах второй фазы — $6 \cdot 10^{-7}\%$. Возрастает количество золота в диоритовых порфиритах (третья фаза) — $8 \cdot 10^{-7}\%$ при отношении $\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}} \cdot 100 = 71,8\%$.

Наиболее спорным остается вопрос о связи золотоносности с процессами метаморфизма. Еще в прошлом столетии многие геологи отмечали приуроченность месторождений золота к породам метаморфического комплекса. Наиболее часто они встречаются в породах метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Некоторые геологи наряду с признанием роли метаморфизма в преобразовании минералов уже давно выдвинули предположение о связи самих процессов рудообразования с метаморфизмом. Так, Хуттенлохер (Huttenlocher, 1926) проблему альпийского оруденения связывал с тектоникой и метаморфизмом альпийского региона. Г. Шнейдерхен (1958) считает, что при повышении температуры горных пород большая часть содержаний тяжелых металлов может прийти в движение

раньше, чем окружающая их среда, и, следовательно, фронт рудного метаморфизма может предшествовать фронту метаморфизма пород. В. А. Бурык (1963) на примере Ленского золотоносного района показал, что основные золоторудные проявления сосредоточены в центральной части Ленского района, где осадочные породы метаморфизованы сравнительно слабо. Закономерность такого рода подмечена С. Д. Шером (1963) для Африки, где большинство золоторудных месторождений локализовано в слабометаморфизованных породах докембрия, окруженных породами более высокой степени метаморфизма.

На Дальнем Востоке СССР встречаются метаморфогенные проявления золота. Это прежде всего слабозолотоносные жилы альпийского типа, образовавшиеся в завершающие этапы регионального метаморфизма. Проявления этого типа встречаются в районах Монголо-Охотского пояса в метаморфизованных до фации зеленых сланцев осадочно-вулканогенных толщах, содержащих часто повышенное против кларкового количество золота. В области Станового хребта широко распространены также золотоносные зоны диафторитов, образовавшиеся в стадию регрессивного метаморфизма вдоль региональных разломов и зон смятия. Диафториты, как правило, несут полисульфидную рудную минерализацию с золотом. И альпийские жилы, и зоны диафтореза чаще всего содержат убогое золотое оруденение.

Кварцевые жилы альпийского типа, зоны диафтореза и линзы метасоматических кварцитов аккумулировали большое количество золота. При проявлении тектоно-магматической деятельности это золото, как и золото вмещающих пород, могло мобилизоваться и отложиться в новых рудных телах.

ИСТОЧНИКИ И ПРОЦЕССЫ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ*

Рассеянное состояние редких элементов — основной вид их существования в породах земной коры, а образование повышенных концентраций их предопределяется лишь благоприятным сочетанием геологических и физико-химических факторов рудогенеза.

Исследованиями последнего десятилетия наиболее детально изучены закономерности распределения редких элементов в магматических породах (Таусон, 1961; Семенов, 1963; Власов и др., 1964; Беус, Соболев, 1964). Установлено, что в магматических образованиях часть редких элементов входит изоморфно в решетки породообразующих минералов, другая часть находится в породе в виде тонкораспыленных микровключений редкометалльных минералов, а третья часть накапливается в остаточном растворе и при его раскристаллизации выделяется в виде собственных минералов. Последний случай признавался главным моментом в формировании месторождений редких элементов (Ферсман, 1940; и др.).

Открытие крупных месторождений редких элементов метасоматического типа привело к пересмотру прежних представлений об эманационном характере редкометалльного рудообразования, и многие исследователи стали сторонниками мобилизационной гипотезы образования промышленных концентраций редких элементов, извлекаемых метасоматизирующими растворами как из затвердевших участков изверженных пород (Беус, Соболев, 1964), так и из вмещающих осадочно-метаморфических образований (Некрасов, 1966; Барсуков, Дурасова, 1966).

* Раздел написан П. Г. Недашковским.

Одной из главных и наиболее дискуссионных проблем рудообразования является установление источника редких металлов, поступающих в послемагматические растворы. В данном разделе дается количественная оценка выноса одного из редких элементов (рассеянного бериллия) из материнских гранитоидов при формировании бериллоносных гранитных пегматитов, слюдисто-альбитовых грейзенов и вкрапленных фенакитовых зон, генетическая связь которых с интрузивными породами не вызывает сомнений. Определение бериллия в породах и породообразующих минералах произведено аналитиком М. Г. Погореловой высокочувствительным мориновым методом с точностью $\pm 0,00001\%$.

Изученные пегматитовые жилы располагаются в разрывных нарушениях, проходящих либо по контакту интрузива материнских гранитов с боковыми породами, либо пересекающих гранитоидный массив в различных направлениях. Структурное положение пегматитовых жил свидетельствует о наличии значительного разрыва во времени между кристаллизацией гранита и пегматитов. Широкое развитие околожилных изменений во вмещающих гранитах, появление высокоглиноземистых минералов (андалузита, силлиманита и граната) в пегматитах, контактирующих с глинисто-серицитовыми сланцами, образование магноколумбита (вместо колумбита) в жиле, пересекающей линзу доломитов, — все эти факты свидетельствуют об активном воздействии пегматитового расплава на боковые породы.

Геохимической особенностью изученного массива пегматитоносных гранитов является повышенное содержание бериллия, превышающего кларк в четыре раза (Виноградов, 1962). Главная особенность формирования пегматитов — интенсивное и неоднократно повторяющееся развитие процессов замещения (микроклинизации, мусковитизации, альбитизации, лепидолитизации и окварцевания), накладывающихся на ранее образованные минеральные парагенезисы. В стадию первичной кристаллизации пегматита выделились олигоклаз (50%), кварц (35%), ортоклаз (7%), биотит (3%) и аксессуарные апатит, циркон, магматит и ильменит. С процессами замещения связано появление микроклина, мусковита, топаза, альбита, литиевых слюд, полихромных турмалинов, колумбита и других аксессуарных минералов. Характерно, что некоторые рудные минералы кристаллизовались в две или три стадии формирования пегматитов, образуя соответственно две — три генерации минерала, различающиеся по содержанию отдельных компонентов.

Вкрест простираются одной из пегматитовых жил были отобраны усредненные пробы из пегматита и вмещающих его гранитов с таким расчетом, чтобы они охватывали все разновидности измененных пород. Жила имеет вертикальное падение, и в обе стороны от нее четко выделяются три зоны измененных пород (рис. 3): альбитизированные и окварцованные граниты (зона II), микроклинизированные граниты (зона III) и мусковитизированные граниты (зона IV). Сопоставление характера изменения вмещающих пород со стадиями формирования пегматитов обнаруживает отчетливую генетическую связь между процессами замещения, развивавшимися в пегматитах, и процессами изменения боковых пород. При этом происходит перераспределение рассеянного бериллия — вынос из вмещающих измененных гранитов и привнос в пегматиты. Приблизженные подсчеты показывают (табл. 3), что общее количество бериллия, сконцентрированного в пегматитовой жиле, соответствует количеству этого элемента, вынесенному из вмещающих гранитов при их околожилном изменении. Это позволяет нам считать, что источником бериллия служили раскристаллизованные первично обогащенные им материнские граниты, из которых элемент был вновь мобилизован циркулирующими вдоль трещины послемагматическими растворами.

Бериллоносные грейзены слюдисто-альбитового типа парагенетически связаны с глубоко дифференцированной интрузией, локализующейся в

крупном региональном разломе, разделяющем область завершённой палеозойской складчатости и мезозойскую геосинклиналиную зону. Формирование интрузии протекало длительное время в несколько интрузивных фаз (табл. 4). К главной фазе относится внедрение крупнозернистых порфировидных гранодиоритов, сложенных средним плагиоклазом, кварцем, биотитом, микроклином, пироксенами, роговой обманкой и разнообразными аксессуориями (апатит, ортит, циркон, магнетит, анатаз, сфен и др.). В апикальной части массив гранодиоритов интенсивно микроклинизирован и содержит многочисленные ксенолиты слюдисто-глинистых сланцев и фельзит-порфиров. С глубиной гранодиориты постепенно переходят в пегматоидные, а затем среднезернистые плагиограниты и лейкократовые аляскииты. Эти факты свидетельствуют о том, что в формировании интрузива значительную роль играли процессы ассимиляции. В контракционных трещинах гранодиоритового массива развивались шпировые тела аплит-пегматитов кварц-микроклин-биотитового состава.

Во вторую (дополнительную) интрузивную фазу внедрились небольшие тела мелкозернистых биотитовых гранитов и гранит-порфиров, располагающиеся среди гранодиоритов в разрывных нарушениях различных направлений. Гранит-порфиры и прилегающие к ним боковые породы интенсивно альбитизированы и содержат редкую вкрапленность аксессуарного берилла.

Следующей фазой становления интрузива явилось внедрение многочисленных жильных образований первого этапа — керсантитов, кварцевых кератофинов и диоритовых порфиров.

Последующими тектоническими движениями массив гранодиоритов был разбит на ряд блоков, и все породы вдоль разломов (в том числе жильные) были сильно брекчированы, а затем грейзенизированы и сцементированы гнездово-прожилковыми образованиями.

Минерализованные зоны не имеют четких контактов с вмещающими породами и характеризуются отчетливой вертикальной зональностью отложения, при которой в верхних горизонтах преобладающее развитие получили кварцево-мусковитовые грейзены, сопровождаемые кварцево-

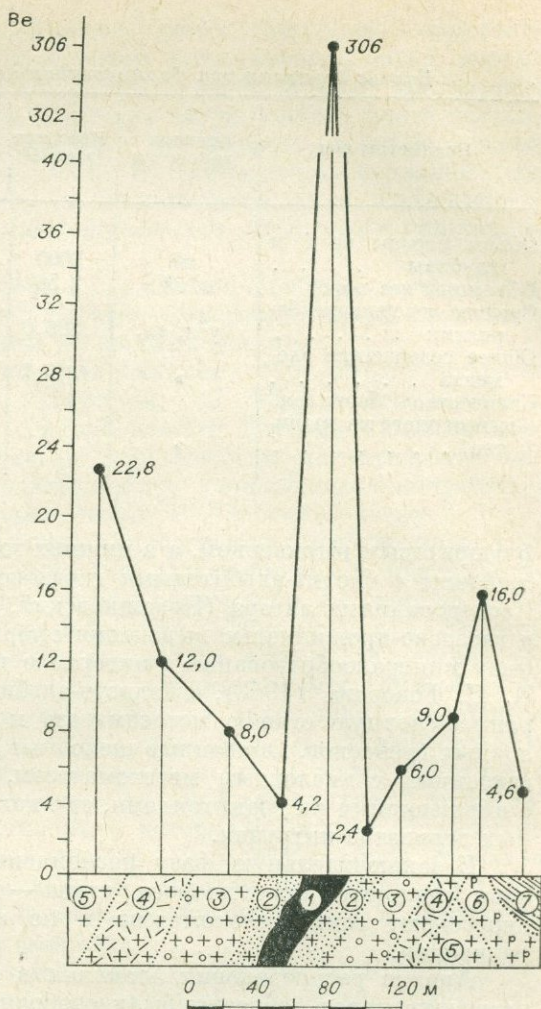


Рис. 3. Распределение бериллия в измененных гранитоидах, вмещающих жилу пегматита (в условных единицах).

1 — пегматит; граниты: 2 — альбитизированный и окварцованный, 3 — микроклинизированный, 4 — мусковитизированный, 5 — биотитовый, 6 — биотит-рогово-обманковый; 7 — слюдисто-кремнистые сланцы.

Таблица 3

Баланс бериллия при формировании пегматитовой жилы в граните

Параметры зон	Единица измерения	Пегматит (зона I)	Зоны измененных гранитов			Неизмененные граниты (зоны II+III+IV)
			II	III	IV	
Объем породы на 1 м глубины	м ³	2000	6400	15600	21000	43000
Объемный вес пород	т/м ³	2,56	2,64	2,60	2,62	2,62
Среднее содержание бериллия	усл. ед.	306,0	3,0	7,0	10,0	22,0
Общее содержание элемента	»	1566,7	50,7	284,0	550,2	2478,5
Количество бериллия, вынесенного из гранитов	»		323,1	609,3	661,2	1593,6

флюоритовым штокверком, а в нижних горизонтах — слюдисто-альбитовые грейзены с биотит-альбитовыми гнездово-прожилковыми образованиями. Исследованиями автора (Недашковский, 1961) показано, что и грейзены, и гнездово-прожилковые выделения сформировались одновременно в одну фазу минералообразования в интервале температур 37—100°. По мнению И. Н. Говорова (1962), слюдисто-альбитовые грейзены образовались в раннещелочную стадию метасоматоза и представляют собой фацию щелочных грейзенов. Описанные щелочные грейзены в отличие от обычных, связанных с кислотным метасоматозом, имеют парагенетическую связь с вмещающими их гранитоидами, так как они образовались позднее жильных дериватов интрузии.

В заключительную фазу послемагматической деятельности внедрились жильные тела второго этапа — дайки спессартитов. Последние пересекают зоны метасоматоза и не несут следов грейзеновой минерализации.

Анализ распределения бериллия в последовательно образовавшихся разностях пород (образцы были отобраны за пределами зон грейзенизации) свидетельствует о закономерном возрастании средних содержаний элемента в направлении от гранодиоритов главной фазы к жильным по-

Таблица 4

Средние содержания акцессорного бериллия в гранитоидах дифференцированной интрузии

Интрузивная фаза	Разности пород	Колич. проанализир. проб	Среднее содержание бериллия, г/т	Абс. возраст, млн. лет, анализ
I	Порфиroidный гранодиорит	4	5,6	350 (Л. Л. Шанин)
	Пегматоидный гранит	3	6,0	
I ^a	Аплит-пегматит	2	16,0	360 (Т. К. Ковальчук)
II	Биотитовые гранит-порфиры	5	23,2	320 (Л. Л. Шанин)
III	Керсантиты	2	10,0	310 (Э. С. Овчарек)
	Кварцевые кератофиры	3	13,2	
	Диоритовые порфиры	3	24,0	
IV	Слюдисто-альбитовые грейзены			290 (Л. Л. Шанин)
V	Спессартиты	4	5,0	

Примечание. Абсолютный возраст определялся по биотиту.

родам первого этапа и грейзеновым образованиям, содержащим акцессорный берилл (см. табл. 4). При этом среди изверженных пород максимальные концентрации элемента характерны для биотитовых гранит-порфиров, а минимальные — для спессартитов, внедрившихся после образования слюдисто-альбитовых грейзенов. По нашему мнению, такая закономерность говорит в пользу того, что источником бериллия для грейзенизирующих растворов служил магматический очаг, а концентрация его в грейзеновых образованиях обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации.

Зоны вкрапленного фенакитового оруденения пространственно и генетически связаны со щелочными рибекит-астрофиллитовыми гранитами и размещаются в апикальной части небольшого массива.

Щелочные граниты сложены микроклином (50—60%), кварцем (25%), рибекитом (5—10%), эгирином (2—3%), астрофиллитом (1—3%), энigmatитом (до 1%), ильменитом и другими акцессорными минералами. Кристаллизация главных парагенезисов магматических минералов происходила в последовательности: микроклин ÷ энigmatит ÷ эгирин → астрофиллит ÷ ильменит ÷ кварц 1 → рибекит ÷ кварц 2.

Формирование щелочных гранитов сопровождалось интенсивным развитием процессов щелочного метасоматоза. Одновременно с кристаллизацией щелочной магмы вмещающие породы подверглись замещению калий-натровыми полевыми шпатами и рибекитом (фенитизация). Ширина ореола фенитизированных боковых пород вокруг изученного массива достигает 2 км. Сами щелочные граниты в стадию аутометасоматоза подверглись альбитизации, которая выразилась в замещении первичного калийшпата пертитовым и лейцитовидным альбитом. В заключительную стадию щелочного метасоматоза апикальная часть массива в пределах участков с повышенной микротрещиноватостью была изменена процессами фельдшпатизации и окварцевания, с которыми связано образование акцессорной фенакитовой минерализации. Фельдшпатизация гранитов выразилась в замещении их шахматным альбитом, калибариевым полевым шпатом, эгирином и крокидолитом, а окварцевание — в отложении кварца, гематита и акцессорного фенакита.

Для щелочных гранитов нижних горизонтов изученного массива характерно пониженное содержание бериллия (2,4 г/т) против кларка этого элемента в щелочных породах, равного 7,0 г/т. Анализ содержаний элемента в породообразующих минералах показывает резкое возрастание концентраций бериллия в более поздних, особенно темноцветных, минералах (в г/т): в микроклине — 2,7, в кварце — 0,1, в астрофиллите — 0,2, в раннем эгирине — 3,1, в энigmatите — 2,4, в рибеките — 4,3, в альбите 4,6 и в позднем волокнистом эгирине — 6,4. Ограниченное рассеяние бериллия в продуктах главной фазы кристаллизации щелочной магмы (минералы двух ранних парагенезисов составляют более 85% объема породы) и высокая щелочность среды, определяющая устойчивость комплекса $[\text{BeO}_4]$ (Беус, 1960), способствовали накоплению элемента в продуктах конечной кристаллизации и в послемагматических растворах.

Таким образом, в рассмотренных трех типах рудопроявлений источником бериллия служили магматические расплавы. Однако процессы концентрации элемента в послемагматических образованиях протекали по-разному. В пегматитах концентрация бериллия обусловлена мобилизацией его из раскристаллизованных масс, вмещающих пегматиты гранитов, а в слюдисто-альбитовых грейзенах и в зонах с вкрапленной фенакитовой минерализацией — кристаллизационной дифференциацией гранитной и щелочной магм.

Изложенные фактические материалы однозначно свидетельствуют о том, что в сложном многообразии эндогенного рудообразования проявляется диалектическая взаимосвязь процессов литогенеза, метаморфизма и магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л.* К геохимии олова.— «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—46.
- Барсуков В. Л.* Об источнике рудного вещества и его значении для металлогенетических построений.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 9—11.
- Барсуков В. Л., Дурасова Н. А.* Металлоносность и металлогенетическая специализация интрузивных пород районов сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня).— «Геохимия», 1966, № 2, с. 168—180.
- Белевцев Я. Н.* Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита).— В кн.: Проблемы генезиса руд (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1964, с. 201—217.
- Беус А. А.* Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 332 с.
- Беус А. А., Соболев В. П.* Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах.— В кн.: Пробл. генезиса руд (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1964, с. 36—49.
- Бурак В. А.* Влияние процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. Матер. конфер. молодых ученых Ин-та земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1963, с. 31—36.
- Вернадский В. И.* Избр. соч. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 128—131.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—572.
- Власов К. А. и др.* Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1964, с. 1—830.
- Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1953, 212 с.
- Говоров И. Н.* К геохимии высокотемпературных рудообразующих процессов.— В кн.: Бюлл. Тихоокеанского комитета. Вып. 1. Владивосток, 1962, с. 44—53.
- Говоров И. Н.* Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы генезиса руд (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Недра», 1964, с. 50—66.
- Говоров И. Н.* Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 5—24.
- Говоров И. Н.* Фации гранитоидов и редкометалльное оруденение.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 73—79.
- Говоров И. Н.* Проблемы петрогеохимии металлоносных гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Магматический и метаморфический комплекс Дальнего Востока СССР (Тезисы докл. на I Дальневост. петрограф. совещ.). Хабаровск, 1967, с. 110—112.
- Говоров И. Н., Благодарова Н. С.* Приханкайский рудный район.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 203—217.
- Есин О. А., Гельд П. В.* Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. II. Взаимодействия с участием расплавов. М., «Металлургия», 1966, 704 с.
- Иевсен Ю. П.* Месторождения, типы золотоносных конгломератов и перспективы их выделения на территории СССР.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 356—380.
- Изох Э. П.* Меловые и третичные интрузии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— В кн.: Геология СССР, Хабаровский край. М., «Недра», 1965, с. 513—518.
- Изох Э. П.* Связь оловянного и вольфрамового оруденения с интрузивами и закономерности его локализации на Дальнем Востоке.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 24—27.
- Иностранцев А. А.* Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений.— В кн.: Материалы для геологии России. Т. 7. СПб., 1887, с. 34—81.
- Ицкисон М. И.* Петрохимические особенности и металлогенетическая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока).— «Бюлл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 137—144.
- Казулин Ю. В.* Гипотеза природы металлогенетической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1965, вып. 1, ч. 94, с. 28—40.
- Карпинский А. М. и др.* Очерк месторождений полезных ископаемых в Европейской России и на Урале. СПб., изд. Горн. департамента, 1881, с. 3—211.
- Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 2, с. 56—69.
- Кропоткин П. Н.* К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.— «Сов. геол.», 1955, № 43, с. 43—60.

- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, с. 1—388.
- Кулубин К. А.* О коренных месторождениях золота в Миасской и Березовской дачах.— «Горн. ж.», 1887, т. 4, № 11, с. 46—58.
- Моисенко В. Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965, с. 1—124.
- Недашковский П. Г.* Применение метода декрепитации минералов для расшифровки стадий минералообразования метасоматических месторождений.— «Сообщ. ДВФ СО АН СССР», вып. 14. Владивосток, 1961, с. 17—21.
- Некрасов И. Я.* Зависимость типа оловянного оруденения от условий образования магматических пород (на примере оловянных месторождений Северо-Востока СССР).— В кн.: Проблемы генезиса руд (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.) М., «Недра», 1964, с. 246—259.
- Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Недра», 1966, с. 1—380.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 1—338.
- Никольский А. П.* О генезисе оловоносной магмы.— «Сов. геол.», 1941, № 4, с. 12—21.
- Нифонтов Р. В.* К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых районов.— В кн.: Методы анализа минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 44—68.
- Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С.* Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы генезиса руд (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.) М., «Недра», 1964, с. 19—35.
- Повилайтис М. М.* К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и в связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 2, с. 33—44.
- Радкевич Е. А., Усенко С. Ф., Чеботарев М. А.* Об отношении оловянной и золотой минерализации к главным структурным элементам юга Дальнего Востока.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 3, с. 25—38.
- Радкевич Е. А., Моисенко В. Г.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 5—38.
- Семенов Е. А.* Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963, 412 с.
- Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 232 с.
- Тугаринов А. И.* О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кугай В. А., Изох Э. П., Ганеева Г. М., Преображенский Г. К.* Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенетические особенности.— «Тр. ИГЕМ», 1961, вып. 45, с. 1—328.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 1—650.
- Чайковский В. К.* Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 381—394.
- Чайковский В. К.* К вопросу о формировании металлогенетических провинций и зон.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1966, с. 112—120.
- Шагов Ф. Н.* О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых (Тр. 2-го Всес. петрограф. совещ.). М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 142—150.
- Шер С. Д.* Некоторые вопросы металлогении золота Африканского щита.— «Тр. ЦНИГРИ», 1963, вып. 56, с. 51—78.
- Шило Н. А., Загружина И. А.* Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки.— «Тр. Сев.-Вост. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР», 1965, вып. 12, с. 188—206.
- Шипулин Ф. К.* К теории процессов контактового метаморфизма.— «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 3, с. 32—42.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958, с. 1—501.
- Щербаков Ю. Г., Пережогов Г. А.* О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибири.— «Геохимия», 1963, № 9, с. 851—858.
- Guimaraes D.* Mineral deposits of magmatic origin.— «Econ. geol.», 1947, v. 42, N 8, p. 721—736.
- Huttenlocher H.* Metallogenese und metallprovinzen der Alpen.— «Metal. und Erz.», 1926, N 23.
- Sullivan C.* Ore and granitisation.— «Econ. Geol.», 1948, v. 43, N 6, p. 471—499.

ОБ УСЛОВИЯХ ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ ОЛОВА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ

С. А. КОРЕНБАУМ, Г. А. ВАЛУЙ

(Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР)

В природе широко распространены два минерала олова: касситерит и станнин. Другие соединения этого элемента редки. Несмотря на это, минеральные комплексы оловянных месторождений весьма разнообразны и свидетельствуют о различных условиях их генезиса. Генетические особенности месторождений во многом определяются химическими свойствами олова и его соединений. Эта зависимость предполагалась многими геологами еще с середины прошлого века. В 1841 г. Добре были высказаны предположения о переносе олова в виде соединений с хлором и фтором. Бишоф в 1866 г. указал на вероятность миграции олова в щелочных растворах в виде растворимых станнатов щелочей. В последнее время проблему переноса и отложения олова рассматривали А. Е. Ферсман (1939), В. В. Щербина (1947), В. Л. Барсуков (1957), экспериментальные работы по синтезу касситерита проводились В. Г. Троневым и А. А. Хреновой (1946), Ф. Г. Смитом (1950).

Этими исследователями установлено, что отложение олова из растворов в виде касситерита или сульфидов зависит от температуры, кислотности—щелочности среды, концентрации галогенов, особенно фтора, и содержания серы. В химической литературе к настоящему времени накопились данные, характеризующие термодинамические свойства некоторых кристаллических и наиболее устойчивых растворимых соединений олова. В этой работе на основании имеющихся термодинамических констант делается попытка выяснить условия отложения его минералов.

Наиболее общими и наиболее важными факторами, определяющими равновесие химических реакций в гидротермальных растворах, являются температура, кислотность — щелочность (Коржинский, 1957) и, поскольку вопрос касается элементов с меняющейся валентностью, окислительно-восстановительный потенциал. Для оценки роли и значения каждого из этих факторов используются диаграммы окислительный потенциал — щелочность ($Eh-pH$), построенные по методу Пурбэ (Pourbaix, 1949). Расчеты и построения производились как для стандартной, так и для более высоких температур. Правомерность температурной экстраполяции при аналогичных расчетах обсуждалась в работах Бартона (1960), Гаррелса (1962), А. А. Маракушева (1963, 1965).

Формы, в которых олово находится в водных растворах, изучены слабо. Из курсов химии (Некрасов, 1953) известно, что в щелочных растворах четырехвалентное олово образует комплексный анион гекса-оксикислоты $Sn(OH)_6^{2-}$, в кислых — ион Sn^{4+} . Двухвалентное олово в кислых растворах находится в виде иона Sn^{2+} , в щелочных устойчив ион $HSnO_2^-$. Для этих ионов, достаточно устойчивых в водных растворах, В. Латимером (1954) приводятся значения свободной энергии (см. табл. 1). В равновесии с этими ионами в дальнейшем рассматриваются пределы устойчивости касситерита — SnO_2 и герценбергита — SnS , для которых также известны термодинамические константы. Герценбергит — редкий минерал, но для более сложных сульфидов (например, станнина, тиллита) термодинамические данные отсутствуют. Следует учесть, что сложные сульфиды олова устойчивее, чем простая смесь сульфидов соответствующих металлов, а следовательно, свободная энергия, приходящаяся на молекулу SnS в станнине и в других сложных сульфидах, ниже, чем в герценбергите. Это, в свою очередь, означает, что область существования

таких соединений шире, чем область существования чистого сульфида олова.

Кристаллизация олова в виде сульфидов определяется концентрацией серы, которая находится в гидротермальных растворах в виде H_2S , HS^- и других форм. Сера рассматривается как вполне подвижный компонент.

Роль фтора как растворителя и переносчика олова рассматривается на основе реакций с участием иона SnF_6^{2-} , который, как известно, весьма устойчив в водных растворах.

Прежде чем перейти к условиям равновесия, остановимся на вопросах, связанных с экстраполяцией термодинамических констант на область повышенных температур. Наиболее точные результаты дает экстраполяция с учетом энтропий и теплоемкости веществ, участвующих в реакции. Соответствующая формула, с использованием которой производились расчеты равновесий при повышенных температурах, имеет вид

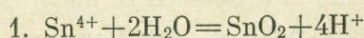
$$\Delta Z_p^T = \Delta Z_p^0 - \Delta S_p (T - 298) - \Delta \bar{C}_{p_p} (T \ln T - T - T \ln 298 + 298),$$

где ΔZ_p^T — свободная энергия реакции при температуре T ; ΔZ_p^0 — свободная энергия реакции в стандартных условиях; ΔS_p — энтропийный эффект реакции в стандартных условиях; $\Delta \bar{C}_{p_p}$ — алгебраическая сумма средних теплоемкостей реагирующих фаз в интервале от $298^\circ K$ до $T^\circ K$. Использование этой формулы предполагает знание соответствующих термодинамических параметров — энтропии и теплоемкости веществ.

Отсутствующие в литературе значения энтропии и теплоемкости ионов и нейтральных соединений в водном растворе вычислены приближенными методами, предложенными Конником и Пауэллом (Connick, Powell, 1953), Кобблом (Cobble, 1953), Криссом и Кобблом (Kriss, Cobble, 1964). Теплоемкость воды при высоких температурах рассчитывалась по уравнению $C_p = 7,93 + 16,95 \cdot 10^{-3} \cdot T + 2,67 \cdot 10^{-5} T^2$, приведенному в работе П. П. Будникова и О. П. Мчедлова-Петросяна (1960). Результаты вычислений даются в табл. 1.

Для всех реакций рассчитывались условия равновесия при температурах 25, 200, 300, $400^\circ C$. Расчеты при $400^\circ C$ используются для изучения процессов в водных растворах на том основании, что при высоких давлениях (1000 атм и более) плотность пара и его диэлектрическая постоянная приближаются к таковым для воды. Свидетельством того, что процессы минералообразования при этих температурах происходят в среде, имеющей свойства жидкости, служит также значительное количество жидкой фазы в газовой-жидких включениях во многих минералах, кристаллизовавшихся при этой температуре. Многочисленные материалы, доказывающие жидкое состояние гидротермальных и метаморфизирующих растворов, приводятся в работах Д. С. Коржинского (1940, 1955).

Перейдем к устойчивости минералов олова. Вначале ограничимся случаем низкой концентрации серы и фтора и рассмотрим растворимость касситерита с образованием ионов: Sn^{2+} , Sn^{4+} , $HSnO_2^-$ и $Sn(OH)_6^{2-}$. Область устойчивости касситерита в этом случае определяется следующими реакциями:



$$\Delta Z_{298} = -11,47 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -25,21 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -32,80 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = 40,96 \text{ ккал};$$

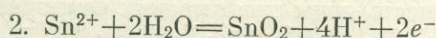
$$\lg K_{298} = -\frac{\Delta Z}{RT} = -\frac{-11,47}{1,364} = 8,4; \lg K_{473} = -\frac{-25,21}{2,164} = 11,63;$$

$$\lg K_{573} = -\frac{-32,80}{2,622} = 12,51; \lg K_{673} = -\frac{-40,96}{3,079} = 13,30;$$

Термодинамические константы веществ, использованные в работе

Вещество	ΔZ^0 , ккал/ моль (г-ион)	S^0 абс., э. е.	C_p^0 , кал/моль (г-ион)·град (°К)			
			298	298—473	298—573	298—673
Кристаллические вещества и жидкости						
H ₂ O	-56,69	16,72	18,00	17,2	18,4	19,9
SnO ₂	-124,2	12,5	12,57	12,3	13,2	14,2
SnS	-19,7	23,6	12,6	12,9	13,0	13,2
Ионы и молекулы в водном растворе						
H ⁺	0	-5	—	35	39	44
Sn ²⁺	-6,275	-15,9	—	6,1	6,7	7,3
Sn ⁴⁺	0,65	-121*	—	127	139	153
SnF ₆ ²⁻	-420	10	—	-66	-75	-83
HSnO ₂ ⁻	-98	15*	—	-88,3	-97	-105
Sn(OH) ₆ ²⁻	-310,5	12,4*	—	-99	-109	-119
F ⁻	-66,08	2,7	—	-66	-75	-82
HF	-70,41	26	—	2,5	4,7	8,4
HS ⁻	3,01	19,6	—	-66,4	-75,9	-83,1
H ₂ S	-6,54	29,2	—	119	130	140

* Рассчитанные значения энтропии.

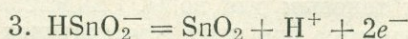


$$\Delta Z_{298} = -4,54 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -2,55 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = 4,17 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = -8,47 \text{ ккал};$$

$$E_{298}^0 = -0,098\text{В}; \quad E_{473}^0 = -0,055\text{В};$$

$$E_{573}^0 = -0,0904\text{В}; \quad E_{673}^0 = -0,184\text{В}.$$

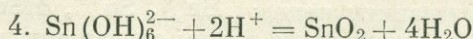


$$\Delta Z_{298} = -26,20 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -30,78 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -38,90 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = -51,64 \text{ ккал};$$

$$E_{298}^0 = -0,568\text{В}; \quad E_{473}^0 = -0,670\text{В};$$

$$E_{573}^0 = -0,845\text{В}; \quad E_{673}^0 = -1,120\text{В};$$



$$\Delta Z_{298} = -40,46 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -58,73 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -73,40 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = -90,91 \text{ ккал};$$

$$\lg K_{298} = 29,6; \lg K_{473} = 27,19; \lg K_{573} = 28,01; \lg K_{673} = 29,58.$$

Связь между окислительным потенциалом Eh, кислотностью pH и концентрациями растворенных веществ определяется уравнением

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{n_e F} \ln Q,$$

где $R = 8,314$ дж/град·моль — газовая постоянная; $F = 96496$ кулон — константа Фарадея; n_e — коэффициент при числе электронов в реакции;

Q — произведение активностей продуктов реакции, деленное на произведение активностей исходных веществ, при условии, что величина активности возведена в степень, показатель которой равен коэффициенту при веществе в химическом уравнении реакции:

$$E^0 = \frac{\Delta Z_p}{n_e \cdot 23,06}$$

(ΔZ_p — свободная энергия реакции, а 23,06 ккал/В — константа для перевода килокалорий в вольты). Активность твердых и жидких фаз принимается равной единице.

Здесь и в дальнейшем коэффициенты активности растворенных веществ, учитывая разбавленный характер гидротермальных растворов, принимаются равными единице. Тем самым допускается, что величина активности какого-либо компонента в растворе равна его концентрации. Концентрации всех веществ выражаются в единицах моляльности — количество молей вещества в 1000 г воды.

Вычисленные по указанной формуле значения кислотности и окислительного потенциала, при которых наступает равновесие приведенных выше реакций, показаны в табл. 2. Расчеты сделаны для случая, когда в равновесии с минералом находятся растворы с концентрацией олова 10^{-6} . При более низкой концентрации касситерит практически нерастворим и миграция олова в растворах исключена.

Построенные на основании расчетов диаграммы (для диапазона температур от 273 до 673° К) (рис. 1) показывают, что касситерит сохраняет свою устойчивость в области повышенных значений окислительного потенциала в очень широком диапазоне колебаний рН, причем растворимость его практически не зависит от температуры. Таким образом, перенос олова в условиях повышенных значений Eh весьма мало вероятен. Для миграции олова более благоприятны восстановительные условия, в которых устойчивы хорошо растворимые ионы Sn^{2+} и HSnO_2^- . Транспортировка олова в этом случае возможна без участия каких-либо сложных комплексных соединений, кислотных радикалов и т. п., наличие которых многие исследователи считают непременным условием переноса олова. Наиболее высока растворимость ионов двухвалентного олова в щелочных и кислых растворах, в условиях, близких к нейтральным, растворимость его снижается. На диаграммах видно, что в этой части поле касситерита выходит за пределы области устойчивости воды, предел существования которой рассчитан при давлении водорода 1 атм и 1000 атм. Учитывая приближенный характер расчетов, а также явления перенапряжения, благодаря которым вода сохраняет устойчивость в более восстановительных условиях, чем рассчитанные, вопрос о взаимоотношении поля воды и касситерита на основании имеющихся данных не может быть решен. Однако это не влияет на сделанные выводы о значительно более широких возможностях переноса олова в восстановительных условиях, чем в окислительных, и о том, что растворимость олова в восстановительных условиях меньше всего в средах, близких к нейтральным.

Миграция олова в восстановительных условиях может иметь место в случае низкой концентрации серы, увеличение концентрации серы вызывает кристаллизацию сульфидов олова. Чтобы оценить условия кристаллизации сульфидов олова в зависимости от температуры, окислительного потенциала, кислотности—щелочности и концентрации серы, рассмотрим реакции, определяющие устойчивость герценбергита (SnS) в равновесии с ионами Sn^{2+} , HSnO_2^- и касситеритом.

Сера в этих реакциях участвует в виде молекул H_2S и иона HS^- , граница распространения которых определяется из константы равновесия реакции $\text{H}_2\text{S} = \text{HS}^- + \text{H}^+$ при условии $[\text{H}_2\text{S}] = [\text{HS}^-]$, $K = \frac{[\text{HS}^-][\text{H}^+]}{[\text{H}_2\text{S}]}$,

Таблица 2

Равновесные значения Eh и pH реакций образования касситерита и герценбергита (номера реакций в таблице соответствуют номерам в тексте)

№ реак- ций	lg([HF] ⁺ +[F ⁺])	lg([H ₂ S] ⁺ +[HS ⁻] ⁺ +[S ²⁻])	298 °K			473°K			573 °K			673° K		
			pH*	Eh (pH=0)	Eh (pH=10)	pH*	Eh (pH=0)	Eh (pH=10)	pH	Eh (pH=0)	Eh (pH=10)	pH*	Eh (pH=0)	Eh (pH=10)
1			-0,6	—	—	-1,4	—	—	-1,6	—	—	-1,8	—	—
2			—	0,079	-1,101	—	+0,227	-1,653	—	-0,249	-2,011	—	0,216	-2,454
3			—	-0,391	-0,686	—	-0,388	-0,858	—	-0,506	-1,071	—	-0,720	-1,388
4			11,8	—	—	10,6	—	—	11,0	—	—	11,79	—	—
5		-1	0,98	—	—	2,88	—	—	4,18	—	—	6,0	—	—
		-2	1,48	—	—	3,37	—	—	4,68	—	—	5,5	—	—
6		-1	—	—	—	7,27	—	—	4,92	—	—	2,99	—	—
		-2	—	—	—	6,27	—	—	3,92	—	—	1,99	—	—
6a		-1	10,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		-2	9,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7		-1	—	0,022	-0,568	—	-0,034	-1,974	—	-0,223	-1,353	—	-0,517	-1,852
		-2	—	-0,008	-0,598	—	-0,081	-1,021	—	-0,280	-1,410	—	-0,583	-1,918
7a		-1	—	0,230	-0,645	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		-2	—	0,199	-0,676	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	1	—	-1,13	—	—	2,41	—	—	3,7	—	—	5,3	—	—
	2	—	-4,13	—	—	-0,59	—	—	0,7	—	—	2,3	—	—
9	1	—	5,33	—	—	6,2	—	—	7,4	—	—	8,8	—	—
	2	—	6,82	—	—	7,7	—	—	8,9	—	—	10,3	—	—
10	1	-1	—	-0,042 ³	-1,222	—	0,180	-1,700	—	0,197	-2,063	—	—	—
		-2	—	-0,070 ⁴	-1,250	—	0,133	-1,747	—	0,141	-2,119	—	—	—
	2	-1	—	-0,219 ⁵	-1,399	—	-0,102	-1,982	—	-0,142	-2,402	—	—	—
11	1	-1	—	-0,607	-0,017	—	-1,216	-0,276	—	—	—	—	—	—
		-2	—	-0,637	-0,047	—	-1,263	-0,323	—	—	—	—	—	—
	2	-1	—	-0,784	-0,194	—	-1,498	-0,558	—	—	—	—	—	—

Примечание. pH* — значение pH для электрически нейтральных реакций.

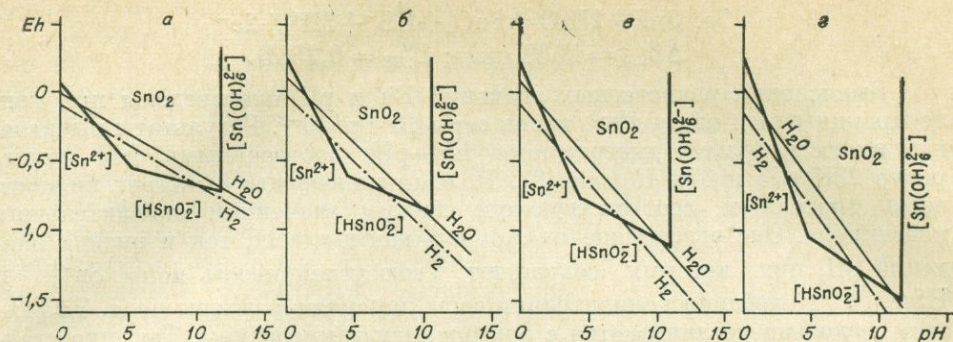
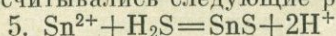


Рис. 1. Условия устойчивости касситерита в воде в координатах Eh — pH при температурах 298°K (а), 473°K (б), 573°K (в) и 673°K (г) и концентрациях Sn^{2+} , HSnO_2^- и $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$ равных 10^{-6} . Показана граница устойчивости воды при давлении водорода 1 атм (сплошная тонкая линия) и 1000 атм (штрих-пунктирная линия). В квадратных скобках даны формулы веществ, находящихся в растворе.

откуда следует: $[\text{H}^+] = K$ $\text{pH} = -\lg[\text{H}^+] = -\lg K$. Для этой реакции в стандартных условиях имеем: $\lg K_{298} = -7$, $\text{pH} = -\lg K = -7$. Следовательно, в щелочной среде ($\text{pH} > 7$) преобладают ионы HS^- , в кислой ($\text{pH} < 7$) молекулы H_2S . Расчет константы диссоциации сероводорода, проводившийся с использованием уравнения, рекомендованного И. Л. Ходаковским и др. (1965):

$$\text{p}K_1^T = \frac{5651}{T} - 26,71 + 0,04942T,$$

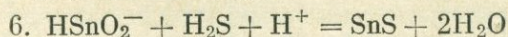
показал, что диссоциация сероводорода происходит в сильно щелочной среде ($\text{p}K_1^{473} = 8,62$; $\text{p}K_1^{573} = 11,48$; $\text{p}K_1^{673} = 14,94$). В связи с этим расчеты пределов устойчивости сульфида олова для повышенных температур производятся с учетом участия недиссоциированной H_2S для стандартных условий; реакции, протекающие в щелочной среде, рассчитаны с участием иона HS^- . Теплоемкости H_2S и HS^- вычислены с использованием констант диссоциации. Рассчитывались следующие реакции:



$$\Delta Z_{298} = -6,88 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -2,71 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = +3,55 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = +12,31 \text{ ккал};$$

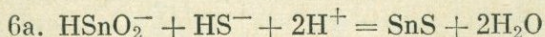
$$\lg K_{298} = 5,05; \lg K_{473} = 1,25; \lg K_{573} = -1,35; \lg K_{673} = -3,99.$$



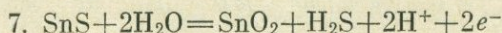
$$\Delta Z_{298} = -28,54 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -30,84 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -31,27 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = 30,76 \text{ ккал};$$

$$\lg K_{298} = 20,9; \lg K_{473} = 14,27; \lg K_{573} = 11,92; \lg K_{673} = 9,99.$$



$$\Delta Z_{298} = -38,09 \text{ ккал}; \lg K_{298} = 27,9.$$

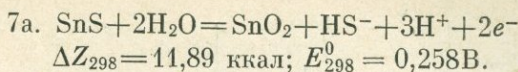


$$\Delta Z_{298} = 2,34 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = 0,06 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -7,73 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = -20,88 \text{ ккал};$$

$$E_{298}^0 = 0,051\text{В}; E_{473}^0 = 0,001\text{В};$$

$$E_{573}^0 = -0,167\text{В}; E_{673}^0 = -0,450\text{В}.$$



Вычисления равновесных значений Eh и pH произведены при концентрации ионов олова 10^{-6} , ионов серы 10^{-1} и 10^{-2} . Результаты вычислений иллюстрируются диаграммами Eh—pH, построенными для температур 298, 573 и 673°K (рис. 2). Поле герценбергита занимает нижнюю часть диаграммы, соответствующую низким значениям окислительного потенциала. Оно ограничено со стороны как высоких, так и низких значений pH, при которых сохраняют свою устойчивость ионы Sn^{2+} и HSnO_2^- . Колебания концентрации серы изменяют размеры поля. Эффект этот несколько увеличивается с повышением температуры. Так, для стандартных условий уменьшение концентраций серы в 10 раз сокращает поле только на единицу pH и Eh примерно на 0,03 В, при 473, 573 и 673°K оно сокращается на 1,5 единицы pH и соответственно на 0,047, 0,056 и 0,067 В. Значительно сильнее влияет на устойчивость сульфида олова изменение температуры. Это хорошо видно из сравнения приводимых диаграмм.

В стандартных условиях при концентрации серы 10^{-1} SnS устойчив в пределах pH от 1 до 10, при 473°K — от 2,8 до 7,3, при 573°K — от 4,1 до 5, а при 673°K при этой концентрации серы сульфид олова уже не образуется.

Зависимость от температуры иллюстрируется также диаграммой суммарная концентрация серы — щелочность (рис. 3). Экстремальная точка, ниже которой сульфид олова не устойчив ни при каких значениях pH, сильно смещается с изменением температуры. При стандартной температуре кристаллизация сульфида олова начинается при концентрации серы порядка $10^{-9,5}$, при 473°K — около 10^{-4} , 573°K — порядка 0,1, а при 673°K концентрация серы должна превышать 10 моль/кг воды.

Относительно оси pH экстремальная точка почти не смещается, и кристаллизация SnS независимо от температуры быстрее всего наступит в слабокислых растворах с pH около 5.

С повышением температуры поле сульфида олова уменьшается также за счет смещения его в область пониженных значений окислительного потенциала. Так, для $[\text{H}_2\text{S}] = 10^{-1}$ при стандартных условиях сульфид олова устойчив в поле существования воды, при 473°K верхняя граница его устойчивости почти совпадает с расчетной границей поля воды, а при 573°K уже находится ниже последней. Что касается более сложных суль-

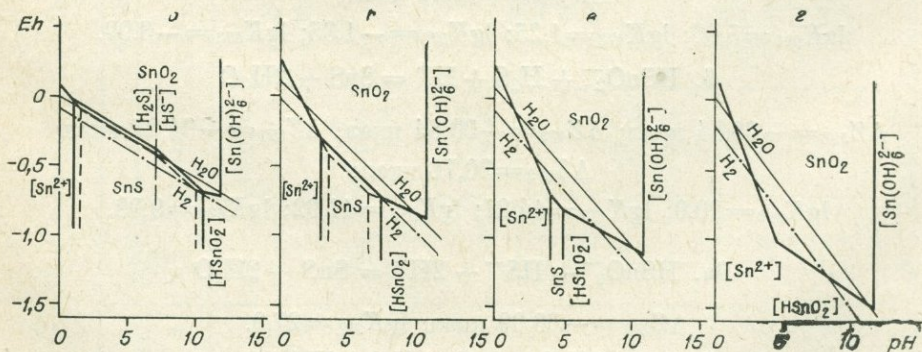


Рис. 2. Условия устойчивости касситерита и герценбергита в воде при температурах 298°K (а), 473°K (б), 573°K (в) и 673°K (г), концентрациях Sn^{2+} , HSnO_2^- и $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$, равных 10^{-6} , суммарной концентрации серы 10^{-1} и 10^{-2} (штриховая линия). Граница устойчивости воды показана при давлении водорода 1 атм (сплошная тонкая линия) и 1000 атм (штрих-пунктирная линия). В квадратных скобках — формулы веществ, находящихся в растворе.

фидов олова, таких как станнин, тиллит и др., то, как было сказано выше, учитывая их более низкую свободную энергию (по сравнению со свободной энергией сульфидов отдельных металлов), следует ожидать, что пределы их устойчивости при тех же внешних условиях будут шире, чем таковые для SnS.

Следует отметить четко проявленную зависимость устойчивости сульфидов олова от температуры. Наиболее благоприятны для их отложения относительно низкотемпературные (ниже 200—250° С), близкие к нейтральным, слабощелочные и особенно слабокислые растворы с повышенными восстановительными свойствами. При высоких температурах в восстановительных условиях перенос олова, по-видимому, возможен даже в весьма богатых сероводородом растворах при концентрациях последнего порядка десятых долей моля на литр. Присутствие в растворах меди, железа, свинца и других металлов, которые входят в состав сульфостаннатов, способствует отложению олова.

Многие исследователи считают, что в отложении и переносе олова большую роль играют соединения его с фтором. Тесная связь оловянной минерализации с содержащими фтор минералами отмечена Добре более века назад. Он впервые предположил, что образование касситерита связано с разложением его фтористых соединений. Последующими работами уточнялся возможный состав комплексных соединений олова, выяснялись условия их гидролиза, тогда как основная идея о кристаллизации касситерита за счет разлагающихся растворимых фтористых соединений олова не изменилась. Необходимо отметить только, что Добре и некоторые другие исследователи связывали разложение полевых шпатов и образование топоза, флюорита, мусковита и кварца с плавиковой кислотой, выделяющейся при отложении касситерита. Если учесть масштабы мусковитизации, флюоритизации, топазитизации, с одной стороны, и количество образовавшегося касситерита — с другой, то вероятнее, что выделение касситерита является функцией концентрации фтористой кислоты в гидротермальных растворах. Уменьшение этой концентрации при кристаллизации минералов, содержащих фтор, вызывает разложение фтористых комплексных соединений и кристаллизацию касситерита, а не наоборот. Отсюда же следует вывод о том, что невозможно указать точные значения pH, при которых будут распадаться комплексные соединения фтора, какова бы ни была их конкретная форма. Значения pH распада этих комплексов являются функцией концентрации фтористоводородной кислоты. Чем выше ее концентрация, тем устойчивее комплексные соединения и тем шире пределы условий, в которых эти комплексы могут существовать.

Считается, что наиболее подходящим для переноса олова из известных соединений олова является комплексный ион $\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6^{2-}$. Такая форма написания принята на том основании, что в природных водных растворах, содержащих фтор, трудно предполагать наличие чистого соединения Na_2SnF_6 (Барсуков, 1957). В настоящее время у нас нет данных, чтобы судить о том, существует ли комплекс такого вида. Если он диссоциировал, то соотношения между известными соединениями $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$ и SnF_6^{2-} можно представить в виде реакции

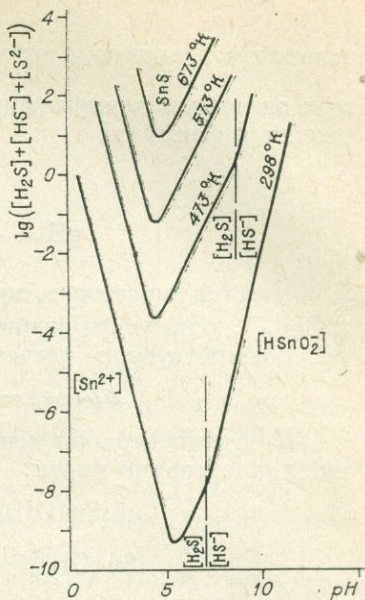
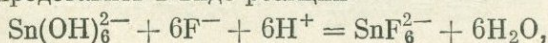


Рис. 3. Зависимость устойчивости SnS от концентрации серы и pH в восстановительной среде при разных температурах. Концентрации Sn^{2+} и SnO_2^- приняты 10^{-6} .

константа равновесия которой $K = \frac{[\text{SnF}_6^{2-}]}{[\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}] \cdot [\text{F}^-]^6 \cdot [\text{H}^+]^6}$. При заданных значениях концентраций равновесные значения $\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]$ определяются формулой

$$\text{pH} = \frac{\lg \frac{\text{SnF}_6^{2-}}{\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}} + \lg K - 6 \lg \text{F}^-}{6}$$

Подставляя соответствующие значения концентраций ионов $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$ и SnF_6^{2-} , определим величину pH для любого их соотношения в растворе. Соответствующие расчеты для температуры 400°C дали:

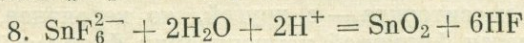
$$\Delta Z_{400} = -161,87 \text{ ккал}; \lg K_{400} = +52,6.$$

При концентрации иона фтора $[\text{F}^-] = 10$ в зависимости от соотношения концентраций имеем:

$$\begin{aligned} [\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}] &= [\text{SnF}_6^{2-}] & \text{pH} &= 9,67 \\ [\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}] &= \frac{1}{1000} [\text{SnF}_6^{2-}] & \text{pH} &= 9,17 \\ \frac{1}{1000} [\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}] &= [\text{SnF}_6^{2-}] & \text{pH} &= 10,15. \end{aligned}$$

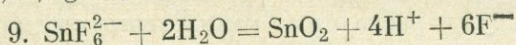
Изменение соотношения между концентрациями ионов SnF_6^{2-} и $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$ в миллион раз происходит при изменении кислотности на единицу pH ; следовательно, совместное существование этих ионов возможно в очень узком интервале кислотности. Вопрос о существовании и устойчивости комплекса типа $\text{Sn}(\text{OH},\text{F})_6^{2-}$ представляется весьма важным для решения проблем миграции олова, но он еще не изучен. Поэтому в дальнейшем принимается, что олово в присутствии HF образует комплекс SnF_6^{2-} , для которого Латимером (1954) приводятся термодинамические константы. Условия гидролиза этого соединения с образованием касситерита и герценбергита рассмотрим на основе приводимых ниже реакций.

Реакции разложения этого комплексного иона протекают различно в зависимости от того, в диссоциированном или не диссоциированном состоянии находится фтористоводородная кислота. Рассмотрим оба случая.



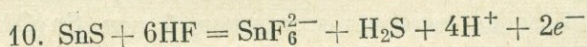
$$\Delta Z_{298} = -13,28 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -36,47 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -50,75 \text{ ккал}; \\ \Delta Z_{673} = -66,95 \text{ ккал};$$

$$\lg K_{298} = 9,74; \lg K_{473} = 16,83; \lg K_{573} = 19,37; \lg K_{673} = 22,58.$$



$$\Delta Z_{298} = 12,7 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = 27,94 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = 46,51 \text{ ккал}; \\ \Delta Z_{673} = 71,36 \text{ ккал};$$

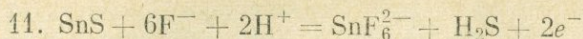
$$\lg K_{298} = -9,32; \lg K_{473} = -12,92; \lg K_{573} = -17,74; \lg K_{673} = -23,18.$$



$$\Delta Z_{298} = 15,72 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = 36,53 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = 42,96 \text{ ккал}; \\ \Delta Z_{673} = 46,06 \text{ ккал};$$

$$E_{298}^0 = 0,341\text{В}; \quad E_{473}^0 = 0,791\text{В};$$

$$E_{573}^0 = 0,931\text{В}; \quad E_{673}^0 = 1,000\text{В}.$$



$$\Delta Z_{298} = -10,36 \text{ ккал}; \Delta Z_{473} = -27,88 \text{ ккал}; \Delta Z_{573} = -54,24 \text{ ккал};$$

$$\Delta Z_{673} = -91,84 \text{ ккал};$$

$$E_{298}^0 = -0,224\text{В}; \quad E_{473}^0 = -0,605\text{В};$$

$$E_{573}^0 = -1,174\text{В}; \quad E_{673}^0 = -1,988\text{В}.$$

Результаты расчетов равновесных значений Eh и pH при концентрации ионов олова 10^{-6} , серы 10^{-1} и 10^{-2} сведены в табл. 2 и показаны на диаграммах Eh—pH (рис. 4). Вычисления показывают, что повышение концентрации фтора в растворах до 1—5 молей на 1000 г H_2O приводит к разложению касситерита. Разложение его начинается при значениях pH, соответствующих таковым диссоциации фтористоводородной кислоты. По мере увеличения ее концентрации растворимость касситерита увеличивается, распространяясь на область как более кислых, так и более щелочных сред. Это хорошо видно на диаграмме pH — lg ([HF] + [F⁻]) (рис. 5), где четко вырисовываются экстремальные точки кривых разложения касситерита, построенных для разных температур. Эти точки соответствуют минимальным значениям концентрации фтора; ниже этих точек касситерит устойчив в диапазоне pH, который определяется другими реакциями, не зависящими от концентраций фтора. При концентрациях фтора более высоких, чем экстремальные, касситерит сохраняет устойчивость в области более кислых и более щелочных по отношению к экстремальной точке составов раствора.

На диаграммах Eh—pH, представляющих сечения пространственной диаграммы Eh—pH—lg ([HF] + [F⁻]) при lg ([HF] + [F⁻]) = const, это выражается в раздвоении полей устойчивости касситерита. При очень высокой активности фтора одно из полей или оба поля выклиниваются полностью. Однако устойчивость касситерита в кислых условиях значительно ниже, чем в щелочных, особенно при низких температурах. Это связано со смещением экстремальной точки в зависимости от температуры. При низких температурах экстремальная точка расположена в области кислых составов и экстремум достигается при меньшей концентрации фтора. Повышение температуры смещает экстремальную точку в сторону более щелочных составов, и достигается она при несколько более высокой концентрации фтора.

Влияние повышенных концентраций фтора отчетливо видно на диаграммах Eh—pH, построенных для суммарной концентрации фтора 10 и 100 молей на 1000 г H_2O (см. рис. 4)*.

При низких температурах и концентрации фтора 10 молей на 1000 г воды касситерит растворяется в средах с pH 5,3. Одновременно несколько сокращается область существования сульфидов олова, однако в близлежащих щелочных средах устойчивость этих минералов сохраняется без изменений. Повышение температуры до 200°С вызывает растворение касситерита в интервале pH от 2,4 до 6,2. Касситерит здесь устойчив в слабощелочных и очень кислых средах, хотя появление растворов с pH порядка 2,5 в гидротермальных условиях маловероятно. Одновременно в восстановительной среде могут существовать сульфиды олова, поле которых хотя и редуцировано за счет реакции с фтором, но достаточно велико и, главное, распространяется на область кислых составов, где касситерит неустойчив. Расчеты для 300°С показывают, что касситерит растворим в средах с pH от 3,7 до 7,4, т. е. вполне реальна кристаллизация его как в кислых, так и в щелочных условиях. Появление сульфидов олова маловероятно, так как их отложение происходит только в резко восстанови-

* Принятые авторами концентрации фтора для природных условий нереально высокие. (Прим. ред.).

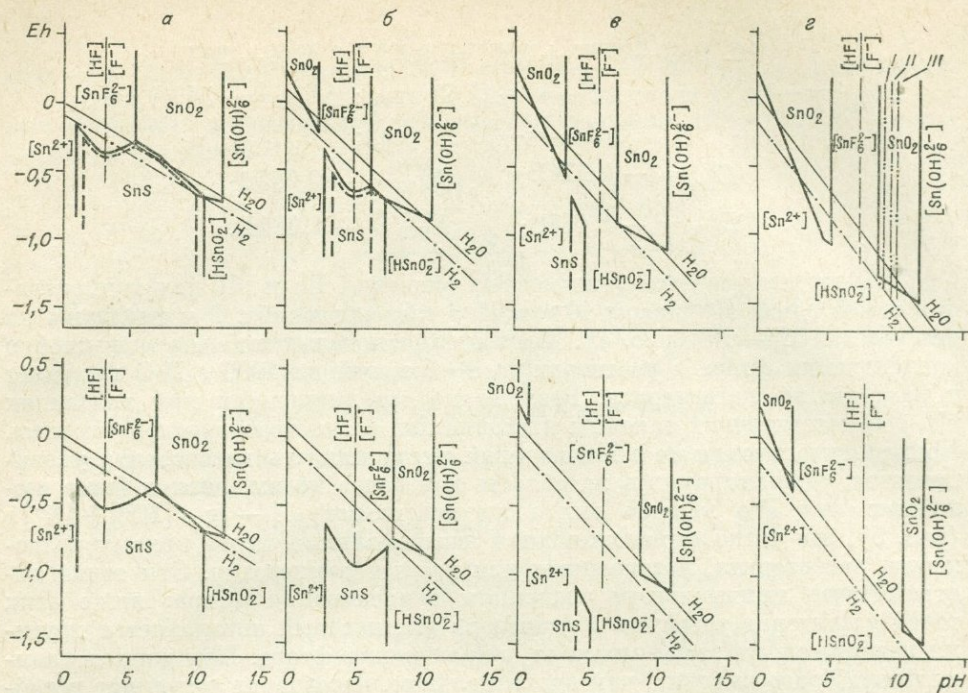


Рис. 4. Условия устойчивости касситерита и герценбергита в воде при температурах 298°K (а), 473°K (б), 573°K (е) и 673°K (з) и суммарной концентрации фтора, равной 10 (верхний ряд диаграмм) и 100 (нижний ряд). Концентрации Sn^{2+} , HSnO_2^- и SnF_6^{2-} равны 10^{-6} , суммарная концентрация серы 10^{-1} и 10^{-2} (жирный пунктир). Граница устойчивости воды показана при давлении водорода 1 атм (сплошная тонкая линия) и 1000 атм (штрих-пунктирная линия). На диаграмме «з» в верхнем ряду знаком — · — · — · показаны изолинии с отношением концентраций SnF_6^{2-} к Sn(OH)_6^{2-} 100 : 1 (I), 1 : 1 (II) и 1 : 1000 (III). В квадратных скобках — формулы веществ, находящихся в растворе.

тельной среде и весьма узком диапазоне pH — от 4 до 5. Дальнейшее возрастание температуры расширяет устойчивость касситерита в кислой среде. Экстраполяция до 400°С показывает, что SnO_2 возникает при $\text{pH} < 5,3$. Одновременно вторая граница смещается в область сильно щелочную, и здесь касситерит кристаллизуется при $\text{pH} > 8,8$.

Вычисления для концентрации фтора 100 молей на 1000 г воды показывают, что образование минералов олова в этих условиях практически исключено, кроме, может быть, очень низкотемпературных условий (менее 200°С), когда кристаллизация касситерита возможна в слабощелочных средах.

Если сравнить приведенные диаграммы (см. рис. 3 и 5), можно видеть, что увеличение концентрации фтора всего в 100 раз (от 1 до 100 молей на 1000 г воды) приводит к растворению касситерита и сульфидов олова в весьма широком диапазоне условий, в сущности исключая появление этих минералов в реальных условиях. Не останавливаясь на достоверности полученных числовых значений (они будут меняться с уточнением термодинамических характеристик), можно уверенно говорить о несомненно большой роли фтора в формировании оловянных месторождений и в транспортировке олова. Однако для того, чтобы было возможным такое влияние, концентрации фтора в гидротермах должны быть достаточно высокими. При менее высоких концентрациях образование иона SnF_6^{2-} не происходит и роль фтора в процессе переноса и отложения олова быстро падает.

Результаты вычислений, проиллюстрированные диаграммами Eh—pH и pH—lg([HF] + [F⁻]), показывают, что условия отложения и переноса олова весьма сложны и разнообразны даже при схематическом их рассмотрении. Это находит отражение в большом разнообразии условий формирования месторождений и рудопроявлений олова. Остановимся на некоторых особенностях происхождения оловянных месторождений, которые могут быть пояснены с помощью рассчитанных диаграмм.

Перенос олова гидротермальными растворами осуществляется легче всего в восстановительных условиях в виде легкорастворимых ионов Sn²⁺ и HSnO₂⁻. Здесь, по-видимому, отпадает необходимость предполагать наличие каких-либо сложных комплексов с галогенами, бором, серой и т. п., хотя сказанное не служит основанием отвергать их существование. Восстановительный характер растворов, формирующих оловянные месторождения, подтверждается их минералогическим составом. Особенно хорошо это видно на месторождениях таг

называемой силикатно-сульфидной группы. Свидетелями восстановительного характера среды здесь являются минералы, содержащие двухвалентное железо, прежде всего хлориты и турмалины. Эти минералы настолько типичны, что в классификации Е. А. Радкевич (1947) выделены особые типы месторождений: турмалиново-сульфидный и хлорит-сульфидный. Высокие содержания двухвалентного железа в хлоритах и турмалинах этих месторождений подтверждаются многочисленными анализами и оптическими измерениями (Радкевич, 1941; Шилин, Иванова, 1954; Толук; 1964; и др.). Кроме того, для многих из этих месторождений характерны минералы, содержащие двухвалентный марганец: мангананкерит и родохрозит. Присутствие сидерита, сульфидов железа, особенно пирротина, свидетельствует о восстановительном характере среды (Маракушев, 1963).

Растворы, формировавшие эти месторождения, имели низкий окислительный потенциал. При высоких температурах в них, как показывают расчеты, могло концентрироваться олово. Образованию касситерита в этих условиях мешал низкий окислительный потенциал, кристаллизации сульфидов не благоприятствовала высокая температура. Кристаллизация касситерита начинается при увеличении окислительного потенциала, что может быть обусловлено влиянием вмещающих пород, окислительный потенциал которых поддерживается на высоком уровне за счет, например, больших содержаний окисного железа. Другим возможным фактором является эффект повышения щелочности растворов, обычно сопровождаемый увеличением степени окисления (Перчук, 1964; Коржинский, 1966). Анализ минерального состава оловоносных рудных тел и вмещающих пород показывает, что железистый хлорит и турмалин, слагающие рудные тела, часто сменяются в контактах жил магнетитом и гематитом, как описано, например, Б. Л. Флёровым и Я. В. Яковлевым (1965) для Эге-Хайского месторождения в Якутии. На Октябрьском месторождении в Приморье А. А. Толук (1964), основываясь на разнице величин показателей преломления хлоритов в центральной и краевой частях метасоматической зоны, установил

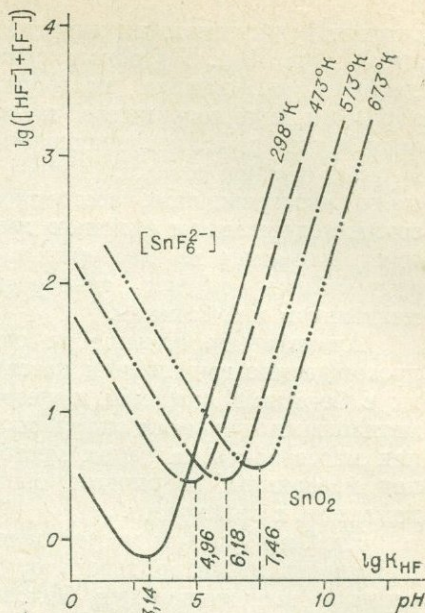


Рис. 5. Влияние концентрации фтора и pH на устойчивость касситерита при разных температурах $[SnF_6^{2-}] = 10^{-6}$.

снижение железистости хлорита с приближением к контакту с вмещающими породами. Подобные факты подтверждают зависимость окислительного потенциала растворов от взаимодействия с вмещающими породами и одновременно подтверждают, что отложение касситерита происходит при повышающемся химическом потенциале кислорода. В связи с этим отметим также, что наиболее ранние хлориты Октябрьского месторождения, ассоциирующие с касситеритом, отличаются высоким содержанием окисного железа. На некоторых других месторождениях, например на месторождениях Чаунской губы (Вазбуцкий, 1941), описывались случаи одновременной кристаллизации касситерита с магнетитом и гематитом.

Аналогичное повышение окислительного потенциала растворов, сопровождаемое выделением касситерита, наблюдалось при взаимодействии их с богатыми окисным железом андрадит-магнетитовыми, андрадит-гематитовыми породами скарных месторождений. Характерно, что основная масса олова на таких месторождениях, выделенных Е. А. Радкевич под названием скарных магнетитового типа, локализуется вблизи контактов с гранитами.

На Октябрьском месторождении А. А. Толлок отмечает четкую приуроченность касситеритового оруденения к контакту кварцево-слюдистых пород с вышележащими богатыми основаниями кварцево-хлоритовыми с турмалином породами. Однако на основании подобных примеров трудно судить о том, что является решающим фактором отложения касситерита: повышение окислительного потенциала, связанное с повышением щелочности, или само повышение щелочности, как считает В. А. Жариков (1966). Из приведенных диаграмм (см. рис. 1) видно, что растворимость олова в нейтральных средах в восстановительных условиях ниже, чем в кислых и щелочных, следовательно, нейтрализация кислых растворов, как и повышение окислительного потенциала, способствует кристаллизации касситерита. Решение вопроса о том, в каких случаях какой из этих двух тесно связанных между собой факторов является «решающим», требует специальных исследований.

Понижение температуры гидротермальных растворов изменяет характер оловянной минерализации. При температурах порядка 200°C , как показывают расчеты, сильно увеличивается устойчивость сульфидов олова.

Действительно, как показывают исследования включений (Рябов, 1966), при температуре $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$ на многих месторождениях начинается кристаллизация станнина. На месторождениях Тетюхинского рудного района — Монастырском, Ахобинском и других — М. И. Ефимовой (1966), по данным гомогенизации и декренизации включений, установлено, что температура отложения сульфидных руд со станнином составляла $200\text{--}260^{\circ}$, иногда до 280°C , тогда как ранние кварц-касситеритовые руды отлагались главным образом при температурах выше 300°C . Присутствие хлорита, сидерита и полное отсутствие минералов, содержащих трехвалентное железо, свидетельствуют о существовании здесь восстановительных условий на всех стадиях процесса. Однако и при температурах порядка 200°C кристаллизация сульфидов олова ограничена величиной окислительного потенциала и концентрацией серы. Колебаниями этих величин определяются сложные и разнообразные взаимоотношения сульфидов олова и касситерита на большинстве низкотемпературных месторождений.

В тех случаях, когда окислительный потенциал гидротермальных растворов в низкотемпературную сульфидную стадию поддерживается на высоком уровне, в рудах вместе с галенитом и сфалеритом кристаллизуется касситерит, как, например, на месторождении Ванчин в Приморье. В рудах этого и других месторождений наряду с пирротинном в значительных количествах появляются пирит, марказит, иногда маг-

нетит. О решающей роли окислительного потенциала, а не активности серы, свидетельствуют многочисленные факты ассоциации касситерита с пиритом — минералом, богатым серой, но кристаллизующимся в более окислительной обстановке, чем пирротин. Ассоциация касситерита с пиритом характерна для Смирновского месторождения в Забайкалье, отмечается в рудных телах месторождения Лифудзин и во многих других месторождениях Приморья.

Замещение раннего пирротина, находившегося в парагенезисе с сульфидами олова, ассоциацией пирита, марказита и касситерита типично для многих сульфидно-касситеритовых месторождений и связано с некоторым возрастанием окислительного потенциала либо с повышением кислотности растворов в конце сульфидного этапа. Оно хорошо проявлено в Боливии на месторождениях Лалагуа, отмечается на Дальнем и Дальнеэтажном месторождениях Приморья и, вероятно, имело место на Смирновском месторождении в Забайкалье. В некоторых случаях этот процесс, видимо, способствует появлению окисных минералов. Так, на Синанчинском месторождении ранние станиновые руды замещаются касситеритом одновременно с широким развитием магнетита (Радкевич, 1948). Здесь возрастание Eh, вероятно, сопровождалось снижением концентрации серы в поздние стадии процесса. Влияние концентрации серы отчетливо обнаруживается на Смирновском месторождении в Приморье, где можно видеть выделения станина на контакте касситеритсодержащих карбонатных прожилков с ранними сульфидами. Градиентом активности серы, вероятно, следует объяснить появление станина на контакте касситерита со сфалеритом (Материков, 1947).

Мы рассмотрели минеральные ассоциации касситеритовых месторождений, залегающих на удалении от источников растворов и сравнительно низкотемпературных. Большой интерес представляет вторая группа месторождений олова — силикатно-кварцевая, к которой относятся залегающие вблизи источников растворов оловоносные граниты, пегматиты, грейзены, кварц-касситеритовые месторождения. Образование месторождений этой группы обычно связывают с обогащенными фтором эманациями. Расчеты показали, что соединения четырехвалентного олова с фтором устойчивы только в окислительной обстановке. Поэтому трудно ожидать, что на всех месторождениях силикатно-кварцевой группы перенос олова обусловлен присутствием фтора. Более вероятно, что доставка олова осуществлялась на многих из них в тех же восстановленных двухвалентных формах, что и на месторождениях силикатно-сульфидной группы, а присутствие фтора на некоторых из них влияло лишь на характер и место отложения касситерита. Решающую роль концентрации фтора играли только на тех месторождениях, где гидротермальные растворы имели окислительный характер.

Рассмотрим особенности некоторых месторождений силикатно-кварцевой группы. Появление касситерита в наиболее высокотемпературных месторождениях олова отмечается в стадии повышения кислотности. Повышение кислотности растворов, циркулирующих вдоль зон трещиноватости, приводит к выносу олова из мусковитизированных гранитов с последующим отложением его на более высоких горизонтах. Это убедительно было показано В. Л. Барсуковым (1957) на примере Чудского месторождения на Алтае. Приводимые на рис. 4 диаграммы подтверждают, что в присутствии фтора растворимость олова в щелочных растворах в определенном интервале pH понижается и, следовательно, именно повышение кислотности может привести к растворению касситерита. На более высоких горизонтах при дальнейшем повышении кислотности условия снова благоприятствуют отложению касситерита, даже если концентрация фтора не будет понижаться.

Но особенно благоприятны для отложения олова условия, когда происходит кристаллизация минералов, содержащих фтор. Это вызывает

уменьшение концентрации фтора в растворах, гидролиз фтористых соединений олова и обильное отложение касситерита, выделяющегося иногда в виде скрытокристаллических масс, свидетельствующих о быстрой кристаллизации его из пересыщенных растворов. Примером месторождений, образовавшихся в таких условиях, может, вероятно, служить Карадубское на Малом Хингане (Ицксон и др., 1959; Федчин, 1964). Низкая железистость минералов и высокое содержание трехвалентного железа в химических анализах этого месторождения указывают на окислительную обстановку формирования рудных тел. Почти полное отсутствие касситерита в краевых зонах грейзенов подтверждает также вывод о том, что в окислительной обстановке наличие фтора — основное условие переноса олова и уменьшение его концентрации затрудняет перемещение олова.

Примером месторождений, где фтор играл, возможно, важную, но не всегда определяющую роль, служат некоторые оловянные месторождения Забайкалья. Так, на Этыкинском месторождении (Левицкий и др., 1963) касситерит в составе топазово-кварцевых жил отлагается в течение трех стадий минералообразования, хотя топаз широко распространен только в первую стадию. Во вторую стадию в рудах, кроме касситерита, отлагается станнин, ассоциирующий с пирротинном. В рудных жилах постоянно присутствует циннвальдит, встречается вольфрамит. На последних стадиях широкое распространение получают жильбертит, альбит, калиевый полевой шпат. На участке Втором этого месторождения в первую стадию касситерит кристаллизуется в ассоциации с микроклином, кварцем, альбитом, циннвальдитом. Такой порядок кристаллизации свидетельствует о закономерной смене кислотности растворов от щелочных к кислым и затем снова к щелочным, причем касситерит приурочен преимущественно к кислым фациям. Привнос олова здесь осуществлялся, по-видимому, в восстановительной среде, что подтверждается присутствием циннвальдита с высоким содержанием двухвалентного железа, вольфрамита и пирротина.

Полученные выводы основываются на термодинамических расчетах с использованием физико-химических констант ряда изученных соединений олова. В настоящее время нет материалов, позволяющих судить о геологической роли других соединений олова. Тем не менее следует остановиться на значении соединений олова с хлором. Олово образует с хлором комплексное соединение SnCl_6^{2-} , аналогичное рассмотренному выше иону SnF_6^{2-} и также устойчивое при повышенных температурах (Некрасов, 1953). Термодинамические константы этого иона неизвестны, но если они близки к таковым комплекса SnF_6^{2-} , то роль хлора в переносе и отложении олова может быть весьма значительной. Принимая во внимание то, что характер реакций с хлором аналогичен приведенным выше реакциям с фтором, можно ожидать, что влияние этого галогена на процесс минералообразования будет сходным с тем, которое оказывает фтор. Существенная разница заключается в том, что концентрации хлора в растворах, как правило, более высокие, чем фтора. Он не образует самостоятельных минералов, содержание его в гидротермальных растворах понижается медленнее, и, следовательно, возможности для переноса олова на большие расстояния значительно шире. В связи с этим особого внимания заслуживает факт наличия больших количеств галита в газовой-жидких включениях минералов на месторождениях Комсомольского рудного района, установленный работами А. М. Кокорина и П. Г. Коростелева. Весьма возможно, что в формировании протяженных рудных тел этого крупного оловянного месторождения важную роль играли комплексные соединения олова с хлором. Дальнейшее изучение химии олова, его комплексных соединений и физико-химических свойств этих соединений, по-видимому, является задачей ближайшего

будущего. Решение этой задачи поможет уточнить, дополнить или изменить некоторые из полученных выводов.

Авторы признательны И. Н. Говорову за неоднократное обсуждение и помощь в подборе материала и В. Г. Судзеловской за помощь в вычислениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л.* К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—45.
- Бартоп П. Б.* Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 37—72.
- Будников П. П., Мчедлово-Петросян О. П.* К термодинамике изменения каолинита при нагревании. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 2, с. 349—350.
- Вазбуцкий Г. Л.* Касситеритовые жилы с гематитом из района Чаунской губы. — «Геология и минералогия Чаунского района», 1941, т. 9, с. 23—29. (Тр. Горно-геол. упр.)
- Гаррелс Р. М.* Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962, 306 с.
- Ефимова М. И.* Температурные условия образования жильных оловяно-цинково-цинковых месторождений южной части Тетюхшского рудного района. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 3, с. 125—131.
- Жариков В. А.* Условия образования скарновых руд. — В кн.: Генетические проблемы руд. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Probl. 16). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 38—49.
- Ицикзон Г. В. и др.* Оловорудные месторождения Малого Хингана. — «Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия», 1959, т. 27, с. 7—53.
- Коржинский Д. С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — «Тр. ИГН АН СССР», 1940, вып. 12, № 5, с. 1—273.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности послемагматических растворов. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 12, с. 3—12.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 7—14. (Тр. I конф. по околорудн. метасоматозу).
- Латимер В.* Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., ИЛ, 1954, 400 с.
- Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А.* Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1963, вып. 100, с. 1—122.
- Маракушев А. А.* О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образовании сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях. — «Геол. рудн. месторожд.», 1963, № 5, с. 3—17.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.
- Материнов М. П.* Сталинское оловянно-полиметаллическое месторождение. — «Сов. геол.», 1947, № 26, с. 42—59.
- Некрасов Б. В.* Курс общей химии. М., Госхимиздат, 1953, 971 с.
- Перчук Л. А.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. М., «Наука», 1964, 241 с.
- Радкевич Е. А., Витушкина А. И.* Тарбальджейское оловорудное месторождение. — «Тр. ИГН АН СССР», 1941, вып. 41, с. 1—23.
- Радкевич Е. А.* Месторождения касситеритово-сульфидной формации. — «Тр. ИГН АН СССР», 1947, вып. 82, с. 149—180.
- Радкевич Е. А.* Метаморфизм руд Синанчи. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 3, с. 131—140.
- Рябов В. К.* Температурные условия кристаллизации касситерита в оловорудных месторождениях Дальнего Востока по данным термовзвешивания. — «Геол. рудн. месторожд.», 1966, т. 8, № 3, с. 101—104.
- Смит Ф. Г.* Перенос и отложения несulfидных жильных минералов. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., 1950, с. 163—209.
- Толок А. А.* Оловорудные месторождения Октябрьской группы в Приморье. М.—Л., «Наука», 1964, 170 с.
- Тронева В. Г. и Хренова А. А.* О растворении касситерита в щелочных растворах. — «Докл. АН СССР», 1946, № 7, т. 54, с. 615—618.
- Федчин Ф. Г.* Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хинганско-Олонойской прогиба. М., «Наука», 1964, 152 с.
- Ферсман А. Е.* Геохимия. Т. IV, М., Гостехиздат, 1939, 355 с.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. В.* Гипогенная минерализация и зональность оруде-

нения Эге-Хайского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений. М., «Наука», 1965, с. 15—31.

Ходаковский И. Л., Жогин В. В., Рыженко Б. Н. О константах диссоциации сероводородной кислоты при повышенных температурах.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 827—833.

Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 148—195.

Щербина В. В. Геохимия олова.— В кн.: Геология олова. 1947, с. 5—26. (Тр. ИГи АН СССР. Вып. 82. Серия рудн. месторожд.)

Cobble I. W. Empirical Considerations of Entropy. II. The Entropies of Inorganic Complex Ions.— «J. Chem Physics», 1953, v. 21, № 9, p. 1443—1450.

Connic R. E., Powell R. E. The Entropy of Aqueous Oxy — Anions.— «J. Chem. Physics», 1953, v. 21, № 12, p. 2206—2207.

Criss C. M., Cobble I. W. The Thermodynamic Properties of High Temperature Aqueous Solutions.— «J. Am. Chem. Soc.», 1964, v. 86, № 24, p. 5385—5394.

Pourbaix M. N. Thermodynamic of dilute Aqueous Solutions with application to electrochemistry and corrosion. London, 1949, 483 p.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВЯННОГО И ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Э. П. ИЗОХ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

В этом сообщении на примере преимущественно северной части Сихотэ-Алинской складчатой области рассмотрены главные черты металлогении олова и вольфрама в мезозое и кайнозое. В заключение даны общие соображения по поводу принципов классификации месторождений этих и других металлов.

В Среднем и Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье намечаются три эпохи оловянного и вольфрамового оруденения.

1. Сепон — эпоха формирования Нижнеамурской интрузивной серии, умеренно натровой, существенно золотоносной. Ранние стадии связанного с этой серией рудного комплекса, по И. В. Кунаеву и В. В. Руссу, представлены кварц-вольфрамитовым, кварц-шеелитовым и кварц-молибденитовым оруденением. Это главная эпоха вольфрамоносности на рассматриваемой территории.

2. Сепон — датский век — эпоха формирования Мяо-Чанской (на левобережье Амура) и Бачелазской (в Сихотэ-Алине) интрузивных серий, преимущественно калиевых, оловоносных. В сопровождающих эти интрузивные серии рудных комплексах олово является «сквозным» металлом. Оно характерно для всех стадий минерализации — от высоко- до низкотемпературных, тогда как вольфрам фиксируется преимущественно в продуктах ранних высокотемпературных стадий и имеет подчиненное значение.

3. Палеоцен — эоцен — эпоха формирования Верхнеудоминской интрузивной серии, которая по составу магматических пород и постмагматических продуктов почти тождественна Бачелазской.

Регионально-геологические закономерности размещения интрузивов и сопровождающего их оруденения определяются временем и тектоническими условиями формирования. Так, Нижнеамурская серия, близкая по времени к завершающей сепонской складчатости, приведшей к замыканию поздних геосинклинальных прогибов, распространена почти исключительно в этих прогибах — главным образом в Амурской и Тумпинской структурно-формационных зонах. Интрузивы и оруденение этой серии, кроме того, проникают далеко на юг вдоль Центрального структурного шва, который активизировался в разные эпохи.

Сенон-датские оловоносные серии интрузий по времени приурочены к эпохе общего воздымания складчатой области после завершающей складчатости. Поэтому площади их распространения не совпадают с контурами более ранних собственно геосинклинальных структурно-формационных зон, а накладываются на эти последние или пересекают их. Для раннепалеогеновой интрузивной серии сохраняется та же закономерность, с той лишь разницей, что проявлена она на более ограниченной площади и притом только в восточных зонах Сихотэ-Алиния.

Во всех случаях ареалы распространения рудоносных интрузивов представляют собой металлогенические зоны 1-го порядка, которые, как вытекает из изложенного, в эпоху завершающей складчатости совпадают, а в более поздние эпохи не совпадают со структурно-формационными зонами геосинклинальных этапов развития (Изох и др., 1963).

Размещение рудоносных интрузивов практически всегда контролируется разломами глубокого заложения, которые большей частью входят в системы оперения крупных глубинных разломов (структурных швов): Центрального Сихотэ-Алинского и Хингано-Буреинского. Как следствие, интрузивы располагаются в виде поясов или цепочек, которые одновременно представляют собой металлогенические зоны 2-го порядка.

Упомянутые интрузивные серии имеют следующий состав (от пород ранних фаз к поздним): габбро—диориты—гранодиориты—граниты—лейкократовые граниты—послегранитовые диорит-порфириты, лампрофиры—диабазы. В составе серий выделяются три интрузивных комплекса: габбро-гранодиоритовый, гранитный и послегранитовый средних и основных пород. В общем случае оруденение следует после интрузивов гранитного комплекса и ассоциирует во времени с послегранитовыми дайками и мелкими интрузивами.

С интрузивными сериями сопряжены рудные комплексы, которые представляют собой сложные, многостадийные ряды генетически связанных между собой рудных формаций. В связи с Нижнеамурской серией, по И. В. Кунаеву, формируется следующий комплекс постмагматического оруденения (от ранних стадий к поздним): грейзены и кварц-серицитовые метасоматиты, часто с золотом; кварцевые жилы с вольфрамитом и (или) шеелитом и молибденитом (редкометалльно-кварцевая формация); кварц-арсенопиритовые жилы с золотом (высокотемпературная стадия золото-кварцевой формации); малосульфидные кварцевые жилы с золотом (собственно золото-кварцевая формация); кварц-карбонатно-сульфидная минерализация; кварцевые жилы с антимонитом (золото-сурьмяная формация); сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение. Этот рудный комплекс беден минералами железа и сульфидами. Ведущие металлы в нем — вольфрам, молибден, золото и сурьма, причем каждый из них способен давать самостоятельные повышенные концентрации. Примерами объектов, где вольфрамовое оруденение пространственно и генетически сопряжено с золотым, являются Учаминское и Большереженское месторождения в Нижнем Приамурье, а также рудопроявления в зоне Центрального структурного шва.

Рудные комплексы, связанные с Мяо-Чанской, Бачелазской и Верхнеудоминской интрузивными сериями, имеют следующий состав: оловоносные грейзены, иногда переходящие в кварц-серицитовые метасоматиты; кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом; кварц-турмалиновые и (или) кварц-хлоритовые оловоносные жилы или метасоматиты (железисто-силикатные оловорудные формации); сульфидно-касситеритовые жилы и метасоматиты, часто с хлоритом или турмалином (собственно касситерит-сульфидная формация); существенно полиметаллическое оруденение с касситеритом (галенит-сфалеритовая формация); сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение. Этим рудным комплексам свойственны «сквозной» характер олова, проходящего через все стадии

рудного процесса, обилие железосодержащих минералов (хлорит, турмалин и др.), богатство сульфидами. Примечательна принадлежность к генетически единому ряду постмагматических продуктов таких формаций, как редкометалльно-кварцевая и касситерит-сульфидная. Здесь имеет место та же закономерность, которая давно уже установлена в различных оловорудных провинциях (Фаворская, 1955; Руб, 1956; Изох и др., 1957; Радкевич, 1958; Долманова и др., 1963).

Разные рудные комплексы отличаются друг от друга по составу ведущих металлов, но очень сходны между собой по набору и последовательности рудных формаций. Все они начинаются высокотемпературным грейзеновым и редкометалльно-кварцевым оруденением, после которого следует среднетемпературное гидротермальное оруденение, сравнительно бедное сульфидами, а затем — более низкотемпературное, богатое сульфидами или существенно сульфидное. На наиболее низкотемпературных стадиях постмагматического процесса в некоторых случаях появляется сурьяно-ртутная минерализация.

О тесных пространственных связях между интрузивными сериями и соответствующими комплексами оруденения уже говорилось выше. Следует иметь в виду, что на всех изучавшихся объектах формирование всего или главной массы оруденения относится к заключительным стадиям эволюции интрузивных серий: ко времени затвердевания гранитных массивов последних фаз и внедрения послегранитовых даек. При этом самые ранние грейзены и редкометалльно-кварцевые жилы всегда более поздние, чем синмагматическая (контактово-метаморфическая) биотитизация и жильные дериваты гранитов; лишь в редких случаях они чередуются во времени с последними. Это означает, что продукты даже самых ранних стадий рудообразующего процесса в прямом смысле слова постмагматические. Тем более это относится к средне- и низкотемпературным членам рудных комплексов, которые формируются уже после полного отвердевания гранитных массивов. Поскольку грейзены, редкометалльно-кварцевые жилы и другие родственные им высокотемпературные образования всегда обнаруживают непосредственную генетическую связь с гранитами последних фаз, о такой же форме связи, очевидно, следует говорить и обращаясь к более поздним и более низкотемпературным членам тех же постмагматических рудных комплексов.

Этот важный вывод подкрепляется многочисленными геологическими и минералого-геохимическими данными, указывающими на высокую постмагматическую активность и интенсивную рудоносность именно гранитных интрузивов, а не предшествующих им более основных пород. Так, рассеянная минерализация, наблюдаемая в гранитах и их контактовых ореолах, как правило, чрезвычайно обильна и разнообразна по сравнению с массивами более основных пород ранних фаз. Эта рассеянная минерализация представлена мелкими метасоматическими зонами и участками, пятнами, гнездами, прожилками постмагматических минералов, которые можно представить как «эмбриональную» форму месторождений и рудопроявлений и которые служат надежным показателем наиболее высокой насыщенности летучими и рудными компонентами именно гранитных тел. Ассоциирующая с гранитами Нижнеамурской серии рассеянная минерализация представлена слабой грейзенизацией, окварцеванием, серицитизацией, тонкими кварцевыми прожилками с арсеноспиритом, молибденитом, вольфрамитом, мелкой сульфидной вкрапленностью в роговиках и т. п. Обычно все эти образования несут следы золота. В Мяо-Чанской, Бачелаской и Верхнеудоминской сериях рассеянная минерализация представляет собой признаки грейзенизации, серицитизации, окварцевания, а главное — гнезда и прожилки актинолита, турмалина, железистого хлорита, вкрапленность галенита и сфалерита, причем всегда с повышенным содержанием олова. Зачастую по рассеянной минерализации устанавливается тот же набор стадий минерализа-

ции, и притом в той же последовательности, что на месторождениях.

В Нижнеамурской серии характерные для гранитов зональный апатит и ортит встречаются в рудоносных кварцевых жилах. Низкая железистость биотитов из гранитов этой серии коррелируется с бедностью железом постмагматических продуктов. Акцессорное золото, по В. С. Руссу, есть в гранитах и гранодиоритах этой серии.

В оловоносных интрузивных сериях высокая железистость биотита из гранитов сопоставляется с широким развитием высокожелезистых постмагматических минералов. Биотиты гранитов богаты примесями олова, свинца, цинка и других рудных элементов.

Вывод о прямой связи оруденения с массивами гранитов с высокой степенью достоверности подтверждается такими важнейшими геологическими фактами, как повсеместное проявление горизонтальной и вертикальной зональности оруденения относительно гранитных тел, а также (и это важнее всего) сосредоточением концентрированного оруденения только в надинтрузивных зонах (криптобатолитовых контактовых ореолах и над ними).

Горизонтальная зональность в самом общем виде выражается в том, что в самих гранитных интрузивах и в близких экзоконтактах развиты грейзены, местами переходящие в кварц-серицитовые метасоматиты, и редкометалло-кварцевые жилы. В удалении, но еще в пределах контактовых ореолов, размещаются менее высокотемпературные гидротермальные образования: золото-арсенопиритовые с вольфрамитом или шеелитом, отчасти золото-кварцевые, турмалиново-касситеритовые или хлорито-касситеритовые и т. п. В наибольшем удалении от материнских интрузивов, обычно уже за пределами контактовых ореолов, развиты более низкотемпературные рудные формации, относящиеся к последним стадиям формирования рудных комплексов. В случае глубокоэродированных гранитных тел горизонтальная зональность рисуется по распределению на площади только рассеянной минерализации, а в случае слабоэродированных плутонов — по размещению как рассеянной, так и концентрированной минерализации (т. е. собственно месторождений и рудопроявлений).

Примеры горизонтальной зональности очень многочисленны. В Нижнеамурской серии к ним относятся зональные проявления в Оемку-Джегдаском, Зимовьянском, Учаминском, Большереченском, Покровско-Троицком и других рудных полях; в Мяо-Чанской серии — в Чалбинском, Верхнеурмийском и других массивах, а также во многих месторождениях Комсомольского рудного района; в Бачелазской серии — в интрузивах, месторождениях и рудных узлах Кадади, Сихотэ, Адинском, Има-Сикчи, Бачелазском, Таборном, Левом и др.; в Верхнеудоминской серии — Монауском, Копинском, Кукинском, Верхнеудоминском и других рудных узлах (Изох и др., 1957, 1967).

Вертикальная зональность на отдельно взятых рудных объектах устанавливается лишь в редких случаях и далеко не в полном виде вследствие большой протяженности оруденения по вертикали. Поэтому главным способом выявления этого типа зональности остается сравнение друг с другом разных объектов, относящихся к одной категории явлений, но стоящих на разных уровнях эрозионного среза.

В относительно эродированных гранитных массивах развиты грейзены и кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и их спутниками, а в контактовых ореолах — рассеянная минерализация тех же и других типов. Примеры: Горбилинский, Аксакинский, Шаманский массивы Нижнеамурской серии; Чалбинский и Верхнеурмийский массивы Мяо-Чанской серии; массивы Сихотэ, Бачелазские, Западный Кандо-минский, Ямутинзский и др. Бачелазской серии; массивы Бяполинский, Ольховый, Июлийский и др. Верхнеудоминской серии.

Слабоэродированные гранитные массивы, выходящие на поверхность лишь своими апикальными частями, сопровождаются интенсивной грейзенизацией, широким развитием редкометалло-кварцевого оруденения;

в контактовых ореолах широко распространена рассеянная минерализация и разнообразные мелкие месторождения и рудопроявления. Примеры: Учаминское и Большереженское рудные поля Нижнеамурской серии; месторождения Тайфунное, Забытое, Усть-Микулинское и др. Бачелазской серии; месторождения и рудопроявления Атинское, Моцау, Совиное и др. Верхнеудоминской серии.

Следующая ступень эрозийного среза — рудоносные массивы, лежащие сравнительно недалеко от дневной поверхности и обнаруживаемые по изолированным ореолам контактного метаморфизма с интенсивным ороговикованием в их центральных частях. Гранитный состав «подземных» тел удостоверяется широким развитием даек и мелких тел гранитов и другими признаками. Здесь развиты грейзены по роговикам, кварц-серицитовые метасоматиты, редкометалло-кварцевые жилы, а также золото-арсенопиритовая, касситерит-турмалиновая, касситерит-хлоритовая рудные формации, сменяющиеся к периферии контактовых ореолов более поздними типами оруденения. Примеры: Оемку-Джегдагское, Зимовыинское, Албазинское рудные поля Нижнеамурской серии; месторождения Перевальное, Ветвистое, Солнечное Мяо-Чанской серии; Има-Сикчи, Адинское, Левое, Тавасикчинское и др. Бачелазской серии; Кукшинский узел Верхнеудоминской серии.

В надинтрузивных контактовых ореолах с относительно слабым метаморфизмом дайки гранитного состава обычны, иногда редки, широко распространены до- и послегранитовые магматические тела повышенной основности. Оруденение представлено золото-арсенопиритовой, золото-кварцевой, хлорито- и сульфидно-касситеритовой формациями. К этой категории относятся Агние-Афанасьевское золоторудное, Озерное, Дальпетаежное, Тернистое, Хрустальное и другие оловорудные месторождения.

Наконец, вне связи с контактовым метаморфизмом, но скорее всего в удаленных надинтрузивных зонах развито низкотемпературное оруденение: существенно сульфидное, золото-сурьмяное и сурьмяно-ртутное.

Горизонтальную и вертикальную зональность следует рассматривать как результат разновременного поступления рудоносных растворов из одного закономерно эволюционировавшего источника. Это доказывается тем, что продукты каждого последующего этапа или стадии постмагматического процесса накладываются на все предыдущие или пересекают их и в то же время распространяются на все возрастающее расстояние в стороны, главным образом вверх от интрузивов. При этом для каждой рудной формации намечаются свои оптимальные уровни или зоны формирования. В целом рассмотренная зональность может быть определена как пульсационная или полиасцендентная. Помимо нее, естественно, на многих рудных объектах существуют другие типы зональности: метасоматическая, фаціальная или моноасцендентная и т. п.

Полиасцендентная зональность служит ярким свидетельством того, что источником или излучателем рудоносных растворов служат конкретные интрузивы, которые в случае полных вариантов интрузивных серий имеют гранитный состав. Наиболее важный факт — сосредоточение практически любых крупных рудных концентраций только в надинтрузивных зонах при исчезновении или разубоживании оруденения в случае вступления в разрыв самих интрузивов. Этот факт заставляет считать гранитные массивы непосредственным источником рудоносных растворов, т. е. говорить о прямой генетической связи с гранитами всего набора постмагматических рудных формаций — от высоко- до низкотемпературных. На наш взгляд, сделанному выводу несколько не противоречат общеизвестные факты тесной временной и структурной сопряженности средне- и низкотемпературного гидротермального оруденения с послегранитовыми дайками средних и основных пород, генетически чуждыми рудоносным гранитам и оруденению и, как сейчас считается доказанным, происходящими из глубоких горизонтов земной коры, которые находятся ниже

уровней гранитного магмообразования. При интерпретации упомянутых соотношений нельзя не считаться с тем, что средние и поздние стадии постмагматического процесса, как подчеркнуто выше, в прямом смысле этого термина постмагматические, т. е. наступают после полной раскристаллизации и затвердевания гранитных массивов на всем их протяжении в глубину. Этот вывод вытекает из теоретических построений некоторых исследователей (Николаев, 1947; Говоров, 1964, 1965), касающихся хода эволюции постмагматического процесса по мере закристаллизации и постепенного охлаждения уже твердых интрузивов, насыщенных газово-жидкими растворами. С нашей точки зрения, только на такой основе можно понять и дать объяснение всей совокупности природных явлений, относящихся к взаимоотношениям между различными тесно сопряженными магматическими и постмагматическими образованиями.

Все, что было сказано выше, относится только к полным вариантам габбро-гранодиорит-гранитных интрузивных серий, которые завершаются впадениям наиболее кислых, лейкократовых гранитов, более всего насыщенных летучими и рудными компонентами. Вместе с тем в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье известны незавершенные и неполные (существенно гранитные) варианты тех же интрузивных серий, которые обладают своей, специфической, рудоносностью и должны быть рассмотрены особо.

Незавершенные варианты известны в Нижнеамурской, Мяо-Чанской и Бачелазской сериях. В первой из них, по В. В. Руссу, незавершенный вариант проявлен в районах, относительно удаленных от Центрального структурного шва, и отличается от полного варианта редкостью или отсутствием пород гранитного комплекса. В этом случае признаками повышенной постмагматической активности (и соответственно рудоносности) обладают интрузивы гранитоидов повышенной основности: плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов. Одновременно кварц-вольфрамитовое оруденение, характерное для полного варианта данной серии, заменяется кварц-молибденитовым и, возможно, кварц-шеелитовым, после которого следует весь ряд более низкотемпературных собственно золоторудных формаций.

В незавершенном варианте Мяо-Чанской серии с массивами монцогранодиоритов и монцо-гранитов, относящихся здесь к последним фазам, бывает связана обильная постмагматическая турмалинизация (например, в Харпинской интрузивной цепочке), которая, тем не менее, оказывается слабооловоносной или безрудной. Такой же вариант Бачелазской серии (Улунгинская подсерия) сопровождается хлоритовой и актинолитовой минерализацией, также безрудной (Изох и др., 1957, 1967).

Во всех упомянутых выше калиевых оловоносных сериях отчетливо выделяются также существенно гранитные варианты, в которых до- и послегранитовые интрузивы и дайки повышенной основности отсутствуют или имеют резко подчиненное значение. В этих случаях постмагматический рудный комплекс состоит преимущественно из грейзеновой и редкометалльно-кварцевой жильной формаций, тогда как железисто-силикатные и сульфидные оловорудные формации проявлены слабо или отсутствуют. Это обстоятельство находит отражение в характере геохимической специализации рудоносных гранитов данного варианта интрузивных серий. Они, в частности, характеризуются низкой железистостью биотита, низким содержанием таких элементов-примесей, как свинец и цинк, однообразным составом рассеянной минерализации (следы грейзенизации, кварцевые прожилки и т. п.), т. е. существенно отличны по этим признакам от гранитов, завершающих полные варианты тех же интрузивных серий. Таким образом, есть основания говорить о различной металлогенической специализации гранитной магмы при разной истории развития интрузивных серий, а следовательно, о разной

эволюции очагов глубинного магмообразования. Примером существенно гранитного варианта в Мяо-Чанской серии служит Дуссе-Алинский интрузив, в Бачелазской серии — интрузивы верхнего течения р. Хор, в Верхнеудоминской — массивы Совиный, Большой Пади и др.

Существенно гранитный вариант интрузивных серий развит преимущественно в зонах структурных швов, т. е. в зонах повышенной проницаемости земной коры, где магмообразование, как можно предполагать, протекало почти целиком в пределах «гранитного» слоя земной коры. Для полных и незавершенных вариантов, проявленных в некотором удалении от структурных швов, напротив, можно предполагать, что процессы магмообразования захватывали как «базальтовый», так и «гранитный» слои. Следовательно, находит себе объяснение эмпирически давно уже установленная закономерность: развитие редкометального оруденения предпочтительно вблизи структурных швов, а полно проявленных рудных комплексов, с набором разных рудных формаций — в удалении от них (Радкевич, 1958; Материкив, 1960; Бурдэ, 1963; Павлов, 1964; и др.).

Как вытекает из изложенного, в рассматриваемом регионе Дальнего Востока олово и вольфрам входят в состав сложных многостадийных рудных комплексов наряду со многими другими металлами (золотом, свинцом, цинком, сурьмой и др.). Наибольшие концентрации вольфрама известны и могут быть открыты в составе редкометально-золотого рудного комплекса, связанного с Нижнеамурской умеренно натровой интрузивной серией. Наиболее высокие концентрации олова связаны с существенно калиевыми интрузивными сериями: мяо-чанской, бачелазской и верхнеудоминской.

Из приведенных доказательств прямой генетической связи постмагматического оруденения только с интрузивами завершающих фаз тех или иных интрузивных серий следует ряд конкретных практических рекомендаций по выбору главных направлений и площадей поисковых работ на олово и вольфрам.

Так, металлогеническими зонами следует считать не любые интрузивные цепочки, а лишь те, в которых есть или могут быть занодозрены на некоторой глубине рудоносные интрузивы последних фаз. В пределах таких цепочек наиболее благоприятны для локализации концентрированного оруденения лишь надинтрузивные (криптобатолитовые) зоны эрозионного среза и мало перспективны площади, где развиты значительно эродированные интрузивы, относящиеся к последним фазам внедрения. Ввиду широкого развития горизонтальной и особенно вертикальной зональности возникает необходимость возможно более строго учитывать степень удаленности оруденения от материнских интрузивов, так как именно этим фактором определяется преобладающий на том или ином уровне тип оруденения. Наиболее благоприятны для формирования крупных рудных узлов, как давно указывал Г. П. Волярович (1940), места пересечения интрузивных цепочек (т. е. магмоконтролирующих разломов) друг с другом или с иными структурными направлениями, поскольку именно в такие места поступают наибольшие объемы магматических расплавов. Для поисков оруденения редкометально-кварцевой формации более перспективны районы, примыкающие к структурным швам, где развиты существенно гранитные варианты интрузивных серий, а для поисков того же оруденения, ассоциирующего с более низкотемпературными типами рудных формаций (золото-кварцевыми, железисто-силикатными, касситерит-сульфидными и т. п.), — районы, отстоящие от структурных швов, где развиты полные варианты интрузивных серий.

Эти рекомендации не являются совершенно новыми, в той или иной форме они частично были высказаны многими исследователями как Сихотэ-Алиня, так и других рудных провинций (Матвеевко, Штатов,

1958; Ициксон, 1958; Радкевич, 1958, 1962; Томсон, 1956, 1962; и др.). Часть из них прочно взята на вооружение геологами-поисковиками.

В дополнение к сказанному следует подчеркнуть необходимость разработки критериев, позволяющих оценивать уровень глубинности не вскрытых эрозией рудоносных интрузивов, с которыми, как уже говорилось, связано практически все промышленное оруденение интересующих нас типов. В данном случае имеется в виду давно известное рудным геологам, ныне незаслуженно игнорируемое правило о том, что глубинные интрузивы, скорее всего, дают хорошо «рассортированное» во времени и пространстве оруденение, а гипабиссальные и приповерхностные — сближенное по стадиям минерализации пространственно, с широким развитием явлений телескопирования, прямой и обратной зональности отложения и т. п.

Рассмотренные данные позволяют поставить вопрос о реальной возможности разработки классификации постмагматических рудных комплексов в направлении, которое с большой прозорливостью было предсказано Ю. А. Билибиным, но по которому исследовательская мысль пока мало продвинулась. Ю. А. Билибин (1959, с. 240) писал: «Одна и та же петрографическая группа пород, например граниты и диориты, может быть членом очень разнообразных интрузивных комплексов, и в зависимости от этого... обладать той или иной рудоносностью или быть совершенно безрудной».

Действительно, интрузивы таких пород, как гранодиориты, возможно иногда и диориты, в зависимости от того, относятся они к поздним или не к самым поздним фазам интрузивных серий, могут быть рудоносными либо безрудными. Точно так же существенно изменяется характер металлогенической специализации гранитных интрузивов последних фаз: в зависимости от того, к какому типу интрузивных серий или к какому их варианту относятся эти граниты (натриевые или калиевые серии, полные, незавершенные или существенно гранитные варианты и т. п.). Иначе говоря, состав постмагматических рудных комплексов как многостадийных рядов закономерно сменяющих друг друга рудных формаций преимущественно определяется типом и составом интрузивных серий или комплексов, а следовательно, ходом процессов магмообразования в толщах земной коры.

Вместе с тем, поскольку постмагматические рудные комплексы, связанные с разными интрузивными сериями, имеют ряд общих черт, из которых упоминалось выше, открывается возможность составления и общей классификации рудных формаций, занимающих сходное положение в ходе эволюции постмагматического процесса (например, принадлежащих ранней щелочной, кислотной, поздней щелочной стадии и т. п.), хотя и различающихся по составу ведущих металлов и другим признакам.

В основе этого направления классификации постмагматических рудных образований лежат выводы о теснейшей генетической связи оруденения с конкретными интрузивами и о зависимости развития постмагматического процесса от всего хода эволюции глубинных магматических очагов. Оно, конечно, не должно противопоставляться другим возможным классификациям, в том числе систематике самих рудных месторождений. Однако следует отдавать себе отчет в том, что собственно месторождения являются конечным результатом действия весьма разнообразных и широко изменчивых факторов, в том числе таких, как глубинность самих рудоносных интрузивов, уровни локализации оруденения, степень эродированности надинтрузивных зон, состав и структура вмещающих пород, совпадение или разобщенность продуктов разных стадий и т. д. Поэтому классификация собственно месторождений всегда будет представлять значительную трудность. Намеченные же выше направления классификации рудных формаций и рудных комплексов представляются относительно простыми и наиболее многообещающими.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота. Избр. тр. Т. II, М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 238—339.

Бурда А. И. Структурно-магматические факторы контроля оловянно-полиметаллического оруденения в Арму-Иманском районе.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 475—480.

Воларович Г. П. Типы оловорудных месторождений южной части советского Дальнего Востока и их геологическая позиция.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1940, № 6.

Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы генезиса руд. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 5.) М., «Недра», 1964, с. 50—66.

Говоров И. Н. Зависимость послемагматической минерализации гранитоидов от состава и последовательности кристаллизации магмы.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 163—168.

Доломанова Е. И., Кигай В. А., Руб М. Г., Фаворская М. А. Новые данные о связи оруденения с магматизмом в пределах Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 96—102.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолиздат, 1957, с. 246.

Изох Э. П., Кунаев И. В., Мецзяков С. С., Русс В. В. Редкометальное и золотое оруденение Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 353—364.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и рудоносность. М., «Наука», 1967, с. 383.

Ициксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— «Сов. геол.», 1958, № 1, с. 86—113.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.

Материков М. П. Структурно-металлогенетические зоны и некоторые геологические особенности оловорудных месторождений Приморья.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 1. М., 1960, с. 147—153.

Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и этапах глубинного магматического процесса.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1947, ч. 76, вып. 1.

Павлов Е. С. Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения на территории Приморья.— «Сов. геол.», 1964, № 2, с. 18—39.

Радкевич Е. А. О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом.— В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958, с. 188—193.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 110. (Тр. ИГЕМ, вып. 19).

Радкевич Е. А. Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 14—23.

Руб М. Г. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 4, с. 21—40.

Томсон И. Н. Поисковые значения региональных поясов повышенной трещиноватости.— В кн.: Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1956.

Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— В кн.: Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 58—84. (Тр. ИГЕМ, вып. 84).

Фаворская М. А. О связи оловянного оруденения с магматизмом.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 4, с. 20—31.

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ В ОЛОВОРУДНЫХ УЗЛАХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

Б. Л. ФЛЕРОВ, Л. Н. ИНДОЛЕВ, Я. В. ЯКОВЛЕВ

(Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР)

Предлагаемая статья основана на материалах по месторождениям Полоусненского рудного района (Депутатское, Чохчурское, Булатское, Суланечанское и др.), Яно-Адычанского (Эге-Хайское, Улахан-Эгеляхское, Кестерское, Илиптасское, Алыс-Хайское и др.) и Южно-Верхоянского (Верхне-Менкеченское, Имтачанское, Зарницынское и др.).

Исходя из принципов генетической классификации С. С. Смирнова, с учетом дополнений Е. А. Радкевич (1956), оловорудные и сопутствующие им свинцово-цинковые месторождения Северо-Восточной Якутии разделяются на шесть рудных формаций: оловоносных пегматитов, касситерито-кварцевую, касситерито-силикатную, оловоносных скарнов, касситерито-сульфидную и галенито-сфалеритовую. Касситерито-сульфидная формация представлена турмалиновым, хлоритовым, арсенопирит-пирротинным и галенит-марматитовым минеральными типами; в галенит-сфалеритовой формации выделяются собственно галенит-сфалеритовый и сульфоантимонит-галенитовый типы, которые в общих чертах были охарактеризованы нами ранее (Флеров, 1962; Флеров и др., 1962; Индолев, 1966).

Региональная металлогеническая зональность, неоднократно описывавшаяся в литературе (Матвеевко, Шаталов, 1958; Еловских, 1960; Рожков и др., 1960; и др.), выражается в том, что месторождения касситерито-кварцевой формации и отчасти скарновые месторождения олова приурочены к крупным гранитным интрузивам Главного гранитного пояса или к участкам причленения к нему цепочек также кислых, по мелким массивов. В целом эти массивы образуют протяженный пояс, наложенный на последовательно обрамляющие Колымский массив зоны карбонатных палеозойских и терригенных мезозойских пород Иньяли-Дебинского синклиория. Западнее и севернее этой металлогенической зоны в обширном поле развития терригенных пород верхоянского комплекса, прорванных мелкими интрузивами повышенной основности, преобладают месторождения касситерито-сульфидной и отчасти касситерито-силикатной формаций. Эти месторождения, как и массивы изверженных пород, располагаются в поперечных зонах второго порядка, связанных с глубинными разломами (Смирнов и др., 1941; Еловских, 1959; Флеров, 1960; Некрасов, 1960). Еще дальше от границы Колымского массива, но вблизи окраины Сибирской платформы выделяется третья металлогеническая зона, объединяющая рудные районы Западного и Восточного (Южного) Верхоянья, где преобладают месторождения галенит-сфалеритовой и наиболее низкотемпературных типов касситерито-сульфидной формаций.

Таким образом, касситерито-сульфидные месторождения Южно-Верхоянского района имеют близкую структурно-геологическую позицию с одноконтинентными олово-полиметаллическими месторождениями Приморья (Радкевич, 1958).

По мнению многих исследователей (в том числе авторов данной работы), причиной региональной металлогенической зональности являются различные глубины зарождения рудогенерирующих магматических очагов, а также различное строение земной коры в целом и ее верхних оболочек в особенности. Так, В. В. Еловских (1962), по аналогии с другими регионами, объясняет развитие свинцово-цинкового оруденения Верхоянья относительно неглубоким залеганием и значительными мощ-

ностями в этом районе карбонатных отложений палеозойского структурного этажа, подстилающих породы верхоянского комплекса.

Существует менее распространенная точка зрения, согласно которой горизонтальная зональность региона отражает различную степень эрозионного среза (Трушков, 1966).

Для касситерито-сульфидных месторождений, на которых С. С. Смирнов и обосновал свою пульсационную гипотезу зональности, остаются в силе выделенные им стадии минерализации, причем проявления различных минеральных типов или даже формаций в пределах рудных узлов принято объяснять стадийной зональностью в сочетании с зональностью отложения. Этот тип зональности, по мнению ряда геологов, объемно-концентрический, т. е. смене горизонтальных зон должна соответствовать смена таких же зон по вертикали. Так рассматривают И. Я. Некрасов (1960) и В. В. Иванов (1964) прекрасно выраженные горизонтальные зоны Депутатского рудного поля, где касситерито-кварцевая минерализация, локализованная в центре рудного поля, сменяется последовательно касситерито-турмалиновой, касситерито-хлоритовой и, наконец, галенит-сфалеритовой. Аналогичной концепции придерживаются и В. В. Еловских (1959) относительно зональности Дербек-Нельгехинской рудной зоны, месторождения турмалинового и хлоритового типа в пределах которой он считает продуктами различных пространственно разобщенных стадий минерализации.

В отличие от этих исследователей мы считаем, что закономерности размещения минеральных типов рудных узлов лучше объясняются, исходя из представления о разновременных этапах минерализации. Как и А. Г. Бетехтин и др. (1958), И. П. Кушнарев (1947), Д. В. Рундквист (1965) и др., под этапом минерализации мы понимаем такой обособленный во времени период минералообразования, в течение которого возникает месторождение или группа месторождений определенной рудной формации или минерального типа.

Критериями для выделения этапов минерализации также могут служить: 1) изменение плана раскрытия трещин в промежутке между этапами; 2) выделение в каждом этапе своих стадий минерализации; 3) обособленность минеральных типов в пространстве в пределах рудного узла с образованием самостоятельных месторождений или крупных зон в рудных полях.

Источники растворов для разных этапов, вероятно, были разными, но обусловленными дифференциацией общего магматического очага. Именно этапная (или формационная) горизонтальная зональность рудных узлов близка к пульсационной зональности С. С. Смирнова. Вертикальная зональность того же порядка в рудных узлах, по-видимому, не проявлена в силу постоянства оптимальной глубины формирования месторождений различных минеральных типов и пространственной изолированности их друг от друга.

Для оловорудных районов Северо-Восточной Якутии можно предложить следующую последовательность (обобщенно) разновозрастных этапов минерализации. Наиболее ранний — этап образования месторождений касситерито-кварцевой формации, которая в одних случаях представлена грейзеновым, а в других — жильным кварцевым типом. На следующем этапе, отделенном большим промежутком времени, образуются месторождения турмалинового типа касситерито-сульфидной формации, за которым следуют жилы хлоритового типа, а в других узлах их эквиваленты — жилы арсенопирит-пирротинового или слабооловоносные руды галенит-марматитового типа. Последние отличаются от других касситерито-сульфидных месторождений не столько минеральным составом, сколько относительными количествами рудных минералов — галенита или касситерита. В завершение образуются месторождения галенит-сфалеритовой формации.

Лучше всего такая формационная зональность проявлена в Депутатском рудном узле, где этапность минерализации была впервые обоснована для якутских оловорудных месторождений (Флеров, 1962; Флеров, 1965). Благодаря концентрически-зональному расположению минеральных типов здесь четко выделяются следующие этапы (рис. 1): 1 — оловоносных грейзенов, 2 — турмалинового типа, 3 — хлоритового типа, 4 — галенит-сфалеритового типа. Определенность первого и последнего этапов здесь наиболее очевидна, самостоятельность второго и третьего также доказывается различиями в ориентировке жил, минерального состава и состава геохимических примесей в типоморфных минералах (например, содержание индия в марматитах, касситеритах и пирротинах из хлорито-сульфидных жил выше, чем в тех же минералах из турмалино-сульфидных жил), отсутствием взаимопереходов по простиранию и падению жил различного состава. Последнее обстоятельство расценивается нами как особо важное в практическом отношении, так как оно исключает возможность нахождения касситерито-турмалино-сульфидных руд под касситерито-хлорито-сульфидными в тех же жилах, хотя появление некоторого количества турмалина на нижних горизонтах как элемента зональности отложения не исключается. Однако и турмалин в небольшом количестве присутствует на верхних горизонтах хлорито-сульфидных жил, так же как в турмалино-сульфидных рудах отмечается примесь хлорита. Независимо проявленная в каждом типе стадийность, имеющая везде свои специфические особенности, существенно дополняет критерии выделения этих этапов в Депутатском рудном поле.

Вертикальная этапная зональность в рудном узле не установлена, а гипсометрические отметки большинства жил, относимых к разным минеральным типам, близки.

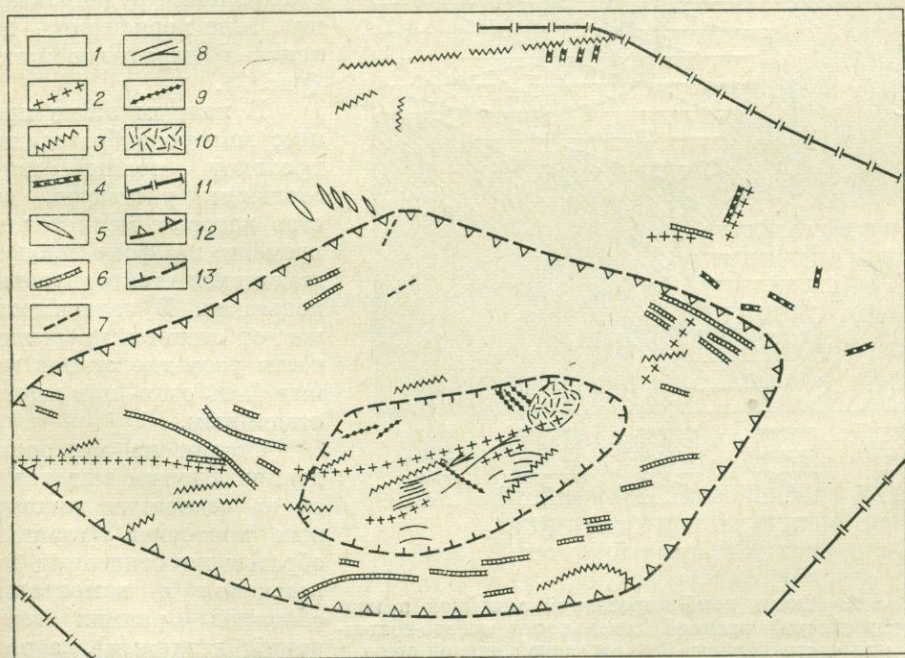


Рис. 1. Этапная зональность Депутатского рудного узла.

1 — юрская песчаниковая толща с подчиненными глинистыми сланцами и алевролитами; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — дайки диорит-порфиров, лампрофиров и диабазов; 4 — кварц-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом; 5 — кальцитовые жилы; 6 — хлорит-кварцево-сульфидные минерализованные зоны и жилы с касситеритом; 7 — хлорит-кварцевые жилы с касситеритом; 8 — турмалин-кварцево-сульфидные минерализованные зоны и жилы с касситеритом; 9 — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом; 10 — грейзены; 11 — граница зоны четвертичного этапа минерализации; 12 — то же, третьего этапа, 13 — то же, второго этапа.

В Дыбинском рудном узле (Южно-Верхоянский район) ранний этап представлен не имеющими практического значения касситерито-кварцевыми и молибденито-кварцевыми рудопроявлениями в контактах адамелитового массива. После значительного перерыва здесь образуются месторождения касситерито-сульфидной формации (арсенопирит-пирротиновый и галенит-марматитовый типы), а затем серебро-свинцовые галенит-сфалеритовой формации.

В Итатчано-Менкеченском узле месторождения разновозрастных этапов размещаются в единой протяженной зоне разлома, последовательно сменяя друг друга к юго-западу от одного из куполов гранитоидного массива, выраженного на поверхности полем роговиков.

Дербеке-Нельгехинская зона по полноте развития всего цикла минералообразования приближается к Депутатскому узлу, но в отличие от последнего здесь совершенно не выражен первый этап минерализации, а этапная зональность сульфидных месторождений является комбинированной, так как проявлена вдоль всей рудоносной цепочки и отмечена последовательной сменой типов минерализации. Так, на северо-восточном фланге ее развиты турмалино-сульфидные месторождения, далее к юго-западу сменяющиеся хлорито-сульфидными и затем галенит-сфалеритовыми.

В некоторых же рудных узлах этой зоны наблюдается и концентрическая зональность. Так, вокруг турмалино-сульфидного Илнтасского месторождения полукольцом группируются хлорито-сульфидные рудопроявления, а по периферии — галенит-сфалеритовые жилы (рис. 2).

В каждом этапе процесс минералообразования проходит полный цикл эволюции растворов, состав которых меняется во времени на фоне продолжающихся тектонических подвижек. В зависимости же от степени прерывистости развитие этапов может быть одно- или много-стадийным.

Стадии на месторождениях Якутии выделяются на основании текстурных критериев (главным образом на основании пересечения и цементации обломков ранних генераций поздними), а также с учетом характера околожильных изменений, существенных различий минерального состава руд, иногда изменения тектонического режима раскрытия трещин и т. п. Ми-

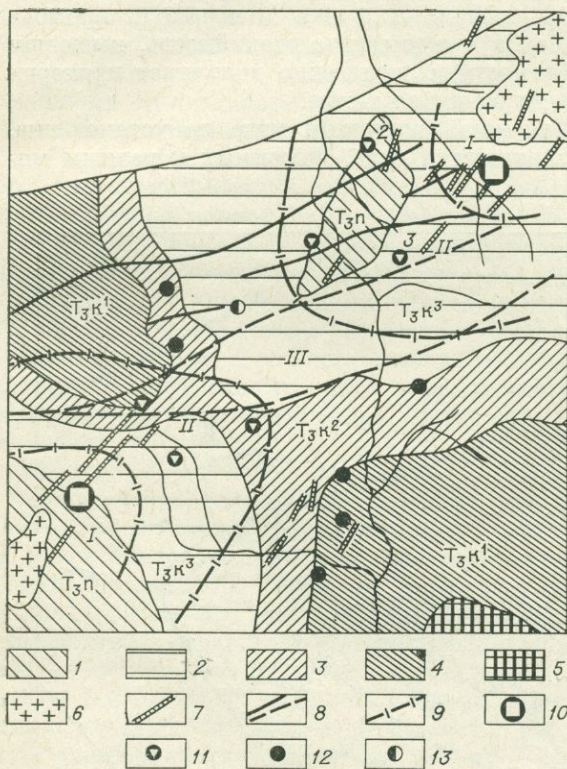


Рис. 2. Схема комбинированной линейной и концентрической этапной зональности северо-восточной части Дербеке-Нельгехинской рудной зоны.

1 — преобладающие песчаники норийского яруса; 2 — преобладающие песчаники верхней свиты карийского яруса; 3 — алевропелиты средней свиты карийского яруса; 4 — алевропелиты нижней свиты карийского яруса; 5 — алевропелиты среднего триаса; 6 — андезитовые граниты и гранодиориты Безымьяного и Хатагчанского массивов; 7 — дайки среднего состава; 8 — разрывные нарушения; 9 — граница зон; 10 — месторождения турмалиново-сульфидной формации; 11 — рудопроявления хлоритового типа; 12 — рудопроявления галенит-сфалеритовой формации; 13 — то же, с сульфосолями.

неральные ассоциации стадий сближены во времени и обязаны своим образованием, по-видимому, растворам, зародившимся в одной магматической камере, что доказывается наличием прожилков промежуточного состава, единым планом деформации трещин, изменчивостью границ (моментов дробления) между стадиями на разных, но близко расположенных жилах и месторождениях. Стадии минерализации обособляются в пределах рудных жил или, реже, в пределах всего месторождения. Соответственно стадийная зональность проявлена обычно в тех же рамках, т. е. должна относиться к локальной, по классификации В. И. Смирнова (1965). Она является неконтрастной, и чаще всего удается наблюдать лишь ее элементы, причем этот тип зональности тесно сопряжен с зональностью отложения, характерной для одной минеральной ассоциации (рис. 3).

Если этапная зональность в наших условиях обычно контролируется расстоянием по горизонтали от купола гранитоидного массива, то стадийная зональность, как и зональность отложения, может проявляться относительно поверхности контакта массивов, а также рудопродвигавших трещин как, например, на Эге-Хайском месторождении (Флеров, Яковлев, 1965). Вместе с тем устанавливается и зональность рудных тел, обусловленных неравномерным раскрытием трещин по простиранию и, реже, по падению. Изученные нами месторождения в большинстве своем относятся к телескопированным стадийным, причем продукты разных стадий наложены друг на друга или обнаруживают боковую зональность повторных тектонических разрывов. Известны редкие примеры зональности направленного раскрытия трещин. Одним из них может служить жила Северная Алыс-Хайского месторождения, где раскрытие трещины происходило с северо-востока на юго-запад, и фланги ее оказались сложенными разными ассоциациями. Следует отметить, что этот тип зональности встречается и в одностадийных жилах как результат развития трещины, продолжающегося в процессе рудоотложения.

В отличие от месторождений Приморья (Дубровский, 1963; Кигай, 1966) стадийная зональность чехлов в наших месторождениях выражена много слабее, и даже в пределах вертикальных интервалов Эге-Хайского и Депутатского месторождений, достаточных для возможного ее установления, эта зональность не отмечается.

Изменение физико-химических, структурных и структурно-литологических условий кристаллизации растворов вызывает появление зональности отложения, часто трассирующей направление их циркуляции. Она наблюдается в отдельных жилах или, реже, в случае метасоматических залежей — в рамках всего месторождения. Зональность отложения неконтрастна и устанавливается преимущественно по изменению количества полезных компонентов, смене некоторых минералов или их ассоциаций и плавному изменению содержания геохимических примесей. Она, например, установлена на Кестерском месторождении грейзенового типа, расположенном в Яно-Борулахской рудной зоне, образованном из единого потока высокотемпературного постмагматического раствора. Предполагается, что этот раствор просачивался сквозь плитообразное тело гранитов вдоль его пологого всячего контакта с гранодиоритами ранней фазы внедрения. При взаимодействии раствора с породами, превращенными в апограниты, он проходил через раннещелочную, кислотную и позднещелочную стадию эволюции (по Д. С. Коржинскому, 1964). Соответственно по направлению к контакту рудоносных апогранитов с гранодиоритами наблюдается смена альбитизированных и слабогрейзенизированных пород окварцованными их разностями, которые, в свою очередь, у изгиба контакта столь же постепенно переходят в слюдисто-кварцевые и топазо-кварцевые грейзены с касситеритом. Позднещелочная стадия выразилась в появлении на неровных участках эндо- и экзоконтакта апогранитов кварцево-полевошпатовых пегматоидных образований (рис. 4).

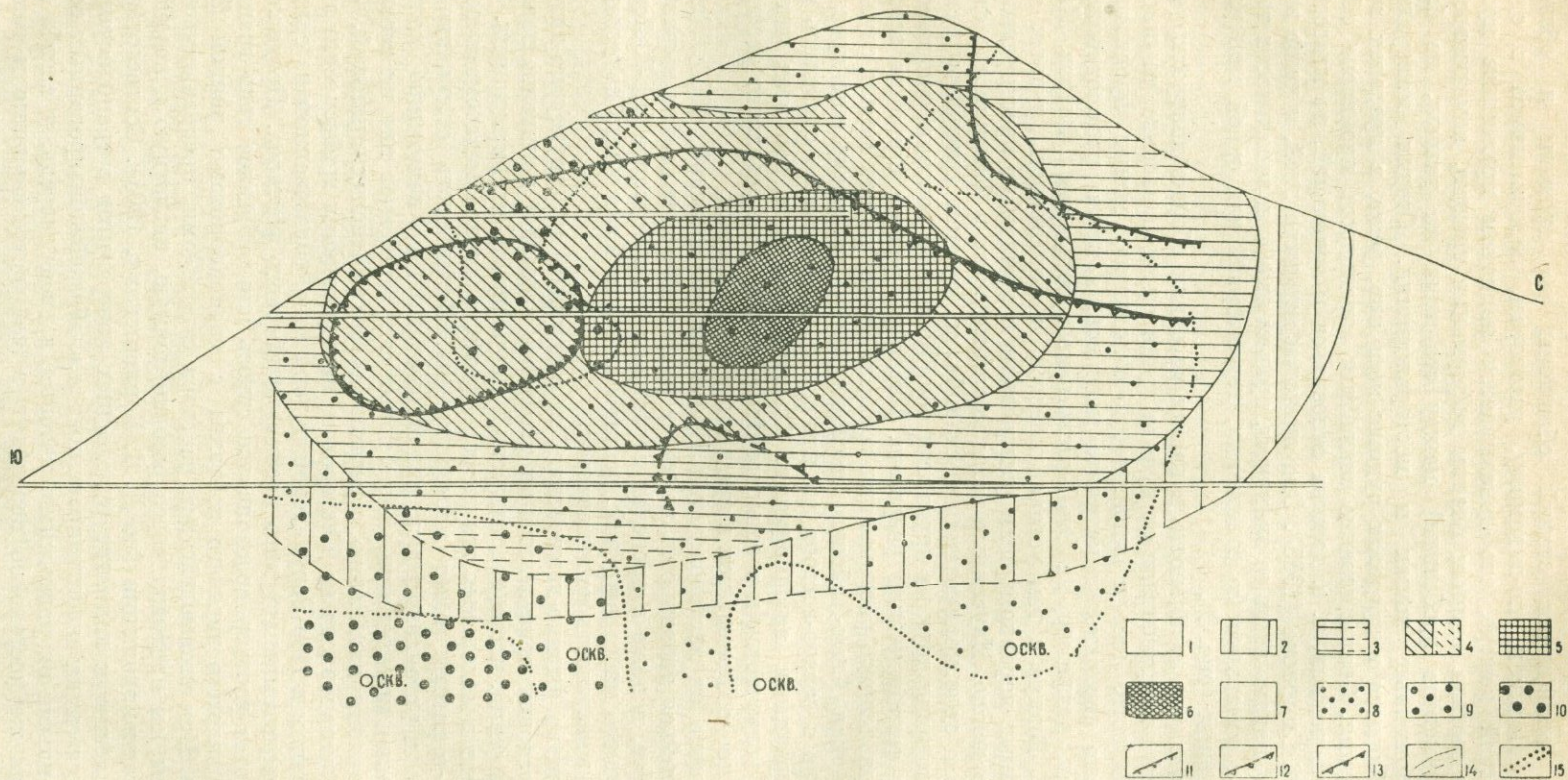


Рис. 3. Миграция центра зональности распределения полезных компонентов, связанных с различными минеральными ассоциациями (проекция на плоскость жилы Илинтасского месторождения).

1—6 — возрастающие содержания олова в условных метропроцентах; 7—10 — то же, для вольфрама; 11—13 — изолинии содержания меди; 14 — интер- и экстраполированные изолинии содержания олова; 15 — то же, для вольфрама.

На касситерито-сульфидных месторождениях изменение химизма растворов, по видимому, определяет обычную смену по восстанию жил пирротина сфалеритом, сфалерита — галенитом, турмалина — хлоритом, происходящую на фоне понижения температуры. Например, по восстанию рудных тел (по ходу движения растворов) Эге-Хайского (жилы Главная, Восточная) и отчасти Улахан-Эгеляхского (Северные жилы) месторождений увеличивается отношение сфалерита к пирротину. В этом же направлении падает содержание индия в марматитах (от 0,06 до 0,03% на интервале 200 м). В верхних горизонтах Булатского (Полоусенский район) и Зарницинского (Южно-Верхоянский район) месторождений галенит резко преобладает над сфалеритом, пользующимся большим распространением на нижних горизонтах, где также появляется пирротин. На нижних горизонтах хлорито-сульфидных жил Депутатского и Бургачанского (Еловских, 1959) месторождений обнаруживается турмалин.

Структурная зональность сказывается в смене по восстанию тонких прожилков в полосах метасоматитов жилами выполнения, которые еще выше осложняются появлением штокверков. Структурные факторы, как и литологические, влияют лишь на усложнение общей картины зонального распространения вещества. Так, линии пересечения широтных трещин отрыва трещинами скалывания с северо-восточного и северо-западного направлений на Депутатском месторождении определяют образование рудных столбов. На Эге-Хайском месторождении пересечение Главной жилы с пачками песчаников, чередующимися со сланцами и алевролитами, контролирует локализацию обогащенных оловом линз.

Следует остановиться еще на одном явлении, прямо связанном с проблемой зональности, которое устанавливается в рудных узлах Северо-Восточной Якутии. Речь идет о различии в относительном гипсометрическом положении рудных жил и интрузивов гранитоидов. В одних случаях оловорудные и свинцово-цинковые месторождения располагаются над куполами массивов и соответственно над оловоносными грейзенами (Депутатский узел), в других — на одном уровне с ними (Хатакчанский массив и Алыс-Хайское месторождение, Киргилыхский массив и Эге-Хайское месторождение), а в третьих — даже ниже выходов гранитоидов (Арга-Ыннах-Хайский массив и Улахан-Эгеляхское месторождение, Безымянный массив и Илнтасское месторождение). В целом, следовательно, можно говорить о независимости положения сульфидного оруденения в разрезе относительно массивов. Это, видимо, объясняется, во-первых, постоянством оптимальной глубины формирования однотипных месторождений относительно палеоперехности и, во-вторых, разрывом во времени между внедрением ранних интрузивных фаз и формированием руд, в течение которого могла иметь место значительная эрозия поверхности. Вместе с тем эти различия могут зависеть и от разной глубины становления интрузивов. В то же время близкий гипсометрический уровень однотипного оруденения позволяет предполагать параллельность палеоперехности современной поверхности, что увязывается и с данными геоморфологических исследований территории Северо-Востока Якутии (Баранова, Биска, 1964). Так, в Депутатском рудном узле установлено, что образование гранитного массива и грейзенов в его куполе

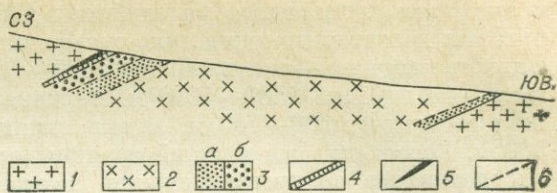


Рис. 4. Схема метасоматической зональности на Кестерском месторождении.

1 — гранодиориты Арга-Ыннах-Хайского массива (ранняя фаза); 2 — апограниты (поздняя фаза); 3 — слабо (а) и сильно (б) окварцованные апограниты; 4 — слюдисто-кварцевые грейзены с касситеритом; 5 — пегматоидные кварцево-полевошпатовые образования; 6 — условные границы зон.

и апофизах происходило на глубинах 1800—2100 м, формирование рудных тел касситерито-турмалино-сульфидного и касситерито-хлорито-сульфидного состава — на глубине 1300—1600 м, а галенит-сфалеритовых жил — на глубине 1800—1900 м. Вертикальный интервал для оловянных жил составляет 500—700 м, а для свинцово-цинковых он равен 450—500 м. Расстояние же нижней границы оруденения от контакта массива, определенного по ороговикованию вмещающих пород, увеличивается от 100 до 700—800 м для жил ранних этапов и далее до 1200 м для самых поздних этапов. Такое же постоянство гипсометрического положения сульфидных жил устанавливается в Дербек-Нельгехинской зоне, а также в рудных узлах Южного Верхоянья.

Постоянство глубины оруденения на территории рудных узлов позволяет предложить этот признак как один из важных поисковых критериев, а также применять его при оценке надрудных интервалов жил.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964, с. 131—193.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуи Т. Н.* Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 329—349.
- Дубровский В. Н.* Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного оруденения на Хрустальном месторождении (Дальний Восток СССР).— В кн.: Конференция по проблеме постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 86—90.
- Еловских В. В.* Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны.— «Тр. Якутского филиала АН СССР», 1959, № 3, с. 93—105.
- Еловских В. В.* Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Восточной Якутии.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 525—540.
- Еловских В. В.* О влиянии строения фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области на пространственное распределение рудных районов Восточной Якутии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 3—14.
- Иванов В. В.* Минералого-геохимические черты и индицированность оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1964, 251 с.
- Индолев Л. П.* Магматизм и свинцово-цинковое оруденение Дыбинского рудного узла (Южное Верхоянье).— Автореф. канд. дисс. Якутск, 1966, с. 26.
- Кигаи П. Н.* Лифудзинское оловянное месторождение. М., «Наука», 1966, с. 248.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности при постмагматических процессах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 9—18.
- Кушнарев И. П.* К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения.— «Геол. и горн. дело», 1947.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.
- Некрасов И. Я.* Об олово-вольфрамовом оруденении в Полоусненском рудном районе.— «Тр. Якутского филиала АН СССР», 1960, вып. 6, с. 5—18.
- Некрасов И. Я.* Основные черты минерализации Депутатского оловорудного месторождения.— «Тр. Якутского филиала АН СССР», 1960, вып. 7, с. 58—71.
- Радкевич Е. А.* К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 6, с. 58—69.
- Радкевич Е. А.* Металлогения Южного Приморья. М., 1958, с. 107.
- Рожков И. С., Кобеляцкий И. А., Гринберг Г. А. и др.* Основные черты металлогении Северо-Восточной Якутии.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 278—289.
- Рундквист Д. В.* О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грейзеновых месторождений.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1965, вып. 1, с. 10—27.
- Смирнов В. И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн.: Конференция по проблеме постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965, с. 35—46.
- Смирнов В. С., Дубовик М. М., Эпифанов П. П. и др.* Минералогический очерк Яна-Алдыңчанского района.— «Тр. Ин-та геол. АН СССР. Минералог. серия», 1941, вып. 46, с. 93.
- Трушков Ю. Н.* О влиянии орогенических структур на распределение коренных месторождений и россыпей в складчатых областях Якутии.— В кн.: Геология россыпей золота. М., «Наука», 1966, с. 5—32.

Флеров Б. Л. Куйгинская зона разлома.— «Тр. Якутского филиала АН СССР», 1960, вып. 7, с. 73—85.

Флеров Б. Л. Типы месторождений олова Якутии, их связь с интрузивными комплексами и особенности распределения.— «Тр. Якутского филиала СО АН СССР», 1962, вып. 14, с. 261—278.

Флеров Б. Л., Булаевский Д. С., Дорофеев Д. А. Особенности геологического положения свинцово-цинкового оруденения в Южном Верхоянье.— «Геол. рудн. месторожд.», 1962, № 2, с. 59—74.

Флеров Б. Л. Особенности структуры Депутатского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Наука», 1965, с. 190—197.

Флеров Б. Л., Яковлев Я. В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Наука», 1965, с. 86—145.

ОТЛИЧИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СФОРМИРОВАННЫХ НА РАЗЛИЧНОМ УДАЛЕНИИ ОТ МАТЕРИНСКИХ ИНТРУЗИЙ

Д. В. РУНДКВИСТ, В. К. ДЕНИСЕНКО

(Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт)

Глубинность формирования месторождений обычно рассматривается исследователями по отношению к существовавшей в то время дневной поверхности (месторождения приповерхностные, малых, умеренных и значительных глубин, по классификации П. М. Татарина и И. Г. Магакьяна, 1949). Месторождения различных глубин обладают различными особенностями строения, минерального состава, текстур и структур руд и др. (Горжевский, Козеринко, 1966; Татарин, Строна, 1967). Однако в меньшей степени отличия в строении и составе месторождений определяются удаленностью их от материнских интрузий. Основываясь на этом, В. Эммонс (1933), П. Ниггли (1933), Г. Шнейдерхен (1959), Х. М. Абдуллаев (1954) предлагали использовать степень удаленности месторождений от материнских интрузий в качестве классификационного признака. В частности, выделялись крипто-, акро-, эпи-, эмбатолитовые месторождения по классификации П. Ниггли, В. Эммонса или месторождения без-, над-, околоинтрузивной и интрузивной зон, по классификации Х. М. Абдуллаева.

Применительно к кварцево-жильным вольфрамовым, оловянно-вольфрамовым и комплексным редкометалльным (Sn, Mo, Bi, W) месторождениям, формирующимся в связи с кислыми и ультракислыми гранитоидными интрузиями, зависимость особенностей их строения и состава (развитие и состав даек, соотношение жил, прожилков, метасоматических пород, состав руд и типы зональности, структуры рудного поля и связи с рудоконтролирующими нарушениями, и т. д.) от расположения по отношению к материнским интрузиям предельно отчетлива. Ниже рассматриваются особенности комплексных вольфрамовых месторождений четырех типов, различно удаленных от гранитных массивов:

I — сформированные на расстоянии свыше 400—500 м от интрузии («криптобатолитовые» или «надинтрузивные»);

II — месторождения, на глубоких горизонтах которых (200—400 м) устанавливаются материнские граниты («акробатолитовые» или «околоинтрузивные»);

III — приуроченные непосредственно к контакту апикальных и купольных частей интрузии («эпibatолитовые» или «контактовые»);

IV — обнаруживаемые в достаточно эродированных массивах, ниже поверхности кровли («эмбатолитовые» или «интрузивные»).

Подобное деление, безусловно, не строгое, поскольку далеко не изучены глубокие горизонты месторождений и возможен резко различный «размах» оруденения по вертикали.

К первому из выделенных типов могут быть отнесены такие месторождения указанного региона, как Акмая, Верхнее Кайракты, Саран, Июльское и др. Характерными представителями рудных полей II типа являются Нура-Талды, Джанет, Коктенкуль, Байназар и др., III — типа — Караоба и др. Наконец, наиболее яркими примерами месторождений, залегающих в эродированных гранитных массивах (IV тип), могут служить Акчатоуское, Восточно-Коунрадское и ряд других. В значительной мере аналогичные особенности характерны и для месторождений других регионов. Так, к месторождениям I типа относятся Мынчикур (Калба), Пороховское (Урал), Хатчес Крик (Австралия) и др.; ко II типу — Иультин (Северо-Восток СССР), Канаскейра (Португалия), Югодзыр (Монголия), Аберфойль (Австралия), Пяотан (Китай), Лост-Ривер (США) и др.; к III типу могут быть отнесены месторождения Аляскитовое (Северо-Восток СССР); Калутинское, Кольванское (Горный Алтай), Спокойное (Забайкалье), Хемердон, Корнуэлл, Великобритания), Циновец (Рудные Горы, ЧССР) и др. Наконец, из характерных представителей месторождений IV типа можно назвать Юго-Коневское, Карасьевское (Урал), Сухуашань, Суртас (Китай), Долкоате, Гивор (Корнуэлл, Великобритания), Эренфридёрсдорф (Рудные Горы, ГДР) и др.

При сопоставлении месторождений I—IV уровней глубинности различных районов прежде всего обращает на себя внимание то, что несмотря на неразрывную взаимосвязь месторождений и наличие промежуточных типов между далеко удаленными, собственно прикровельными месторождениями достаточно эродированных частей массивов, в этом едином геологическом ряду образований нет единой направленности в изменении их свойств. По широте развития даек, связи рудоконтролирующих структур с региональными нарушениями, вертикальному диапазону оруденения, характеру минерализации, зональности устанавливается «экстремум» всех этих свойств для собственно приконтактных, купольных месторождений. Свойства месторождений однонаправленно изменяются сначала (по мере приближения к кровле массива) в одном направлении, затем (под кровлей) — в другом, нередко противоположном. Рассмотрим эти положения подробнее.

При анализе особенностей размещения и состава даек в пределах различных месторождений можно установить следующие основные закономерности.

В направлении от I ко II типу месторождений закономерно возрастает количество даек, а от III к IV типу — уменьшается. Так, на площади рудного поля месторождений, формирующихся на значительном удалении от гранитов (I тип), дайки, как правило, единичны или представлены лишь одной-двумя разновозрастными сериями. Для месторождений II типа количество даек максимальное, устанавливается наиболее отчетливая пространственная связь оруденения и даек. Последние образуют протяженные на несколько, иногда десятки, километров зоны, пояса. В качестве примера достаточно сослаться на широко известный район Корнуолла. По отношению к таким поясам оруденение располагается закономерно, локализуясь в местах пересечения поясов друг с другом или с дорудными тектоническими структурами. Аналогичная особенность концентрации оруденения по отношению к дайкам установлена М. Б. Бородаевской (1955) для кварцево-золоторудных месторождений Урала и Д. В. Льюсом (1957) для месторождений Америки. В месторождениях, приуроченных к апикальным частям массивов, дайки по их распространению хотя и сопоставимы с предыдущим типом, но имеют незначительные размеры. Протяженность их редко превосходит первые

десятки метров, а мощность, как правило, 10—20 см. Наконец, в месторождениях, располагающихся в эродированных гранитных массивах (IV тип), дайки вновь имеют крайне ограниченный развитие.

Наряду с этим обращает на себя внимание развитие в месторождениях I типа даек преимущественно основных пород; в месторождениях II типа наряду с основными широкое распространение получают дайки кислого состава, образующие 3—4 и более разновозрастные серии. В месторождениях III—IV типов развиты практически только кислые дайки. Кроме того, в генетическом отношении дайки первых двух типов месторождений в большинстве случаев не связаны с формированием рудоносных гранитов, т. е. являются так называемыми дайками второго этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову. В месторождениях же III и IV типов, напротив, дайки — производные материнских гранитных интрузий, близки им по составу и строению (дайки I этапа).

Следует также отметить, что для даек, ассоциирующихся с месторождениями II и III типов, характерно интенсивное развитие процессов замещения — микроклинизации, альбитизации, грейзенизации, нередко метаморфизма, в значительной степени затушевывающих первичные структурно-текстурные особенности пород. Например, М. М. Повилайтис (1964), изучавшая особенности состава и строения даек, развитых в пределах рудопроявлений гранитного массива Куу в Центральном Казахстане, пришла к выводу о возникновении их при процессах замещения и переплавления исходных крупнозернистых гранитов. Интенсивный метасоматоз, приводящий нередко к практически полному замещению первоначальной породы, отмечался для даек месторождений Кара-Оба (Денисенко, 1965).

Одновременно в таких измененных дайках фиксируется повышенное количество элементов-примесей, в частности W и др. В месторождениях, наиболее удаленных от контактовой зоны гранитов (I и IV типы), дайковые породы, как правило, не обнаруживают заметных признаков постмагматических изменений.

По отношению к оруденению дайки обычно дорудные, внутрирудные же дайки характерны лишь для месторождений III типа. На чередование во времени периодов внедрения даек и оруденения обращали внимание М. М. Повилайтис (1957, 1964), Г. Н. Щерба (1960), Д. В. Рундквист и др. (1966) и другие исследователи. При этом образование даек в общем ходе развития минерализации месторождения происходит закономерно и разделяет различные этапы оруденения, чаще всего раннее молибденовое от последующего вольфрамового, иногда вольфрамовое от более позднего комплексного редкометального (Абдрахманов, Строганов, 1958; Денисенко, 1965).

Устанавливается определенная закономерность в изменении структуры рудных полей месторождений по мере их удаления от контакта с гранитами, т. е. от месторождений II типа к I — в породах кровли и от III к IV — в гранитах. Такая закономерность для рассматриваемых жильных месторождений выражается в отчетливой связи структуры месторождений I и IV типов с региональными рудоконтролирующими нарушениями в основном взбросо-сдвигового характера, по отношению к которым рудные жилы и прожилки располагаются обычно как оперяющие трещины различных порядков. Эта особенность месторождений уже подчеркивалась авторами (Рундквист, 1964; Рундквист и др., 1966).

Вследствие сдвигообразования для рудных полей I и IV типов характерны параллельные, кулисообразные, эшелонированные жильные системы, развивающиеся в блоках между параллельными рудоконтролирующими нарушениями, приуроченность жил к наиболее хрупким породам, сложное разветвление жил в местах выклинивания и др. Сюда относятся протяженные параллельные жильные зоны Юго-Восточного Китая, Корнуолла, вольфрамовой провинции Урала. При этом во всех случаях глав-

ную роль в локализации жил играли экзокинетические системы трещин, развивающиеся в пределах как гранитов, так и вмещающих пород по одному плану; в гранитах они лишь приспособлялись к существующей системе эндокинетических трещин.

Другой характерной особенностью является образование в участках пересечений нескольких тектонических нарушений, сочетание трещинной тектоники со сложной морфологией куполов и т. д. — веерообразных, дугообразных, «вихревых» структур жильных полей, возникающих при развитии нескольких соподчиненных систем трещин, закономерно располагающихся по отношению друг к другу.

При анализе структур жильных месторождений, залегающих в куполах и непосредственно над куполами гранитов (II и III типы), выявляется четкая зависимость размещения рудных тел от особенностей морфологии этих куполовидных массивов. В этом случае устанавливается ряд общих особенностей их расположения. Жильные и штокверковые зоны развиваются с пологой стороны купола — особенность, на которую ранее обращалось внимание, в частности, В. И. Смирновым (1963). В случае относительно симметричного купола возникают трещиноватые зоны, сравнительно изометричные в плане, нередко с радиальным расположением трещин в их пределах. Над гранитными гребнями развиваются вытянутые жильно-штокверковые зоны. Изгибающиеся системы жил отражают неправильную морфологию куполов. При этом изгибы жильных зон в изучавшихся авторами случаях были обращены выпуклостью в сторону купола. Жилы различных систем в таких зонах формируются, как правило, в первом приближении одновременно.

Таким образом, по мере приближения месторождений к куполам гранитов роль региональных тектонических нарушений в структуре рудных полей постепенно уменьшается, и основным рудоконтролирующим фактором, непосредственно определяющим размещение жил в куполовидном выступе, становится морфология куполов гранитных массивов. Далее по мере удаления от контакта в глубь гранитов связь структуры рудного поля с региональной тектоникой вновь усиливается, и месторождения, расположенные в приконтактовых частях эродированных гранитных массивов, вновь обнаруживают отчетливую связь с зонами разрывных тектонических нарушений (например, на Урале), по отношению к которым рудные тела располагаются как опережающие сколовые трещины, впоследствии приоткрытые.

В полном соответствии со сказанным изменяются вертикальная протяженность рудных тел и выдержанность оруденения на глубину, которые максимальны в месторождениях I типа, значительны в IV и II типах и имеют наименьший «размах» в III типе. Эта интересная особенность для жил I и III типов оловянно-вольфрамовых месторождений юго-восточной части Китая отмечалась М. И. Ициксоном (1963).

По мере приближения месторождений к гранитам, т. е. от I к IV типам, в целом усложняется минеральный состав руд. Так, количество минеральных видов в пределах различных месторождений Центрального Казахстана, изучавшихся авторами и относимых к одному из выделенных типов, закономерно изменяется и составляет в I типе около 50 видов, во II — около 100, в III — свыше 100, в IV — более 150.

Эта же особенность может быть отмечена и для жильных месторождений. Так, месторождения, относимые к I типу, как правило монометаллы или реже биметаллы; во II типе преобладают два, реже три компонента; наконец, в месторождениях, локализованных в гранитах (III, IV типы), имеет место комплексное (Sn—Bi—Mo—W) оруденение.

Одновременно с усложнением минерального состава руд по мере увеличения глубинности формирования месторождений возрастает относительная роль процессов метасоматоза (по сравнению с жильным выполнением), что выражается в развитии среди гранитов более мощных

околожильных и околопрожилковых зон изменений, а нередко и самостоятельных линейных и площадных метасоматических тел, несущих оруденение. Может быть отмечена и закономерность в смене метасоматических фаций: кварц-серпичитовые, кварц-серпичит-пиритовые, кварц-пиритовые, кварц-хлоритовые в породах кровли на значительном удалении от интрузий и кварцевые, кварц-топазовые, кварц-флюорит-мусковитовые, т. е. типичные грейзеновые фации, — в гранитах.

Обнаруживается определенная зависимость между глубиной формирования месторождений и особенностями зонального размещения минерализации в их пределах. В общем виде схемы горизонтальной и вертикальной зональности для каждого из рассматриваемых типов месторождений достаточно устойчивы. В первую очередь может быть подчеркнута резко различная контрастность зональности. Наименее контрастна зональность в месторождениях надинтрузивных, наиболее контрастная — в месторождениях апикальных частей интрузий. С другой стороны, как следствие усложнения минерального состава месторождений от IV ко II и от I ко II типу отчетливо усложняется зональность месторождений. Это выражается как в образовании все большего числа различных по минеральному составу зон, так и в усложнении генетического типа зональности. Представляется, что зональность месторождений IV и частично I и II типов в большей степени пульсационная, тогда как зональность месторождений II и III типов представляет собой сложную суммарную картину зональности отложения и пульсации.

Следовательно, можно говорить и об устойчивости общей «типовой» последовательности смены минеральных зон в каждом из типов месторождений. При этом в месторождениях IV, а также I типа зональность целесообразно рассматривать главным образом по отношению к рудо-контролирующим тектоническим нарушениям, а в месторождениях II и частично III типов — в первую очередь относительно морфологии гранитного купола.

Рассмотрим несколько характерных случаев зонального развития минерализации в месторождениях различных уровней глубинности по отношению к кровле куполов рудоносных гранитов.

В месторождениях I типа, обладающих, как подчеркивалось выше, простым минеральным составом, зональность в плане выражается обычно в изменении содержания рудного компонента в соответствии с изменением структурного плана развития жильного поля. Так, для кварц-вольфрамитового месторождения Акмая (Центральный Казахстан), которое локализовано в глинисто-известковой песчано-сланцевой толще кровли слепого купола гранитов, залегающего, по мнению всех исследователей, на глубине свыше 400—450 м, зональность выражается в том, что различные концентрации вольфрама в пределах рудного поля распределяются закономерно, образуя три самостоятельные подзоны. Внешняя северная подзона имеет самые низкие содержания вольфрама, центральная подзона объединяет жилы со средним содержанием, наконец, в южной устанавливаются наиболее высокие его концентрации. Примерное соотношение содержания WO_3 в этих подзонах в направлении с севера на юг 1:15:35. Такая смена содержания триоксида вольфрама в пределах месторождения находится в полном соответствии с изменением структурного плана развития жильного поля. Мощные и протяженные жилы южной части рудного поля, вблизи тектонического нарушения по азимуту СЗ 290—300°, образуют зону с наиболее высоким содержанием WO_3 ; жилы с азимутом простирания СЗ 330°, располагающиеся по отношению к предыдущим к северу как оперяющие трещины более низкого порядка, характеризуются преимущественно средними содержаниями триоксида вольфрама; наконец, для апофиз на северном выклинивании жил, имеющих тенденцию к развитию в близмеридиональном направлении, характерны самые низкие концентрации WO_3 .

С глубиной монометалльные месторождения, относимые к I типу, нередко становятся биметалльными. При этом последовательность смены минерализации по вертикали однотипа в различных месторождениях. Так, для вольфрамовой месторождения Верхнее Кайракты в Центральном Казахстане устанавливается, по данным Г. Н. Щербы (1960), возрастание с глубиной количества молибдена при одновременном уменьшении содержания вольфрама в 1,5 раза. На шеелитовом месторождении также «вольфрамвая минерализация присутствует повсеместно во вскрытой части рудного тела, тогда как оруденение молибденитом в значительных количествах появляется только на некоторой глубине» (Бедров, 1961). Аналогично на месторождении Саран (Степанов, 1959; Щерба, 1960) на верхних горизонтах преобладает вольфрамвая минерализация, которая с глубиной постепенно вытесняется молибденовой.

Горизонтальная зональность в месторождениях, развивающихся в широкой экзо-эндоконтактной зоне гранитных массивов (II и III типы), во многом однотипа; здесь отчетлива связь особенностей размещения минерализации с морфологией купола рудоносных гранитов. Такая связь выражается в локализации минеральных зон над пологой стороной купола и смене их по направлению к вершине купола в закономерной последовательности: $W-(Bi+Sn)-Mo$. Последняя зона располагается обычно в зоне эндоконтакта гранитных куполов. В качестве примера можно привести месторождение Западное в Центральном Казахстане, где, по данным Г. И. Бедрова и Г. А. Паркадзе (1961), устанавливается горизонтальная зональность — локализация максимальных концентраций вольфрама в северной части месторождения на фланге слепого купола гранитов, а молибденового — в центральной части с образованием «обогащенного рудного столба». В описываемых месторождениях вольфрамвое оруденение обычно выдерживается на всей их площади, поэтому зональное распределение минерализации необходимо рассматривать на фоне возрастания комплексности руд. Каждая последующая минеральная зона по отношению к предыдущей имеет более локальное площадное распространение, в значительной мере совмещена с предыдущей зоной, однако центры максимальной проявления той или иной минерализации закономерно смещены по отношению друг к другу. «Выдержанный эксцентриситет в размещении рудных зон», развитие их не вокруг всего гранитного массива, а с закономерным смещением и расширением в направлении его пологой кровли отмечались ранее В. И. Смирновым (1963). В плане минеральные зоны имеют вид полумесяцев, огибающих вершину купола. В месторождениях III типа зависимость расположения рудной минерализации от морфологии массива устанавливается и в вертикальном разрезе — оруденение в плоскости жил размещается в виде близпараллельных кровле гранитного массива «лент», «поисов».

Отмеченная горизонтальная зональность в распределении оруденения полностью подтверждается и данными изучения ореолов рассеяния металлов в рудных полях. По данным К. Ш. Сатыбалдина (1960), на редкометалльных месторождениях Центрального Казахстана внешний фон редкометалльных ореолов вольфрамвый, площадь его значительно превышает размеры отдельных рудных тел или минерализованных зон. Ореолы рассеяния молибдена имеют более локальное развитие и распространяются обычно на площади, лишь «в два-три раза большей, нежели их фактические размеры». «Ореолы рассеяния висмута и олова вписываются в площади распространения ореолов рассеяния вольфрама и молибдена» (Сатыбалдин, 1960).

В той же последовательности $W-(Bi+Sn)-Mo$ сменяется минерализация в месторождениях II и III типов и по вертикали (в направлении от поверхности к более глубоким горизонтам). Для редкометалльных месторождений Центрального Казахстана аналогичная смена рудных зон по вертикали отмечалась Г. Н. Щербой (1960): «В самом

низу преимущественно накапливается Sn, Mo и др., выше к ним прибавляются W, Bi, и в самом верху, кроме W, появляются еще Pb, Zn, Cu (стр. 356). И. Я. Некрасовым (1963) для месторождений касситерито-кварцевой и молибденито-кварцевой формаций Северо-Восточной Якутии устанавливается аналогичная смена оруденения по вертикали. В частности, на Тугучанском рудопроявлении в направлении к поверхности им отмечается переход от исключительно молибденового к висмут-молибденовому оруденению, которое на верхних горизонтах сменяется висмутовым. Для редкометалльных месторождений Юго-Восточного Китая характерна смена минерализации от поверхности на глубину в последовательности: Sn—W—зона с преобладанием вольфрамита, W—Sn—с преобладанием касситерита и бериллом в нижних частях (Геологическое общество Китая, 1963).

Однако в целом вертикальная зональность выражена менее отчетливо, чем горизонтальная.

В месторождениях IV типа, располагающихся в эродированных гранитных массивах, размещение минерализации подчиняется структурному контролю. Так, на изучавшихся авторами месторождениях Центрального Казахстана в различных по времени образования трещинах локализуются различные типы минерализации. На месторождении в целом смена минерализации в плане в направлении от периферии к центральным частям гранитного массива происходит в той же последовательности, что и в месторождениях II и III типов: W—Bi—Mo.

Отмеченные закономерности строения и состава месторождений четырех выделенных типов, формирующихся на различном расстоянии от материнских интрузий, могут быть полезны при предварительной их оценке.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А., Строганов А. Н. Интравудные дайки редкометалльного месторождения Кара-Оба.—«Вестн. АН КазССР», 1958, № 9 (162), с. 82—86.
- Абдудлаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Гостеолтехиздат, 1954, 295 с.
- Бедров Г. И. Редкометалльное месторождение Шеелитовое в Центральном Казахстане.—«Тр. Каз. ИМС», 1961, вып. 6, с. 3—27.
- Бедров Г. И., Паркадзе Г. А. Месторождение молибдена Западное в Центральном Казахстане.—«Тр. Каз. ИМС», 1961, вып. 5, с. 35—50.
- Бородавская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрологии и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 107—124.
- Геологическое общество Китая. Влияние геологических структур и характера вмещающих пород на формирование первичной зональности месторождений.— В кн.: Конференция по проблеме постмагматического рудообразования». Т. I. Прага, 1963, с. 38—41.
- Горжеский Д. И., Козеренко В. Н. О проблеме глубинности постмагматических месторождений.—«Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 6, с. 42—52.
- Денисенко В. К. О закономерном проявлении внутрирудных даек в истории формирования месторождений Кара-Оба.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 883—886.
- Ицкисон М. И. Факты, которые следует учитывать при направлении поисковых работ на Дальнем Востоке.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 604—606.
- Льюис Д. В. Связь рудных тел с дайками и силлами.—«Новости зарубежной геологии», 1957, вып. 3, с. 49—75.
- Некрасов И. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях Северо-Восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел — В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Гостеолтехиздат, 1963, с. 314—334.
- Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М.—Л., Геолразведиздат, 1933, 92 с.
- Повилайтис М. М. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения). «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 1, с. 90—105.

Повилайтис М. М. К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним вольфрамового оруденения. — «Геол. рудн. месторожд.», 1964, т. 6, № 5, с. 40—56.

Рудиквист Д. В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала. — «Геол. рудн. месторожд.», 1964, т. 6, № 2, с. 24—37.

Рудиквист Д. В., Денисенко В. К., Неженский И. А., Павлова И. Г. О закономерностях размещения редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР. Л., «Недра», 1966, с. 83—111. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 133).

Сатыбалдин К. Щ. Результаты изучения ореолов рассеяния редкометалльных штокверков Центрального Казахстана методами металлотрии. — «Тр. Каз. ИМС», 1960, вып. 2, с. 125—131.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 62—68.

Степанов В. В. Последовательность формирования редкометалльного штокверка Саран. — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1959 вып. 3 (36), с. 60—71.

Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. — «Зап. Всес. мин. об-ва», 1949, ч. 78, вып. 3, с. 195—206.

Татаринов П. М., Строна П. А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — «Зап. Всес. мин. об-ва», 1967, ч. 96, вып. 1, с. 3—11.

Шнейдерген Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1959, 501 с.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 378 с.

Эммонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. М.-Л., Геолразведиздат, 1933, 48 с.

ОЛОВОНОСНОСТЬ И ВОЛЬФРАМОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С. Ф. УСЕНКО

(Дальневосточный филиал Всесоюзного научно-исследовательского института
минерального сырья)

Олово — один из ведущих элементов эндогенной металлогении Приамурья. Другие металлы в той или иной мере сопутствуют олову или же образуют более или менее самостоятельные концентрации в пределах оловоносных площадей. Один из таких металлов — вольфрам. Имеется много примеров, свидетельствующих о тесной связи вольфрама с концентрациями олова, особенно в глубинных частях оловянных месторождений, или же в условиях высокотемпературного рудоотложения. Вместе с тем немало крупных концентраций вольфрама и в золотоносных районах. Все это говорит о более широком диапазоне условий рудоотложения вольфрама, чем олова.

Геохимические особенности олова, определяющие как минеральные (преимущественно кислородные) формы его соединений, так и химизм среды рудоотложения (терригенные толщи и вулканиты риолитовой формации), а также генетическую связь с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами, резко отличают его от золота. Последнее в отличие от олова встречается преимущественно в зонах фемического или близкого к нему профиля, а его месторождения локализируются в районах преобладающего развития эвгеосинклинальных складчатых комплексов и гранитидов повышенной основности. В результате присущие этим металлам свойства предопределяют и столь же контрастную географическую разобщенность площадей развития руд олова и золота.

Вольфрам, проявляясь и в тех, и в других площадях, по-своему реагирует на их литолого-структурные отличия. В оловорудных районах он тесно ассоциирует с оловом, имеет литофильные свойства и в форме

вольфрамита отлагается в тесной ассоциации с касситеритом, образуя грейзеновые тела и жильные формы кварцево-касситерито-вольфрамитового состава. В золотоносных районах вольфрам присутствует большей частью в форме шеелита, который ассоциирует с золотом и сульфидами, нередко образуя наряду с кварцево-жильным скарповые типы высокоперспективных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ ПРИАМУРЬЯ

Территория Приамурья располагается в зоне перехода континентального блока коры к океаническому, в области сложного сочетания разновозрастных геосинклинально-складчатых систем: архейской, протерозойской, байкальской, герцинской, мезозойской и кайнозойской. Неодинаковый структурный план и степень консолидации, различная тектоническая роль и природа этих систем в ходе их взаимного развития обусловили сложное строение Приамурья.

История структурного развития этой территории сводится к следующему. В раннем и среднем протерозое архейское сооружение Сибирской платформы наращивалось с юга и юго-востока складчатой системой протерозоид, слагающих в настоящее время хребты Становой и Джугджурский, в составе которых значительная роль принадлежит геосинклинальным формациям спилито-диабазового состава. В позднем протерозое на основе этих сооружений к югу от зоны Становика — Джугджура заложилась обширная байкальская геосинклиналь, охватившая почти всю нынешнюю территорию Приамурья. В результате ее последующего развития и дифференциации к концу позднего протерозоя к югу от Джагинской зоны сложилось основное ядро Буреинского массива, который с завершением байкальской складчатости разделил области заложения и развития Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей.

Буреинский массив как геоантиклинальное поднятие зародился в середине протерозоя. На это указывает прежде всего тот факт, что залегающие на нем синекембрийские отложения имеют субплатформенный характер. Кроме того, в его пределах локализуется основная масса инверсионного и постинверсионного магматизма байкалид и почти весь последующий герцинский магматизм. Это привело к тому, что к началу мезозоя характеризуемая структура представляла собой жесткую массу, сложенную преимущественно гранитами с реликтами мезозойских складчатых структур. В мезозое Буреинский массив подвергается значительной тектоно-магматической активизации.

Монголо-Охотская геосинклинально-складчатая система включает три структурных комплекса, отражающих соответствующие циклы ее развития: байкальский (фундамент), герцинский (S—T₂) и альпийский (T₃—Pg). В составе байкальского и герцинского этажей, по крайней мере от позднего протерозоя до девона, значительная роль принадлежит спилито-диабазовым формациям, создавшим сиало-фемический профиль эвгеосинклинальных зон протерозоя, раннего и среднего палеозоя. Времени развития от карбона до среднего триаса (орогенный этап герцинид) соответствуют терригенные (сиалические) формации. Аналогичный терригенный тип формаций характеризует и альпийский цикл развития монголоохотоид.

Интрузивный, преимущественно гранитоидный, магматизм Монголо-Охотской системы (байкальский, герцинский, альпийский) локализован за пределами ее прогибов; он широко «выплеснулся» в области обрамляющих их жестоких структур — в зону протерозоид Становика — Джугджура и Буреинского массива. По химизму гранитоиды характеризуются преобладающей ролью натрия в составе щелочей, а по продуктивности широко проявленной золотоносностью.

Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая система образовалась восточнее Монголо-Охотской. В ее развитии намечается два геосинклинальных цикла: позднегерцинический (D_1-T_2) и альпийский (T_3-Pg)*. В составе складчатых комплексов преобладают терригенные (сиалические) формации.

Богатый по объему, петрографически и продуктивно разнообразный орогенный гранитоидный магматизм Сихотэ-Алинской системы представлен несколькими возрастными группами: 1) позднепалеозойско-раннемезозойской; 2) поздненижнемеловой — верхнемеловой; 3) позднемеловой — палеогеновой. Среди гранитоидных комплексов выделяются «натровые» гранитоиды, сформированные в зонах осадочно-вулканогенных формаций фемического и сиало-фемического профиля, и «калиевые», возникшие в условиях сиалических (терригенных) формаций. Первые — преимущественно «золотоносные», а вторые — «оловоносные». Гранитоиды локализируются и здесь в основном в жестких структурах, обрамляющих синхронные им зоны складчатости. Так, позднепалеозойско-раннемезозойские комплексы размещаются вдоль восточной окраины Буреинского массива; поздненижнемеловые-верхнемеловые — вдоль того же массива и в зоне прилегающих к нему герцинид, а позднемеловые и палеогеновые — среди герцинических, юрско-раннемеловых и позднемеловых зон складчатости.

Важным структурным элементом геосинклинальных систем являются разломы, представляющие собой подвижные швы, контролирующие развитие структурно-фациальных зон и проявление магматизма. На современном срезе системы этих разломов выражены в форме крупных поясов магматизма и связанной с ними минерализации. В соответствии с двумя геосинклинальными системами выделяются и две главные системы разломов: Монголо-Охотская близширотных (северо-западных) зон разломов и Сихотэ-Алинская близмеридиональная. Первая контролирует большую часть доверхнемелового (преимущественно «натрового») гранитоидного магматизма, а вторая — позднемеловой и палеогеновый магматизм.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Различные формы магматизма сопровождают развитие геосинклинальных систем на всех стадиях их развития: геосинклинальной, инверсионной и постинверсионной. Преимущественно эффузивный (в меньшей мере интрузивный основной и ультраосновной) магматизм геосинклинальной стадии локализуется в зонах эвгеосинклинальных отрогов. Магматизм стадии инверсии, представленный большей частью интрузивными фациями габбро-гранодиоритов и плагиогранитов, локализован в зонах нарождающихся геоантиклинальных поднятий. Наконец, постинверсионная стадия представлена в основном гранитоидным магматизмом от умеренно кислого и кислого до субщелочного состава, проявляющимся в разнообразных формах вулcano-плутонического процесса. Таким образом, на фоне все нарастающей интенсивности магматических процессов от начальных (геосинклинальных) стадий развития к конечным (орогенным) состав магматических пород последовательно эволюционирует от основных и ультраосновных до кислых, ультракислых и субщелочных.

Постинверсионный (орогенный) гранитоидный магматизм наиболее массовый и продуктивный. Для Монголо-Охотской складчатой системы он в основном юрско-меловой, а для Сихотэ-Алинской — меловой и палеогеновый. Характерно, что в отличие от геосинклинального и инверсионного продукты орогенного магматизма «покидают» геосинклинальные про-

* Строение фундамента Сихотэ-Алинской геосинклинали недостаточно ясно.

гибы и локализуются в обрамляющих их жестких структурах. Эта особенность постинверсионного магматизма, особенно ярко выраженная на позднемезозойском этапе развития геосинклинальных систем, стала причиной образования специфических наложенных разломно-магматических структур или поясов, именуемых также эциплатформенными или орогеническими поясами (Хаин, 1965). Главнейшие из них в Приамурье — Становый и Северо-Буреинский или Деспко-Октябрьский (Индиксон и др., 1960) для Монголо-Охотской системы, Хингано-Охотский, Сихотэ-Алиньский, Уссуро-Охотский и Прибрежный — для Сихотэ-Алиньской.

С точки зрения оловоносности, интересны Хингано-Охотский и Сихотэ-Алиньский пояса, занимающие близкую тектоническую позицию. Эти два пояса преимущественно мезозойского магматизма разделены Уссуро-Охотским поясом кайнозойских впадин и контролируемого ими базальтоидного магматизма. Последнему почти синхронен Прибрежный вулканоплутонический пояс, который контролируется шовной зоной сочленения Сихотэ-Алиньской и Хоккайдо-Сахалинской геосинклинальных систем. Являясь главными магматическими поясами, эти структуры оказываются и основными рудоносными поясами.

РУДОНОСНОСТЬ

Отмеченная эволюция магматизма в ходе развития геосинклинальных систем сопровождается и соответствующей эволюцией металлогенической специализации. Так, с геосинклинальным магматизмом связаны преимущественно магматические формы минерализации Cr, Fe, Ti, V, Ni, Co, иногда Pt. Магматизм стадии инверсии сопровождается в основном контакто-метасоматическим типом оруденения Fe, Ti, Ni, Co, Cu, Au, отчасти W, Mo и редкометальной минерализацией. Оруденение этих стадий, как и порождающий его магматизм, характерны большей частью для Монголо-Охотской системы. Постинверсионный магматизм, который в одинаковой мере характерен для обеих складчатых систем, сопровождается несравненно более интенсивной, преимущественно гидротермальной, минерализацией Sn, Mo, W, Au, Cu, Pb, Zn и др. Последние располагаются преимущественно в пределах двух главнейших для Сихотэ-Алиньской складчатой системы рудных поясов: Хингано-Охотского и Сихотэ-Алиньского.

Хингано-Охотский рудный пояс — это близмеридиональная зона разломно-блоковых дислокаций и мелового (Cr₁—Cr₂), преимущественно гранитоидного, магматизма, расположенная в западной окраинной части Сихотэ-Алиньской складчатой области. Южная часть пояса охватывает восточную окраину Буреинского массива и прилегающую к нему с востока зону герцинид (С—T₂) и мезозойд (T₃—Cr₁), а северная — область скрещения структур Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской систем. При всей гетерогенности «субстрата», включающего геологические формации от докембрия до мела, основу структурного единства пояса представляют его структурно-магматические и металлогенические особенности. Вместе с тем различия в составе фундамента влияют как на состав и петрохимические особенности гранитоидов пояса, так и на характер связанной с ними минерализации. Так, в северной части пояса (область структур скрещения), с ее сиало-фемическим составом фундамента, гранитоиды отличаются повышенной основностью и «золотым» характером минерализации, а в южной — гранитоиды того же возраста оказываются существенно «калиевыми» и преимущественно оловоносными. В связи с этим пояс делится на две рудоносные области: Приохотскую (Au, W, Cu—Mo, Pb—Zn) и Хингано-Баджальскую оловоносную (Sn, W, Mo, Cu, Pb, Zn).

Сихотэ-Алинский рудный пояс, как и Хингано-Охотский, представляет собой близмеридиональную зону разломно-блоковых дислокаций, контролирующих позднемеловой и палеогеновый гранитоидный магматизм и связанную с ними рудоносность. Пояс также приурочен к зоне поздних герцинид ($C-T_2$) и прилегающих к ней мезозойд (T_3-Cr_1). Аналогичен он и по характеру магматизма и оруденения. В нем различаются две рудных области: Нижнеамурская, аналогичная Приохотской (Au, W, Mo, Pb, Zn), с гранитоидами повышенной основности, и собственно Сихотэ-Алинская оловоносная, аналогичная Хингано-Баджалской (Sn, W, Mo, Ta, Nb, Pb, Zn), отличающаяся умеренно кислыми и субщелочными гранитоидами.

Граница оловоносных и других областей для обоих поясов (и Хингано-Охотского, и Сихотэ-Алинского) едина: она представляет собой хунгарийский отрезок Гилуиско-Хунгарийского трансструктурного разлома.

Два других пояса Сихотэ-Алинской складчатой области — Прибрежный и Уссуро-Охотский — располагаются параллельно охарактеризованному двум оловоносным поясам и имеют иной характер магматизма и минерализации.

Прибрежный рудный пояс располагается на восточной окраине Сихотэ-Алинской складчатой области, вдоль зоны сочленения с Хоккайдо-Сахалинской геосинклиналью, являясь переходным звеном между двумя геосинклинальными системами. Это вулканогенная структура, сформированная на позднемеловом (и более древнем) фундаменте, в интервале от позднего сенона до палеогена. Таким образом, в принципе по тектонической позиции пояс аналогичен выше охарактеризованному: пространственно он приурочен к зонам завершённой складчатости, а генетически связан с активными геологическими процессами в соседних геосинклинальных прогибах. В составе пояса: позднемеловые — палеоценовые андезиты, риолиты и комагматические им субщелочные гранитоиды, позднепалеогеновые андезито-базальты и базальты, андезито-дациты, дациты и их экструзивные фации, липариты и трахиты. Минерализация пояса преимущественно эпитермальная, жильно-штокверкового типа, связанная с экструзивными аппаратами.

Уссуро-Охотский пояс — это близмеридиональная зона кайнозойских впадин и базальтоидного магматизма. Пояс синхронен Прибрежному и сформирован на юрско-меловом складчатом основании. По объёму магматических пород пояс значительно уступает Прибрежному, а по составу он преимущественно базальтоидный. По имеющимся геофизическим данным, на некоторых участках пояса поверхность Мохоровичича поднята на 6—8 км по сравнению с прилегающими участками Сихотэ-Алинского пояса (Волхонин, Лишневский, 1960). В связи с этим Уссуро-Охотский пояс можно рассматривать как регрессивную структуру, обусловленную обратным (базальтоидным) характером магматизма на постороженном этапе развития складчатых систем (Билибин, 1955). Пояс характеризуется эпитермальной ртутной минерализацией, заметные концентрации которой тяготеют чаще всего к полям эффузивных покровов.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ТИПЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

История изучения оловоносности на территории Приамурья насчитывает немногим более четверти века. За это время открыто и разведано значительное количество различных по типу, масштабам и промышленной ценности месторождений. Параллельно с этим коллективными усилиями геологов научно-исследовательских учреждений и производственных организаций значительно продвинуто изучение геологии оловорудных

месторождений, минералого-геохимических особенностей руд и геологических условий локализации месторождений.

Исследования последних лет, проведенные Дальневосточным геологическим управлением и научно-исследовательскими учреждениями (Ициксон, 1960; Изох, 1960; Кунаев, Русс, 1964; Радкевич и др., 1965; Усенко, Чеботарев 1965), позволили уточнить границу оловоносных площадей и причины их локализации, уяснить характер связи оруденения с магматизмом и расположение месторождений относительно интрузивов, конкретизировать влияние структурных и литологических условий на локализацию оловоносных областей и формирование месторождений, их морфолого-генетические и формационные особенности.

В составе фундамента Монголо-Охотской близширотной системы складчатых образований преобладает сиало-фемический тип эвгеосинклинальных формаций, а в Сихотэ-Алинской близмеридиональной системе — миогеосинклинальный. В обеих системах в одинаковой мере интенсивно проявлен послескладчатый, особенно мезозойский, гранитоидный магматизм. Однако, несмотря на это, металлогеническая специализация и петрохимические особенности гранитоидов этих систем резко различны.

Юрско-раннемеловой гранитоидный магматизм Монголо-Охотской геосинклинальной системы, с ее «эвгеосинклинальным» характером фундамента, отличается повышенной основностью, развитием пород гранодиоритового состава с преобладанием натрия над калием. Наоборот, гранитоидные комплексы Сихотэ-Алинской системы (поздний мел — палеоген) «калиевые». Среди них преобладают граниты, а сопровождающая их рудоносность имеет преимущественно оловянный характер. Исключения представляют лишь северные области Сихотэ-Алинской системы (Приохотье и Нижнее Приамурье), которые являются областями скрещения структур двух систем. Здесь Сихотэ-Алинские структуры накладываются на восточный фланг монголоохотид с их эвгеосинклинальным фундаментом. В соответствии с этим позднемеловые — палеогеновые гранитоидные комплексы северных областей Сихотэ-Алинской системы, несмотря на одновозрастность с оловоносными комплексами южных областей, носят черты натровых гранитоидов. Это обстоятельство, по-видимому, следует рассматривать как один из важных аргументов в пользу зависимости металлогенической специализации интрузивных комплексов от состава (химизма) среды, в которой они формируются.

Таким образом, оловоносны лишь южные области Сихотэ-Алинской складчатой системы с их «калиевыми» гранитоидами. От северных областей их отделяет крупная зона глубинного разлома, трассирующая южный борт Монголо-Охотского эвгеосинклинального трога, перекрытого терригенными формациями Сихотэ-Алинской геосинклинали. Специфика рудоносности той или иной области или структуры, как и характер развитых в ней рудоносных гранитоидов, обусловлены не только и не столько потенциальной рудоносностью этих гранитоидов, сколько характером и составом тех горизонтов коры, в которых формируются магматические очаги. В отличие от золота, месторождения которого располагаются в зонах геосинклинального (мантийного) магматизма и, возможно, являются его производными, олово связано с орогенным (коровым) гранитоидным магматизмом, формирующимся в условиях коры сиалического типа.

Гранитоидный магматизм, как и связанная с ним оловоносность, в частности, в пределах складчатых систем, развиты не повсеместно. В своей локализации они тяготеют большей частью к зонам жестких геоантиклинально-складчатых поднятий — Хингано-Баджальскому и Сихотэ-Алинскому. В соответствии с этим в Приамурье обособляются две оловоносные области: Хингано-Баджальская и Сихотэ-Алинская, разделенные близмеридиональной рудоносной зоной кайнозойских дислокаций и базальтоидного магматизма (см. рисунок).

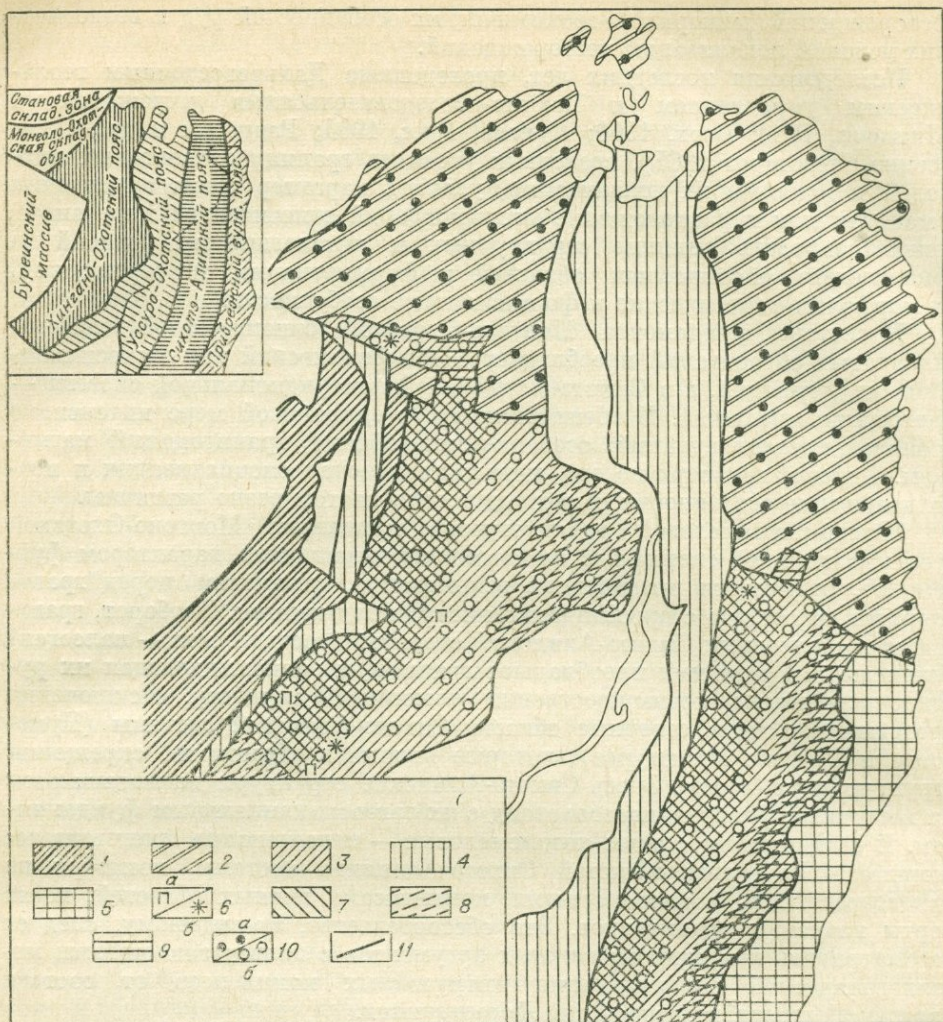


Схема размещения важнейших рудоносных площадей Приамурья.

Области и зоны ведущей минерализации: 1 — молибденовой; 2 — оловянной; 3 — оловянной; 4 — ртутной и сурьмяно-флюоритовой; 5 — полиметаллической и медно-молибденовой. Олово-рудные формации: 6 — оловоносных пегматитов (а) и скарнов (б); 7 — касситеритово-кварцевая; 8 — касситеритово-силикатная; 9 — касситеритово-сульфидная. Области проявления магматизма: 10 — щелочно-земельного «натрового» (а) и «калиевого» (б); 11 — главные зоны разломов.

Аналогичная особенность в расположении оловоносных площадей отмечалась С. С. Смирновым еще в 30-е годы и для Северо-Востока (Смирнов, 1938). Ссылаясь на известную гипотезу Бетлера для западной части США, С. С. Смирнов указывал, что в пределах Яна-Колымского пояса наблюдается ясная закономерность, выражающаяся в том, что зоны максимального оруденения располагаются близ участков, игравших роль жестких массивов в развитии раннемеловой складчатости.

Таким образом, локализация оловоносных областей Приамурья закономерна. Они располагаются в бортовых частях позднемеловых прогибов, т. е. в более ранних складчатых образованиях. Эта особенность развития Приамурья представляется весьма важной, так как она позволяет значительно расширить сферу поисков оловорудных месторождений. Это же обстоятельство при структурном районировании территории с целью прогнозов требует обязательного учета послескладчатых разломно-

магматических структур орогенного этапа развития геосинклинальных систем.

Главнейшими факторами, определяющими локализацию оруденения в рудоносных областях, как это отчасти следует из изложенного, являются магматические, литологические и структурные. Влияние этих факторов взаимно связано настолько тесно, что говорить о решающей роли какого-либо одного из них почти не представляется возможным. В самом деле, магматизм как один из важнейших факторов рудоконтроля в своей локализации определяется структурным фактором и прежде всего системами крупных разломов, которые размещаются в зонах жестких складчатых структур. Вместе с тем, как отмечалось выше, металлогеническая специализация интрузивных образований во многом, по-видимому, зависит от состава среды, в которой они формируются, т. е. от литологического фактора. Налицо тесная взаимосвязанность главнейших факторов рудоконтроля, хотя такую взаимосвязь магматизма и литологии можно допускать лишь в нижних структурных ярусах, там, где формировались магматические очаги. В верхних горизонтах земной коры роль литологического фактора и влияние его на типовой состав оруденения выражены относительно слабо. Большинство разнотипных оловорудных месторождений залегает среди терригенных образований, кислых и средних эффузивов или среди гранитов, т. е. в основном среди алюмосиликатов. Среди основных пород их нет, а в карбонатных известно всего лишь несколько рудопроявлений типа оловоносных скарнов (Канхойское и Эзопское в Хингано-Баджальской области, Таунгинское и Джаурское — в Сихотэ-Алинской) и единственное пока проявление касситерито-сульфидного типа на юго-восточной окраине Буреинского массива (Верхнебиджанское). Литологический фактор более всего сказывается на интенсивности трещинообразования, обеспечивающего ту или иную степень проницаемости пород и образование рудовмещающих полостей, а следовательно, влияющего на морфологию рудных тел.

Значительно более четкое магмо- и рудоконтролирующее значение имеют разломы. В оловоносных областях они представлены двумя системами: северо-восточной Сихотэ-Алинской и северо-западной, близширотной, Монголо-Охотской. Последняя представлена большей частью широкими, нечетко выраженными зонами повышенной трещиноватости, которые, по-видимому, отражают расколы фундамента. Сихотэ-Алинская система расколов — это оловоносная система, она контролирует большинство рудных зон и районов Приамурья. Поперечные же или близширотные зоны повышенной трещиноватости (Монголо-Охотская система) проявляются слабее.

Наличие двух систем взаимопересекающихся разломов обуславливает четкую структурную позицию большинства оловорудных зон и районов, представляющих зачастую тектонические блоки. Различное высотное положение фундамента «блоков» и связанная с этим величина эрозионного среза определяют существенные различия в типовом характере оруденения, формационных и генетических особенностях руд и месторождений в каждом из районов. Этим и объясняется то, что районам с близким геологическим строением соответствуют близкие по типу месторождения и проявления оловорудной минерализации.

В соответствии с классификацией Е. А. Радкевич (1956) на территории оловоносных областей Приамурья оловорудные месторождения представлены двумя минералого-геохимическими группами или типами формаций: 1) высокотемпературными, в которых резко выражены литофильные свойства олова и связь его рудных концентраций с интрузивами, и 2) среднетемпературными, в месторождениях которых олово тесно ассоциирует с серой, а рудные тела значительно удалены от интрузивов. Различны морфологические особенности и практическая значимость месторождений этих групп. Месторождения второй группы наиболее пер-

спективные. К первой группе относятся: формация оловоносных пегматитов, касситерито-кварцевая и риолитовая, формация оловоносных скарнов, а ко второй — касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная.

Формация оловоносных пегматитов связана в основном с палеозойскими глубоко эродированными гранитами Буреинского массива и проявлена сравнительно слабо. Небольшие месторождения этого типа располагаются в бассейне р. Ниман (р. Агдони и кл. Обещающий) в бассейне рек Тырмы (Садылга-Кайлачи), Мирониhi и Самары. Единичные находки, связанные с мезозойским магматизмом, известны на Сихотэ-Алине (р. Сукпай). Во всех случаях это мелкие тела, преимущественно линзы и жилы, залегающие и эндо- и экзоконтактных зонах гранитов. Их морфология и размеры определяются формой вмещающих трещин; тип — преимущественно кварцево-микроклиновыи. В зальбандах жил часты аплитовидные оторочки с биотитом, светлыми слюдами, флюоритом и касситеритом, иногда с флюоритом, ильменитом, цирконом, эпидотом, топазом и спорадическими сульфидами. Касситерит крупнокристаллический с повышенным содержанием тантала и ниобия. По простиранию пегматитовые жилы переходят в кварцево-полевошпатовые, а затем и кварцевые, сопровождаемые грейзеновыми оторочками. В бассейне нижнего течения р. Ниман за счет этой формации образованы небольшие россыпи.

Касситерито-кварцевая формация развита несколько шире и связана преимущественно с мезозойскими и раннекайнозойскими гранитоидами. Ее месторождения представлены касситерито-кварцевыми, вольфрамито- и молибденито-кварцевыми, иногда полевошпатово-топазово-кварцевыми жилами и грейзенами, залегающими в эндо- и экзоконтактных частях интрузивов. Районы преимущественного развития этой формации располагаются восточнее площадей проявления пегматитовой формации, вдоль восточной и северо-восточной кромок Буреинского массива, переработанных мезозойскими тектоно-магматическими процессами (бассейн верхнего течения рек Бурей и Ниман), а также в зонах позднегерцинского складчатого обрамления массива — Урмийской и Центрально-Сихотэ-Алинской (месторождения Среднее и Большое Ипатенское, Усманское, Мерекское, Совиное и др.). Иногда за счет месторождений формации образуются небольшие россыпи.

Тип полевошпатово-кварцевых жил развит слабо. Он сопутствует пегматитовым, реже кварцевым жилам и связан как с палеозойскими, так и позднемеловыми гранитоидами. Минеральный состав этих жил подобен пегматитовым. Его рудная часть представлена вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, реже арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом и пиритом.

Районы развития оруденения грейзенового и кварцево-жильного типов совпадают. Грейзены локализуются в апикальных и куполовидных выступах интрузивов и их экзоконтактных зонах и чаще всего сопровождают кварцевые жилы, образуя широкие оторочки в их зальбандах, нередко намного превышающие мощность кварцевых жил. Наряду с этим имеются более или менее самостоятельные грейзеновые тела жильного типа, обычно с кварцевым выполнением осевой части, а также гнездовые и пологозалегающие плащеобразные тела (хр. Эзоп), располагающиеся в апикальных частях гранитных куполов и образующиеся как за счет гранитов, так и перекрывающих их эффузивов. Преобладает кварцево-мусковитовый тип грейзенов. Их минеральный состав однообразен — преимущественно кварц и светлая слюда с резко подчиненными касситеритом, вольфрамитом, флюоритом, шеелитом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, молибденитом и самородным висмутом.

Тип топазово-кварцевых жил более редок. Как и грейзеновый, он тесно связан с кварцево-жильным. К нему относятся некоторые про-

явления Эзонского (Таламинское месторождение), Право-Буреинского (Бурейка) и Верхне-Урмийского (кл. Аленушкин) районов.

Наиболее распространен кварцево-жильный тип оруденения. Его месторождения наиболее развиты в бассейне р. Буреи, отчасти на Сихотэ-Алине. Жилы залегают в эндо-, реже в экзоконтактах интрузивов. Это небольшие крутопадающие тела или прожилковые и сетчато-прожилковые зоны, сложенные кварцем, светлой слюдой, флюоритом, в меньшей мере турмалином, полевым шпатом и рудными минералами. Для этого типа жил характерна постоянная ассоциация касситерита и вольфрамита, количественные соотношения которых колеблются в широких пределах, а содержания иногда достигают промышленных значений. В небольших количествах в жилах присутствуют сульфиды. Оруденение неравномерное, вкрапленное и гнездовое. Сопровождающие жилы грейзеновые оторочки (иногда очень мощные) несут мелкую, но иногда обильную вкрапленность вольфрамита и касситерита. Состав рудной минерализации на разных глубинах месторождений не одинаков. На глубоких горизонтах преобладают вольфрамит, на средних — касситерит, а в верхних усиливается роль сульфидов, и прежде всего арсенопирита. На месторождениях Сергектинском и Усманском эти, далеко не четкие, границы смены минерализации соответствуют отметкам 600—700 и 1000—1100 м.

Риолитовая формация в Приамурье представлена Джалиндинским месторождением, связанным с субинтрузивной фацией меловых кварцевых порфиров. Это уникальное месторождение сложено кварцевыми метасоматитами, обогащенными «деревянистым» касситеритом. Присущие месторождению особенности позволяют рассматривать риолитовую формацию как приповерхностный аналог касситеритово-кварцевой формации (Радкевич, 1956). По данным Г. В. Идиксон и др. (1959), оловоносные кварцевые метасоматиты образуют узкую зону, не выходящую за пределы приповерхностной крупновкрапленниковой фации кварцевых порфиров мощностью не более 40 м.

Формация оловоносных скарнов для Приамурья малохарактерна, что возможно, объясняется слабым развитием в этом регионе карбонатных пород. Несколько проявлений этого типа известны на Малом Хингане, хр. Эзон и Сихотэ-Алине. В морфологическом отношении это зоны в известняках, реже в интрузивных породах повышенной основности (Сихотэ-Алинь), сложенные геденбергитовыми, эпидотовыми, эпидот-гранатовыми, амфибол- и гранат-пироксеновыми скарнами, на которые наложена интенсивная, подчас сульфидная, минерализация. Оруденение неравномерное, вкрапленное и гнездовое. Касситерит в скарнах наблюдается редко. Вместе с тем содержание олова в таких внешне бескасситеритовых скарнах достигает иногда 1% (хр. Эзон).

Касситерито-силикатная формация наиболее важна. Ее отличительной чертой является тесная парагенетическая связь касситерита с железо-магнезиальными алюмосиликатами при переменной, и чаще всего малой роли сульфидов. Формация — как бы промежуточное звено между касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной, но ближе к последней, с которой она из-за наличия сульфидов связана переходными типами. Вместе эти формации, как следует и из классификации Е. А. Радкевич (1956), составляют крупную минералого-геохимическую группу, месторождения которой образуются на небольших глубинах, среди герригенных и вулканогенных формаций, в криштоболитовых зонах интрузивов или вдали от них и представлены протяженными рудоносными зонами дробления и смятия.

Важнейшие районы развития месторождений касситерит-силикатной формации в обеих оловоносных областях располагаются преимущественно среди юрско-меловых складчатых комплексов, в полосе, непосредственно прилегающей к позднегерцинским складчатым зонам: на западе — в Горинской (месторождения Комсомольского района), а на востоке — в Во-

сточно-Сихотэ-Алинской (месторождения Верхне-Удоминского, Хуту-Копшинского и других районов). Формация представлена двумя вариантами: турмалиновым и хлоритовым с большей или меньшей ролью сульфидов. Генетически они близки и часто, по мере удаления от интрузивов, турмалиновый переходит в хлоритовый с последовательным увеличением роли сульфидов. Оба они распространены довольно широко: турмалиновый или турмалиново-сульфидный на хр. Баджал и в верховьях бассейна р. Урми (участок Могды, р. Орокот, кл. Сульфидного), в Центральном Сихотэ-Алине (р. Има-Сикчи, верховье Бикина) и особенно в Комсомольском районе (хр. Мяо-Чан). В последнем располагаются наиболее крупные месторождения, залегающие в близмеридиональных зонах смятия среди юрских терригенных и меловых эффузивных пород, интродуцированных позднемеловыми гранитоидами.

В составе руд выделяется несколько минеральных ассоциаций, разделенных интерминерализационным дроблением. Основная масса касситерита связана с гребенчатым кварцем брекчиевидной текстуры. Вольфрамит ассоциирует в основном с глубинными фациями оруденения, и прежде всего с кварцем. Сульфиды представлены арсенопиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, станнином, марказитом и др. В некоторых случаях наряду с кристаллическим наблюдается деревянистый касситерит (месторождение Перевальное). Сульфиды занимают гипсометрически более высокое положение по сравнению с вольфрамо-оловянной минерализацией. На отдельных участках месторождений концентрации сульфидов, особенно свинца и цинка (участок Озерный), а также меди (зона Ягодная Фестивального месторождения), достигают промышленных концентраций.

Хлоритовый (кварцево-хлоритовый и хлоритово-сульфидный) тип оруденения в отличие от турмалинового не имеет столь четко очерченных «максимумов» развития. Его проявления имеются на Сихотэ-Алине и в Хингано-Баджальской области. Структурная позиция их, как и морфологические особенности, в целом подобны таковым турмалинового типа. Отличия заключаются лишь в ведущей роли железистого хлорита и относительно большем значении сульфидов, среди которых преобладает арсенопирит.

В Хингано-Баджальской оловорудной области проявления хлоритового типа известны в Верхне-Урмийском районе, по р. Омот, где хлоритово-сульфидные прожилки ассоциируют с касситерито-кварцевой минерализацией, а также в Хингано-Олонойском рудном районе — Хинганское месторождение, которое локализуется среди верхнемеловых кварцевых порфиров, слабодислоцированных в куполовидную антиклиналь, рассеченную зоной нарушения северо-западного простирания. Последняя контролирует сложные по форме тела гранит-порфиров и рудный штокверк с густой сетью прожилков, сложенных кварцем, хлоритом (тюрингит), касситеритом, флюоритом и сульфидами. Иногда присутствует вольфрамит.

Несколько отличны от Хинганского Олонойское и Карадубское месторождения, залегающие в аналогичной геологической обстановке. Их своеобразие позволило Г. В. Ицксон и др. (1959) выделить в Хингано-Олонойском районе «переходную» оловорудную формацию. Эти месторождения обладают особенностями, присущими двум минералого-геохимическим группам: кремнекислой и силикатно-сульфидной. Для минерального состава руд характерно сочетание двух парагенезисов: топаз-серицит (мусковит)-кварцевого (пневмотермального), и железисто-силикатного (гидротермального), которые, по-видимому, соответствуют двум фазам минерализации. На Олонойском месторождении эти фазы пространственно (и структурно) разобщены, а на Карадубском наложены друг на друга. Имеются различия и в составе силикатно-железистой фазы: на Олонойском она существенно сидерофиллитовая, а на Карадубском — тур-

малиновая. На Карадубском месторождении ярче выражены и процессы метасоматоза. По мнению Г. В. Ицкисон (1959), «двойственность» характера этих месторождений обусловлена, с одной стороны, небольшой глубиной образования и близостью к магматическому очагу, богатому летучими, а с другой — большой проницаемостью пород и резкой неравномерностью физико-химических условий формирования.

На Сихотэ-Алине проявления оловорудной минерализации хлоритово-сульфидного типа известны преимущественно в Восточно-Сихотэ-Алинской подзоне, в районе Мули-Удоминского и Буту-Хунгарийского междуречий. Месторождения этих районов (Таусинское, Пионерское, Верхне-Удоминское, Атынское, Монауское и др.) представляют собой минерализованные зоны дробления среди юрских и нижнемеловых терригенных, реже верхнемеловых эффузивных образований, интродуцированных позднемеловыми и палеогеновыми гранитоидами.

Касситерито-сульфидная формация в отличие от касситерито-силикатной характеризуется большей ролью сульфидов в составе руд. Значительная часть олова наряду с окисной образует сульфидные формы соединения. Месторождения этой формации локализуются также среди эффузивных и терригенных образований в форме минерализованных зон дробления и брекчий на значительном удалении и вне видимой связи с интрузивами.

В Хингано-Баджалской оловоносной области проявления этой формации имеются на хр. Эзон, среди эффузивов и кристаллических сланцев ниманской толщи, интродуцированных позднемеловыми гранитами. Они локализуются в близширотных и субмеридиональных зонах смятия и представлены широтинново-арсенопиритовым или арсенопиритовым типами (Анкачинское, 18 августа, Эзонское), хотя имеются и проявления, близкие к галенитово-сфалеритовому типу (месторождение кл. Широного).

На Эзонском месторождении среди сульфидов преобладает арсенопирит, который образует почти мономинеральные гнездовые и жильные обособления, содержащие крупнокристаллический касситерит. Второстепенная роль принадлежит пириту, касситериту и сфалериту. Иногда встречаются станнин и вольфрамит. Из нерудных минералов преобладает кварц, встречаются турмалин и топаз. Месторождение Широное по своему составу приближается к галенитово-сфалеритовому типу и представлено вкрапленностью, сетчато-прожилковыми и жилообразными обособлениями в крупной широтной зоне трещиноватости и гидротермальных изменений среди эффузивов. Вертикальный диапазон распространения оруденения в эффузивах не менее 350 м: непосредственно под эффузивами в интродуцирующих их гранитах сульфидная минерализация сменяется высокотемпературной кварцево-жильной и грейзеновой.

Слабые рудопроявления касситерито-сульфидного типа минерализации имеются также в верховьях рек Правая Буря, Олгаган и Харгу. Относящееся к этой формации Верхне-Биджанское месторождение, залегающее среди доломитов мурандавской свиты, является представителем месторождений карбонатно-сульфидного типа (Радкевич, 1956). Оно представлено небольшими линзами и гнездами, сложенными в основном буланжеритом и арсенопиритом (90%), касситеритом, блеклыми рудами (фрейбергит), висмутом, пиритом, иногда халькопиритом, сфалеритом и др. Среди жильных минералов преобладает кварц, но иногда присутствуют кальцит, сидерит и тальк, изредка пренит.

В пространственном размещении оловорудных формаций в пределах оловоносных областей наблюдается определенная закономерность: в направлении с запада на восток, от структур более древних к более молодым, высокотемпературные (глубинные) рудные формации сменяются менее высокотемпературными (см. рисунок). Так, в Хингано-Баджалской

области, на восточной окраине Буреинского массива, располагаются пегматитовые и кварцево-полевошпатовые рудные образования, связанные преимущественно с палеозойскими гранитами. Восточнее, в зоне мезозойской тектоно-магматической переработки Буреинского массива и прилегающей к нему зоне герцинид (бассейн верхнего течения рек Буреи и Урми) широко развит касситерито-кварцевый тип месторождений, связанный с меловыми, относительно также глубоко эродированными интрузивами. К югу, северу и востоку, в зоне мезозойских, прилегающих к позднегерцинскому окаймлению Буреинского массива, т. е. в районах со слабоэродированными меловыми гранитоидами, в составе оруденения возрастает роль железисто-магнезиальных алюмосиликатов и сульфидов, появляются фации меньшей глубинности, по составу приближающиеся к касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формациям (Эзонская и Баджалская группы рудопроявлений, Олонойское, Карадубское и Хинганское месторождения, Мяо-Чанский рудный район). Подобного же характера смена рудных формаций наблюдается в Сихотэ-Алинской оловоносной области.

Преимущественно кварцево-касситеритовый тип рудной минерализации, проявляющийся в Центральной зоне Сихотэ-Алиния и связанный с глубоко эродированными поздне- и раннемеловыми (?) гранитоидами, в направлении к востоку, в зоне прилегающих мезозойских, сменяется месторождениями касситерито-силикатной формации, связанными с поздне-меловыми и палеогеновыми слабоэродированными гранитоидами, также тесно ассоциирующими с эффузивами. Еще восточнее, в зоне господства палеогенового эффузивно-интрузивного магматизма, развита в основном лишь касситерито-сульфидная и сульфидная минерализация.

Такая же зональность как бы в миниатюре наблюдается и в отдельных оловорудных районах. Каждая из формаций — касситерито-кварцевая, касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная — занимает определенное структурное и пространственное положение по отношению к рудоносному интрузиву, отражая последовательную смену структурных и фациальных условий рудоотложения по мере удаления от материнского очага. В апикальных частях интрузивов или в непосредственной близости от них локализуются проявления касситерито-кварцевой формации (кварцевые, кварцево-грейзеновые и грейзеновые жилы). По мере удаления от интрузивов они сменяются минерализацией касситерито-силикатной, а еще далее — касситерито-сульфидной, т. е. происходит последовательная смена высокотемпературных формаций и типов оруденения менее высокотемпературными и менее глубинными. В этом же направлении усложняется минеральный состав рудных образований; в них все более возрастает роль сульфидов, а рудоотложение осуществляется уже не в трещинах отдельности и разрыва, расположенных вблизи или непосредственно в интрузивах, а в значительно более крупных структурах типа зон смятия и дробления, значительно удаленных от материнских интрузивов и вмещающих оруденение касситерито-силикатной, касситерито-сульфидной и сульфидной формаций. Параллельно с этим изменяются морфологические особенности рудных тел и их размеры. Столь же четко выражена и вертикальная зональность оруденения, особенно в районах с интенсивно расчлененным рельефом (Комсомольском и Верхне-Буреинском).

Все изложенное нельзя, по-видимому, рассматривать иначе, как свидетельство генетической связи оруденения с интрузиями гранитоидов. Поэтому важное значение приобретает изучение величины эрозионного среза в рудном районе, с одной стороны, как одного из факторов, объясняющих природу разнообразия типов оловорудных формаций в пределах одной и той же структурно-фациальной зоны или блока, а с другой — как еще более важного фактора оценки перспектив месторождений и оловорудных районов в целом.

ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Изложенные материалы по оловоносности проливают свет и на характер вольфрамовой минерализации Приамурья, ее минеральные формы и генетические типы, наблюдаемые в оловоносных и сопредельных с ними других областях. В геологических условиях оловоносных областей вольфрам обнаруживает литофильные свойства, и даже более последовательно, нежели олово, образуя подчас существенные концентрации преимущественно грейзенового и кварцево-вольфрамитового типа. Таким образом, в областях с сиалическим типом коры и существенно «калиевым» характером гранитоидов геохимические особенности вольфрама, особенности его миграции и концентрации во многом аналогичны таковым олова. С другой стороны, в областях с фемическим и сиалофемическим типом коры и соответствующими этой обстановке существенно «натровыми» гранитоидами, где олово обычно отсутствует, вольфрам вступает в связи с другими элементами, образуя новые минеральные формы и генетические типы концентраций. Здесь он ассоциирует с Mo, Pb, Zn, Fe, Ni, Cu и другими халько- и сидерофильными элементами, характеризующими геохимическую обстановку эвгеосинклинальных складчатых зон. Поэтому самостоятельные месторождения вольфрама на территории Приамурья очень редки. Вольфрам чаще всего связан с оловом или молибденом в комплексных месторождениях и рудопроявлениях. Все это преимущественно гидротермальные и гидротермально-метасоматические, реже пневматолитово-гидротермальные образования кварцево-жильного и скарнового типов, связанные с ранне- и позднемеловыми гранитоидами.

По минералогическим ассоциациям среди рудопроявлений вольфрама выделяются вольфрамитовый и касситерито-вольфрамитовый, молибденито-шеелитовый типы. Наиболее распространенным среди них оказываются кварцево-вольфрамитовый и кварцево-касситерито-вольфрамитовый типы, характерные для оловоносных областей. В то же время относительно более перспективными представляется висмутово-вольфрамитовый тип. Он располагается как в Хингано-Охотском и Сихотэ-Алинском металлогенических поясах, так и за пределами их — в районах Верхнего Приамурья. Большая часть рудопроявлений вольфрама сосредоточена в южных, существенно оловоносных областях этих поясов — Хингано-Баджальской, Сихотэ-Алинской, меньшая по численности, но более перспективная — в Приохотской и Нижнеамурской областях.

Таким образом, типы вольфрамовой минерализации для оловоносных областей различны. В оловоносных областях это преимущественно кварцевожильные молибденит- и касситерито-вольфрамитовые, иногда чисто вольфрамитовые образования, обычно с висмутом. Представителем кварцево-жильного типа вольфрамовой минерализации являются, например, кварцево-вольфрамитовые и кварцево-касситерито-вольфрамитовые месторождения Иштата-Мерекского и Баджальского рудных районов Хингано-Баджальской оловоносной области (Усманское, Олгон, Олгон-Манкитское и др.). По тектонической позиции месторождения вольфрама аналогичны месторождениям других типов и видов полезных ископаемых. Связанные с меловым магматизмом, они локализируются в складчатых зонах домезозойской консолидации. Таковы месторождения Верхне-Селемджинского района и более западных районов Джагдинской зоны, а также перспективная висмут-вольфрамит-шеелитовая минерализация с флюоритом в Игнашинском и Омутнинском районах Верхнеамурской структурно-формационной зоны. Судя по имеющимся данным, подобная минерализация может быть обнаружена в Катэнском рудном районе Центрального Сихотэ-Алия.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.
- Волхонин В. С., Лишевский Э. Н. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части Дальнего Востока в свете геофизических данных.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1960, № 9, с. 3—10.
- Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Оловорудные месторождения Малого Хингана.— *Тр. ВСЕГЕИ*, 1959, 344 с.
- Ицксон М. И., Кормилицин В. С., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1960, № 1, с. 16—44.
- Изог Э. П. Основные черты металлогении Северного Сихотэ-Алия и прилегающих районов.— *Материалы I Всес. конфер. по Тихоокеан. рудному поясу*, 1960, с. 37—39.
- Кунаев И. В., Русс В. В. Некоторые черты металлогении Северного Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья.— *Сов. геол.*, 1964, № 7, с. 103—111.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1956, № 6, с. 58—70.
- Радкевич Е. А., Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока.— *Геол. и геофиз.*, 1965, № 3, с. 25—38.
- Смирнов С. С. Некоторые новые данные относительно оловоносности Северо-Востока Азии.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1938, № 5, 6, с. 803—806.
- Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловоносных площадей Приамурья.— *Сов. геол.*, 1965, № 11, с. 46—54.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— *Сов. геол.*, 1965, № 7, с. 3—17.

О ДУГОВЫХ РАЗЛОМАХ ПРИМОРЬЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ

Ю. Н. РАЗМАХНИН, Э. М. РАЗМАХНИНА

(Приморское территориальное геологическое управление)

На большую роль глубинных дуговых разломов в мезозойских и более древних структурах северо-западной части Тихоокеанского кольца неоднократно указывали исследователи (Васильковский, 1962; Беляевский и др., 1963; Снятков и др., 1964; Размахнин и Размахнина, 1967). В нашей публикации (1967) отмечено, что в Приморье в Среднем Сихотэ-Алии в зоне Главного синклинория (Берсенева, 1963) имеется серповидный в плане разлом, названный Дуговым (см. рисунок). Он разграничивает две структурно-фациальные подзоны: Арму-Большеуссурскую и Кемскую. Влияние глубинного разлома на фациальное развитие обеих подзон прослеживается с юрского времени; особенно четко оно проявлено в нижнем и верхнем мелу. В смежных блоках главного синклинория, разделенных разломом, различным был и магматизм.

В Арму-Большеуссурском блоке в сеноне сформировался крупный (свыше 12 000 км²) криптобатолит, в то время как в смежном Кемском блоке магмы в сеноне получили доступ к поверхности, и здесь образовалась сложная вулканоплутоническая формация (Размахнин и др., 1966). Области, разделенные Дуговым разломом, резко отличаются металлогеническими особенностями. Так, в пределах Арму-Большеуссурской подзоны располагается одноименный рудный район с преобладанием оловянной минерализации; лишь в пределах Дальне-Катэнского блока, занимающего северную часть Арму-Большеуссурской подзоны (Размах-

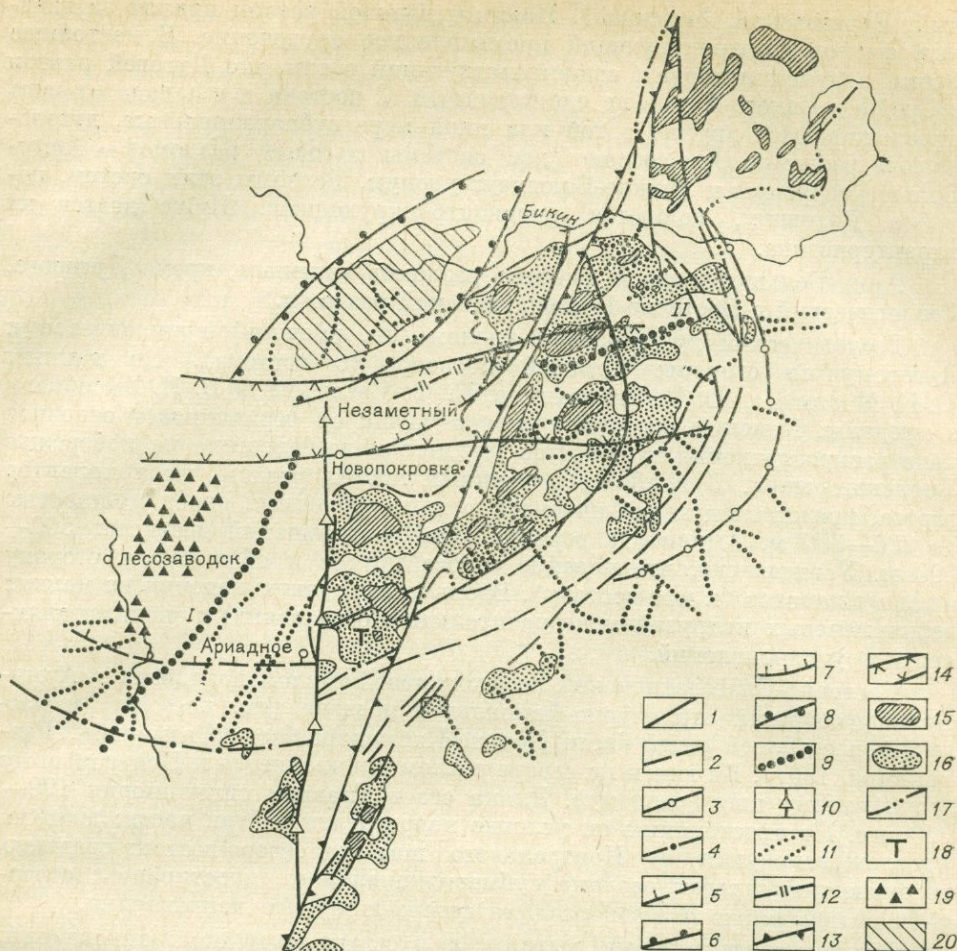


Схема положения дуговых разломов Среднего Сихотэ-Алиня и смежных территорий. Арму-Большеуссурская система дуговых разломов: 1 — Восточно-Благодатненский, 2 — Дуговой, 3 — Геологический, 4 — Средне-Ханкайский, 5 — Кировский. Система Нижне-Большеуссурских дуговых разломов: 6 — Тахолинский, 7 — Боголазинский, 8 — Алчанский, 9 — радиальные глубинные разломы: Западно-Сихотэ-Алинский шов (I), Тигринный разлом (II); 10 — радиальный меридиональный разлом; 11 — мелкие радиальные разломы; 12 — Верхне-Солнечный разлом; 13 — Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов; 14 — границы Тернисто-Большеуссурской широтной структурной зоны (по геофизическим данным В. П. Землянова, М. М. Иоспы и В. В. Кучука); 15 — гранитоиды верхнемелового (сенонского) интрузивного комплекса; 16 — региональные поля метасоматически биотитизированных осадочных пород; 17 — границы Бикино-Малиновского кристобалонита; 18 — Малиновский блок; 19 — суперхрустальное ядро Ханкайского массива (гнейсы и мигматиты); 20 — инертное «жесткое ядро» Алчано-Матайской зоны (ядро купольной структуры).

вин, Размахнина, 1966, 1967) и представляющего собой раннемезозойское поднятие, широко развита безоловянная рудная ассоциация, включающая вольфрам, медь, висмут, свинец, цинк, серебро и, видимо, молибден. Оловянная минерализация в пределах блока заметно проявлена лишь в ограничивающих его разломах.

Кемская подзона в большей своей части слабо оловоносна. Здесь развита ассоциация проявлений свинца, цинка, бария, ртути, висмута, меди, мышьяка. Оловянная минерализация существенно проявлена лишь в поперечных разломах, оперяющих Дуговой разлом.

В зоне самого Дугового разлома, причем даже там, где он разграничивает слабооловоносные площади (Дальне-Катанский блок и Кемская подзона), сосредоточена главная и практически важная оловянная и особенно оловянно-полиметаллическая минерализация (рудные узлы Лагер-

пый, Березовский, Звездный). Поэтому Дуговой разлом принят за главный фактор, контролирующий промышленное оруденение. В настоящее время получен материал, свидетельствующий о том, что Дуговой разлом в Среднем Сихотэ-Алине не единственный. С востока и с запада от него прослеживаются другие, в той или иной мере субпараллельные, дугообразные разломы. Они создают две системы дуговых разломов — Арму-Большеуссурскую и Нижне-Большеуссурскую. Разломы этих систем, подобно Дуговому, являются рудоконтролирующими. Ниже дается их характеристика.

Арму-Большеуссурская система разломов включает, кроме Дугового, Геологический и Восточно-Благодатненский разломы.

Геологический дугообразный разлом (см. рисунок) причленяется к Дуговому со стороны Кемской подзоны (с востока). По данным В. К. Мостового, Ю. Н. Размахнина, Н. Ф. Васильева и В. И. Высоцкого, в пределах Кемской подзоны с северо-запада он ограничивает основное поле распространения вулканитов верхнего мела-палеогена на побережье Японского моря. В наиболее изученных местах разлом, имея характер сброса, представлен зоной интенсивно передробленных пород мощностью до 200—300 м. Амплитуда вертикальных перемещений достигает 500—600 м. Установлено, что падение сброса крутое и обращено в сторону поля вулканитов (к юго-востоку). Вдоль него развиты цепочки из мелких верхнемеловых интрузий и незначительных безоловянных полиметаллических рудопроявлений.

Восточно-Благодатненский полукольцевой разлом находится в Арму-Большеуссурской структурно-фациальной подзоне (см. рисунок) и отсекает в северной своей части Дальне-Катэнский блок (Размахнин, Размахнина, 1967). На юге и на севере разлом причленяется к Центральному структурному шву (разлому). Длина его в Главном синклинии 190—200 км. По простиранию он условно подразделен на три части: южную, прослеживающуюся от Центрального шва на северо-восток; среднюю, включающую отрезок разлома субмеридионального простирания; северную, включающую отрезок разлома северо-западного направления.

Южную часть разлома, вытянутую в северо-восточном направлении, Ю. Н. Размахнин на основании своих наблюдений и по материалам В. К. Матушкина, Н. И. Кузнецова и Г. В. Целяевой выделил под названием Средне-Сихотэ-Алинского надвига. На этом участке разлом на протяжении около 100 км откартирован в виде системы разрывов, ограничивающей Бикино-Малиновский криптобатолит (биотитизированных осадочных пород) с юго-востока (см. рисунок). В 1958 г. автор обратил внимание на то, что вдоль этих тектонических нарушений намечается разделение верхнемеловых (сеноман-туронских) отложений. На северо-запад от разлома мощность их 300—600 м, а на юго-востоке она увеличивается до 1500—2500 м. В первом случае верхнемеловые отложения распространены мало (больше развиты валанжинские и юрские образования), а во втором — соотношения обратные. Не исключено, что эта структурная особенность — результат различной эродированности района.

Заметное возрастание роли песчаников и уменьшение мощности сеноман-туронских отложений позволяет считать, что указанные отличия — следствие различных условий осадконакопления в сеномане-туроне в районах, разграниченных зоной Восточно-Благодатненского разлома. Можно полагать, что узкий геосинклинальный трог, заключенный между Дуговым и Восточно-Благодатненским разломами, испытал в сеномане-туроне более энергичное погружение.

В пределах этой части разлома в районе пос. Благодатного крупных нарушений не наблюдается. Зафиксирована лишь обширная зона повышенной трещиноватости, в которой локализована масса мелких кварцево-

сульфидных, иногда существенно карбонатных рудных жил северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания.

К средней части разлома приурочен Микулинский рудный узел с оловянно-полиметаллической минерализацией. Здесь на протяжении почти 30 км (от р. Колумбе до верховьев р. Лютинка) прослежен субмеридиональный разлом (работы В. Н. Земцова, Ю. Н. Размахнина). В направлении на север он веерообразно разветвляется на множество мелких сближенных трещин северо-западного и северо-восточного направлений. К этому разлому и сопровождающим его зонам повышенной трещиноватости приурочены оловянно-полиметаллические месторождения Микулинского рудного узла. К северо-западу за пределы узла зона рассматриваемого разлома прослеживается (материалы А. И. Бурдэ) в виде двух зубчатых параллельных северо-восточных зон смятия, детально откартированных на протяжении 15—20 км от правобережья верховьев р. Лютинка (кл. Шаман и Ольховый) до нижнего течения р. Обильная и отличающихся повышенной металлоносностью (рудопроявление кл. Узкого). Здесь на широте р. Лютинка (Усть-Микулинское вольфрам-оловянное месторождение) эти мощные зоны смятия перекрещиваются с региональной субширотной зоной смятия, известной в литературе под названием Тернисто-Большеуссурской структурной зоны (Размахнин, 1959) или Синкайского разлома (Смирнов, 1963). Далее, от низовьев р. Обильная до бассейна верхнего течения кл. Таборного (истоки р. Дальней), Восточно-Благodatненский разлом прослеживается на протяжении почти 35 км в виде зоны повышенной трещиноватости, в которой отмечаются довольно крупные протяженные северо-западные разрывы с амплитудой горизонтальных и вертикальных перемещений до нескольких сот метров и даже до 1,0—1,5 км.

Предполагается, что долина р. Обильной в ее низовьях приурочена местами к субмеридиональным (северо-северо-западным) крупным нарушениям. В пределах этого участка разлома, по данным А. И. Бурдэ и В. А. Никогосяна, с некоторой долей условности может быть выделен главный сместитель, имеющий общее северо-западное простирание при многочисленных ступенчатых перегибах. Этот северо-западный протяженный отрезок разлома от рек Арму и Обильная до верхнего течения кл. Таборного сопровождается четким шлиховым ореолом рассеяния тяжелых содержаний касситерита. В пределах ореола в виде субмеридиональной цепочки располагается ряд рудопроявлений олова, вольфрама, свинца, объединенных в 1951 г. А. А. Савченко и Э. П. Изохом в Таборный рудный узел. К этому узлу можно отнести оловорудное месторождение Трапезия, находящееся южнее, в зоне разлома.

Северная часть разлома приобретает четкое северо-западное простирание, начиная с бассейна среднего течения кл. Таборного, где Восточно-Благodatненский разлом перекрещивается с субширотным Тигринским разломом (см. рисунок). Последний ограничивает здесь Дальне-Катэнский блок с юга. В пределах этого блока Восточно-Благodatненский разлом разграничивает своеобразный тектонический клин, сложенный в основном валажинскими терригенными породами, от терригенно-кремнисто-вулканоогенных толщ триаса (?). Протяженность разлома на участке клина составляет 10—12 км.

От устья кл. Таборного до г. Многооручье, т. е. до зоны сочленения с Центральным структурным швом, Восточно-Благodatненский разлом по материалам В. А. Никогосяна и Р. Г. Швальбойма, протягивается в виде системы северо-западных тектонических нарушений, детально закартированных на левом и особенно на правом бортах р. Дальней. Они образуют зону повышенной трещиноватости протяженностью 25—30 км. Зона контролируется двумя сближенными, местами соприкасающимися, дайковыми поясами. Ширина каждого из них 2,5—3 км. Общая ширина зоны достигает 5—7 км. По материалам В. А. Никогосяна, полученным

в 1966 г., наиболее крупные нарушения в этой зоне трещиноватости — сдвиги, сбрососдвиги и сбросы с амплитудами смещения 40—200 м, реже 500—700 м.

Вблизи зон северо-западного и субмеридионального простирания породы сильно трещиноваты, перемяты и сопровождаются мелкими зонами интенсивного дробления. Эта зона повышенной трещиноватости пересекает здесь два гранитных массива — Многоручьинский и Дальнинский. Дайковые пояса расположены между этими массивами. Дайки имеют средний и кислый, реже основной, состав и являются дайками I и II этапов верхнемелового интрузивного комплекса (Размахнин, Размахнина, 1966). С полем даек переkreщивается северо-восточная цепочка штоков гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов, которая проходит несколько юго-восточнее Многоручьинского массива. Породы, слагающие ее, как и весь массив (по Ю. Н. Размахнину), относятся к Дальне-Перевальнинскому интрузивному комплексу. Переkreщивание Центрального разлома, вдоль которого локализуются дальне-перевальнинские (?) гранитоиды, с Восточно-Благодатненским разломом явилось той структурной аномалией («звездой» трещиноватости, по Е. А. Радкевич), на фоне которой особенно резко проявилась рудная ассоциация, характерная в целом для Дальне-Катанского блока. По-видимому, уже в юрское время в зоне рассматриваемого разлома в связи с юрскими (?) дальнеперевальнинскими гранитоидами произошло отложение упомянутого рудного безоловянного комплекса, не характерного для Арму-Большеуссурской подзоны. В подзоне ярко выражен оловоносный рудный шлейф, сопровождающий сенонские гранитоиды.

Восточно-Благодатненский разлом резко выражен в гравитационном поле как морфологически, так и крупными перепадами значений силы тяжести*.

Разлом существовал уже в сеномане—туроне (был фациальным барьером). Есть основания считать, что он развивался еще в домезозойское время. Поскольку (относительно древний) разлом ограничивает поле распространения наиболее крупных массивов гранитоидов Бикино-Малиновского криптобатолита, а также полей даек различного состава (Размахнин, Размахнина, 1967), можно предположить, что полости разлома как бы блокировали магмы сенона, давшие эти интрузивы. Что же касается метасоматизирующих растворов, вызвавших формирование биотитизированных пород (Размахнин, Размахнина, 1966), то они были блокированы не на всем протяжении разлома. На севере эти растворы прорвались через Восточно-Благодатненский разлом и достигли Дугового разлома. В некоторых местах этих же районов они прошли и сквозь полости Дугового разлома, достигнув Кемской подзоны.

Такая трактовка возможных путей движения растворов подкрепляется региональной эндогенной рудной зональностью Бикино-Малиновского криптобатолита (Размахнин, Размахнина, 1966). Так, оловянно-полиметаллическая минерализация Дугового разлома в направлении к центру криптобатолита в Восточно-Благодатненском разломе сменяется иной минерализацией. Здесь в пределах Арму-Большеуссурской подзоны проявилась оловянная минерализация касситерито-кварцевой формации (Таборный рудный узел, месторождение Трапедия, северные фланги Микулинского рудного узла). Во внутренних частях криптобатолита в поле выходов интрузивных пород развивалась редкометалльно-кварцевая минерализация. Таким образом, с удалением от центра криптобатолита прослеживается та же эндогенная рудная зональность, что и в пределах отдельных рудных полей и даже отдельных рудных тел.

Все это позволяет рассматривать криптобатолит как рудогенерирующий центр, от которого двигались расплавы и растворы, в том числе

* Материалы В. Н. Землянова, М. М. Иоспы и В. В. Кучука за 1962 г.

рудные. Известно, что в случае образования крупных батолитов под ними могут длительно сохраняться дифференцированные магматические очаги. Вероятно, рудные растворы, поступающие из них, огибали жесткий каркас из раскристаллизовавшихся гранитов и роговиков, т. е. прошли длительный путь до места разгрузки на окраинах батолита. Этим, возможно, и объясняется сосредоточение на окраинах кристобатолита главной промышленной рудоносности района.

Судя по кривизне Восточно-Благодатненского и Дугового разломов, их продолжение западнее Центрального структурного шва следует искать, видимо, где-то между городами Спасском и Лесозаводском (см. рисунок). Это справедливо даже с учетом возможных левосторонних горизонтальных сдвигов с амплитудой около 300 км вдоль Меридионального и Центрального разломов (Иванов, 1963; Силантьев, 1963).

Известно (Беляевский и др., 1963; Берсенев, 1963; и др.), что между Спасском и Лесозаводском происходит смена структур Ханкайского массива. Так, от г. Лесозаводска до г. Дальнереченска, т. е. на севере Ханкайского массива, развиты ультраметагенные породы архея-протерозоя (?) преимущественно с широтным генеральным планом структур, а южнее г. Спасска, т. е. на юге Ханкайского массива, распространены рифейско-кембрийские образования; здесь практически нет гнейсово-магматитовых образований и генеральный план структур в основном северо-западный.

Различия между севером и югом Ханкайского массива в 1953—1965 гг. отметили Р. Л. Кашлун и В. А. Симонова, указавшие на перепад (понижение) силы тяжести на участке севернее г. Спасска и южнее пос. Кировского. В 1962 г. В. Н. Землянов, М. М. Иоспа и В. В. Кучук на основе гравиметрических наблюдений сделали вывод, что северная часть массива приподнята по отношению к южной. Более определенно этот вопрос решал В. С. Коренбаум. Опираясь на гравиметрические и другие данные, в 1966 г. он отметил, что северная и южная часть массива разделены слегка выпуклым к югу субширотным разломом — Средне-Ханкайским (см. рисунок). Существование разлома В. С. Коренбаум подтвердил данными наблюдений над развитием редкометалльных пегматитов, которые развиты на севере массива и отсутствуют (как и пегматиты вообще) на юге.

Принимая во внимание известные работы А. Е. Фермана, Эммонса, А. И. Гинзбурга, Г. Г. Родионова и др. о глубинах формирования редкометалльных пегматитов, В. С. Коренбаум пришел к выводу, что северная часть по отношению к южной приподнята не менее чем на 3,5—4,5 км.

От района с. Самарки на запад-северо-запад на расстоянии около 80 км Средне-Ханкайский разлом, по материалам В. Н. Силантьева и И. К. Пущина, прослеживается в виде зоны шириной до 8—10 км, в которой сосредоточены субширотные и северо-западные нарушения, а также выходы мелких интрузий гранитов и основных пород. На междуречье Усури и Крыловка в этой зоне находится оловоносный Крыловский рудный узел, приуроченный к полосе северо-западных нарушений (?).

На гравиметрических картах видно, что несколько севернее Средне-Ханкайского разлома, простирающегося от р. Самарка до дер. Ново-Михайловка, параллельно ему от пос. Ариадное до пос. Кировского прослеживается вторая полоса гравиметрических аномалий. Таким образом, на «геофизических» глубинах раздел между севером и югом Ханкайского массива подчеркивается двумя поперечными (широтными) структурами. Одна из них названа, как уже сказано, Средне-Ханкайским разломом, другая — Кировским (см. рисунок). Кировский разлом четко проявлен на протяжении 30 км между поселками Кировским и Ариадным. Здесь, по материалам Ю. И. Максименко за 1964 г., устанавливается зона сближенных широтных нарушений шириной 5—6 км, несущих признаки левосторонних горизонтальных сдвигов с амплитудой до 2—4 км. В свете

представлений Е. А. Радкевич (1960) — это типичная зона повышенной грещиноватости. Вслед за В. В. Белоусовым, нами предложено эти аномальные зоны назвать структурными (Размахнин, 1959).

В качестве звена, связующего Арму-Большеуссурскую систему разломов с Кировским и Средне-Ханкайским разломами, приняты, откартированные В. Н. Силантьевым, разломы, которые ограничивают с севера и юга Малиновский блок. Этот блок находится между Меридиональным и Центральным разломами. Сложен он, вероятно, силурийско-девонскими породами. В. Н. Силантьев предполагает, что блок в верхнем палеозое, и особенно в мезозое, лишь временами, притом незначительно, погружался под уровень моря. Контур этого раннего поднятия конформно облекают складки более молодых отложений.

Разлом, ограничивающий Малиновский блок с севера, принят нами за звено единого дугового разлома, частями которого являются Восточно-Благодатненский и Кировский разломы. Таким же образом разлом, ограничивающий Малиновский блок с юга, может быть принят за часть второго дугообразного разлома, звенья которого — Дуговой и Средне-Ханкайский разломы.

В пределах Малиновского блока, как и в остальных частях Сихотэ-Алиня, дуговые разломы Арму-Большеуссурской системы составляют границы Бикино-Малиновского криптобатолита. Здесь в коренных рудных выходах и в аллювии отмечаются заметные концентрации вольфрама, молибдена и висмута. Судя по высокой металлоносности дуговых разломов Арму-Большеуссурской системы в целом, в пределах еще слабо опознанного Малиновского блока, возможно, выделится самостоятельный рудный узел, интересный на вольфрам, молибден и висмут.

Продолжение Арму-Большеуссурской системы дуговых разломов западнее Центрального структурного шва позволяет считать, что южные субмеридиональные ветви Дугового разлома возникли на участке пересечения с Центральным швом. Для этого района характерна высокая оловоносность (месторождение Дальнее, оловоносные площади бассейнов рек Сотникова и Дорожная).

Данные о том, что Арму-Большеуссурская система дуговых разломов обусловила дифференциальное развитие структур Ханкайского массива (Кировский и Средне-Ханкайский разломы) и что ею ограничивается древнее поднятие (Малиновский блок), а также влияние всех этих разломов на фациальное развитие мезозойской геосинклинали — указывают на древний досихотэ-алинский (докарбонный?) возраст заложения разломов. В комплексе же сихотэ-алинских формаций разломы проявились дифференциально. Это обусловлено различной тектонической обстановкой разных структурно-фациальных зон и подзон Сихотэ-Алиня, сложным характером пересечения разломов с генеральным северо-восточным структурным планом Сихотэ-Алиня и, наконец, наличием радиальных разломов. Последние (в основном мелкие малоамплитудные, см. рисунок) отражены на соответствующих геологических картах среднего масштаба. Радиальные разломы часто моложе дугообразных. На схеме видно, что со сменой направления дуговых разломов меняется соответственно и направление радиальных. Это может означать, что северо-восточное структурное направление сихотэ-алинских формаций не полностью затупевало проявление радиальных разломов. Сближенность дуговых разломов создала предпосылки для развития рифтовой тектоники — чередования грабенов и горстов в узкой и длинной полосе земной коры, ограниченной этими разломами. Разумеется, раскалывание полосы шло не только по нормальным (радиональным) разломам. Ряд крупных глубинных разломов (Западный структурный шов, Меридиональный и Тигринный разломы) занимает положение наиболее крупных радиальных, разделяя вытянутый к северо-востоку полуовал, образованный Арму-Большеуссурской системой разломов, на ряд крупных секторов (см. рисунок).

К Нижне-Большеуссурской системе дуговых разломов относятся Тахолинский и Боголазинский разломы. Тахолинский разлом, развивающийся, как и Арсеньевский, на окраине каледонского континента, описан Б. А. Ивановым (1963). Следует добавить, что есть определенная специализация магматизма северной и южной половин разлома при их угловом расхождении в простирании, достигающем 80—90°. Так, северная половина разлома, отклоняющаяся от северо-восточного простирания к меридиональному, на всем 50-километровом протяжении трассируется интрузивами пермских базитов и гипербазитов. Южная половина разлома отклоняется к субширотному простиранию. Она прослежена на таком же расстоянии, что и северная. На всем протяжении эта часть разлома трассируется юрскими (?) гранитоидами Троицкого интрузивного комплекса. Тахолинский разлом хорошо выражается в гравиметрическом поле резкими перепадами плотностей и линейно вытянутыми аномалиями. Приобретая на юге субширотное простирание, Тахолинский разлом причленяется к зоне Синкайского шва у пос. Ново-Покровка (см. рисунок).

Боголазинский разлом выделен по материалам В. И. Надежкина, В. П. Кочкина, Н. И. Кузнецова, В. К. Матушкина. Между разломом и Центральным швом заключено главное поле нерасчлененных юрско-нижнемеловых, нижнемеловых и изредка триасовых терригенных и терригенно-вулканогенных отложений, выявленных в последние годы в зоне Главного антиклинория. В отложениях нередко встречается гастроподовая пресноводная фауна. В них велика роль конгломератов, гравелитов, грубозернистых песчаников, растительного детрита. Суммарная мощность этих отчетливо прибрежно-морских отложений не превышает 1,5—2 км. Местами здесь находятся фациально изменчивые (терригенные или кремнисто-терригенно-вулканогенные) отложения верхней перми, что, в частности, отмечал В. Н. Силантьев. Следовательно, этот раннемезозойский прогиб, который называется Боголазинской структурно-фациальной подзоной, начал существовать в верхней перми. Одноименный разлом, ограничивающий подзону с запада, откартирован почти на 100-километровом протяжении. Он представлен многочисленными, порой кулисообразно расположенными, тектоническими нарушениями. На всем протяжении зона разлома трассируется выходами мелких массивов и штоков гранитоидов, в основном верхнемелового возраста.

К средней части Боголазинского разлома с запада примыкает система субширотных сближенных нарушений, установленная В. И. Надежким и Н. И. Кузнецовым. Эта система разломов, принадлежащая, как и Тигринный, к зоне Синкайского шва, именуется Верхне-Солнечным разломом. В тектоническом клине, образованном этим и Боголазинским разломом, значительно развиты верхнепермские кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения. Возможно, это часть Боголазинской структурно-фациальной подзоны.

Район рассматриваемой системы дуговых разломов в общем слабооруденелый. Однако известная в районе эндогенная минерализация почти целиком сосредоточивается в зонах обоих разломов. Так, в зоне Тахолинского разлома интерес для изучения представляет никеленосность и платиноносность серпентинитов и амфиболитов. Здесь отмечены своеобразные домезозойские (?) крупнозернистые вторичные палеокварциты, а в древних доломитсодержащих породах обнаружены тальк-тремолитовые залежи. В целом для зоны характерен процесс щелочно-кислотного метасоматоза, называемый порфиризацией (Размахнин, 1966). К зоне Боголазинского разлома приурочен район прииска Незаметного (Радкевич, 1962), где имеются вольфрамоносные участки.

Материал о системах дуговых разломов свидетельствует о том, что эти разломы еще в досихотэ-алинский (докаменноугольный) этап ограничивали область поднятия, вероятно, типа структур, называемых Э. Уиссером (1964) куполами. А. В. Волин (1963) аналогичные структуры, огра-

пиченные дуговидными и серповидными разломами, называет циркульными глыбами и отмечает их большую роль в формировании современного рельефа*.

По свидетельству ряда авторов, куполовидные структуры возникают в связи с активной ролью магм (Снятков и др., 1964). Мы дали описание лишь юго-восточной половины такой структуры. Основанием для предположения о наличии второй северо-западной половины купола и генетически связанных с ней дуговых разломов, выпуклых к северо-западу, служат, на наш взгляд, некоторые структурно-геологические черты западной части Сихотэ-Алиня. Считается, что у Алчано-Матайской зоны (Берсенев, 1963; Черныш, 1965) замыкается Амуро-Уссурийский синклиниорий. В северо-западном направлении этот синклиниорий сменяется Надань-Хада-Алинским антиклинорием и затем зоной прогиба Северо-Восточного Китая. Направление границ между этими тремя областями, соседними с Алчано-Матайской зоной, с удалением от последней меняется последовательно от северо-западного и меридионального до северо-восточного. В этой связи кажется вероятным, что такое направление границ между этими складчатыми зонами подчинено системе дуговых разломов, выпуклых к северо-западу, т. е. принадлежащих ко второй северо-западной половине рассматриваемой купольной структуры юга Дальнего Востока.

Таким образом, Алчано-Матайская зона является центром купольной структуры. Как известно, эта зона рассматривается (Берсенев, 1963) как погружившаяся (в перми и мезозое) часть Ханкайского массива. Новейшие геолого-геофизические данные об Алчано-Матайской зоне позволяют выделить в ней (Размахнин и др., 1966) окраинные активизированные зоны и инертное «жесткое ядро». При этом окраинные зоны располагаются вдоль крупнейших разломов — Синкайского, Тахолинского и Алчанского**. В то время, как активизированная зона отличается региональной зараженностью киноварью, «жесткое ядро» выглядит стерильным от признаков этой минерализации.

Судя по тому, как устойчиво воздымалась с палеозоя северная часть Ханкайского массива, можно считать, что и под чехлом сихотэ-алинских геосинклинальных отложений элементы купольной структуры продолжали развиваться. В результате на сихотэ-алинских геосинклинальных осадках отразились древние дуговые разломы фундамента (погребенного древнего купола). Некоторым частям молодой складчатой области от древнего купола «передались» не только дуговые разломы, но и общая тенденция к воздыманию. Так, между системами дуговых разломов или в стыке с ними сформировались ранние поднятия: Малиновский и Дальне-Катэнский блоки и постваланжинское поднятие (Арму-Большеуссурская структурно-фациальная подзона). О поднятиях в области купола свидетельствует обилие здесь магматических образований. На севере Ханкайского массива широко проявлен полихронный гнейсово-магматитовый комплекс, которой с востока по лево- и правобережью р. Малиновка обрамлен полосой молодой (мезозойской) гранитизации в пермских породах (Размахнин, 1966), а еще восточнее располагается Бикино-Малиновский крипобатолит.

В целом область, расположенная между рассмотренными двумя системами дуговых разломов, выглядит центром полихронного магматизма юга Дальнего Востока. Юго-восточная половина купола, выраженная в структурах Сихотэ-Алиня, называется Средне-Сихотэ-Алинским полукуполом,

* Связанное причинной зависимостью сосуществование дуговых и поперечных к ним (радиальных) разломов в процессе длительного геологического развития широко проявлено в геологической структуре Японии (Тихонов, 1964).

** Алчанский глубинный разлом (см. рисунок) рассматривается Б. Я. Чернышом и Ю. Н. Размахниным как аналог Тахолинского и Арсеньевского разломов, т. е. как разлом, разграничивающий, в представлении Б. А. Иванова (1963), каледонский континент от Сихотэ-Алинской геосинклинали.

к которому относится, видимо, и остальная часть Приморского края. Есть основания предполагать, что система северо-восточных глубинных разломов (Дальнегорский, Фурмановский и др.), отделяющая Прибрежный антиклинорий от зоны Главного синклинория (Васильковский, 1962; Размахнин, Размахнина, 1967), косо причленяющаяся к Центральному шву и сосредоточивающая в себе важнейшую рудную минерализацию (Фурмановский, Кавалеровский, Дальнегорский рудные узлы, по Е. А. Радкевич, 1962), является частью зоны крупного дугового разлома (или системы дуговых разломов). Другая часть зоны этого разлома, находящаяся западнее Центрального шва, имеющая запад-северо-западное простирание и также характеризующаяся значительной рудонасыщенностью, описана в литературе под названием Южно-Приморского широтного шва (Берсенева, 1963).

Системы обоих разломов, имеющие достаточное угловое расхождение, по-видимому, образуют здесь третью — Южно-Приморскую (Дальнегорскую) — систему дуговых разломов, наиболее удаленную от центра Средне-Сихотэ-Алинского полукупла. Рассмотренная купольная структура юга Дальнего Востока напоминает фрагмент разросшейся в палеозое и мезозое древней ядерной структуры типа тех, которые по известной концепции (Васильковский, 1962; Размахнин, 1966) привели в истории Земли к формированию сложных складчатых систем континентальных блоков. Отсюда следует вывод о большой роли дуговых разломов в заложении и развитии геосинклинальных систем различного возраста.

Рассмотренные системы дуговых региональных разломов являются, по-существу, новой, пока практически не изученной, категорией мезозойских и более древних тектонических структур юга Дальнего Востока. Изучение их имеет первостепенное значение для разработки целого ряда вопросов тектонического и фациального районирования, так как описанные дуговые разломы и некоторые радиальные в геологической истории играют роль фациальных барьеров.

Имеются также основания связывать развитие купольной структуры в целом с активной ролью магм. Далее, в двух структурно-фациальных подзонах — Арму-Большеуссурской и Кемской, — разделенных Дуговым разломом, сенонский магматизм протекал различно. В них соответственно развились Арму-Большеуссурский интрузивный и Кемский вулкано-плутонический монотонитовый комплексы (Размахнин, Размахнина, 1966, 1967), т. е. можно считать, что дуговыми разломами разграничивались блоки земной коры с различным магматизмом.

Пример Арму-Большеуссурского рудного района убеждает в исключительной металлоносности зон дуговых разломов и сопряженных с ними радиальных разломов. К ним приурочены все наиболее важные рудные узлы и месторождения области. Иногда отмечается узкая металлогеническая (геохимическая) специализация разломов (например, оловянно-полиметаллическая для зоны Дугового разлома).

Изучение отдельных секторов и сегментов общей купольной (ядерной) структуры, а также различных дуговых разломов послужит базой для совершенствования схем металлогенического районирования, для изучения региональной и локальной эндогенной рудной зональности, для более целенаправленных поисковых работ, особенно на олово, вольфрам, полиметаллы и другие редкие цветные и благородные металлы.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А. Основные черты тектонического районирования Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 396—404.
- Берсенева И. И. Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 405—421.

- Васильковский Н. П.* Некоторые вопросы геологии Тихоокеанского рудного пояса.— «Бюл. Тихоокеан. комитета по геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса», 1962, вып. 1, с. 6—12.
- Волин А. В.* О глубокостроении современных горных областей.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 312—342.
- Иванов Б. А.* Схема проявления разновременных формаций в Приморье.— «Информ. сб. Приморск. геол. управления», 1963, с. 3—7.
- Радкевич Е. А.* О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 168—174.
- Радкевич Е. А.* Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1962, 129 с.
- Размахнин Ю. Н.* Некоторые вопросы тектоники и металлогении района Среднего Сихотэ-Алиня в Центральном Сихотэ-Алине.— «Сообщ. ДВ филиала СО АН СССР», 1959, вып. 10, с. 35—50.
- Размахнин Ю. Н.* Некоторые особенности магматизма зон активизации Азиатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса (на примере Приморья).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, с. 192—194.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальные подзоны Среднего Сихотэ-Алиня и разделяющий их Дуговой разлом.— «Сов. геол.», 1967, № 1, с. 93—104.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О региональных роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 242—252.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М., Назаренко В. Н., Тюрина А. П.* К вопросу о структуре, петрологии и металлогении Алчано-Матайской зоны.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 21—22.
- Смирнов А. М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152.
- Силантьев А. Н.* Фудзино-Иманский сдвиг.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 2, с. 39—49.
- Снятков Б. А., Снятков Л. А.* О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., «Наука», 1964, с. 45—60.
- Тихонов В. И.* Некоторые особенности тектонического строения Японии.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., «Наука», 1964, с. 24—47.
- Уиссер Эдуард.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских кордильерах.— Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 130—162.
- Черныш Б. Я.* К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах.— «Сов. геол.», 1965 № 10, с. 132—133.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЯНО-БОРУЛАХСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Э. А. ЕФРЕМЕНКО, О. П. ИВАНОВ, В. М. РЫННИК

(Центральный научно-исследовательский институт олова)

Настоящая статья написана по материалам, полученным авторами при геологической съемке и составлении металлогенической карты Яно-Борулахского междуречья. В результате были получены новые данные, позволяющие уточнить прежние представления о металлогении района.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА РАЙОНА

Район Яно-Борулахского междуречья расположен в центральной части Яно-Индибирской синклинальной зоны Верхоянско-Чукотской области мезозойской складчатости (Мокшанцев и др., 1964). Территория сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками верхнего триаса мощ-

постью 3000—3500 м. Осадочные породы смяты в процессе верхнеюрско-нижнемелового тектогенеза в складки преимущественно северо-восточного простирания. Для большей части района характерна глыбовая складчатость, для меньшей—западной—линейная. Граница между площадями развития этих типов складчатости совпадает с региональным глубинным разломом, отделяющим Сартагский синклинорий от Адычанского складчато-глыбового поднятия, в северном окончании которого располагается рассматриваемая территория. Магматические породы и гидротермальная минерализация приурочены к зоне глыбовой складчатости. Зона линейных складок в этом отношении практически стерильна.

На территории Яно-Борулахского междуречья выявлено несколько систем зон скрытых глубинных разломов (см. рисунок), картирование которых производилось по методике, наиболее детально разработанной И. Н. Томсоном (1964). Протяженность зон разломов 20—60 км и более, ширина 2—5 км, основные направления — субширотное и субмеридиональное. Пересекающиеся между собой зоны разломов этих направлений создают почти прямоугольную сеть. К ее узлам приурочены основные оловянные поля и максимумы магматизма.

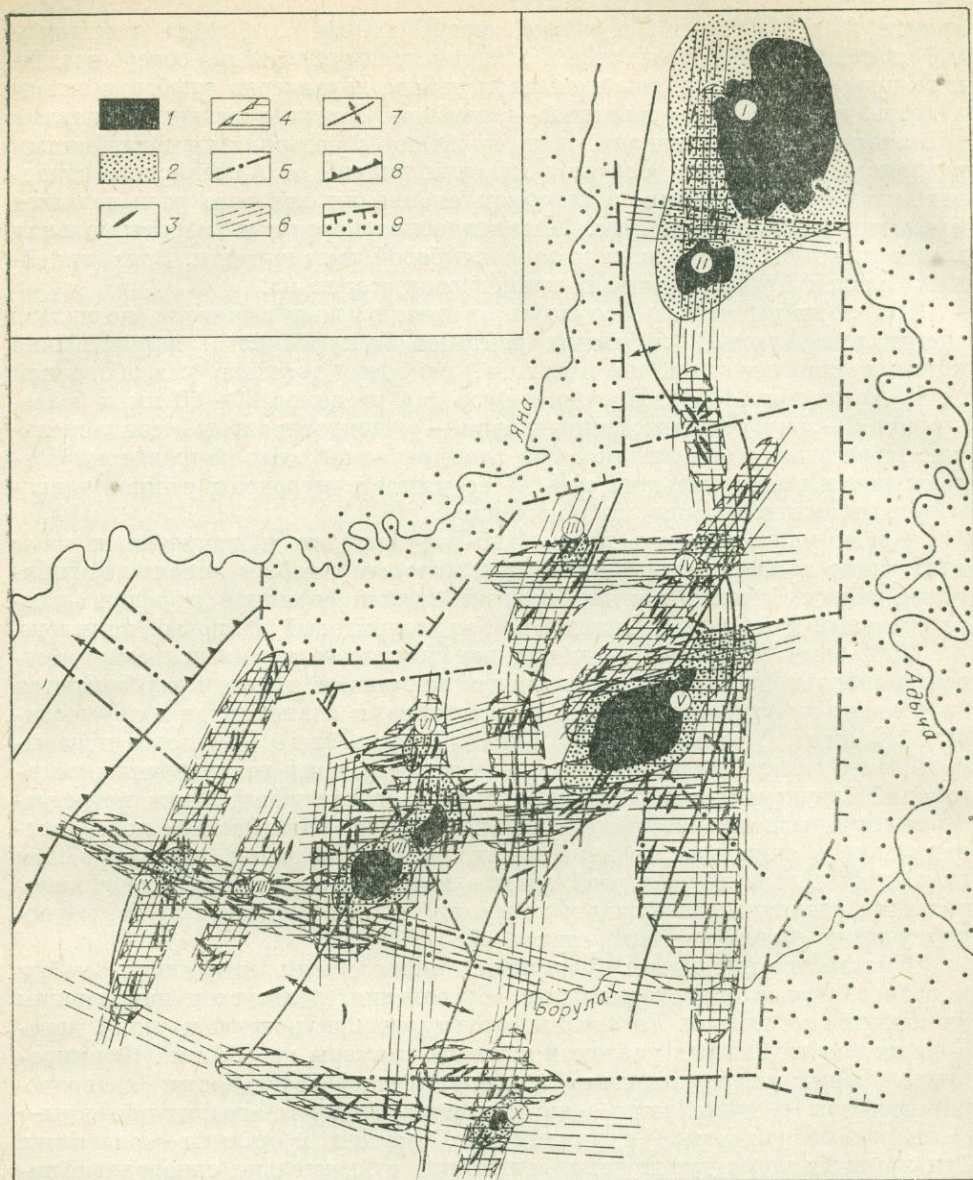
Среди магматических пород Яно-Борулахского междуречья развиты следующие ассоциации (от древних к молодым): габбро-диорит-порфириновый дайковый комплекс; янская гранитоидная формация; порфирит-лампорфировый дайковый комплекс; габбро-долеритовый дайковый комплекс.

Дайковые свиты габбро-диорит-порфиритового комплекса секут смятые в складки отложения верхоянского комплекса, но сами пересекаются карбонатно-кварцевыми жилами и интрузивами адамеллитов и двуслюдяных гранитов. Генетическая самостоятельность этого комплекса доказывается его независимым относительно последующих гранитоидных образований структурным положением и такими специфическими петрографо-геохимическими особенностями, как почти повсеместное расщепление пород, широкое развитие в них роговой обманки, низкая общая щелочность, отчетливое преобладание натрия над калием, интенсивное развитие различных вторичных изменений и, как следствие этого, неупорядоченный состав элементов-примесей.

Янская гранитоидная формация, включающая интрузивы, дайки и разнообразные гидротермальные образования, пользуется наибольшим площадным развитием. Ее ареалы структурно приурочены к узлам пересечения зон глубинных разломов и имеют размеры до 800 км². Формирование формации происходило в такой последовательности: гранодиорит-порфиры → адамеллиты → двуслюдяные граниты → гранит-порфиры → кварцевые порфиры → турмалиновые граниты и аплиты → аляскиты. Эти крупные породные группы, слагающие относительно однородные интрузивные тела с четкими контактами, отвечают отдельным фазам глубинного магматического процесса. С интрузивами адамеллитов и гранитов генетически связаны однотипные по гомодромной направленности развития ряды жильных пород (лейкограниты, аплиты), логически завершающиеся гидротермальными безрудными кварцевыми жилами.

Завершающие развитие формации проявления магматизма порфировых фаций (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, аляскиты) могут быть выделены в качестве конкретного комплекса (Ефременко, 1969).

Всех породных группам формации присущи следующие особенности. В породах развита однотипная пороодообразующая ассоциация: плагиоклаз-биотит (мусковит) — калишпат-кварц; совершенно отсутствуют амфиболы и пироксены; плагиоклаз имеет зональное строение и повышенную основность; среди аксессуарных минералов типичны апатит, ильменит, циркон, широко распространены андалузит, кордиерит, силлиманит, гранат. Все породы относятся к известково-щелочному ряду; от стандартных (по Р. Дели) представителей этого ряда отличаются бедностью полевошпатовой известью, высокой общей железистостью и щелочностью, в боль-



Тектоническое строение Яно-Борулахского междуречья.

1 — массивы гранитоидов; 2 — ореолы контактового метаморфизма; 3 — малые интрузии различного состава; 4 — поля сгущения малых интрузий и жильных гидротермальных проявлений; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны скрытых разломов; 7 — оси антиклиналей; 8 — границы площадей развития линейной с глыбовой складчатости; 9 — наложенные впадины. Названия обнаженных и скрытых гранитоидных массивов: I — Кигилахский, II — Кететский, III — Киргилахский, IV — Магано-Черногорский, V — Ыннах-Хайский, VI — Хонорский, VII — Арга-Ыннах-Хайский, VIII — Лево-Кыдалахский, IX — Хотон-Хайский, X — Ендегеччойский.

шинстве проб калий преобладает над натрием. Породы всех фаз обогащены рубидием, цезием, оловом и бором. Максимумы концентраций этих элементов отличаются в породах поздних фаз, наиболее близких по времени к проявлениям рудоносных гидротерм. По многочисленным определениям абсолютного возраста формирование гранитоидной формации относится к интервалу времени конец раннего — начало позднего мела (110—84 млн. лет).

Порфирит-лампрофировый дайковый комплекс развит преимущественно в близширотных зонах разрывов, пространственно независимо от ареалов гранитоидного магматизма. Порфириты секут оловоносные

кварцевые жилы, а сами пересекаются жилками сульфидов, среди которых главную роль играет пирротин. Эти данные согласуются с результатами абсолютного датирования возраста пород — 75 млн. лет. От ранних порфиритов породы этого комплекса, помимо временного положения, отличаются отсутствием рассланцевания, нехарактерностью роговой обманки, присутствием оливина, более свежим обликом, признаками контаминации гранитоидным материалом. Отмечаемые в составе комплекса редкие дайки лампрофиров керсантит-спессартитового типа структурно сопряжены с порфиритами, характеризуются одинаковыми с ними условиями залегания, близким составом и геохимией.

Габбро-долеритовый дайковый комплекс развит лишь в меридиональных зонах разрывов. Дайки габбро-долеритов и долеритов секут порфириты предыдущего комплекса и олово-сульфидные жилы. Помимо молодого возраста (63 млн. лет), эти породы выделяются кайнотипным обликом и меланократовым составом, в котором породообразующую роль играет ассоциация лабрадора с оливином и титанистым авгитом.

Жильные гидротермальные образования, длительно развивавшиеся и разнообразные по составу, пользуются в Яно-Борулахском междуречье исключительно широким распространением. Они могут быть подразделены на шесть больших групп, которые описываются ниже в порядке от древних к молодым.

ГРУППА ДРЕВНИХ (ДОГРАНИТНЫХ) КАРБОНАТНО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Догранитные кварцевые и карбонатно-кварцевые (анкерит- и кальцит-кварцевые) жилы в рассматриваемом районе широко распространены и располагаются обычно в зонах разломов северо-восточного направления. Ширина серии таких сближенных жил колеблется от первых десятков сантиметров до первых десяти метров, а протяженность нередко измеряется километрами. Жилы пространственно тесно связаны с древними дайками диоритовых порфиритов и следуют по тем же трещинам, пересекая эти дайки.

Анкерит-кварцевые жилы часто имеют зональное строение, а призматические части их образуют оторочки клиновидных кристаллов анкерита, осевая часть сложена кварцем. Основная масса кварца явно ксеноморфна по отношению к анкериту и, несомненно, выделялась позже него. В некоторых случаях анкерит образует с кварцем теснейшие срастания микрозернистого строения. Изредка в ассоциации с анкеритом и кварцем наблюдаются альбит, каолинит и некоторые сульфиды — пирит, клейофан и галенит.

С кальцит-кварцевыми жилами связан специфический комплекс сульфидных минералов — галенита, сфалерита, арсенопирита, халькопирита и станнина, образующих обычно тонкую (меньше 1 мм) вкрапленность, реже небольшие (до 1—1,5 см) гнезда в кварце. Среди сульфидов резко преобладает галенит, кроме того, в одних случаях в большом количестве содержится арсенопирит, в других — сфалерит, который всегда представлен буровато-желтой маложелезистой разновидностью. Сульфиды, особенно галенит, тяготеют к осевым частям кварцевых прожилков и отлагались, по-видимому, в последние моменты кристаллизации кварца.

Древние кварц-карбонатные жилы испытали интенсивный и многократный динамический и термальный метаморфизм. Наиболее слабая форма динамометаморфизма выражается в появлении в кварце волнистого угасания; при интенсивном динамометаморфизме возникают своеобразные «решетки угасания», зонки кварца, очищенные от включений в результате перекристаллизации.

В роговиковых полях вблизи крупных гранитоидных интрузивов древний жильный кварц приобретает характерный спиевато-серый (или

темно-серый) цвет благодаря появлению обильных и очень тонких включений графита. Здесь же происходит скарнирование ассоциирующих с кварцем карбонатов, в результате чего анкерит обычно нацело замещается роговой обманкой и графитом, а кальцит — гранатом, актинолитом, тремолитом, магнетитом, апатитом и графитом. По всей вероятности, анкерит-кварцевые и кальцит-кварцевые жилы являются продуктами двух стадий единого гидротермального этапа, парагенетически связанного с догранитными дайками диоритовых порфиритов.

Как анкерит-кварцевые, так и кальцит-кварцевые жилы пересекаются, метаморфизуются и скарнируются в контакте с породами янской гранитоидной формации и поздними жилами самого различного состава. Нами наблюдались случаи непосредственного пересечения этих жил адамеллитами, гранитами, кварцевыми порфирами, турмалиновыми аплитами и поздними диорит-порфиритовыми дайками, а также биотит-кварцевыми, касситерит-кварцевыми, турмалиновыми, хлоритовыми и другими жилами.

ГРУППА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННАЯ С ИНТРУЗИВАМИ АДАМЕЛЛИТОВ И ГРАНИТОВ

В этой группе можно различать зоны биотитизации и скарновые образования.

Широкие зоны биотитизации тесно связаны в пространстве и во времени с интрузивами адамеллитов и гранитов. Близость времени образования гранитоидов и зон биотитизации подтверждается, в частности, данными определения абсолютного возраста. Преимущественно гидротермальный характер процесса биотитизации доказывается как слабой перестройкой первоначальной структуры метаморфической породы, так и наличием многочисленных, часто микроскопических биотит-кварцевых прожилков. Процесс биотитизации следует выделить в самостоятельный гидротермальный этап, поскольку он отделен от следующего за ним во времени процесса проявления турмалиновой минерализации внедрением даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Под влиянием растворов, производящих биотитизацию алюмосиликатных пород, и одновременно с биотитизацией происходит скарнирование древних карбонатно-кварцевых жил и известковистых прослоев осадочных пород, оказавшихся в контактово-метасоматических ореолах интрузивов гранитов.

Скарноиды, образовавшиеся на месте прослоев осадочных пород, обогащенных известковистым материалом, имеют роговиковую структуру и сложены амфиболами (как правило, роговой обманкой), основным плагиоклазом и кварцем. Содержание амфиболов и кварца меняется в широких пределах: были встречены как почти чисто амфиболовые пласты, так и существенно кварцевые породы с тончайшей вкрапленностью амфиболов и плагиоклаза. В скарноидах данного типа всегда сохраняются особенности строения первичной осадочной породы — следы слоистости, рисунок распределения карбонатов.

Древние карбонатно-кварцевые жилы, подвергаясь скарнированию, почти всегда сохраняют присущую им поперечно-шестоватую текстуру. Состав вновь образованных жильных скарнов зависит от первоначального состава жил.

ГРУППА ТУРМАЛИНОВЫХ ЖИЛ И ЗОН ТУРМАЛИНИЗАЦИИ

Турмалиновая минерализация развита на всей территории Яно-Борулахского междуречья и приурочена к ареалам янской гранитоидной формации, проявляясь как в интрузивах, так и в их экзоконтактных зонах, большей частью независимо от более поздних оловорудных тел.

Различаются следующие типы турмалиновой минерализации: турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы и брекчии; зоны метасоматической турмалинизации осадочных пород и гранитов; дайки турмалиновых аплитов, в которые турмалин входит в качестве порообразующего минерала.

Турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы особенно широко развиты во внутренних зонах контактово-метасоматических ореолов интрузивов. Распространены кварц-турмалиновые жилы и непосредственно в гранитах, где иногда отмечаются также мощные турмалиновые брекчии. В роговиках и гранитах обычно наблюдаются серии пересекающихся прожилков, почти нацело сложенных турмалином, реже более мощные (до 10—15 см) и протяженные (до 100 м) кварц-турмалиновые жилы. Турмалин здесь имеет, как правило, черный или буровато-черный цвет, призматический или толстоигольчатый габитус. Наряду с турмалином в этих жилах содержатся кварц, флюорит, апатит, леллингит и молибденит.

Касситерит и вольфрамит, как правило, не наблюдаются в парагенетических соотношениях с турмалином, хотя пространственная ассоциация этих минералов, объясняемая чисто структурными факторами, довольно обычна. При переходе из внутренних зон контактово-метасоматических ореолов во внешние особенности турмалина в жилах закономерно меняются: цвет становится бурым, затем темно-зеленым и, наконец, голубоватым; габитус меняется до игольчатого и даже волосовидного.

Неоднократно наблюдалось пересечение кварц-турмалиновых жил дайками аляскитов с касситеритовой минерализацией (Кестер). Тем самым устанавливается существование весьма значительного перерыва между формированием турмалиновой и оловорудной минерализации, что позволяет отнести их к различным гидротермальным этапам. В связи с этим становится понятным отсутствие касситерита в большинстве турмалиновых жил, обнаруженных на территории Верхоянья.

Интересные зоны метасоматической турмалинизации отмечаются в гранитах. Они находятся на продолжении региональных поясов повышенной трещиноватости, пересекающих песчано-сланцевую толщу. Черный, обычно толстопризматический, турмалин встречается здесь в виде равномерно рассеянной вкрапленности и небольших гнезд.

В пределах гранитных массивов и их ближайшем экзоконтакте многократно встречались дайки турмалиновых аплитов. Эти дайки имеют четкие контакты и небольшую (обычно 5—15 см) мощность. Содержание турмалина в них достигает 10—15%. Отсутствие значительной турмалинизации в породах, вмещающих данные аплиты, особенно в тех случаях, когда последние являются интрузивными и близки к аплитам по составу, не позволяет рассматривать образование турмалина как наложенный процесс. В то же время равномерное и часто закономерное (симметричное относительно зальбандов) распределение обильной вкрапленности турмалина в указанных аплитах заставляет считать этот минерал первичным порообразующим (Иванов, 1970).

По всей вероятности, охарактеризованные здесь типы турмалиновой минерализации возникли почти в одно и то же время. Это подтверждается и пространственной их связью, и взаимопереходами (например, между турмалиновыми аплитами и кварц-турмалиновыми жилами).

ГРУППА ОЛОВОНОСНЫХ ЖИЛЬНЫХ ТЕЛ

В этой группе выделяются следующие типы минерализации: касситеритсодержащие аляскиты; касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы; кварц-касситерит-сульфидные жилы.

К первому типу относятся редкометалльно-оловоносные аляскитовые дайки, часто встречаемые в пределах Арга-Ынах-Хайского гранитного

массива и его ближайшей экзоконтактовой зоны. В составе даек преобладают полевые шпаты, кварц и мусковит. Содержание каждого из минералов меняется в широких пределах. Кроме того, в том или ином количестве могут присутствовать амблигонит, лепидолит, арсенопирит, вольфрамит, цинксодержащий станнип, танталит-колумбит и многие другие минералы. Касситерит образует неравномерную вкрапленность, которая сгущается обычно вблизи висячих контактов аляскитовых даек. Иногда можно видеть небольшие богатые гнезда касситерита, а также прожилковидные сгущения вкрапленности этого минерала.

Другим важным минералом аляскитов является амблигонит. Как и касситерит, он распределен неравномерно, встречаются крупные (несколько метров в длину) линзы, сложенные амблигонитом и кварцем.

Все перечисленные минералы образуют довольно устойчивую ассоциацию, хотя некоторые ее члены могут и выпадать. Теснейшие сростания минералов и повторяющееся в большинстве случаев совмещение участков их концентрации дают основание считать, что они сформировались в относительно небольшой промежуток времени и составляют характерный парагенезис.

Наибольшего размаха минерализация касситеритсодержащих аляскитов достигает тогда, когда аляскитовые дайки залегают в адамеллитах (Кестер); более скудна она в дайках экзоконтакта интрузивов (Биллях, Ытгыр-Халап, Таях-Салун-Салата).

Касситерит-вольфрамит-кварцевый тип касситеритоносных жил наиболее часто встречается в районе и наименее интересен в промышленном отношении. Представлен он сериями коротких существенно кварцевых жил небольшой мощности или мелких тонких кварцевых прожилков, содержащих довольно редкую вкрапленность крупнокристаллического касситерита, вольфрамита и арсенопирита. Кроме этих минералов, часто в большом количестве содержится мусковит, альбит, топаз и флюорит.

Жилы рассматриваемого типа расположены во внутренних зонах контактовых ореолов интрузивов, чаще всего в их апикальных частях, реже в самих гранитоидах, обычно вблизи контакта с роговиками. Наличие постепенных переходов от типичных аляскитов к мусковит-кварцевым жилам отмечено нами в пределах Кестерского, Билляхского и Ытгыр-Халанского месторождений. Существуют также переходные разности между касситеритом из аляскитов, с одной стороны, и касситеритом из вольфрамит-кварцевых жил — с другой.

Напрашивается вывод о том, что и редкометалло-оловянная минерализация в аляскитах и касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы сформировались в одно и то же время из близких по составу растворов, но в различной физико-химической обстановке. Этому не противоречит и абсолютный возраст, определенный по мусковиту для Кестерского месторождения Л. В. Фирсовым — 88 млн. лет и для Кутурукского месторождения Н. И. Непашевым — 94 млн. лет (Флеров, Яковлев, 1965).

Кварц-касситеритовая ассоциация в касситерит-сульфидных жилах в Япо-Борулахском междуречье наиболее ценна в промышленном отношении. В тесных парагенетических отношениях с касситеритом находятся арсенопирит и кварц. Раздробленный касситерит здесь цементируется сульфидным (сфалерит-ширротинным) или альбит-хлоритовым агрегатом. Не вызывает сомнения наложенный относительно касситерита характер сульфидной минерализации. Результаты наших исследований позволяют уверенно говорить о таком же отношении к касситериту и основной массы хлорита.

Таким образом, касситеритовая и хлорито-сульфидная минерализация резко разновозрастные и сформировались в различные гидротермальные этапы, а их совмещение объясняется чисто структурными причинами.

Кварц-касситеритовая ассоциация касситерито-сульфидных месторождений, по нашим данным, одновременна с образованием бессульфид-

ных касситерит-вольфрамит-кварцевых жил (касситерито-кварцевой формации), что подтверждается многими фактами (Иванов, 1973).

О принадлежности касситерито-кварцевой ассоциации в сульфидных жилах к тому же этапу, что и касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы, свидетельствует отсутствие пересечений жил одного типа другим.

Изучение пространственного размещения, особенностей состава, генетического положения и возрастных взаимоотношений важнейших минеральных ассоциаций, составляющих руды касситерит-сульфидной формации, позволило сделать следующие выводы.

1. Турмалиновая минерализация в касситерито-сульфидных месторождениях, отличаясь специфическими особенностями, связана закономерными переходами с другими, синхронными ей типами турмалиновой минерализации, отмечаемыми в пределах роговиковых полей и гранитоидных интрузивов.

2. Касситеритовая минерализация касситерито-сульфидных месторождений одновозрастна с другими типами касситеритовой минерализации (формация оловоносных аляскитов и вольфрамит-касситерит-кварцевая формация) и связана с ними закономерными переходами.

3. Хлорито-сульфидная минерализация, широко распространенная на территории Яно-Борулахского междуречья, не обнаруживает прямой генетической связи с касситеритовой минерализацией и образована в более поздний гидротермальный этап, отделенный внедрением даек порфириров и лампрофириров.

4. Касситерито-сульфидные месторождения — результат чисто структурного совмещения продуктов нескольких гидротермальных этапов.

В литературе неоднократно рассматривались случаи совмещения разновозрастных типов минерализации и рудных формаций (Петровская, 1956; Константинов, 1965; Некрасов, 1966). Примеры локализации касситеритовой и сульфидной ассоциаций в различных системах трещин, даже в пределах отдельно взятых касситерито-сульфидных месторождений, не говоря уже о рудных районах, известны в Якутии, Забайкалье и Приморье (Радкевич и др., 1962). Внедрение «внутрирудных» даек среднего состава установлено на некоторых месторождениях Приморья. Совмещенный характер месторождений касситерито-сульфидной формации лишь раз подтверждает правильность выдвинутого Н. С. Шатским и А. В. Пейве принципа унаследованности в тектонике, проявляющегося в макро- и микромасштабах (Пейве, 1966).

Оловянные месторождения, практически наиболее интересные в Яно-Борулахском междуречье, образуют, таким образом, три главные рудные формации: 1) редкометалльных и оловоносных аляскитов; 2) вольфрамит-касситерито-кварцевую и 3) касситерито-сульфидную, совмещенную с предыдущей. Важнейшие касситеритсодержащие минеральные ассоциации этих формаций одновозрастны, а сами формации составляют, следовательно, единый генетический ряд.

ГРУППА ХЛОРИТ-СУЛЬФИДНЫХ И ПОЗДНИХ КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ

Хлорит-сульфидные жилы в Яно-Борулахском междуречье широко распространены и достигают в некоторых случаях значительных размеров (до 3 км в длину и 5—7 м мощности). Жилы отличаются разнообразием состава и многостадийностью образования. По данным изучения Эге-Хайского месторождения, в едином процессе формирования хлорит-сульфидных и поздних карбонатных жил можно выделить три стадии, рассматриваемые далее от ранних к поздним.

Первая, хлорит-пирротиновая, стадия может быть подразделена на две подстадии: альбит-хлоритовую и пирротиновую. В альбит-хлоритовую подстадию выделилась основная масса кварца, хлорита, альбита и флюо-

рита. В пирротиновую подстадию отлагался главным образом пирротин, резко преобладающий над ассоциирующими с ним сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом, станнином и геленитом.

Во вторую, сульфидно-карбонатную, стадию образовались жилы, состоящие преимущественно из кальцита и других карбонатов (главным образом родохрозита, сидерита и кальцита). В парагенезисе с карбонатами наблюдаются кварц, цеолиты и сульфиды — сфалерит (марматит), галенит, пирротин, буланжерит, пираргирит и франкеит.

В третью, пирит-кальцитовую, стадию образовались немногочисленные кальцитовые прожилки, содержащие вблизи зальбандов кристаллы пирита. С растворами этой стадии мы связываем дисульфидизацию пирротина и появление гизингерита. Пирит-кальцитовой стадии предшествует довольно интенсивный динамометаморфизм руд, выразившийся в появлении многочисленных следов течения, развальцовывания ковких минералов (пирротина, халькопирита, галенита и др.), дроблении хрупких минералов (арсенопирита, кварца и др.), а также в развитии диффузионных процессов, протекавших в твердом состоянии и приведших к разложению станнына на касситерит и халькопирит (Иванов, Ильина, 1968) и к образованию колломорфных пирит-марказитовых агрегатов при дисульфидизации пирротина. Хлорит-сульфидные и поздние карбонатные жилы, вероятно, парагенетически связаны с порфирит-лампрофировым дайковым комплексом.

ГРУППА АНТИМОНИТ-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Антимонит-кварцевые жилы встречаются на территории Яно-Борулахского междуречья сравнительно редко. Наиболее крупные жилы этого типа, найденные в левобережье руч. Хотон-Хая, прослежены по простиранию на протяжении 150 м и имеют мощность 40—50 см. В жилах рассеяны обломки вмещающих песчано-глинистых пород, послегранитных диоритовых порфиритов, а также древнего жильного кварца. Эти обломки обрастают кокардовые агрегаты кристаллов белого кварца со своеобразным «перистым» строением внешних зон роста. В кварце встречается тонкая и редкая вкрапленность пирита, апатита и игольчатого арсенопирита, интерстиции же кристаллов кварца и их агрегатов выполнены массивным антимонитом. В ассоциации с антимонитом наблюдались кинноварь и самородное золото. Повышенное содержание золота зафиксировано спектрохимическим анализом мономинеральной фракции «перистого» кварца.

Минерализация антимонит-кварцевого типа, вероятно, парагенетически связана с дайками самых молодых габбро-долеритов, пересекающих касситерит-сульфидные жилы Улахан-Эгеляхского месторождения и содержащих антимонит среди аксессуарных минералов.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

Установлено отсутствие в Яно-Борулахском междуречье единого поперечного глубинного разлома и связанного с ним Арга-Бинах-Хайского поперечного ряда гранитных массивов. Выявлена сеть глубинных разломов, главным образом близмеридионального и близширотного направления, играющих первостепенную роль в размещении интрузивных и жильных гидротермальных проявлений. Выделены четыре интрузивные ассоциации: а) габбро-диорит-порфиритовый дайковый комплекс; б) янская гранитоидная формация; в) порфирит-лампрофировый дайковый комплекс; г) габбро-долеритовый дайковый комплекс.

Месторождения олова, связанные с янской гранитоидной формацией, отнесены к трем рудным формациям: редкометалльных и оловоносных аляскитов, вольфрамит-касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной (совмещенной). Показана разновозрастность главных касситеритовых

ассоциаций в месторождениях данных формаций и, таким образом, определено место оловорудной минерализации среди прочих жильных гидротермальных образований района. Доказывается, что касситерито-сульфидные жилы эге-хайского типа образованы в результате чисто структурного совмещения продуктов резко разновозрастных гидротермальных этапов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ефременко Э. А.* Комплексы кислых порфиров и их место в истории геологического развития оловорудных районов Северной Якутии.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом: Якутск, 1969, с. 65—66.
- Иванов О. П., Ильина И. М.* О разложении станниина.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 2, с. 31—40.
- Иванов О. П.* Случай кристаллизации природного силикатного расплава, богатого бором.— «Уч. зап. ЦНИИОлово», 1970, № 1, с. 40—49.
- Иванов О. П.* О генетическом единстве продуктивных парагенезисов главных оловорудных формаций Якутии.— «Уч. зап. ЦНИИОлово», 1973, № 1, с. 7—12.
- Константинов Р. М.* Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 7—119.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др.* Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964, 291 с.
- Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966, 222 с.
- Пейве А. В.* Принцип унаследованности в тектонике.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 6, с. 11—19.
- Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных минеральных образований.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1956, № 3, с. 321—332.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лабанова Г. М.* Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1962, 128 с.
- Смирнов С. С. и др.* Минералогический очерк Яно-Адычанского района.— «Тр. ин-та геол. наук АН СССР. Минер. сырье», 1941, вып. 46 (9).
- Томсон И. Н.* Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения.— В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964, с. 76—155.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. А.* Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Наука», 1965, с. 86—145.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПЕВЕКСКОГО РУДНОГО УЗЛА

С. Ф. ЛУГОВ, Б. В. МАКЕЕВ

(Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья)

Певекский рудный узел находится в пределах Раучуанского позднегеосинклинального прогиба, заложившегося в поздней юре — нижнем мелу на складчатом основании нижнего структурно-литологического комплекса Чукотской ветви мезозойд. Территория рудного узла сложена герригенными отложениями нижнего мела, относящимися к орогенной формации внутренних позднегеосинклинальных прогибов. Инверсия прогиба и формирование основных складчатых структур произошли, по-видимому, в период верхнемеловой активизации, охватившей огромную территорию Яно-Колымо-Чукотской складчатой зоны (Тильман, 1960; Городинский, 1963; Лугов, 1965).

Главные складчатые и разрывные структуры Раучуанского прогиба имеют северо-восточное направление и занимают поперечное положение

по отношению к преобладающим на этой территории северо-западным направлениям складчатых и разрывных структур мезозойск. Певекский рудный узел приурочен к относительно приподнятому блоку, примыкающему к восточной границе прогиба. С запада, севера и юга он ограничен береговым обрывом Чаунской губы, с востока — крупным разломом глубокого заложения, протягивающимся в северо-восточном направлении параллельно восточной границе прогиба. Наличие этого разлома под мощными рыхлыми кайнозойскими отложениями подтверждается данными гравиметрии. В пределах рудного узла нижнемеловые терригенные породы слагают пологую антиклинальную складку с размахом крыльев до 5 км, погружающуюся к северо-востоку. Примерно половина территории рудного узла занята массивами гранитоидного состава, сформировавшимися в период верхнемеловой тектоно-магматической активизации, с проявлением которой связаны широко распространенные на Северо-Востоке СССР оловоносные интрузивные серии гранитоидного ряда (Флеров, Дворак, 1958).

На площади рудного узла установлены три гранитоидных массива, расположенные в виде цепочки северо-восточного направления, приуроченной к осевой зоне антиклинальной структуры. По-видимому, массивы представляют собой апикальные выступы крупного интрузива, кровля которого погружается в северо-восточном направлении. Об этом, в частности, можно судить по значительному уменьшению в этом направлении площади выходов гранитоидных массивов. По данным гравиметрии, в зоне глубинного разлома, ограничивающего рудный узел с востока, интрузив имеет крутое столбообразное залегание; к западу же от разлома он имеет вид пологой залежи мощностью 1—2 км, приуроченной к границе раздела между нижнемеловым и верхнетриасовым структурно-литологическими комплексами. Очевидно, разлом северо-восточного направления в период внедрения магматических расплавов играл роль магмоподводящего канала.

Гранитоидные массивы формировались в течение двух интрузивных фаз. Ранняя порция расплава дала начало крупно- и равномернозернистым роговообманково-биотитовым гранитам и адалеллитам с эндоконтактовой фацией пироксен-роговообманковых гранодиоритов и кварцевых монзонитов. В позднюю фазу сформировался небольшой шток лейкократовых биотитовых гранитов, рвущих гранитоиды ранней фазы в центре Певекского массива. Лейкократовые биотитовые граниты, вероятно, находятся в тесных генетических отношениях с гранитоидами ранней фазы и являются более поздними производными расплава, претерпевшего существенное поокисление. В заключительные моменты интрузивного магматизма внедрились сравнительно мало распространенные аплиты, аплитовидные и зачастую турмалинсодержащие пегматоидные граниты, являющиеся жильной серией певекских гранитоидов. Основываясь на особенностях геологического строения рудного узла, можно заключить, что становление Певекской интрузивной серии происходило в условиях средних глубин, о чем свидетельствуют также данные гравиметрии, магнитометрии и сравнительно невысокий коэффициент окисленности гранитоидов ($\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} = 0,05 - 0,15$). Судя по коэффициенту окисленности, адалеллиты — более глубинная фация по сравнению с нормальными и лейкократовыми гранитами Певекского штока. Наиболее высокие значения этого коэффициента (0,15) установлены в породах жильной серии певекских гранитоидов.

Оловоносная интрузивная серия Певекского рудного узла обнаруживает много сходных черт в геолого-структурной позиции, особенностях вещественного состава и эволюции магматизма со многими верхнемеловыми оловоносными интрузивными сериями и, в частности, с омсукчанским и мяо-чанским интрузивными комплексами.

В более позднее время, вероятно в плиоцене (Резанов, 1964), в период интенсивных и контрастных неотектонических движений произошли блоковые перемещения, которые значительно усложнили геологическое строение района. Наличие разломов и блоковое строение территории подтверждаются проведенными Северо-Восточным геологическим управлением гравиметрическими исследованиями.

Наиболее интересная оловянная минерализация располагается в южной части рудного узла среди гранодиоритов эндоконтактной фаши Певекского массива и редко выходит в роговики экзоконтакта. Рудные жилы локализуются главным образом в пределах полосы северо-западного направления протяженностью около 5 км, которая является наиболее изученной частью Валькумейского рудного поля. Жилы имеют исключительно субмеридиональное, обычно северо-северо-восточное, направление и располагаются поперек рудоносной полосы. Для жильного выполнения весьма характерны брекчиевые текстуры, обусловленные предрудными и внутрирудными подвижками по рудовмещающим трещинам. В пределах рудоносной полосы жилы распределены неравномерно, на западном ее фланге и в центре выявлено несколько участков с повышенной концентрацией жил. Наиболее нарушенный участок рудного поля располагается на западном фланге рудоконтролирующей полосы. Здесь практически отсутствуют мощные и протяженные рудные жилы, характерные для центральной части и восточного фланга рудного поля. Оловянная минерализация обычно локализуется в небольших жилах и прожилках, образующих штокверкоподобные зоны. На этом фланге преобладают рудовмещающие трещины западного падения.

Структурные особенности локализации оруденения на западном фланге, в частности его интенсивная нарушенность, обусловлены, вероятно, сопряжением в этом участке основной рудоконтролирующей структуры рудного поля северо-западного направления и субмеридиональной зоны повышенной трещиноватости, контролирующей также размещение оловянной минерализации участка Прибрежного и зоны Геофизической. Судя по широкому распространению на западном фланге наиболее ранних и, возможно, даже предрудных метасоматических процессов (альбитизация и адуляризация гранитоидов), можно предполагать, что на ранних стадиях постмагматического процесса здесь были благоприятные структурные условия для циркуляции растворов. Условия рудоотложения продуктивных стадий минерализации на западном фланге, видимо, были несколько иными, чем в остальной части рудного поля. Это прежде всего было обусловлено структурными факторами (отсутствием крупных рудовмещающих трещин наряду с общей интенсивной трещиноватостью пород) и интенсивной метасоматической переработкой вмещающих гранитоидов в результате наложения раннещелочных постмагматических процессов (альбитизации, адуляризации) и интенсивного кислотного выщелачивания, сопутствовавшего отложению кварцево-турмалиновой минеральной ассоциации. Все это привело к образованию в отдельных участках своеобразных вкрапленных и прожилковых оловянных руд. В связи с этим на западном фланге рудными телами являются не только рудные жилы, но и блоки гранитоидов, претерпевших интенсивный предрудный метасоматоз и несущих обильную вкрапленность касситерита. Подобные типы руд в общем не характерны для остальной изученной части рудного поля, где руда локализуется главным образом в полостях рудовмещающих трещин.

В центральной части рудоконтролирующей полосы северо-западного направления участки повышенной концентрации рудных жил имеют несколько иной характер. Они обычно располагаются вблизи значительных по мощности и протяженности рудных жил с восточным падением. Таких жил в изученной части рудного поля насчитывается не более десяти, тогда как общее их количество достигает нескольких сотен. Вблизи руд-

ных жил восточного падения отмечается большое количество сопряженных субмеридиональных жил западного падения, имеющих меньшие параметры, чем первые. Участки повышенной концентрации рудных жил в центральной части рудного поля фиксируют положение ослабленных субмеридиональных зон, которые впоследствии явились главными рудовмещающими структурами основной рудоконтролирующей полосы северо-западного направления. По этим структурам происходили дорудные нарушения гранитоидных тел, о чем свидетельствуют смещенные в субмеридиональном направлении блоки гранитоидов, вдающиеся в роговики в виде характерных выступов. Оловянное оруденение в роговиках отмечается именно на продолжении этих ослабленных трещинных зон, которые переходят из гранитоидов в роговики.

На восточном фланге рудоконтролирующей полосы наиболее распространены значительно разобщенные рудные жилы с восточным падением. Эти жилы имеют наиболее крупные параметры. Для них характерно отсутствие минеральных ассоциаций раннещелочных стадий и, напротив, широкое развитие сульфидных минеральных ассоциаций.

Интересные указания на развитие рудовмещающих структур в течение рудного процесса дает изучение распределения минеральных ассоциаций в рудных телах.

Так, альбитизация и адуляризация гранитоидов, которые, по-видимому, следует рассматривать как наиболее ранние стадии послемагматического метасоматоза, наиболее интенсивно проявились на флангах основной рудоконтролирующей полосы. Ранняя, кварцево-турмалиновая, минеральная ассоциация собственно рудного процесса распределена исключительно широко в рудном поле и за его пределами, что объясняется, вероятно, не только высокой активностью и подвижностью рудоносных растворов, но и благоприятной структурной обстановкой в период этой стадии минерализации. Кварцево-турмалиновая минеральная ассоциация иногда слагает мощные жилы с характерной брекчевой текстурой жильного выполнения, но более обычные тонкие, зачастую нитевидные разноориентированные прожилки турмалина. Касситерито-кварцевая минеральная ассоциация распространена более локально и не выходит за пределы основной рудоконтролирующей полосы. В заключительные стадии рудного процесса формировались существенно сульфидные минеральные ассоциации. Они локализуются главным образом в рудных жилах с восточным падением на восточном фланге основной рудоконтролирующей структуры.

Отмеченные особенности пространственного размещения разновременных минеральных ассоциаций в рудных жилах различных участков рудного поля позволяют считать, что в течение рудного процесса происходило изменение проницаемости трещинных структур на площади рудного узла. Так, на фоне повсеместного распространения жил кварцево-турмалинового состава отчетливо наблюдается более ограниченное развитие касситерито-кварцевой и кварцево-сульфидной минеральных ассоциаций, которые локализуются главным образом в пределах осевой части основной рудоконтролирующей структуры.

Наряду с этим в пределах последней можно видеть неоднородность распределения минеральных ассоциаций. Например, для западного фланга рудоконтролирующей структуры характерно преимущественное развитие продуктов ранних стадий рудного процесса при сравнительно ограниченном распространении существенно сульфидных минеральных ассоциаций. На восточном фланге обратная картина. Кроме того, в крупных рудных жилах восточного падения наиболее полно совмещены разновременные минеральные ассоциации, что свидетельствует о высокой проницаемости этих трещин на различных стадиях рудного процесса и их преобладающей роли как главных рудоподводящих и рудовмещающих структур по сравнению с трещинами западного падения.

Существует несколько точек зрения на главенствующую роль тех или иных структурно-геологических и литологических факторов в локализации оловорудных жил Певекского узла.

Одни исследователи предполагают концентрически-зональное развитие рудовмещающих трещин, обусловленное внедрением рудоносного штока лейкократовых гранитов и благоприятной литологией эндоконтактной фации гранодиоритов Певекского массива, в которых преимущественно и происходило образование трещин и отложение руды. Другие (Хребтов, 1961) придают решающее значение субмеридиональным фланговым разломам с восточным и западным падением, предполагая при этом, что наиболее благоприятны для локализации рудных жил участки сближения фланговых разломов. Наконец, некоторые исследователи объясняют развитие рудных жил почти исключительно в пределах гранодиоритовой оторочки благоприятными физико-химическими условиями рудотложения. Все эти представления противоречат геологическим данным. Например, исключительно субмеридиональное направление рудных жил не согласуется с представлениями о концентрически-зональном развитии рудовмещающих трещин. Рудоконтролирующая роль фланговых разломов не столь велика, как предполагается, эти разломы практически безрудны.

Не нашел объяснения и факт отчетливой приуроченности наиболее продуктивных рудных жил к северо-западной рудоконтролирующей полосе, расположенной в южной части Певекского рудного узла, хотя кварцево-турмалиновые жилы с невысокими содержаниями олова широко распространены по всей территории узла. Следует подчеркнуть, что продуктивные и практически безрудные жилы рудного узла имеют субмеридиональное направление, и в этой закономерности почти нет исключений. Такое же направление характерно для жильной серии гранитоидов и послегранитных даек диорит-порфиритов. Разломы северо-западного направления имеют более глубокое заложение и широко развиты в нижнем структурно-литологическом комплексе мезозой. Эти разломы на территории Западной Чукотки, как правило, контролируют размещение оловорудных месторождений рудоносных интрузивов (Северный массив, Куйвиевские штоки), что можно видеть на примерах Пыркайского и Куйвиево-Гыргычанского оловорудных узлов. Все это позволяет предположить, что роль основной рудоподводящей структуры для Певекского узла также играл глубинный разлом северо-западного направления. Рудоносные растворы, вероятно, не выходили далеко за пределы зоны влияния глубинного разлома, которой пространственно, вероятно, соответствует рудоконтролирующая полоса северо-западного направления. По-видимому, оживление разлома в период верхнемеловой тектоно-магматической активизации способствовало приоткрытию трещинных структур в породах верхнего структурно-литологического комплекса, которые и явились основными рудовмещающими полостями.

В пределах Певекского рудного узла возможно наличие нескольких глубинных рудоконтролирующих структур северо-западного направления. В сопряжениях этих структур с субмеридиональными трещинными зонами в верхнем структурно-литологическом комплексе локализовалось оруденение. Одна из таких глубинных структур, вероятно, контролирует локализацию оруденения в северном эндоконтакте Певекского массива (участок 7 км), другая — рудопроявление Яндрапаак. Северо-западные разломы играли заметную роль и при неотектонических движениях. Видимо, именно по ним произошли дифференциальные перемещения блоков, включающих Певекский, Пэкенейский и Яндрапаакский массивы.

Приуроченность оловорудных узлов к позднегеосинклинальным прогибам, заложившимся на складчатом основании нижнего мезозоя, отчетливо выражена в пределах Тихоокеанского рудного пояса. В этом отношении Певекский рудный узел обнаруживает много сходных черт с

Омсукачанским и Комсомольским оловорудными районами. Сходство проявляется также в формационных типах оловорудных месторождений, характере рудоносного магматизма и роли разломов глубокого заложения в локализации рудоносных интрузивов и оловорудных проявлений. Характерная черта оловорудных месторождений, приуроченных к позднегеосинклинальным прогибам,— их преимущественная принадлежность к касситерито-силикатной формации. Представляется целесообразным, помимо форм структурного контроля локализации рудных жил, учитывать влияние более крупных тектонических элементов, с развитием которых связано формирование оловоносных интрузивных серий с определенной направленностью эволюции магматизма, вероятно, в значительной мере определяющей формационный тип оловорудного месторождения. К таким тектоническим элементам следует отнести и Раучуанский позднегеосинклинальный прогиб.

ЛИТЕРАТУРА

- Городинский М. Е.* Геологический очерк центральных районов Чукотки.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», 1963, вып. 16.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., «Недра», 1965.
- Резанов И. А.* Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1964.
- Тильман С. М.* Тектоническое строение и черты металлогении Чукотской складчатой зоны.— В кн.: Материалы к I Всес. совещ. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Флеров Б. Л., Деорак И. Е.* Валькумейский интрузивный комплекс.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», 1958, № 12.
- Хребтов Б. М.* Структурные особенности оловорудного Валькумевского месторождения.— «Кольма», 1961, № 12.

ДЖИДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАК ПРЕДСТАВИТЕЛЬ МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ГРАНИТНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

М. М. ПОВИЛАЙТИС

*(Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР)*

Джидинское месторождение (в Западном Забайкалье) находится в широтном межматериковом металлогеническом поясе, протягивающемся через континенты Евразии и Северной Америки между 40 и 50° северной широты. Территория этого глобального металлогенического пояса в течение всей послепрогерозойской истории отличалась повышенной мобильностью. В палеозое в зоне перехода от платформы Лавразии ко впадине океана Тэтис здесь располагалась крупнейшая геосинклинальная система, фрагменты которой консолидировались в разное время и в дальнейшем подвергались тектоно-магматической активизации. Эта территория, расположенная на большом протяжении вдоль пояса высочайших гор, и в настоящее время отличается повышенной сейсмической активностью с проявлением мелкофокусных землетрясений.

Район Джидинского месторождения находится в самой краевой части области мезокайнозойской тектоно-магматической активизации, охватившей районы Азии, прилегающие к Тихому океану, на стыке этой области с Сибирской платформой (рис. 1). Тектоно-магматическая активизация

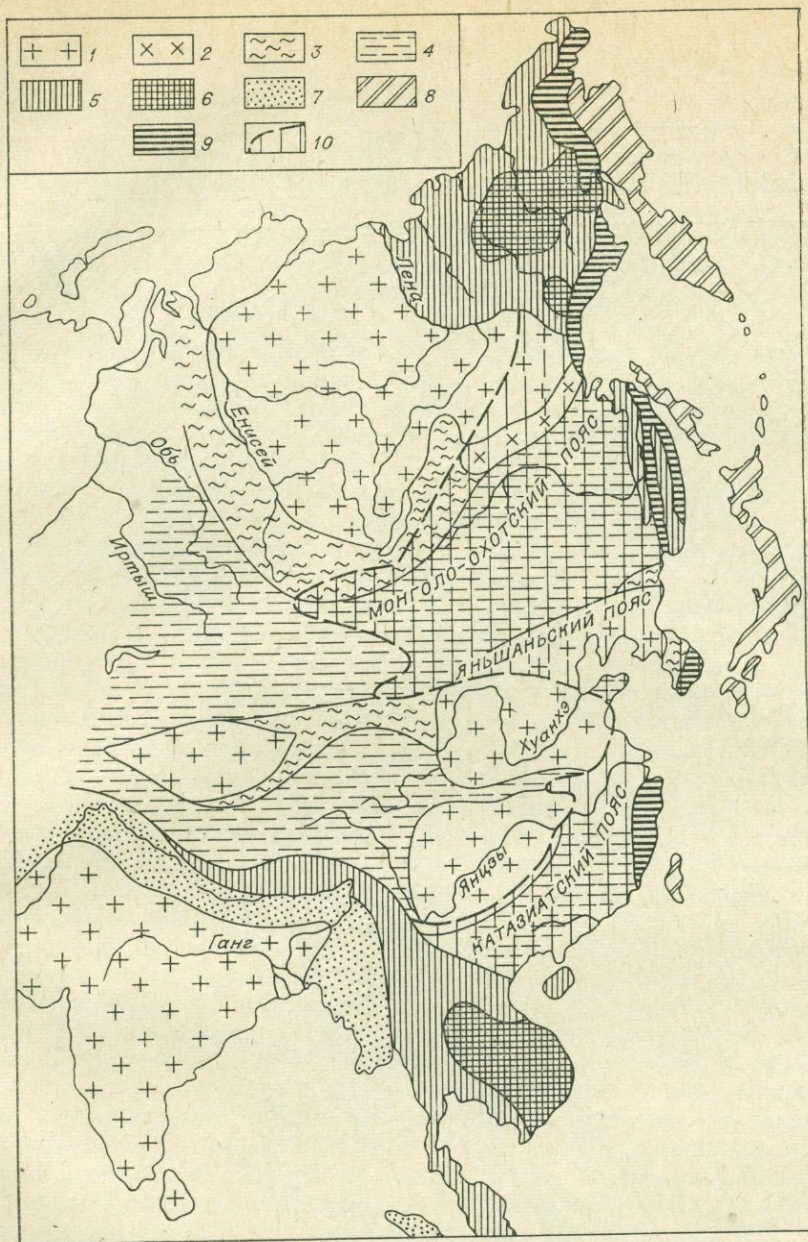
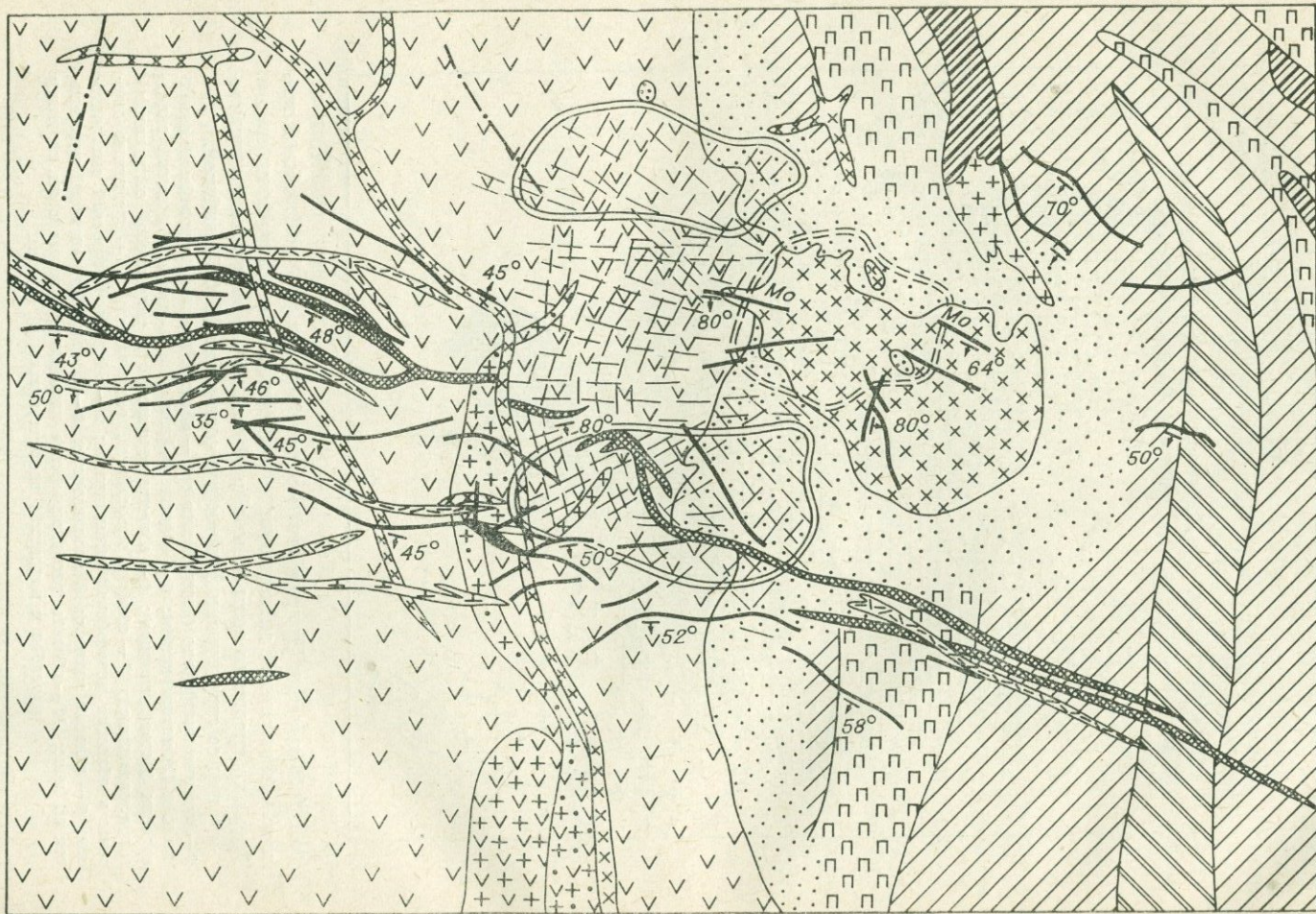


Рис. 1. Положение Джидинского месторождения в зоне мезозойской тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем. Схема соотношения зоны мезозойской тектоно-магматической активизации со структурами фундамента составлена М. С. Нагибиной.

1 — древние платформы (дорифейские); 2 — области нижнепротерозойской складчатости Станового хребта; 3 — области байкальской и раннекаледонской складчатости (нерасчлененные); 4 — области герцинской и каледонской складчатости (нерасчлененные); 5 — области мезозойской складчатости; 6 — срединные массивы в областях мезозойской складчатости; 7 — области альпийской складчатости; 8 — области камчатской складчатости; 9 — Охотско-Катазиатский вулканический пояс; 10 — область распространения наложенных мезозойских структур (прогибов и поднятий) восточноазиатской группы.



- 1 [Symbol: Diagonal lines, top-left to bottom-right]
- 2 [Symbol: Diagonal lines, top-right to bottom-left]
- 3 [Symbol: Small squares]
- 4 [Symbol: Dotted pattern]
- 5 [Symbol: Diagonal lines, top-left to bottom-right, thicker]
- 6 [Symbol: Inverted triangles pointing down]
- 7 [Symbol: Inverted triangles pointing down, larger]
- 8 [Symbol: Inverted triangles pointing down, with a dot in the center]
- 9 [Symbol: Cross-hatched pattern]
- 10 [Symbol: Small crosses]
- 11 [Symbol: Small squares with a dot in the center]
- 12 [Symbol: Irregular, jagged pattern]
- 13 [Symbol: Small squares with a dot in the center, larger]
- 14 [Symbol: Wavy, horizontal lines]
- 15 [Symbol: Diagonal lines, top-left to bottom-right, with a central line]
- 16 [Symbol: Wavy, horizontal lines, larger]
- 17 [Symbol: Wavy, horizontal lines, larger, with a central line]
- 18 [Symbol: Wavy, horizontal lines, larger, with a central line, different shape]

наложилась здесь на зону ранних каледонид. Месторождение расположено в зоне глубинного разлома, ограничивающего кембрийский эвгеосинклинальный трог. Геосинклинальное развитие района завершилось в кембрии. Кембрийские отложения представлены диабазовыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами, спилитами, альбитофирами, кремнистыми и другими породами, соответствующими стадии заложения эвгеосинклинали. Наличие среди них известняков и порфиритов свидетельствует о том, что уже на ранней стадии геосинклинального развития этот блок периодически испытывал воздымание, усилившееся в течение его последующего развития.

Кембрийские породы смяты в крутые складки, метаморфизованы и прорваны раннекаледонскими трещинными интрузивами ультрабазитов и базитов геосинклинальной стадии развития, а также внедрившимися во время инверсии plutонами гранитоидов; возраст последних 320—360 млн. лет (Афанасьев и др., 1963₁).

Мезозойская активизация проявилась в короблении и быстром воздымании консолидированных каледонских сооружений, а также в образовании наложенных грабен, заполнявшихся грубообломочными и угленосными отложениями типа верхней молассы (J₃—C₁). Тогда же оживились и глубинные разломы северо-западного (саянского) и северо-восточного (забайкальского) направлений, параллельные бортам громадного клиновидного выступа Сибирской платформы, вдающегося в широтный глобальный металлогенический пояс. К разломам, секущим каледонские складчатые структуры, приурочены небольшие интрузивы, относимые к многофазному мезозойскому вулкано-плутоническому комплексу (данные Е. Н. Смолянского, Л. М. Афанасьева, П. М. Хренова, Ю. В. Комарова и др.). С массивами первой фазы (157—202 млн. лет) ассоциируют вольфрамито-кварцевые жилы и грейзены, с массивами второй фазы (147—128 млн. лет) — молибденовое оруденение, а также вольфрамовое, богатое сульфидами (Смолянский, 1960; Афанасьев и др., 1963₂; Афанасьев, 1964).

Рудное поле находится в месте скрещения продольных и поперечных глубинных разломов, в зоне контакта plutона каледонских гранитоидов с кембрийской осадочно-эффузивной толщей (рис. 2) вблизи мезозойских массивов — Гуджирского и Горкинского, представляющих собой мелкие крутопадающие трещинные тела, имеющие, по геологическим и геофизическим данным, форму штоков. Вблизи них каледонские породы превращены в плагиоклаз-биотитовые, кварцево-эпидот-биотитовые и кварцево-роговообманково-биотитовые роговики, обогащенные фтором и серой, содержание которых возрастает с приближением к штокам. Мощность ореола метаморфизма до 800 м. Каждый шток складывается структурными разновидностями пород, возникшими вследствие местных различий условий остывания магмы. Переходы между ними в основном фациальные. Преобладают лейкократовые аляскитовые гранит-порфиры, распространены мелко- и среднезернистые граниты массивной текстуры. В этих породах преобладает микроклин (36 об. %), кварц составляет лишь около 30%, породообразующий плагиоклаз необычно кислый (альбит № 4—5). Вариации состава гранитов по содержанию кремнекислоты и щелочей

Рис. 2. Схема геологического строения Джиджинского рудного поля (по И. П. Кушнareву, М. Н. Хулугурову, В. И. Игнатовичу, взята из работы Е. П. Малиновского, 1965).

1 — метаморфизованные сланцы (См₂); 2 — кремнистые сланцы (См₂); 3 — диабазовые, роговообманковые, плагиоклазовые порфиристы, спилиты, альбитофиры (См₂); 4 — контактовые роговики и роговикоподобные сланцы; 5 — серпентиниты и тальковые сланцы по пироксенитам и перидотитам; 6 — кварцевые диориты; 7 — гранодиориты; 8 — плагиограниты; 9 — бостониты; 10 — гранит-порфиры Гуджирского штока; 11 — сиениты; 12 — меланократовые микросиениты; 13 — гранит-порфиры Горкинского штока; 14 — молибденито-кварцевые и гюбнерито-кварцевые жилы; 15 — прожилки вольфрамового штокверка; 16 — тектонические нарушения; 17 — контур развития прожилков молибденового штокверка; 18 — обогащенные участки вольфрамового штокверка.

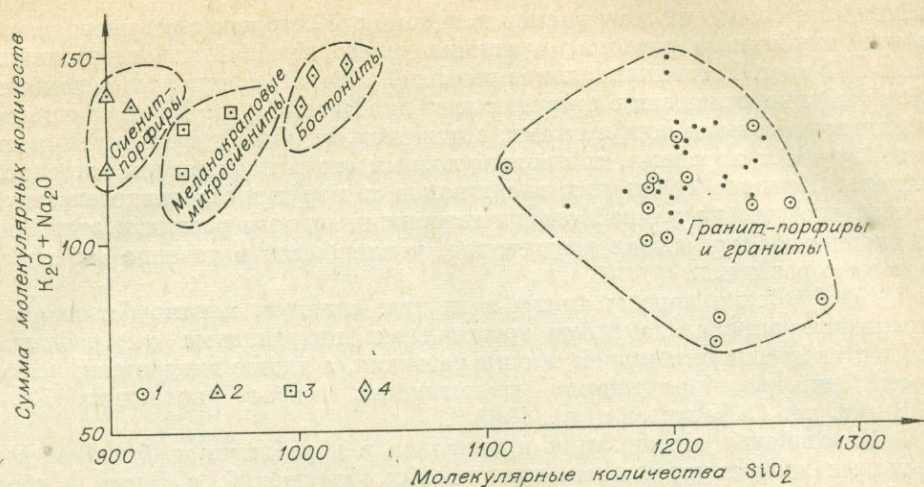


Рис. 3. Диаграмма соотношений SiO_2 и суммы K_2O и Na_2O в породах гуджирского комплекса (в молекулярных количествах).

Составы, соответствующие отдельным образцам: 1 — породы гранитного состава, в основном гранит-порфиры; 2 — сиенит-порфиры; 3 — меланократовые микросиениты; 4 — бостониты. Для сравнения точками показаны составы гранитов шилово-ковневского пунтичского комплекса (Урал), с которым также связано молибдено-вольфрамовое оруденение.

существенны. Строение Гуджирского массива на глубине 100 м от эрозионной поверхности усложняется благодаря повышению количества секущих даек гранитного состава, мощность которых на глубине возрастает (данные Я. А. Косалса).

В Гуджирском массиве и западнее его — в каледонских кварцевых диоритах — сосредоточены сотни даек, относимых к жильной серии палеозойского и в основном мезозойского комплексов. К последнему относятся разнообразие по структуре лейкократовые породы гранитного состава, сиенит-порфиры, меланократовые микросиениты, и возможно, бостониты, оплавленные ксенолиты которых нами встречены в дайках меланократовых микросиенитов. По мнению большинства исследователей месторождения, образование даек бостонитов предшествовало становлению гуджирского комплекса. В Горкинском интрузиве дайки отсутствуют. Формирование кислых, щелочных и повышенной основности жильных пород чередовалось. Намечается тенденция возрастания щелочности и основности жильных пород во времени. В жильных породах содержание щелочей еще выше, чем в гранитах массива (рис. 3).

Резкая фациальная изменчивость структуры пород, слагающих Гуджирский шток, проявление в его краевых частях ритмично-зональных текстур (рис. 4), обилие порфировых разностей пород, наличие в контактовой зоне эруптивной брекчии (рис. 5), обилие даек, частью являющихся апофизами Гуджирского штока, а также ореол пород, соответствующих относительно низкотемпературной фации контактового метаморфизма, внедренные магмы, близкое по времени к излиянию комагматических лав в соседних районах, свидетельствуют о гипабиссальных условиях становления мезозойского комплекса, оцениваемое, по косвенным данным, исследователями, в том числе нами, в несколько сот метров.

Оруденение локализовано в Гуджирском массиве, залегающем на контакте пород, различающихся по физико-механическим свойствам, и в его экзоконтактовой зоне. Горкинский массив залегает среди более пластичных пород, его пересекают лишь единичные поздние жилы. Это обстоятельство, а также различия состава и структуры пород, слагающих названные массивы, позволили С. С. Тентилову и В. И. Игнатовичу предположить более молодой возраст Горкинского массива, что подтвер-

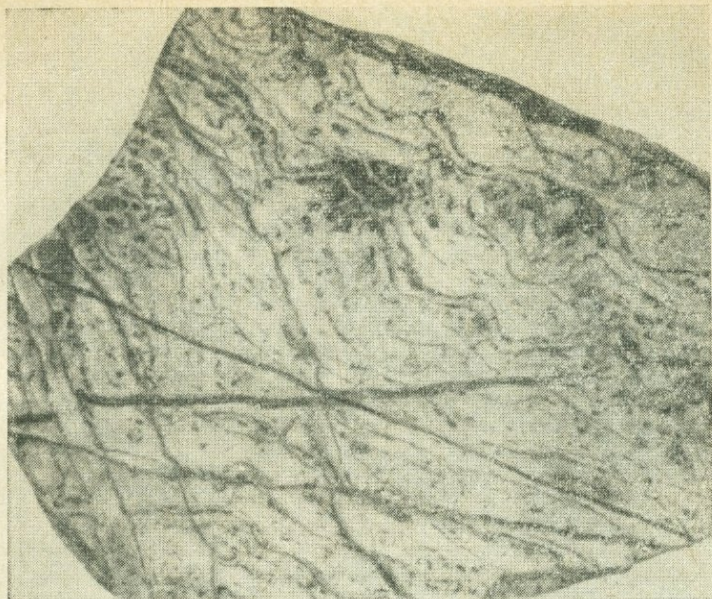


Рис. 4. Гранит-порфир с ритмично-зональной текстурой, пересеченный прожилками кварца. Штуф, натуральная величина.

ждается абсолютным датированием (Повилайтис, 1966₁). Возраст биотита из гранитов Гуджирского штока и мусковита из ранних гидротермальных образований сходен — 147 и 140 млн. лет (± 4 млн. лет), а возраст Горкинского интрузива, определенный тем же калий-аргоновым методом по биотиту, 128 ± 7 млн. лет.

Штоки, дайки и оруденение формировались в неспокойной структурной обстановке, обусловленной резким блоковым воздыманием террито-

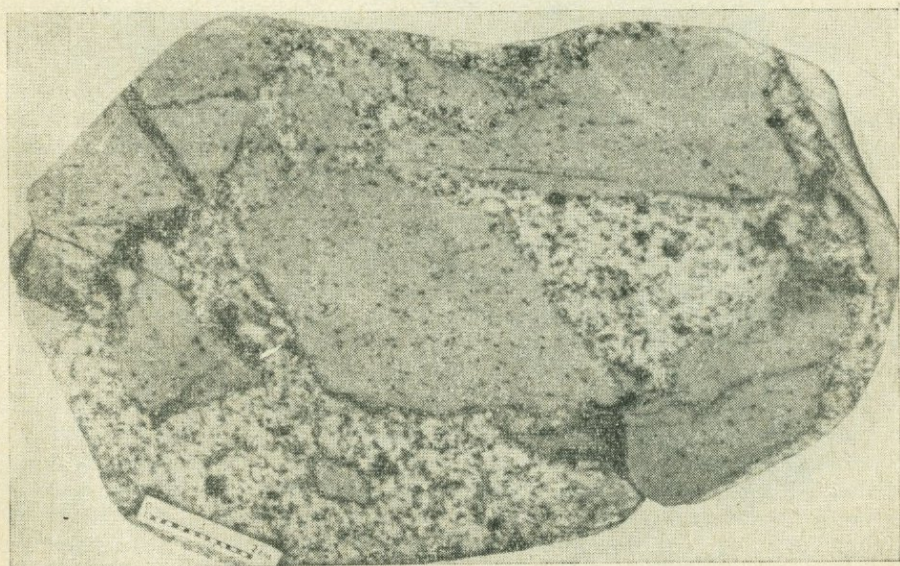
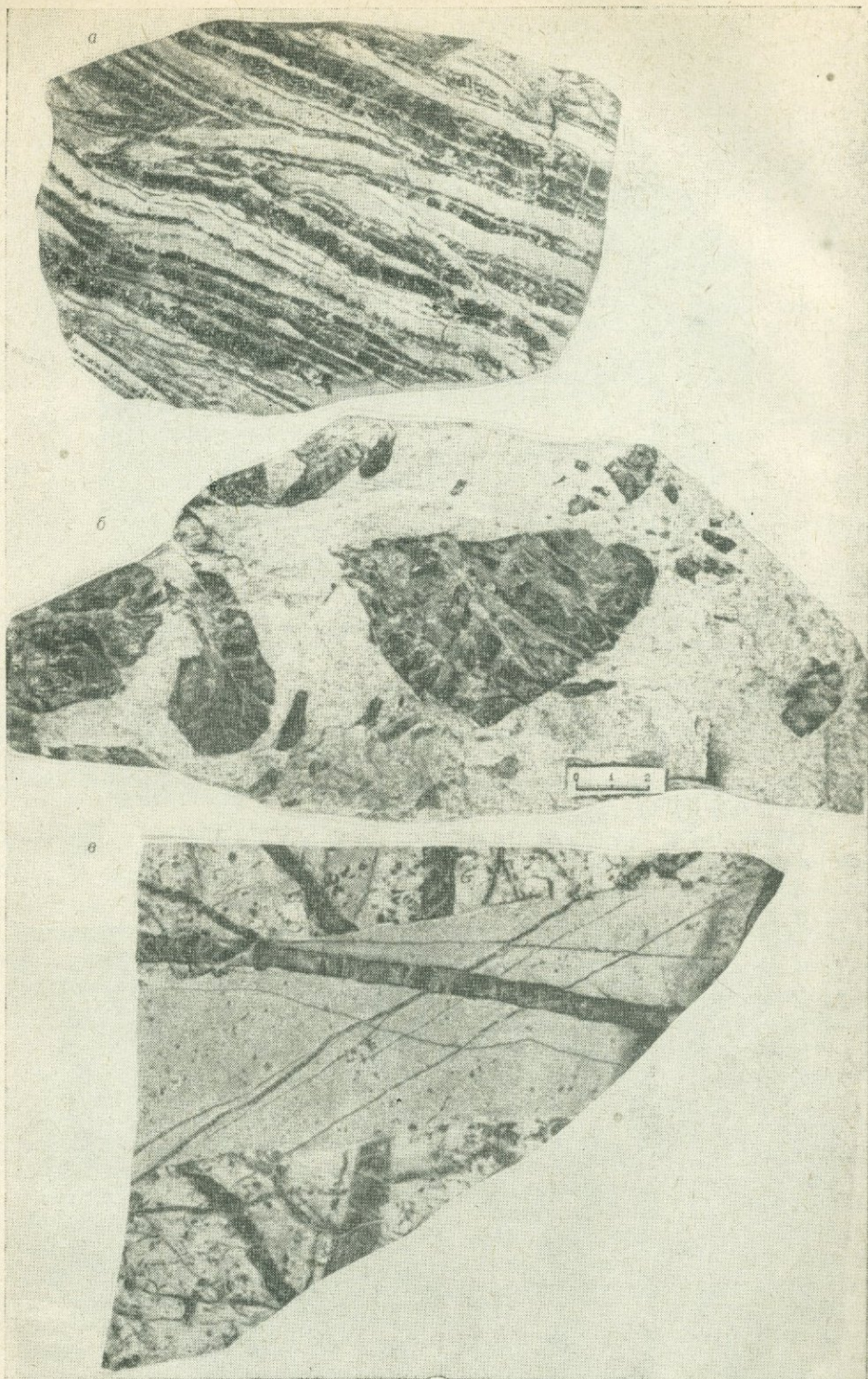


Рис. 5. Эруптивная брекчия. Обломки представлены жильным фельзит-порфиром, цемент — мелкозернистым порфиroidным гранитом. Штуф, натуральная величина.



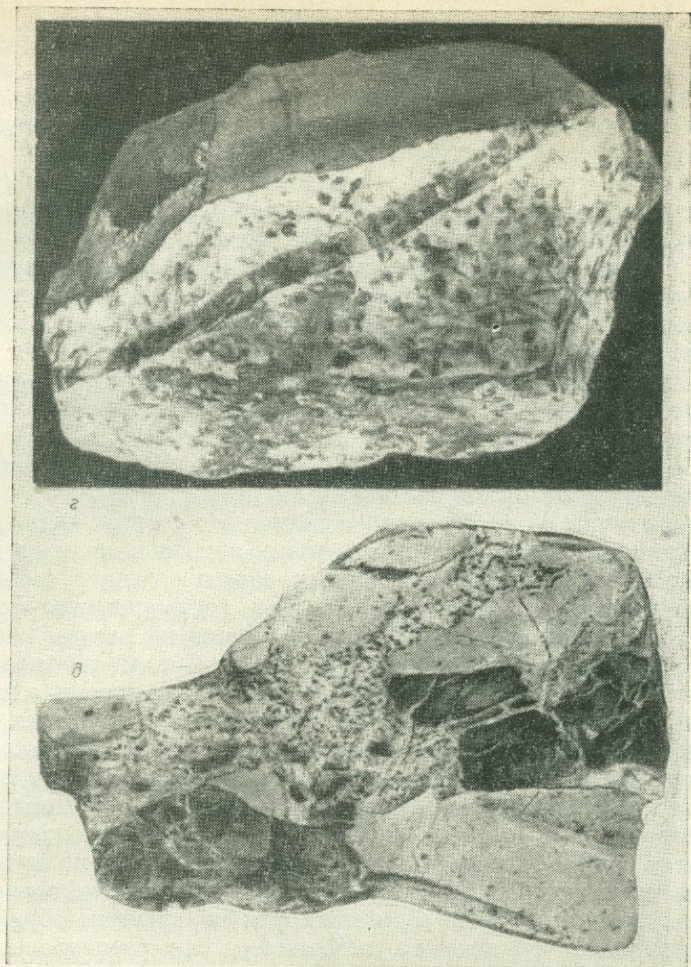


Рис. 6. Соотношения прожилков с интрузивными породами.

а — многократное пересечение маломощных даек аплита и дорудных монтанитовых прожилков кварца (серое). Штуф, натур. вел., *б* — обломки дорудного жильного кварца в аплите. Штуф, натур. вел., *в* — соотношения молибденито-кварцевых прожилков двух генераций с дайкой аплит-порфира. Штуф, натур. вел., *г* — пересечение дайкой меланократового микросинита прожилков кварца с пиритом. Штуф, натур. вел., *д* — пересечение прожилка кварца с гюбнеритом, шеелитом, сульфо-висмутидами меди и свинца. Штуф, натур. вел.

рии. О значительной нарушенности кровли свидетельствует наличие штоков, внедрившихся один за другим в месте скрещения долгоживущих глубинных разломов, их вертикальная вытянутость при небольшом горизонтальном протяжении (площадь выхода Гуджирского массива менее 1 км^2), наличие у массивов дайкообразных апофиз и разнообразие структурно-текстурных особенностей гранитов, мощный контактовый ореол биотитовых роговиков с признаками интенсивного выноса летучих компонентов перед началом или в ходе кристаллизации магмы, обилие даек первого и второго этапа, перемежаемость образования даек и постмагматических тел во времени (рис. 6), разнообразие и характер типов новообразованных и унаследованных рудовмещающих структур, залегание рудных тел в основном в кровле интрузива.

В рудном поле сочетаются разнородные структурно-морфологические типы рудных тел: 1) пологие жилы в трещинах, возникших как краевые надвиги; 2) зоны микроклинизированных пород с вкрапленным орудене-

нием; 3) штокверк в форме шляпки гриба, образованный многочисленными разнообразно ориентированными крутопадающими прожилками в эндокинетических трещинах отрыва; 4) штокверк прожилков (мощностью 5—20 мм), приуроченных к системе радиальных и концентрических эндокинетических трещин отрыва в кровле, имеющий форму изогнутого овала; 5) системы лестничных прожилков в поперечных контракционных трещинах отрыва в дайках анлитов; 6) жилы в унаследованных трещинах скола, заложенных при складкообразовании как надвиги, по которым во время отложения руд происходили сбросо-сдвиги; 7) жилы в крутопадающих трещинах отрыва, оперяющих трещины скола, системы прожилков, сопровождающих мощные жилы и субпараллельных им; 8) жилы в зонах брекчирования. Наибольшее значение имеют третий, четвертый, шестой и седьмой структурно-морфологические типы рудных тел. Перечисленные типы рудных тел возникли в разное время, но в указанной последовательности. Часть рудовмещающих структур (6, 7) унаследована, часть — новообразованная (1—5). Мощность жил и прожилков, а также условия их залегания непостоянны.

Эксперименты Г. И. Поспелова позволяют считать, что приведенный ряд рудовмещающих структур, возникших или оживившихся под влиянием динамической активности магмы, в общем отвечает тенденции возрастания степени их проницаемости для растворов, что соответствует выводам Е. П. Малиновского (1965). Эти структуры различаются и по условиям залегания, морфологии трещин, глубинам их проникновения, что должно обусловить существенные различия гидродинамического режима во время рудоотложения. Так, движение рудоносных растворов в трещинах штокверков, особенно раннего штокверка, происходило в гидродинамически более заметных условиях, чем их движение по унаследованным трещинам скола. Движение растворов по крутопадающим трещинам отрыва, оперяющим последние, было гидродинамически более активным, чем по пологим, часто заполненным глинками трения, унаследованным трещинам скола с изменчивыми элементами залегания. Соответственно этому, а также в зависимости от времени образования различается характер оруденения, особенности его распределения и минеральный состав руд.

Распределение перечисленных типов рудовмещающих структур в рудном поле неравномерное, частично они налагаются одна на другую. Четко проявлена структурная пульсационная зональность. Установлено четыре последовательных этапа оруденения, разобщенных внедрением магмы: молибденовый, редкометальный, редкометально-вольфрамовый и вольфрамовый. Минерализация последующих этапов смещается все дальше от Гуджирского штока в основном к западу, к центральной части дайкового поля, где оруденение протягивается на значительно большие глубины (150—200 м в штоке и 700 м западнее его). Эта зональность осложняется литологической и, по данным Д. О. Онтоева, температурной.

Пологие (угол падения до 45°) жилы в трещинах, возникших как краевые надвиги, многочисленны, развиваются преимущественно в кровле и падают к штоку: К ним приурочены жильные породы первого этапа и наиболее ранние полевошпатово-кварцевые жилы с молибденитом. Эти рудные тела, вследствие многократного приоткрывания жильных трещин, имеют строение «слоеного пирога». Зоны и гнезда микроклинизированных пород с вкрапленностью молибденита наблюдались в апикальных участках Гуджирского штока. Их роль в балансе молибденовых руд невелика. Главная масса этих руд представлена штокверком в форме шляпки гриба, образованным в апикальной части штока многочисленными, разнообразно ориентированными крутопадающими молибденито-кварцевыми прожилками в эндокинетических трещинах отрыва, обусловленных динамической активностью магмы (данные И. П. Кушнарера). Минерализация перечисленных образований относительно проста: это кварц,

микроклин, немного серицита, реже мусковита и дисульфида металлов (молибден, железо) с малыми потенциалами ионизации.

Редкометалльный этап развит локально в основном в апикальной части штока и представлен системой прожилков и редких жил преимущественно северо-западного простирания, приуроченных к крутопадающим трещинам отрыва.

Редкометалльно-вольфрамовый этап представлен штокверком кварцевых прожилков (мощностью 5—20 мм) в системе эндокинетических трещин отрыва, радиальных и концентрических относительно Гуджирского штока (Малиновский, Игнатович, 1962; Малиновский, 1965). Штокверк имеет форму широкой изогнутой зоны, окаймляющей Гуджирский шток с запада. Его локализация обусловлена, как подчеркнуто В. И. Игнатовичем, различиями физико-механических свойств пород, слагающих рудное поле. В роговиках, возникших по породам осадочно-эффузивной толщи, напряжения выразились, по В. И. Игнатовичу, главным образом в пластическом течении, что препятствовало образованию трещин и привело лишь к частичному будинажу залегающих в них ранних, в том числе молибденитосодержащих, прожилков. Особой структурно-морфологической формой рудных тел, имеющей малое значение, является наблюдавшаяся нами в дайках аплита, залегающих в Гуджирском штоке, система лестничных метасоматических кварцевых прожилков в поперечных контракционных трещинах отрыва. Минерализация этого этапа более сложная. Помимо указанных выше минералов (за исключением редкого здесь молибденита), обильны мусковит, сфалерит, халькопирит, айкинит.

Оруденение позднего этапа — вольфрамоворудные кварцевые жилы, с большой (до 15 м) и невыдержанной мощностью, размещены чаще всего в доинтрузивных сколовых трещинах (по И. П. Кушнareву), находящихся в дайковом поле среди кварцевых диоритов. Часто они залегают в контактах даек второго этапа.

По И. П. Кушнareву, Е. П. Малиновскому и В. И. Игнатовичу, локализация этих жил контролировалась субширотным сбросо-сдвигом протяженностью свыше 2,5 км. По субширотным нарушениям, оперяющим его со стороны лежащего бока, также осуществлялись сбросо-сдвиговые перемещения на десятки метров. К этим нарушениям приурочены жилы большой протяженности по простиранию и в 2—2,5 раза меньшей по падению. Часть жил приурочена к оперяющим трещинам отрыва, протяжение их на глубину больше, чем их длина. Минерализация жил, по нашим данным, различна. К трещинам скола приурочены минералы, отличающиеся менее рыхлыми кристаллическими решетками: из сернистых соединений — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит; в отдельных гнездах повышено содержание шеелита, местами представляющего даже главный компонент руд, хотя в целом в месторождении резко преобладает гюбнерит. Из минералов, богатых летучими, в этих жилах находятся карбонаты и флюорит. В оперяющих трещинах отрыва из сернистых соединений преобладает блеклая руда; соотношение гюбнерит:шеелит возрастает; из минералов, богатых летучими, резко преобладает триплит, содержится родохрозит, немного флюорита. В этих жилах наблюдались признаки гипогенного растворения гюбнерита и частичного переотложения вольфрама в виде шеелита в подостях растворения (Повилайтис, 1960).

Поскольку мощность ореола контактового метаморфизма, сгладившего контрастность физико-механических свойств пород кровли, не превышает 800 м, эти породы экранируют растворы лишь в ранние этапы постмагматического процесса. На поздних его этапах, вследствие центростремительного развития структуры рудного поля, главное значение приобретают унаследованные трещины. Роль полостей, обусловленных тепловой контракцией, в формировании перечисленных структур невелика. Большую роль играет, судя по данным И. П. Кушнareва (1947), Е. П. Мали-

повского (1965) и др., динамическая активность магмы при становлении Гуджирского штока, проявлявшаяся и позже в кристаллизации пород его аптикальной части, а также оживление унаследованных сколовых разломов более глубокого заложения. Вблизи крупных сколовых нарушений более ранние рудные жилы и вмещающие их породы подверглись пластическим деформациям (Повилайтис, 1960; Малиновский, 1965), которые вызваны, по-видимому, переходом механической энергии, выделяемой при крупных блоковых перемещениях, в тепловую.

Временной интервал формирования ранних рудовмещающих структур не выше нескольких миллионов лет. Интервал между началом формирования вольфрамового оруденения в трещинах скола и молибденового оруденения в трещинах отрыва порядка 10 млн. лет. Чем более разнообразны рудовмещающие структуры, сложнее их сочетание и происхождение, тем разнообразнее набор слагающих рудных минералов. В рудном поле совмещено (телескопировано) оруденение четырех формаций (или субформаций), каждой из которых присущ свой набор рудолокализирующих структур (различного генезиса, морфологии и строения) и свой набор металлов, имеющих важное значение.

Изменение боковых пород, сопутствовавшее молибденовому оруденению, проявилось в замещении альбита и кварца микроклином. При формировании редкометального оруденения по кварцу развивались вторичные мусковит (фенгит) и, реже, микроклин. Вольфрамовое оруденение сопровождалось образованием по гранитам флюорит-фенгитовых и фенгитовых пород, с вкрапленностью пирита, а также своеобразной березигизацией пород повышенной основности. В отличие от березитов, сопровождающих золотое и золото-шеелитовое оруденение, ассоциированное с базальтоидными комплексами, березиты здесь, как и на других вольфрамитовых месторождениях, ассоциированных с массивами калиевых гранитов, содержат флюорит.

В ходе перечисленных процессов кварц боковых пород (кварцевых диоритов, гранитов) был неустойчивым, и замещался новообразованными минералами, в основном алюмосиликатами калия. Изменение сопровождалось выносом кремнекислоты, привносом щелочей (главным образом, калия), алюминия, железа, кальция, магния, фтора и воды (табл. 1 и 2). Температуры образования руд, по данным Л. Н. Хетчикова, Д. О. Онтоева, Я. А. Кюсалса, а также нашим, сходны с температурами образования руд грейзеновых месторождений (в основном в интервале 380—300°С), но направленность привноса-выноса компонентов, даже около жил, залегающих в гранитах, не позволяет относить эти процессы изменения боковых пород к грейзенизации.

Масса кремнезема, удаленного из боковых пород при формировании жил и прожилков, соизмерима с массой жильного кварца; это могло бы свидетельствовать о метаморфогенной природе кремнезема, как это предполагает А. Г. Акиншина (1961) для других объектов. Однако результаты проведенного В. И. Игнатовичем, Е. П. Малиновским и нами изучения морфологии кварцевых жил и прожилков и их соотношений с предшествующими образованиями позволяют считать, что жильные тела возникли преимущественно путем заполнения трещин.

О связи оруденения с мезозойским интрузивным комплексом свидетельствует ряд признаков: 1) приуроченность оруденения и этих интрузивных тел к одним и тем же тектоническим структурам; 2) близость возраста и пространственная ассоциация оруденения и гранитов; 3) наличие в эндоконтактовой зоне Гуджирского интрузива ритмично-зональных текстур гранит-порфиров, характерных для молибденоносных комплексов (Повилайтис, 1961, 1966₂); 4) перемежаемость формирования жильных пород мезозойского комплекса и оруденения; 5) повышенные против кларковых содержания ряда металлов (в частности, молибдена и вольфрама) в породах этого комплекса; 6) одинаковый набор аксессуар-

ных (в том числе рудных) минералов в гранитах и в породах жильной серии, а также в кварцевых жилах, причем минералы переменного состава (акцессорные монацит, вольфрамит и др.) имеют и в гранитах, и в постмагматических образованиях аналогичный состав; 7) повышенное содержание щелочных металлов (особенно калия) в интрузивных породах и постмагматических образованиях; 8) закономерное увеличение от ранних (интрузивных) к поздним (жильным) породам содержания фосфора, железа, щелочных металлов, наряду с высокой активностью этих элементов в постмагматических растворах; 9) зональное, частью концентрическое распределение оруденения, особенно раннего, около Гуджирского интрузива.

Сопоставление особенностей развития во времени тектонических структур, захватывавших все более глубокие горизонты земной коры, с последовательностью формирования различных типов оруденения позволило предположить, что источник молибденового оруденения был расположен относительно неглубоко — в верхней части Гуджирского массива; вольфрамное оруденение, протягивающееся на значительно большие глубины, связано с более глубокими частями магматического очага (Повилайтис, 1960 и др.). Сложность процесса интрузивной и постмагматической деятельности наводит на мысль о проявлении в рудном поле различных субфаз мезозойской магматической деятельности. Такое предположение можно обосновать следующими фактами.

Между образованием жил и прожилков, соответствующих разным этапам минерализации, внедрялись интрузивные породы; между молибденовым и редкометальным этапами — порфириновые аплиты, между редкометальным и редкометально-вольфрамным — меланократовые микросиениты, а между редкометально-вольфрамным и вольфрамным — мелкозернистые порфириновые граниты. В ряде случаев развитие постмагматического процесса не нарушалось даже внедрением гранитной магмы: после внедрения и перед ним возникали кварцевые прожилки аналогичного состава.

Анализ имеющихся данных показывает, что в пределах Джидинского рудного района вольфрамито-кварцевое и вольфрамито-кварцево-сульфидное оруденения связаны с последовательными фазами мезозойской тектоно-магматической активизации. Аналогичная тенденция смены касситерито-кварцевого оруденения касситерито-силикатным и затем касситерито-сульфидным отмечена для внутренних частей активизированной зоны азиатского сектора Тихоокеанского кольца (Томсон, Кравцов, 1966). И. Н. Томсон и В. С. Кравцов показали, что проявление оловянного оруденения, связанного с процессами тектоно-магматической активизации, имеет планетарный характер; возраст этого оруденения (около 90 млн. лет) значительно моложе возраста вольфрамного оруденения Западного Забайкалья, проявившегося в краевой части той же зоны активизации.

Сходные возрастные соотношения вольфрамного и оловянного оруденений установлены в зоне тектоно-магматической активизации, проявившейся на территории Китая, где с нижнеюрскими интрузивами (170—180 млн. лет) связано вольфрамное оруденение, а с верхнемеловыми — оловянное (Ли Пу, 1965). Возраст вольфрамного оруденения в Восточном Забайкалье 145 млн. лет (Бобров и др., 1963), а в Восточной Монголии — 210—217 млн. лет (Бобров, 1962; Каленов, 1966).

Таким образом, оруденение, синхронное с отдельными импульсами тектоно-магматической активизации, имело определенную последовательность: наиболее интенсивный импульс вольфрамного оруденения предшествовал импульсу оловянного оруденения и, выходя за пределы распространения последнего, захватывал более обширные площади. В отличие от оловянного оруденения, характер которого на всей площади активизации, по мнению И. Н. Томсона и В. С. Кравцова, не зависел от тек-

Компоненты	Этапы постмагматического процесса						
	Молибденовый						Привнос (+), вынос (-), г/100 см ³
	Гранит Объемный вес 2,61			Микроклинизированный гранит с вкрапленностью молибденита Объемный вес 2,72			
	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ²	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	
SiO ₂	69,42	69,42	181,19	40,10	40,34	109,72	(-) 71,47
TiO ₂	0,18	0,18	0,47	0,16	0,16	0,44	(-) 0,03
Al ₂ O ₃	15,47	15,47	40,38	12,53	12,61	34,30	(-) 6,08
Fe ₂ O ₃	1,89	0,64	1,67	3,80	0,96	2,61	(+) 8,29
FeO	0,28	—	—		—	—	—
Fe	—	1,12	2,92	—	2,02	5,49	—
MnO	0,19	0,19	0,50	0,03	0,03	0,08	(-) 0,42
MgO	0,66	0,66	1,72	0,50	0,50	1,36	(-) 0,36
CaO	1,67	1,35	3,52	2,06	1,36	3,70	(+) 1,28
Ca	—	0,24	0,62	—	0,52	1,41	—
Na ₂ O	2,64	2,64	6,89	1,12	1,13	3,07	(-) 3,82
K ₂ O	6,20	6,20	16,18	7,85	7,90	21,49	(+) 5,31
H ₂ O ⁻	0,21	0,21	0,55	0,06	0,06	0,16	(-) 0,39
H ₂ O ⁺	0,13	0,13	0,34	0,31	0,31	0,84	(+) 0,50
П. п. п.	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	—
F	0,22	0,22	0,57	0,52	0,52	1,41	(+) 0,84
S	1,33	1,33	3,47	13,96	14,05	38,22	(+) 34,75
Mo	Нет	—	—	17,42	17,53	47,68	(+) 47,68
Сумма	100,49	100,0	260,99	100,49	100,00	271,98	
— F ₂ =0	0,10			0,21			
— S ₂ =0	0,38			0,81			
Итого	100,01			99,47			

Примечание. Анализы произведены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

гонической предыстории (оруденение, соответствующее одному импульсу активизации, относится к одной формации), разновозрастное вольфрамовое оруденение в пределах зоны активизации имело различия. Там, где образование его связано с плутонами, сформированными вслед за складчатостью, рудоносные растворы были кислыми. Минералого-геохимические и геолого-структурные особенности этого оруденения позволяют отнести его к вольфрамито-кварцевой формации (например, оруденение, связанное с массивами кукульбейского комплекса). Там же, где возрастной отрыв от процессов складкообразования был более значительным (как, например, в Джидинском месторождении), формирование оруденения было связано с деятельностью щелочных растворов. Это оруденение можно отнести к кварцево-сульфидно-вольфрамитовой формации.

Геотектоническим положением месторождения обусловлен ряд его особенностей. Ассоциация вольфрама с молибденом, а не с оловом, обилие и разнообразие минералов меди (блеклые руды, айкинит, хаммарит,

боксовых пород Джидинского месторождения

Компоненты	Редкометалльный						
	Гранит Объемный вес 2,61						Привнос(+), вынос(-), г/100см ³
	Гранит Объемный вес 2,61			Полевошпатово-мусковитовая порода Объемный вес 2,70			
	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	
70,05	70,05	182,83	61,58	61,45	165,91	(-) 16,92	
0,19	0,19	0,50	0,15	0,15	0,40	(-) 0,10	
14,88	14,88	38,84	20,98	20,93	56,51	(+) 17,67	
1,59	1,59	4,15	0,95	0,95	2,56	(-) 1,59	
0,29	0,29	0,76	0,29	0,29	0,78	(+) 0,02	
—	—	—	—	—	—	—	
0,07	0,07	0,18	0,20	0,20	0,54	(+) 0,36	
0,49	0,49	1,28	1,06	1,06	2,86	(+) 1,58	
1,27	1,01	2,64	0,84	0,50	1,35	(-) 0,97	
—	0,16	0,42	—	0,24	0,65	—	
3,12	3,12	8,14	2,40	2,39	6,45	(-) 1,69	
6,05	6,05	15,79	8,80	8,78	23,71	(+) 7,92	
0,17	0,17	0,44	0,20	0,20	0,54	(+) 0,10	
0,27	0,27	0,70	0,35	0,35	0,94	(+) 0,24	
1,49	1,49	Не пересч.	2,26	2,26	Не пересчит.	Не рассчитано	
0,17	0,17		0,44	0,25			0,67
Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	—	
»	—	—	Не опр.	—	—	—	
100,10	100,00		100,31	100,00			
0,07			0,10				
—			—				
100,03			100,21				

Аналитики В. И. Частухина, Д. Н. Князева, З. В. Васильева.

линдстремит, халькопирит, станнин, кубанит, борнит, эмлектит и др.), а также минералов марганца (гюбнерит, родохрозит, мангананкерит, триплит, гранат и др.) обусловлено, по-видимому, металлогенической спецификой провинций фемического типа. Пониженные содержания железа в членах изоморфных серий железо-марганцевых минералов и в сфалеритах могут быть вызваны высоким окислительным потенциалом рудоотлагающих растворов: повышенная консолидация сильно метаморфизованных гонц, вмещающих оруденение, способствовала проникновению рудовмещающих разломов на большие глубины и повышению степени открытости системы рудоотложения. Обилие в растворах фтора (особенно если он находился в газообразной форме) и марганца, обладающих высокой окислительной способностью, могло привести к переходу железа в трехвалентное состояние, в котором оно не изоморфно с марганцем (в рудах обильны пирит, халькопирит; пирротин встречается в ничтожных количествах, лишь как вторичный продукт, он развивается по пириту вблизи

Таблица 2

Расчет баланса вещества при изменении боковых пород Джидинского месторождения

Компо- ненты	Этапы постмагматического процесса													
	редкометалльно-вольфрамовый						Привнос (+) вынос(-), г/100 см ³	вольфрамовый						
	Кварцевый диорит Объемный вес 2,78			Березит Объемный вес 2,94				Кварцевый диорит Объемный вес 2,78			Березит Объемный вес 2,94			Привнос(+), вынос(-), г/100 см ³
	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³		вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	вес. %	вес. %, пересч. на 100	г/100 см ³	
SiO ₂	63,72	63,98	177,86	43,26	43,26	127,18	(-) 50,68	64,31	64,62	179,64	34,60	34,16	100,43	
TiO ₂	0,58	0,58	1,61	0,86	0,86	2,53	(+) 0,92	0,75	0,75	2,08	1,56	1,54	4,53	(+) 2,45
Al ₂ O ₃	14,23	14,29	39,73	20,48	20,48	60,21	(+) 20,48	16,28	16,36	45,48	14,10	13,92	40,92	(-) 4,56
Fe ₂ O ₃	2,37	2,38	6,62	7,92	2,11	6,20	(+) 6,86	2,35	2,36	6,56	16,05	6,94	20,40	(+) 13,84
FeO	3,21	2,81	7,81					3,22	3,01	8,98	1,06	—	38,37	(+) 29,39
Fe	—	0,33	0,92	—	4,09	12,02	—	—	0,17	—	—	10,14	—	—
MnO	0,28	0,28	0,78	0,26	0,26	0,76	(-) 0,02	0,14	0,14	0,39	0,36	0,36	1,06	(+) 0,67
MgO	3,80	3,82	10,62	4,21	4,21	12,38	(+) 1,76	2,51	2,52	7,00	4,86	4,80	14,11	(+) 7,11
CaO	2,22	0,33	0,92	6,80	—	—	(+) 13,76	2,93	2,94	8,18	4,85	0,28	13,96	(+) 5,78
Ca	—	1,37	3,81	—	4,85	14,26	—	—	—	—	—	3,20	—	—
Na ₂ O	2,79	2,80	7,78	0,16	0,16	0,47	(-) 7,31	3,88	3,90	10,84	1,57	1,55	4,56	(-) 6,28
K ₂ O	3,86	3,88	10,79	7,43	7,43	21,84	(+) 11,05	2,38	2,39	6,64	7,45	7,35	21,61	(+) 14,97
H ₂ O ⁻	0,16	0,16	0,44	0,03	0,03	0,09	(-) 0,35	0,16	0,16	0,44	0,15	0,15	0,44	Нет
H ₂ O ⁺	1,32	1,32	3,67	1,68	1,68	4,94	(+) 1,27	0,50	0,50	1,39	0,96	0,94	2,76	(+) 1,37
П. п. п.	Нет	—	—	Нет	—	—	—	0,79*	—	—	0,24*	—	—	—
F	1,29	1,29	3,59	5,88	5,88	17,29	(+) 13,70	Нет	—	—	3,07	3,03	8,91	(+) 8,91
S	0,38	0,38	1,06	4,70	4,70	13,82	(+) 12,76	0,18	0,18	0,50	11,80	11,64	34,22	(+) 33,72
Сумма	100,21	100,00	278,01	103,67	100,00	293,99		99,59	100,00		102,44	100,00		
-F ₂ =0	0,54			1,94							1,30			
-S ₂ =0	0,10			1,76							2,94			
Итого	99,57			99,97							98,20			

Примечание. Анализы произведены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Аналитики П. Н. Никольская, Ю. С. Нестерова. Звездочкой указано, что данные при пересчете исключены.

пересекающих некоторые руды даек микросиенитов). Эти особенности руд характерны для месторождений вольфрама и в других провинциях (Урал, Горный Алтай, Центральное Забайкалье, Аппалачи), на территории которых в стадию заложения геосинклиналей господствовал эвгеосинклинальный режим. Обычны для подобных провинций и рассмотренные типы околорудного изменения пород. Они встречаются в связи не только с вулканоплутоническим, но и с плутоническим оруденением.

Для близповерхностного вольфрамового оруденения провинций фемического профиля обычно усиление интенсивности молибденового оруденения относительно вольфрамового. В отличие от молибденового оруденения, ассоциированного с плутоническими комплексами, в том числе и развитыми в пределах вулканоплутонических поясов, это оруденение представлено в основном не жилами, а штокверками, и сопровождается не грейзенизацией боковых пород, а их калишпатизацией. Для молибденовых и вольфрам-молибденовых штокверковых рудных тел, приуроченных к зонам мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, обычна перемежаемость внедрения гранитной магмы и постмагматических растворов. Последовательно возникают рудные тела, сходные по набору металлов, но проявляется тенденция закономерного возрастания соотношений вольфрам: молибден (на месторождениях Джиды, Кляймэкс и др.).

Интрузивам рудоносных комплексов в зонах тектоно-магматической активизации, обрамляющих подвижные пояса геосинклинального типа, присуща приуроченность к узору разломов (Шейнманн, 1958; Казанский, 1961). Именно таково положение интрузивов гуджирского комплекса. По положению рудного поля в месте изгиба складчатого пояса против клиновидного выступа древней континентальной платформы, вдающегося в широтный металлогенический пояс, Джидинское месторождение сходно с месторождениями молибдено-вольфрамовым Тырныауз (на Кавказе) и вольфрам-молибденовым Кляймэкс (в США). В отличие от этого, вольфрам-оловянные месторождения Боливии находятся против клиновидного выступа океанической платформы, в разбитом поперечными разломами участке изгиба складчатой системы. Эти месторождения, возникшие в районе наложения тектоно-магматической активизации на структуру, ранее претерпевшую миогеосинклинальное развитие, относятся к сульфидно-касситеритовой формации, содержащей вольфрамита в них резко понижено. С положением Джидинского месторождения против клиновидного выступа платформы связаны, по-видимому, сосредоточенность оруденения в рудном узле, а не в рудном поясе, сложная структура рудного поля, масштабы и длительность проявления тектонических, магматических и постмагматических процессов, а также сложность их пространственных и возрастных соотношений. Для областей, претерпевающих во время тектоно-магматической активизации резкое глубоко-сводовое воздымание, чрезвычайно характерно оживление сдвига-сбросовых движений по древним сколовым нарушениям. Роль этих движений в образовании рудо локализирующих структур, особенно в поздние этапы рудообразования, оказывается повышенной.

Сложная динамическая и структурная обстановка определила неравномерные условия формирования интрузивных тел, о чем можно судить по ритмично-зональным текстурам и перемежаемости во времени гранитных пород, различающихся по текстурам. О том же свидетельствуют признаки динамической активности магмы, характерные для штоковидных гипабиссальных тел вулканоплутонических комплексов зон мезокайнозойской тектоно-магматической активизации (Кляймэкс и Айрон Маунтин в США, сульфидно-оловянные месторождения Центральной Боливии).

Образование руд на малых глубинах на фоне сложно развивающихся структур, внедрение межминерализационных даек, колебания температур и давления, степени кислотности и окислительно-восстановитель-

ного потенциала рудоотлагающих растворов, проявление и телескопированность в рудном поле разнохарактерного и одновременного оруденения, а также рудовмещающих структур разных типов свидетельствуют о неравномерности и постмагматического процесса.

Сложная геолого-структурная обстановка формирования интрузивных тел и оруденения обусловлена периодическим оживлением деятельности разновозрастных продольных и поперечных разломов, проникающих, по-видимому, на различную глубину, интенсивным, судя по характеру синхронных отложению руд литологических формаций, воздыманием территории, а также тектонической активностью магмы, что особенно характерно для близповерхностных штоков, относимых к вулканоплутоническим комплексам. Такая сложная обстановка часто имеет место при большом возрастном отрыве проявления тектоно-магматической активизации от времени проявления складчатости там, где проявлен интенсивный метаморфизм древних толщ и распространены крупные гранитоидные плутоны, консолидирующие земную кору. Следствием этой обстановки явилось частичное телескопирование одновременного оруденения, развитие комплексной, концентрической относительно Гуджирского штока структурной (пульсационной) зональности и смещение центров минерализации в последовательные этапы постмагматического процесса. О неравномерности этого процесса свидетельствует и наличие даек, разобщающих во времени в одних случаях разнохарактерное оруденение, а в других — сходное.

Структурно-морфологические типы рудных тел и особенности их сочетания, а также некоторые черты минерального состава руд Джидинского месторождения — обилие сульфосолей, фосфатов, наличие барита, распространенность ассоциаций близко одновременно образовавшихся минералов с одинаковым набором, но разными стехиометрическими соотношениями элементов (например, меди, свинца, висмута и серы, обилие во многих минералах продуктов распада и разложения) — типичны для месторождений, сопряженных в пространстве и во времени образования со штоковидными телами, относимыми к вулканоплутоническим комплексам.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинъшина А. Г. О возможном источнике кварца в жильных месторождениях. — «Изв. вузов. Серия геол. и разведка», 1961, № 12, с. 49—61.
- Афанасьев Л. М. О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская ССР). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 283—297.
- Афанасьев Л. М., Браун К. Н., Шанин Л. Л. Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов бассейна р. Джиды. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 г. М., 1963₁, с. 101—108. (Труды ИГЕМ АН СССР).
- Афанасьев Л. М., Браун К. Н., Шанин Л. Л. Абсолютный возраст палеозойских гранитоидов бассейна р. Джиды. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1962 г. М., 1963₂, с. 108—113. (Труды ИГЕМ АН СССР).
- Бобров В. А., Полевая Н. И., Спрингсон В. Д., Тихомиров Н. И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. — «Сов. геол.», 1963, № 3, с. 94—112.
- Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском поясе. — «Геол. рудных месторожд.», 1961, № 4, с. 3—18.
- Каленов А. Д. Вольфрамовые месторождения Восточной Монголии. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 54—56.
- Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. — «Геология и горное дело», М., 1947, № 16, с. 37—51.
- Ли Пу. Определения абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам калий-аргоновым методом в районах Внутренней Монголии и Нанлина (КНР). — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 27—34.

Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1965, 163 с.

Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка.— «Геол. рудн. месторожд.», 1962, № 2, с. 79—89.

Повилайтис М. М., Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 1, с. 90—105.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 24, 167 с.

Повилайтис М. М. О ритмичной зональности некоторых гранитоидных тел.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 2, с. 35—49.

Повилайтис М. М. К истории формирования гранитного массива Куу (в Центральном Казахстане) и связанного с ним вольфрамового оруденения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 2, с. 40—56.

Павилайтис М. М. К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966₁, № 2, с. 33—44.

Повилайтис М. М. Новые данные о возрасте Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1966₂, т. 166, № 2, с. 433—436.

Смолянский Е. Н. Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе.— «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Серия геол.», 1960, вып. 1, с. 20—38.

Томсон И. Н., Крацов В. С. О возрасте оловянного оруденения в восточноазиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации.— В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 14—18.

Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— «Сов. геол.», 1958, с. 65—85.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ОЛОВЯННЫХ АНАЛОГОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

А. Б. ПАВЛОВСКИЙ, Н. К. МАРШУКОВА

(Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья)

Среди оловорудных проявлений Тихоокеанского рудного пояса достаточно широко развиты месторождения с комплексными бериллий-вольфрам-оловянными рудами, тяготеющие к зонам эндо- и экзоконтактов гранитных интрузий, прорывающих толщи карбонатных пород. В западной части пояса типичными представителями этой группы являются некоторые месторождения южно-китайские и малайские, а также Дальнего Востока (Говоров, 1958). В восточной части пояса к ним могут быть отнесены месторождения п-ова Сьюард на Аляске, района Гормэн в штате Калифорния (США), возможно, Сан-Антонио в Мексике (Sainsbury, 1964) и другие. В последние годы аналогичные месторождения выявлены в ряде районов других металлоносных поясов, в частности в Средней Азии.

По своим геолого-структурным особенностям, отношению к магматическим источникам, характеру развития рудовмещающих структур, а также проявленным в них металлогеническим и минеральным ассоциациям, эти месторождения представляют собой своеобразный тип рудных формирований и не укладываются в рамки общепринятой генетической классификации оловорудных месторождений. В какой-то мере они приближаются к месторождениям переходных типов, объединяемым И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1965) в особую касситерито-кварц-сульфидную формацию. Однако ряд специфических минералого-геохимических особенностей, обусловленных залеганием месторождений среди карбонатных пород, существенно отличают их от этой формации. Согласно клас-

сификации оловорудных месторождений, предложенной М. П. Материковым (1961, 1964), рассматриваемые месторождения могут быть отнесены к выделяемой им касситерито-флюорит-силикатной формации.

Группа изучавшихся авторами бериллий-вольфрам-оловянных месторождений находится в пределах консолидированного герцинского складчатого сооружения. Приуроченные к одной из его структурно-фациальных зон, они тяготеют к области, пограничной с зоной, расположенной севернее, и вытянуты вдоль серии региональных разломов близширотного простирания, разделяющих указанные структурно-фациальные зоны.

Пространственно месторождения тесно ассоциируют с герцинскими интрузивами, размещение которых определяется местами пересечения указанных близширотных разломов глубокого заложения тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Локализация отдельных месторождений и рудопроявлений контролируется теми же тектоническими нарушениями и опережающими их трещинными структурами.

Среди интрузивных пород, развитых в районе месторождений и проявляющих известняковые и сланцево-известняковые отложения верхнего силура, в порядке возрастной последовательности выделяются габбро-диабазы, порфиroidные биотит-микроклиновые граниты и среднезернистые двуслюдистые граниты. Этот порядок, установленный на основании геологических наблюдений, хорошо подтверждается определениями абсолютного возраста пород, произведенными объемным калий-аргоновым методом*. Возраст интрузивных пород, по данным этих определений, 330—260 млн. лет, что соответствует среднему — верхнему карбону — нижней перми (Афанасьев и др., 1964). Возрастной разрыв между временем внедрения и формирования биотит-микроклиновых и двуслюдяных гранитов не превышает 50—60 млн. лет.

Несмотря на устанавливаемую возрастную разобщенность гранитных интрузий, они рассматриваются как продукты последовательного развития единого магматического очага, представляющие различные его интрузивные фазы, на что указывает сходство петрохимических и геохимических особенностей биотит-микроклиновых и двуслюдистых гранитов. Интрузивные образования габбро-диабазов — наиболее ранние производные того же магматического очага. Эволюция последнего протекала, по-видимому, в относительно спокойной тектонической обстановке, после этапа главной складчатости, и сопровождалась глубинной ассимиляцией карбонатных пород, что обусловило отщепление на ранних стадиях обедненных оловом пород повышенной основности (габбро-диабазы) и более полную дифференциацию магматического очага в последующие стадии с накоплением значительных концентраций редких щелочей, олова, вольфрама, редких элементов, фтора и бора в конечной фазе магматических образований — двуслюдяных гранитах.

В формировании рассматриваемых месторождений выделяются два основных этапа: ранняя минерализация и поздний рудный этап. Рудным проявлениям указанных этапов предшествовали процессы мраморизации и скарнирования известняков и образования различного рода роговиков по сланцам, сопровождавшие последовательное внедрение в толщу осадочных пород интрузий порфиroidных биотит-микроклиновых и среднезернистых двуслюдяных гранитов.

Имеются определенные различия в характере рудных проявлений раннего и позднего этапов минералообразования, в их минеральном составе, морфологии рудных тел и глубине распространения оруденения. Последние обусловлены рядом факторов, главные из которых состав рудонос-

* Определения производились в геофизической лаборатории ВИМСа А. И. Пантилеевым и Г. А. Агапоновым.

ных растворов, характер рудолокализирующих структур, особенности вмещающих пород и глубина залегания рудогенерирующих источников.

Ранний этап, в котором выделяются три следующие друг за другом стадии минерализации — альбитовая, грейзеновая и кварцевая, характеризуется преобладающим развитием минерализации, связанной с автометасоматическими процессами двуслюдяных гранитов последней фазы внедрения. Минерализация этого этапа имеет преимущественно площадное развитие, и лишь минерализации кварцевой стадии присуща жильная форма образований. Минеральные комплексы указанных стадий формировались, по-видимому, под действием остаточных поровых растворов, выжимавшихся из двуслюдяных гранитов в процессе завершившейся их кристаллизации.

В этот период по всей массе двуслюдяных гранитов интенсивно шли процессы автометасоматической альбитизации и грейзенизации, сопровождавшиеся рассеянной тапталит-колумбитовой и берилл-касситерит-вольфрамитовой минерализацией. Кроме того, в застывших к тому времени адикальных частях массивов двуслюдяных гранитов, а также вблизи них, среди вмещающих роговиков и порфиридных гранитов, образовывались касситерит-вольфрамит-кварцевые и берилл-кварцевые шпироподобные обособления, линзы и серии коротких маломощных жил, представляющие собой проявления наиболее поздних периодов грейзеновой и генетически с ней связанной кварцевой стадий.

Поздний рудный этап охватывает период формирования основных рудных зон и жил месторождений, образовавшихся в результате широко развитых послемагматических гидротермальных процессов. Минерализация позднего рудного этапа протекала на фоне неоднократного обновления и приоткрывания ранее образованных систем трещин и возникновения новых трещинных структур в связи с возобновившимися тектоническими движениями, которые в ряде случаев сопровождалась дроблением руд предыдущих стадий минерализации. При сохранении общего плана деформации, проявившегося еще в раннем этапе минералообразования, интенсивность внутрирудных тектонических движений несколько возросла, на что указывает значительно более широкое распространение оруденения позднего этапа в сравнении с ранней минерализацией. В этот период на рассматриваемых месторождениях проявились по крайней мере четыре таких тектонических подвижки, создавшие благоприятные условия для подъема рудоносных растворов с глубоких горизонтов.

Высокая активность и проникающая способность глубинных послемагматических растворов позднего рудного этапа обусловили интенсивное и глубокое метасоматическое преобразование вмещающих пород при формировании наиболее крупных и протяженных по простиранию и на глубину рудных тел. Широкое развитие метасоматических процессов при рудоотложении в карбонатных породах определило специфические формы рудных образований — это жильнообразные, гнездо- и столбообразные тела, располагающиеся обычно вдоль контактов с гранитными апофизами, и комбинированные тела (сочетание жильных и метасоматических форм). Рудные тела, залегающие в гранитах, представлены жилами сложного строения и, в частности, лестничными.

Поздний рудный этап характеризуется разнообразными минеральными ассоциациями, развивавшимися в четыре последовательные стадии минерализации: кварц-турмалиновую, турмалин-флюоритовую, сульфидную и кварц-флюорит-карбонатную. Основной продуктивной стадией, давшей бериллий-вольфрам-оловянные рудные метасоматы, является турмалин-флюоритовая.

Минеральные комплексы рудных метасоматов турмалин-флюоритовой стадии представлены в основном мелкозернистым кварцем, крупно- и мелкоагрегатным флюоритом, тонкопризматическим турмалином и полевым шпатом. Обычно эти минералы (или какой-либо один из них) преоб-

ладают; затем следуют касситерит, вольфрамит, шеелит, берилл, даналит, фенакит, хризоберилл, а из сульфидов пирит, арсенопирит, висмутин, халькопирит и пирротин. В зависимости от состава вмещающих пород и морфологических особенностей рудных тел, слагаемых турмалин-флюоритовыми метасоматитами, среди последних различаются следующие типы рудных образований: а) фенакит-шеелит-касситеритовый; б) шеелит-даналит-касситеритовый; в) арсенопирит-шеелит-касситеритовый.

Фенакит-шеелит-касситеритовые руды слагают главным образом метасоматические тела, развитые по контактам гранитных апофиз с мраморизованными известняками, и лестничные жилы внутри самих гранитных апофиз. Руды представлены кварц-флюорит-турмалиновым минеральным комплексом, содержащим включения касситерита и шеелита, реже фенакита и хризоберилла. В подчиненных количествах присутствуют сульфиды — арсенопирит, пирит, халькопирит. В фенакит-шеелит-касситеритовых рудах, образованных по мраморизованным известнякам, основным жильным минералом является флюорит. Для руд рассматриваемого типа в лестничных жилах характерно повышенное количество кварца — следствие их залегания в алюмосиликатной среде. Характерно также, что довольно редкие, мелкие выделения фенакита и хризоберилла отмечаются главным образом по соседству с мраморизованными известняками.

Шеелит-даналит-касситеритовые руды присущи главным образом метасоматическим рудным телам, образованным по пироксен-плаггиоклазовым скарноидам и гранат-везувиан-диопсидовым скарнам, развитым в контактовых зонах гранитных апофиз. Руды этого типа возникли в результате интенсивного метасоматического преобразования в ослабленных участках указанных пород растворами основной продуктивной стадии минерализации. Количество руд находится в обратной зависимости от мощности гранитных апофиз, контролирующих оруденение. Шеелит-даналит-касситеритовые руды содержат сравнительно небольшое количество кварца, умеренное количество турмалина и много флюоритов. Кроме того, существенными их составляющими являются и другие нерудные минералы, часть которых относится к реликтовым (гранат, пироксен, полевые шпаты), а часть — к новообразованиям (скаполит, эпидот, актинолит и др.). Из рудных минералов широкое распространение здесь получили касситерит и даналит, затем шеелит и в значительно меньшей степени — фенакит и хризоберилл.

Арсенопирит-шеелит-касситеритовые руды развиты преимущественно в жильных телах и метасоматических залежах среди алюмосиликатных пород, а также среди пород перемежающейся толщи. Жильную массу составляют кварц (количество его заметно уменьшается в участках, где руды проходят по мраморизованным известнякам перемежающейся толщи), полевой шпат и флюорит, присутствует турмалин. Основные полезные минералы — касситерит и в меньшей мере шеелит, вместо которого нередко встречается вольфрамит. Минералы бериллия для описываемого типа руд не характерны. Из сульфидных минералов, помимо арсенопирита в подчиненных количествах встречены пирит, пирротин и халькопирит, выполняющие интерстиции зерен жильных минералов, отмечается висмутин и, возможно, тетраэдрит.

Из приведенной краткой характеристики типов руд турмалин-флюоритовой стадии видно, что активное взаимодействие рудоносных растворов позднего этапа с разными по характеру и составу вмещающими породами обусловило проявление различных минеральных форм ряда элементов в рудах и изменение их количественных соотношений. Особенно показателен в этом отношении бериллий, присутствующий в виде хризоберилла и фенакита в рудах, образованных на контактах с мраморизованными известняками, а также даналита, железо и марганец которого заимствовались из вмещающих скарноидов и скарнов. Минералы вольфрама в рудах

также присутствуют в двух формах — в виде вольфрамита в алюмосиликатных породах и шеелита при замещении рудами мраморизованных известняков и скарнов. В гранитах и кварц-полевошпат-биотитовых роговиках бериллий-вольфрам-оловянные руды содержат повышенное количество кварца, флюорит является подчиненным минералом. В мраморизованных известняках и скарнах состав тех же руд изменяется в сторону резкого уменьшения количества кварца, местами почти до полного его исчезновения. При этом увеличивается роль флюорита, который становится главным минералом.

Анализ минеральных парагенезисов раннего и позднего этапов показывает, что наряду с различиями в составе и характере рудоносных растворов последние обладали многими сходными геохимическими чертами, свидетельствующими о их генетическом родстве. Руды раннего и позднего этапов минералообразования содержали такие элементы, как фтор, бор, тантал, ниобий, редкие земли, бериллий, олово, вольфрам, а также железо, медь, мышьяк, висмут, цинк др. При этом отмечается последовательное накопление основных полезных компонентов от раннего этапа к позднему.

Минеральные ассоциации раннего и позднего этапов имели, по-видимому, единый магматический источник, последовательными производными которого явились ранние контаминированные породы, представленные габбро-диабазами, затем биотит-микроклиновые граниты, пегматоидные двуслюдяные граниты с минерализацией раннего этапа и, наконец, рудные образования позднего этапа, связанные с наиболее глубинными частями магматического очага.

Различие в составе и характере растворов раннего и позднего этапов и образовавшихся из этих растворов минеральных комплексов отражает, по-видимому, общий ход эволюции магматического очага и, кроме того, обусловлено взаимодействием рудоносных растворов позднего этапа с вмещающими породами по пути их следования и на месте отложения.

Формирование гипабиссальных интрузий двуслюдяных гранитов в условиях относительной закрытости магматической камеры, без каких бы то ни было признаков ассимиляции боковых пород на месте становления интрузий, сделало возможным длительное сохранение значительного количества минерализаторов и рудных элементов в насыщенном ими магматическом расплаве. В дальнейшем минерализация раннего этапа локализовалась в самих рудогенерирующих интрузиях и в незначительном от них удалении среди более ранних порфировидных гранитов и в их апофизах в виде небольших рудных тел, не уходящих на глубину более первых десятков метров.

Тесная пространственная ассоциация с гранитными интрузиями не только генетически связанных с двуслюдяными гранитами минеральных образований раннего этапа, но и сильно оторванных во времени от внедрения гранитов (особенно ранних порфировидных) рудных образований позднего этапа обусловлена структурными и литологическими факторами контроля оруденения (Материков, Маршукова, Павловский, 1964). По всей вероятности, рудоносные растворы, поднимавшиеся по трещинам в интрузивах и их апофизах, при соприкосновении с химически активными мраморизованными известняками вступали с ними во взаимодействие и отлагали здесь свой полезный груз. Значительная глубина залегания магматических источников рудоносных растворов позднего этапа минерализации определила достаточно большую, измеряемую сотнями метров, вертикальную протяженность этого многостадийного и разнообразного оруденения, отлагавшегося в хорошо проработанных трещинных структурах и протекавшего на фоне последовательно возобновляющихся тектонических подвижек при неоднократном поступлении отдельных порций непрерывно эволюционировавших рудоносных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д.* и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964.
- Говоров И. Н.* Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 1, с. 62—73.
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И.* Об оловорудных месторождениях переходного типа между месторождениями касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1956, вып. 3, с. 279—302.
- Материков М. П.* Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород.— «Сов. геол.», 1961, № 9, с. 96—107.
- Материков М. П.* Генетические группы и формации оловорудных месторождений.— «Сов. геол.», 1964, № 11, с. 36—47.
- Материков М. П., Марицукова Н. К., Павловский А. Б.* Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964, с. 83.
- Sainsbury C. L.* Association of Beryllium with Tin Deposits rich in Fluorite.— «Econ. geol.», 1964, 59, № 5, p. 902—926.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Радкевич Е. А.</i> Формации месторождений олова и вольфрама и условия их образования	3
<i>Иванов Ю. Г.</i> О вольфрамовых рудных формациях юга Дальнего Востока	16
<i>Степанов Г. Н.</i> Генетические особенности скарновых месторождений Центрального Сихота-Алиня с вольфрамовой и оловянно-полиметаллической минерализацией	31
Каленов А. Д. Генетические типы вольфрамовых месторождений МНР	40
<i>Ицксон М. И.</i> Группы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации	51
<i>Материков М. П.</i> Оловоносные ветви Тихоокеанского рудного пояса в глубине Азиатского континента	58
<i>Томсон П. Н., Кравцов В. С.</i> Этапы и циклы оловянного оруденения в Тихоокеанском рудном поясе	63
<i>Говоров П. Н., Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Недашковский П. Г.</i> Источники рудных элементов и рудогенерирующие процессы эндогенных месторождений Дальнего Востока	70
<i>Коренбаум С. А., Валуй Г. А.</i> Об условиях переноса и отложения олова гидротермальными растворами	88
<i>Изох Э. П.</i> Геологические закономерности формирования оловянного и вольфрамового оруденения на Дальнем Востоке	104
<i>Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В.</i> Типы зональности в оловорудных узлах и месторождениях Якутии	113
<i>Рундквист Д. В., Денисенко В. К.</i> Отличия комплексных вольфрамовых месторождений, сформированных на различном удалении от материнских интрузий	121
<i>Усенко С. Ф.</i> Оловоносность и вольфрамоносность Приамурья и особенности локализации рудоносных площадей и месторождений	128
<i>Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.</i> О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении	142
<i>Ефременко Э. А., Иванов О. П., Рытшик В. М.</i> Особенности геологического положения оловянной минерализации в Яно-Борулахском междуречье	152
<i>Лугов С. Ф., Макеев Б. В.</i> Геолого-структурные особенности локализации оловянного оруденения Певекского рудного узла	161
<i>Повилайтис М. М.</i> Джидинское месторождение как представитель молибдено-вольфрамовых месторождений, связанных с эвгеосинклинальными гранитными комплексами	166
<i>Павловский А. Б., Маршукова Н. К.</i> Особенности редкометалльно-оловянных аналогов месторождений Тихоокеанского рудного пояса	183

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

Ответственный редактор

Екатерина Александровна Радкевич

Редакторы *И. П. Зайцева, Л. И. Шпаковская*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *И. В. Богослов*

Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*

Корректоры *В. В. Борисова, А. А. Надточий*

Сдано в набор 22 ноября 1974 г. Подписано к печати 9 июня 1975 г. МН 01548. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. 12,25 печ. л., 17,2 усл.-печ. л., 18,3 уч.-из. л. Тираж 1400 экз. Заказ № 274. Цена 2 р. 13 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Формации месторождений олова и вольфрама и условия их образования. Радкевич Е. А. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука» 1975, с. 3—16.

В статье дана характеристика формаций оловянных и вольфрамовых месторождений и геологические условия их образования. Многие формации месторождений олова и вольфрама сходны и эти металлы встречаются совместно (скарны, касситерито-вольфрамито-кварцевые, силикатные и сульфидные месторождения). Имеются и специфически вольфрамоносные формации (золото-шеелитовая, ферберит-антимонитовая), а также оловоносные (пегматитово-апогранитовая, риолитовая). Рассматривается вопрос о зональности природы рудообразующих растворов и соотношениях минералов олова и вольфрама в рудах. Библи. 14.

УДК 553.463(571.6).

О вольфрамовых рудных формациях юга Дальнего Востока. Иванов Ю. Г. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 16—30.

На основании обобщения материалов по вольфрамовому оруденению приморской части Сихотэ-Алинской рудоносной провинции и дополнительного изучения минерало-геохимических особенностей ряда вольфрамовых месторождений и рудопроявлений систематизированы вольфрамовые оруденения по рудным формациям и минеральным типам. Для месторождений каждой из выделенных рудных формаций охарактеризованы геологические условия их нахождения и минерало-геохимические особенности руд. Определено промышленное значение вольфрамового оруденения скарново-грейзеновой вольфрам-фосфорно-сульфидной рудной формации, впервые выделенной автором. Шеелит из руд месторождений этой формации и некоторые его минералы-спутники (апатит, гранаты) обладают специфичными микрогеохимическими особенностями, позволяющими проводить целенаправленные поиски новых месторождений именно этой рудной формации. Отмечено, что для некоторых рудных формаций источниками оруденения являются очаги не только гранитоидной, но и андезитовой магмы. Илл. 2, табл. 1, библи. 43.

УДК 553.463.456(235.47)

Генетические особенности скарновых месторождений Центрального Сихотэ-Алия с вольфрамовой и оловянно-полиметаллической минерализацией. Степанов Г. Н. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 31—39.

Описаны два типа скарновых месторождений, отличающихся между собой по геологическому положению, типам гранитов, вещественному составу скарнов и руд и физико-химическим особенностям образования. Скарново-шеелитовое месторождение связано с гранитами повышенной основности, подвергшимися автоматоматической микроклинизации; скарново-кварцево-шеелитовые и сульфидные руды формировались в условиях повышенной активности натрия, а скарны имеют существенно инфильтрационную природу. Оловянно-полиметаллическое месторождение связано с аляскистыми гранитами, для которых характерна автоматоматическая альбитизация. Образование скарнов, магнетитовых, флюоритово-магнетитовых и полиметаллических руд происходило в условиях высокой активности калия и фтора в постмагматических растворах. Скарны имеют сложное строение и относятся как к биетасоматическому, так и контактово-инфильтрационному типам. Табл. 1, библи. 26.

333.46

Генетические типы вольфрамовых месторождений МНР. Каленов А. Д. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 40—51.

В Восточной и частично в Центральной Монголии располагаются три рудных пояса: 1) северный — Прикеруленский оловянно-вольфрамовый, протягивающийся из Забайкалья; 2) Восточно-Монгольский вольфрамовый; 3) южный — Нукут-Дабанский вольфрамово-молибденовый. Вольфрамовые месторождения имеют мезозойский возраст и относятся к двум генетическим группам пегматитовой и гидротермальной. Приводится описание типичных представителей этих групп и рассматриваются вопросы генезиса и классификации вольфрамовых месторождений МНР. Илл. 4, табл. 2, библи. 15.

553.45+551.24+550.4

Группы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. Ицксон М. И. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 51—58.

Промышленные концентрации олова приурочены к подвижным поясам континентального или восточно-азиатского типа, характеризующимся специфическими условиями становления и развития на мощной спалчической континентальной коре. В пределах этих поясов выделяются зоны постсинклинально-складчатого типа и постконсолидационной тектоно-магматической активизации, а также области активизированных платформ и щитов. Набор оловорудных формаций, развитых во всех этих зонах, более или менее близок. По геохимическим признакам оловорудные формации могут быть сведены в три главнейшие типа: а) калиево-кремниевый, б) железистый, в) кальциевый, которые закономерно распределены во времени и пространстве соответственно направленному геологическому развитию оловоносных подвижных поясов. Илл. 1, библи. 18.

Оловяносные ветви Тихоокеанского рудного пояса в глубине Азиатского континента. Материков М. П. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 58—62.

Основываясь на распространении мезозойской и кайнозойской складчатости, а также магматизма и оруденения во внутриконтинентальных подвижных областях, прилегающих к океану, автор не считает Тихоокеанский рудный пояс изолированной системой. Система островных дуг на юге Азиатского материка раздвигается, одна из ветвей переходит в Индийский океан, на значительном протяжении служит разделом двух континентов — Азии и Австралии — и находит свое продолжение на материке Азии в виде меридиональной зоны альпийской складчатости в западной части Бирмы и широтной дуги Гималаев. Для островных дуг Восточной Азии и альпийских складчатых зон континента намечается миграционная общность в развитии месторождений меди, хрома, титана, нефти при полном отсутствии (или же слабом) оловянной и вольфрамовой минерализации. Восточно-Азиатский пояс вольфрам-оловянного оруденения, представляющий внешнюю зону Тихоокеанского рудного пояса, контролируется окраиной материка, активизирован в период заложения и развития соседних альпийских геосинклиналей, но не является непрерывным. Оловяносные провинции и пояса более низкого порядка связаны со структурами мезозойских, но тяготеют к древним массивам и другим областям ранней консолидации. В юго-восточной части Азии от Тихоокеанского рудного пояса ответвляется наиболее значительная зона мезозойской вольфрам-оловянной минерализации. Она является продолжением Индонезийско-Малайско-Бирманского пояса и может быть названа Памиро-Тибетской. Оловяносность в основном связана с позднеюрским — раннемеловым интрузивным магматизмом. В комплекс эндогенной минерализации в ассоциации с оловом входят вольфрам, редкие металлы, цинк, свинец и все другие рудные и нерудные элементы, свойственные районам восточно-азиатского типа. Размещение оловяносных районов контролируется не столько океанической впадиной, сколько континентальной платформой, при этом оловянное оруденение развивается не только в окраинных частях современного континента, но проникает далеко в глубь его. Илл. 2, библи. 17.

УДК 550.93+553.45

Этапы и циклы оловянного оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Томсон И. Н., Кравцов В. С. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975 с. 63—70.

На основании обобщения данных по определению абсолютного возраста оловяносных гранитоидов в пределах Тихоокеанского подвижного пояса выделено шесть оловяносных эпох: позднетриасовая — раннеюрская (210—180 млн. лет), верхнеюрская (150—140 млн. лет), верхнемеловая (90—75 млн. лет), палеогеновая (60—40 млн. лет), неогеновая (20—5 млн. лет). Синхронное оловянное оруденение проявляется в районах с весьма различным геологическим строением, что можно рассматривать как дополнительное свидетельство важной роли процессов активизации в образовании оловянного оруденения. В ряде районов устанавливается направленная смена во времени различных оловяносных формаций в сторону их более низкотемпературных типов. Предположительно в мезозое выделяется два таких цикла оловянного оруденения: ранний (поздний триас — поздняя юра) и поздний (начало мела — палеоген). Библи. 17.

УДК 550.42+553.061.12/13

Источники рудных элементов и рудогенерирующие процессы эндогенных месторождений Дальнего Востока. Говоров И. Н., Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Недашковский П. Г. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 70—87.

На обширном фактическом материале впервые для Дальнего Востока рассмотрена взаимосвязь процессов литогенеза, метаморфизма и магматизма, определяющих формирование эндогенных рудных месторождений. По данным высокочувствительных методов анализа, повышенные (против кларков) содержания золота характерны для прибрежно-морских отложений Дальнего Востока и пониженные — для осадков глубоководных фаций. Высокие кларки фтора и бора установлены в древних вулканогенно-осадочных толщах, а олова — в мезозойских терригенных осадках Сихота-Алиинской складчатой области. Магмообразование и деятельность термальных вод вовлекают эти элементы в свой круговорот, обуславливая их концентрацию в благоприятных участках литосферы. Анализ конкретных геолого-геохимических условий формирования месторождений золота и бериллия дает основание считать, что в генезисе золоторудных жил важное значение имеют процессы вулканизма и регионального метаморфизма, а при образовании бериллиевых рудопровялений — магматической дистилляции и постмагматической «мобилизации». Илл. 3, табл. 4, библи. 54.

УДК 550.41

Об условиях переноса и отложения олова гидротермальными растворами. Коренбаум С. А., Валуй Г. А. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 88—104.

На основании экспериментальных термодинамических констант конденсированных веществ и ионов, с привлечением расчетных значений средней теплоемкости ионов и энтропии для Sn^{+4} , HSnO_2^- и $\text{Sn}(\text{OH})_6^{2-}$ рассматриваются условия кристаллизации касситерита и герценбергита из водных растворов при стандартных условиях и при температурах 200, 300 и 400°С. Изучается влияние на равновесия окислительного потенциала (Eh), кислотности — щелочности (рН), суммарных концентраций серы и фтора. Устанавливается высокая миграционная способность олова в восстановительных условиях. Показано, что влияние галогеноводородных кислот на перенос и отложение олова сказывается только при достаточно больших их концентрациях и, прежде всего, в окислительных условиях. Растворимость минералов наиболее высока при рН, соответствующих рН диссоциации галогеноводородной кислоты. Сульфиды олова возникают в восстановительных условиях, область их существования быстро разрастается при понижении температуры. Полученные результаты привлекаются для объяснения особенностей образования месторождений олова касситерито-сульфидной и кварц-касситеритовой формаций. Показано влияние рассмотренных выше факторов на генетические черты отдельных месторождений. Илл. 5, табл. 2, библи. 36.

Геологические закономерности формирования оловянного и вольфрамового оруденения на Дальнем Востоке. Изох Э. П. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 104—112.

В Среднем и Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье намечаются три эпохи оловянного и вольфрамового оруденения: а) сенонская, связанная с формированием Нижнеамурской интрузивной серии, умеренно натровой, существенно золотоносной; б) сенон-датская — формирование Мляо-Чанской и Бачелазской интрузивных серий, преимущественно калиевых, оловоносных; в) палеоцен-эоценовая — формирование Верхнеудоминской интрузивной серии, по составу изверженных пород и постмагматических продуктов почти тождественной сериям прерывающей эпохи. Характеризуются генетические типы и формации месторождений каждой серии и делается вывод о генетической связи оруденения с гранитами последних фаз. В качестве одного из доказательств непосредственной генетической связи месторождений с гранитными интрузиями рассматривается горизонтальная и вертикальная зональность рудной минерализации. Библ. 21.

УДК 553.26.45(571.56)

Типы зональности в оловорудных узлах и месторождениях Якутии. Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 113—121.

На основании изучения закономерностей размещения оловорудных месторождений различных типов и формаций и характера изменчивости оруденения в пределах месторождений авторы выделяют следующие типы эндогенной зональности: региональную, этапную (или формационную), стадийную и зональность отложения. Причиной региональной металлогенической зональности считаются различные глубины зарождения рудогенерирующих глубинных магматических очагов, а также различное строение верхних ярусов земной коры. Закономерности размещения и смены минеральных типов рудных узлов обусловлены разновременностью соответствующих этапов минерализации и разными источниками растворов, но связанными с дифференциацией общегеологического очага. Для оловорудных районов Северо-Восточной Якутии намечена кварцевая, турмалиновая тип касситерито-сульфидной формации, хлоритовый тип или же порядок происходит смена минеральных типов в простиративной формации. В таком мере удаления от центра рудного узла или куполов гранитных массивов. Вертикальная зональность в рудных узлах не устанавливается. Отмечается независимость появления сульфидного оруденения в разрезе относительно гранитных массивов, это связывается с оптимальной глубиной формирования однотиповых месторождений относительно палеоповерхности. Стадийная зональность и зональность отложения проявляются в пределах рудных жил и, реже, месторождений и связаны с неравномерным развитием рудоподводящих каналов и рудовмещающих трещин, а также их расположением относительно контакта массивов. Установление постоянства глубины оруденения на территории рудных узлов предлагается как один из важных поисковых критериев. Илл. 8, библ. 3.

УДК 553.46

Отличия комплексных вольфрамовых месторождений, сформированных на различном удалении от материнских интрузий. Рудквист Д. В., Денисенко В. К. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 121—128.

В зависимости от удаленности от Гранитных массивов выделяются четыре типа комплексных вольфрамовых месторождений: 1) сформированные на расстоянии свыше 400—500 м; 2) 200—400 м; 3) приуроченные непосредственно к контакту; 4) расположенные значительно ниже поверхности кровли интрузивов. Для месторождений выработки: широкому развитию даек, связи рудоконтролирующих структур с региональными нарушениями, вертикальному диапазону оруденения, характеру минерализации. Свойства месторождений изменяются по мере приближения к кровле массива в одном направлении, затем (под кровлей) — в другом, нередко противоположном. От I к II типу устанавливается закономерное возрастание количества даек, от III к IV — уменьшение; в месторождениях I типа развиты преимущественно дайки основных пород, для II и III типов нарастает количество даек кислого состава, а в месторождениях IV типа они доминируют. Для месторождений I и IV типов отчетливо намечается связь с региональными рудоконтролирующими нарушениями; в месторождениях II и III типов четко проявляется зависимость размещения рудных тел от морфологических особенностей куполовидных выступов массивов. Вертикальная протяженность и выдержанность оруденения максимальны в месторождениях I типа, значительно и выдержанного состава от 50 до 150 минеральных видов. Зональность оруденения наименее концентрирована в надинтрузивных месторождениях, наиболее контрастна — в эндоконтактно-стадийная, II и III типов — сложная комбинированная зональность отложения и пульсации. Установленные закономерности изменения структуры и состава месторождений могут быть полезны при их предварительной оценке.

Оловоносность и вольфрамоносность Приамурья и особенности локализации рудоносных площадей и месторождений. Усенко С. Ф. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 128—142.

Обобщены материалы по особенностям развития геологических структур и магматизма, которые определяют размещение рудных поясов — Хингано-Охотского, Сихотэ-Алинского, Прибрежного и Уссури-Охотского. Металлогенетическая специализация графитовидных интрузий связывается с характером и составом горизонтов земной коры, в которых формировались магматические очаги. Исходя из этого, выделяются Приамурская и Нижнеамурская золотоносные и Хингано-Баджалская и собственно Сихотэ-Алинская оловоносные области. Разбираются главнейшие факторы, определяющие локализацию оруденения в пределах рудоносных областей, — магматические, литологические и структурные. Дается общая характеристика оловорудных и вольфрамоворудных формаций и указываются закономерности пространственного размещения относящихся к ним месторождений. Илл. 1, библи. 11.

УДК 551.24+553.3/4

О дуговых разломах Приморья и их металлогенетическом значении. Размахнина Ю. Н., Размахнина Э. М. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 142—152.

В статье приведены материалы, которые позволили разработать концепцию о наличии в Приморье в пределах Сихотэ-Алиния и Ханкайского массива единой мегакупольной структуры досихотэалинского (докарбонового) возраста, проявившейся в комплексе сихотэалинских формаций дифференциально. Рассмотрена лишь юго-восточная часть этой структуры, так как ее северо-западная часть выходит за пределы Приморья. Предполагается, что в досихотэалинский этап структура развивалась как купольное поднятие, ограниченное дуговыми (кольцевыми) разломами. Разломы в сихотэалинских формациях отразились в виде трех систем дуговых разломов — Арму-Иманской, Нижне-Иманской и предполагаемой Южно-Приморской (Тетюхинской), которые сопровождаются более молодыми радиальными разломами. Некоторым частям молодой складчатой области «передались» от древнего купола не только дуговые разломы, но и общая тенденция к воздыманию (Тудовакский блок, Татибе-Катэньский блок и др.). Для некоторых выделяемых дуговых разломов — Восточно-Благодатинского, Дугового и др. — характерна высокая металлоносность. Изучение стелельных секторов и сегментов общей купольной структуры, а также различных дуговых разломов может послужить базой для совершенствования схем структурно-фациального и металлогенетического районирования, а также для более целенаправленных поисков, особенно на олово, вольфрам, свинец, цинк и золото. Илл. 1, библи. 17.

553.45

Особенности геологического положения оловянной минерализации в Яно-Борулахском междуречье. Ефременко Э. А., Иванов О. П., Рыжик В. М. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 152—161.

Установлено отсутствие в Яно-Борулахском междуречье единого поперечного глубинного разлома и связанного с ним Арга-Ыннах-Хайского поперечного ряда гранитных массивов. Выявлена сеть глубинных разломов, главным образом близмеридионального и близширотного направления, играющих первостепенную роль в размещении интрузивных и жильных гидротермальных проявлений. Выделены четыре интрузивные формации: а) догранитоидная малых интрузий среднего состава; б) янская гранитоидная; в) послегранитоидная малых интрузий среднего — основного состава; г) палеогеновая малых интрузий основного состава.

Месторождения олова, связанные с янской гранитоидной формацией, отнесены к трем рудным формациям: редкометалльных и оловоносных аляскитов, вольфрамит-касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной (совмещенной). Показана одновозрастность главных касситеритовых ассоциаций в месторождениях данных формаций и, таким образом, определено место оловорудной минерализации среди прочих жильных гидротермальных образований района. Доказывается, что касситерит-сульфидные жилы эге-хайского типа образованы в результате чисто структурного совмещения продуктов резко разновозрастных гидротермальных этапов. Илл. 1, библи. 12.

552.3+553.45+551.24

Геолого-структурные особенности локализации оловянного оруденения Певекского рудного узла. Лугов С. Ф., Макеев Б. В. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 161—166.

Освещаются вопросы геологической позиции Певекского рудного узла в пределах Раучуанского прогиба, особенно оловоносных гранитоидных интрузивов, пространственного размещения оловорудных тел и распределения разновременных минеральных ассоциаций в рудных жилах. Библи. 6.

Джидинское месторождение как представитель молибдено-вольфрамовых месторождений, связанных с эвгеосинклинальными гранитными интрузивами. По-вилайтис М. М. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 166—183.

Характеризуются особенности геологии, минералогии и генезиса месторождений Джидинского рудного поля, обусловленные его особым геотектоническим положением и связью рудной минерализации с интрузивным комплексом, который сформировался в эпоху мезозойской активизации герцинской эвгеосинклинальной зоны. Илл. 5, табл. 2, библи. 38.

УДК 533.45+553.463+546.45

Особенности редкометалльно-оловянных аналогов месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Павловский А. Б., Маршукова Н. К. «Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 183—188.

Характеризуются геологическое строение, этапы минерализации, минералогические и геохимические особенности бериллий-вольфрам-оловянных месторождений Средней Азии, имеющих большое сходство с редкометалльно-оловянными месторождениями Тихоокеанского рудного пояса. Библи. 7.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

Древняя структура земной коры Восточной Сибири.

Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления.

Кузнецова Ф. В. Нефелиновые слениты обрамления Боргойской впадины.

Карпов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.

Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания.

Минералогия трапшов юга Сибирской платформы.

Измайлов Л. И. Пирротиновая минерализация золотоносных зон Колымы.

Иванов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений.

Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

1267



FRANCESCO BIANCHI
CHIEF OF CHINA