

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ РАЙОНОВ
ВОСТОКА
СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

553.1

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ РАЙОНОВ
ВОСТОКА
СССР

1134



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва, 1969



УДК 553 (571.5/6)

В сборнике приведены новые материалы по геологии эндогенных месторождений, преимущественно оловорудных, Забайкалья, Чукотки, Корякского нагорья и Приморья. Освещаются особенности тектоники рудных районов и рудных полей, характер магматизма и связь с ним эндогенной минерализации, минералого-геохимический состав руд и околорудные изменения, характеризуются оловоносные россыпи Чукотки. Содержащиеся в сборнике работы будут способствовать более глубокому познанию геологии и металлогении восточных районов СССР.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Р. М. КОНСТАНТИНОВ, С. Ф. ЛУГОВ,

Б. В. МАКЕЕВ, М. Г. РУБ

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РУДНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОКА СССР

Р. М. КОНСТАНТИНОВ, С. Ф. ЛУГОВ

Настоящий сборник статей содержит материалы, полученные сотрудниками ИГЕМ АН СССР, ведущих в течение многих лет исследования по геологии рудных районов Востока СССР. Одновременно в сборнике выступают работники других научно-исследовательских и производственных организаций, связанные с ИГЕМ АН СССР общими научными интересами. Большинство статей посвящено оловорудным районам и месторождениям советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. В меньшей мере рассматриваются рудные районы с вольфрамовым, молибденовым и свинцово-цинковым оруденением.

За последние годы геологоразведочные и научно-исследовательские работы по оловорудным месторождениям в нашей стране вновь приобрели большое значение. Об этом свидетельствует рост требований, предъявляемых промышленностью к сырью, а также значительное увеличение объемов поисковых и разведочных работ.

Несмотря на то, что в настоящее время геологические работы по изучению оловорудных месторождений проводятся во всех оловоносных районах страны, среди них по-прежнему ведущее место принадлежит Дальнему Востоку и Северо-Востоку СССР.

Важнейшая задача исследований — дальнейшее повышение эффективности геологических работ. Решение ее связано с продолжением детальных комплексных исследований по изучению как отдельных месторождений и рудных узлов, так и крупных оловоносных районов и провинций. Цель этих исследований — установление основных закономерностей формирования и пространственного размещения оловорудных месторождений различных морфологических и генетических типов, разработка поисковых критериев применительно к отдельным оловоносным районам и выделение локальных площадей под поиски. Особого внимания заслуживает изучение перспектив россыпей в пределах большинства оловоносных районов страны.

За последнее время были получены новые и важные в практическом отношении результаты.

1. Установлено широкое проявление оловоносности на огромных площадях многих районов Союза ССР в связи с разновозрастными тектоно-магматическими комплексами (докембрия, верхнего палеозоя, нижнего, среднего и верхнего мезозоя и кайнозоя); все это значительно расширяет фронт поисковых работ.

2. Установлены связь оловянного оруденения (для пегматитовых месторождений и месторождений касситерит-кварцевой и, частично касситерит-силикатной формации) с определенными интрузивными и плутоно-вулканогенными комплексами пород; изменение состава оловоносных формаций и интенсивности проявления оруденения в процессе развития структурных зон земной коры.

3. Выделены специализированные оловоносные интрузивные комплексы, характеризующиеся повышенным содержанием рассеянного олова, местами бора и фтора, а также некоторых аксессуарных минералов.

4. Вновь, с применением новых методов исследования, рассмотрен вопрос об источниках олова и о роли в образовании оловорудных месторождений магматических и постмагматических процессов.

Несмотря на определенные достижения в исследовании оловорудных месторождений, многие вопросы, важные в научном и практическом отношении, настоятельно требуют дальнейшего изучения. К ним относится разработка классификации оловорудных месторождений и типов оловорудных районов, основанной на объективных признаках вещественного состава руд и геологических особенностях территорий. Не менее важным представляется определение глубины формирования и распространения промышленного оруденения основных генетических типов.

Вопрос об источниках олова для некоторых наиболее перспективных месторождений благодаря последним исследованиям стал остро дискуссионным. Не ясны до конца причины, обуславливающие появление зональности оруденения, ассоциацию оловянного оруденения с субвулканическими аппаратами фельзитов и кварцевых порфиров, появление оруденения в надинтрузивных толщах на определенном расстоянии от скрытого на глубине контакта. Для олова, как и для других полезных ископаемых, чрезвычайно актуальны вопросы комплексного использования руд, обоснованного количественного и качественного прогнозирования вероятных запасов в масштабах от отдельных месторождений до рудных узлов и районов, выявление новых поисковых критериев и новейших эффективных методов поисков с использованием аэрометрических исследований.

При решении перечисленных вопросов многого можно ожидать от применения последних достижений математики и кибернетики для обработки геологических данных. Применение информационных методов исследования позволяет надеяться на успех в деле создания такой классификации оловорудных месторождений, которая позволяла бы на основании ограниченного количества данных о минеральном составе руд и о геологических особенностях отдельного месторождения достаточно точно определять его рудно-формационный тип. Эти же методы помогут определить относительное значение различных факторов геологической обстановки при образовании крупных месторождений. Применение их возможно и для выявления тех особенностей перспективных рудных узлов и районов, которые не устанавливаются при обычных методах обработки геологических данных.

Информационные исследования, связанные с обработкой огромных объемов геологических данных на электронно-вычислительных машинах, подтверждают или поставят под сомнение многие генетические представления. Информационные методы обработки геологических данных должны дать рудно-геологическим гипотезам то, чего им до настоящего времени не хватало — сделать их статистически обоснованными. Они помогут покончить со многими спекулятивными построениями, до сих пор бытующими в литературе.

Все статьи сборника можно разделить на две группы. Несколько статей посвящено общим вопросам геологии и геохимии рудных районов. В этом плане написана статья И. Н. Томсона и других о возрасте мезозойских эффузивов Восточного Забайкалья. В ней впервые на основе абсолютной геохронологии рассмотрены вопросы стратификации и структурно-морфологических особенностей вулканических полей и связи с ними различного оруденения. Близкими по характеру являются статья Р. М. Константинова, Г. А. Тананаевой, И. Б. Иванова о возрасте золо-

того и молибденового оруденения Забайкалья, статья П. В. Комарова и А. А. Аракелянца о наличии третичного и верхнеюрского магматизма в Кличкинском рудном районе Приаргуны и статья К. В. Яблокова о влиянии на металлогению района различных по геологическому строению северных окраин Колымского массива. К ним же относится статья Д. О. Онтоева об окологрудных изменениях вмещающих пород, характеризующих различные стадии минерализации и этапы формирования на редкометалльных месторождениях Джидинского рудного поля. В ней рассмотрены возможные формы переноса молибдена, вольфрама и другие геохимические проблемы формирования оруденения.

Большинство же статей посвящено новым данным о геологическом строении и геохимических особенностях рудных районов и отдельных месторождений. Преимущественно это оловорудные районы и месторождения. К ним относятся статьи С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева и многих других авторов.

Планируя в дальнейшем продолжить выпуск подобных сборников, составители решили помещать и некоторые дискуссионные статьи, в которых содержится критика некоторых общепринятых представлений. К этой рубрике относится статья В. Н. Дубровского о силикатно-касситеритовой формации. Статья, по требованию автора, печатается точно в таком виде, в каком была им написана.

Перечисленные выше и многие другие проблемы, выдвигаемые практикой геологоразведочных работ, могут быть решены только объединенными усилиями крупных научных коллективов (Академии наук СССР, Министерства геологии СССР, Министерства цветной металлургии СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР).

Решению их будет способствовать также систематическая публикация сведений о новых открытиях и результатах исследований. С этой целью Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ АН СССР) подготовил к печати данный сборник. Нам представляется, что такое содружество коллективов исследователей из различных научно-исследовательских и производственных организаций, которое отражено в сборнике, будет способствовать объединению наших усилий в деле решения неотложных задач по дальнейшему расширению отечественной сырьевой базы промышленности.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

С. Ф. ЛУГОВ, Б. В. МАКЕЕВ, Н. Е. КОСТИН

На территории Западной Чукотки оловянная минерализация выявлена в пределах трех рудных узлов — Певекского, Пыркакайского и Куйвиеемо-Гыргычанского, расположенных в Чукотской ветви мезозойско-Яно-Кольмо-Чукотской складчатой зоны. Здесь широко развиты песчано-сланцевые породы верхнего триаса и нижнего мела, прорванные гранитоидами мелового возраста.

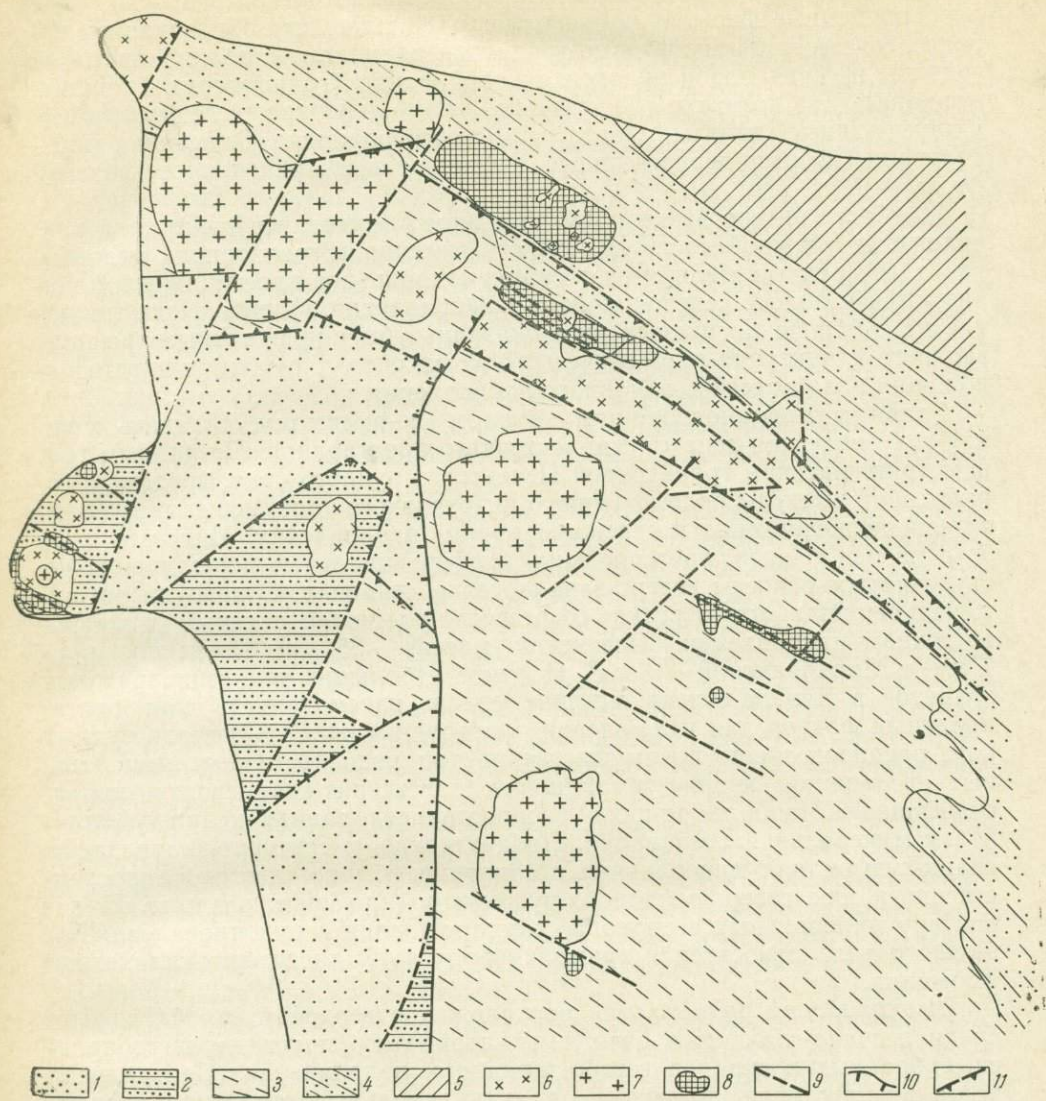
Оловянное оруденение локализуется в двух структурно-фациальных зонах: в Раучуанском, позднегеосинклинальном прогибе, заложившемся в поздней юре — раннем нижнем мелу на складчатом основании нижне-мезозойского структурно-литологического комплекса (Тильман, 1960; Городинский, 1963) и в зоне развития нижне-мезозойских геосинклинальных осадков (фиг. 1). В последней зоне осадконакопление прекратилось в нижней юре в связи с общим воздыманием территории, которая с этого времени представляла собой область устойчивых, но слабых дифференцированных поднятий (Резанов, 1964; Резанов, Зарудный, 1962). Складчатые структуры нижнемелового структурно-литологического комплекса в пределах Раучуанского прогиба имеют субмеридиональное направление, резко дискордантное по отношению к северо-западным (почти субширотным) структурам ниже-мезозойского структурно-литологического комплекса.

В центральной части территории, сложенной нижне-мезозойскими (T_3) песчано-сланцевыми породами, к юго-востоку от мыса Шелагского, расположен участок, претерпевший, по-видимому, в плиоцене значительное воздымание. Он представляет собой протяженный блок, вытянутый в северо-западном направлении и совпадающий с Шелагским хребтом. В пределах этого блока расположены Северный, Инрогинайский и Янра-найский гранитоидные массивы. Оловоносные площади расположены к северо-востоку (Куйвиеемо-Гыргычанский рудный узел) и юго-западу (Пыркакайский рудный узел) от этого поднятия.

Оловянное оруденение в пределах двух отмеченных структурно-фациальных зон в отдельных случаях (Певекский и Пыркакайский рудные узлы) существенно различается по вещественному составу и геолого-структурным условиям локализации.

Певекский рудный узел расположен в пределах Раучуанского позднегеосинклинального прогиба и представляет собой относительно приподнятый блок, примыкающий к восточному краю прогиба. С севера, юга и запада он ограничен береговым обрывом Чаунской губы, с востока разломом северо-восточного направления. Наличие крупной тектонической зоны северо-восточного (близкого к субмеридиональному) простирания, перекрытой мощным чехлом рыхлых отложений кайнозоя, подтверждено гравиметрической съемкой.

Район рудного узла сложен терригенными образованиями нижнего мела, прорванными гранитоидами верхнемелового возраста. Субмери-



Фиг. 1. Геолого-структурная схема локализации оловянного оруденения на территории Западной Чукотки

1 — нижнечетвертичные отложения молодых (нижнечетвертичных) впадин (Q₁); 2 — терригенные отложения валанжина (Cr₁Vut); 3 — норийские отложения (T_{3п}); 4 — карнийские отложения (T_{4к}); 5 — нерасчлененные отложения нижнего — среднего триаса (T_{1-2?}); 6 — верхнемеловые интрузии кварцевых диорит-моноцитов и гранодиоритов ($\gamma\delta Cr_2$); 7 — верхнемеловые интрузии гранитов (γCr_2); 8 — ареалы оловянного оруденения; 9 — тектонические нарушения; 10 — граница Раучуанского позднегеосинклинального прогиба, совпадающая с границей нижнечетвертичной впадины; 11 — граница блоков, претерпевших воздымание

диональные нижнемеловые складчатые структуры резко дискордантны к северо-западным структурам нижнего мезозоя. Нижнемеловые отложения слагают пологую антиклинальную складку с размахом крыльев около 5 км, полого погружающуюся в северо-восточном направлении. Верхнемеловые интрузии, развитые в пределах узла, слагают три массива, разобщенные роговиками кровли. Эти массивы образуют интрузивную цепочку северо-восточного направления и являются апикальными

выступами крупного интрузива, формирование которого произошло в две одновременные фазы. В раннюю фазу (80 млн. лет) образовались пироксенсодержащие биотитовые граниты и адамеллиты, реже биотитовые граниты и серия пород эндоконтактовой фации (гранодиориты, диорит-монциты); в позднюю (60—50 млн. лет) — лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, иногда турмалиносодержащие. Оловянная минерализация формировалась после лейкократовых гранитоидов поздней фазы.

Наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела расположены в южной части Певекского массива в гранитоидах эндоконтакта, где рудные жилы имеют субмеридиональное простирание и локализуются в полосе северо-западного направления. Определяющее влияние на размещение рудных жил оказали субмеридиональные трещины верхнего структурно-литологического комплекса и глубинный рудоподводящий разлом северо-западного направления.

Главным магмаподводящим каналом, по-видимому, являлась мощная тектоническая зона северо-восточного простирания. По данным гравиметрии, массивы гранитоидов Певекского рудного узла, представляющие собой выступы более крупного интрузивного тела, испытывают значительное погружение в северо-восточном направлении. Интрузия разбита на ряд блоков, претерпевших дифференциальные перемещения по ступенчатым сбросам северо-западного простирания. О погружении интрузии свидетельствует резкое сокращение площадей массивов в северо-восточном направлении: Певекский массив — 35 км², Пээкенейский — 7 км² и Янрапаакский — 4 км². Наличие небольших тел лейкократовых гранитов в Янрапаакском массиве можно рассматривать как благоприятный фактор для нахождения оловорудных жил. В составе рудных жил распространены преимущественно три одновременные минеральные ассоциации: кварц-турмалиновая, касситерит-кварцевая и кварц-сульфидная. Наиболее широко распространена ранняя кварц-турмалиновая минеральная ассоциация. Продуктивная касситерит-кварцевая и кварц-сульфидная минеральные ассоциации обычно тяготеют непосредственно к зоне северо-западного рудоконтролирующего разлома. По характеру минеральных ассоциаций месторождения и рудопроявления Певекского узла относятся к турмалиновому типу касситерит-силикатной формации.

Пыркакайский рудный узел расположен в верховьях р. Млелювеем среди песчано-сланцевых отложений норийского яруса верхнего триаса, собранных в складки северо-западного направления. Центральная часть рудного узла приурочена к антиклинальной структуре второго порядка. На флангах антиклинали находятся две сопряженные синклинали. В зонах сочленения антиклинальной и синклинали структур установлены крупные разломы северо-западного простирания, совпадающие с общим направлением складчатости.

В бассейне кл. Рогатый антиклиналь ундулирует с образованием складок более низкого порядка, расположенных поперечно к складчатости. Оловорудные месторождения тяготеют к крупному разлому северо-западного направления, проходящему по долине кл. Олений. К юго-западу от него установлено несколько более мелких разломов, к которым приурочены низкотемпературные рудопроявления свинца, меди, мышьяка, золота, ртути. В юго-западном сочленении антиклинальной и синклинали структур проходит крупный разлом северо-западного направления, который сопоставим по масштабу с главным рудоконтролирующим разломом, но является практически безрудным.

Наиболее интенсивная оловянная минерализация локализуется в нескольких штокверковых зонах на левом берегу кл. Рогатый, расположенных в области ундуляции антиклинальной структуры, где она ослож-

аяется поперечными складками. Северные фланги зон примыкают к главному рудоконтролирующему разлому северо-западного направления. Рудные прожилки штокерковых зон имеют субмеридиональное направление и в этом же направлении вытянуты сами зоны. Приуроченность штокерковых зон к перегибу складчатых структур и совпадение их направления, видимо, не случайны. На этом участке проходит зона повышенной трещиноватости субмеридионального направления, которая протягивается от устья кл. Крутой до долины р. Млелуеом и далее на север. В северной части этой зоны расположены оловоносные штокерки, а на юге олово-вольфрамовые жилы месторождения Нагорного.

В центральной части зоны отмечается большое число даек дацитов, диорит-порфиритов и лампрофиров. Штокерковые зоны представлены многочисленными параллельными прожилками восточного и реже западного падения мощностью 3—5 см: на один погонный метр (вкrest простираия штокерковой зоны) приходится в среднем от пяти до восьми прожилков. Существенную роль при трещинообразовании играла анизотропия пород, поэтому штокерковые зоны образовывались преимущественно в песчаниках.

Вещественный состав прожилков довольно прост — кварц, касситерит, вольфрамит, сульфиды, светлая слюда. Намечается вертикальная зональность оруденения: на высоких гипсометрических уровнях штокерков преобладают жилы касситерит-кварцевого состава с вольфрамитом, на более низких уровнях в составе прожилков существенно возрастает роль сульфидов. Сульфидные минеральные ассоциации выполняют главный рудоконтролирующий разлом и более мелкие сопряженные трещины вблизи него. На южном фланге зоны повышенной трещиноватости, контролирующей оруденение, в составе оловорудных жил отмечается большое количество вольфрамита и немного топаза (месторождение Нагорное).

В Пырकाкайском рудном узле отсутствует видимая пространственная связь оловянного оруденения с интрузиями. Вместе с тем наличие даек гранитоидного состава и локальных участков окварцованных и ороговигованных пород позволяют предположить неглубокое залегание здесь интрузии гранитоидов (Лугов, 1965). Об этом также свидетельствует турмалинизация кварц-серицитовых сланцев, установленная в керне скважины 5 (интервал 102—154 м).

Куйвивеемо-Гыргычанский рудный узел охватывает значительную площадь в бассейнах рек Куйвивеем, Тыкевеанканьев, Апапельхин и Гыргычан, совпадая в общем с осевой линией хребта Шелагского. На территории узла незначительно распространены песчано-сланцевые породы карния, слагающие юго-западное крыло крупного антиклинория.

Рудопроявления концентрируются преимущественно в двух участках. Первый участок тяготеет к Куйвивеемским гранитоидным штокам, которые, вероятно, представляют собой выступы крупного интрузивного тела, вскрытого долинами ручьев, текущих в Ледовитый океан. Судя по выходам гранитоидных штоков, интрузивное тело вытянуто в северо-западном направлении. Оловянные и олово-вольфрамовые рудопроявления пространственно отчетливо тяготеют к гранитоидным штокам и локализируются в пределах полосы северо-западного простираия протяженностью 20 км и шириной 5 км. Подавляющее большинство рудопроявлений располагается в роговиках кровли интрузии, значительно реже в гранитоидных штоках. Преимущественно развиты рудопроявления турмалинового и хлоритового типов касситерит-силикатной формации (Проспекторское, гора Разведочная и др.). Непосредственно в гранитоидных штоках отмечаются более высокотемпературные рудопроявления касситерит-кварцевой формации, относящиеся к грейзеновому и кварц-полевошпатовому типам.

В распределении указанных типов рудопроявлений устанавливается определенная закономерность — высокотемпературные рудопроявления располагаются в гранитоидах или вблизи их; к периферии они сменяются турмалиновой и затем хлоритовой минерализацией.

Второй участок расположен в северо-западной экзоконтактной зоне Северного массива среди песчано-сланцевых пород карнийского яруса. Оловянная минерализация обоих участков характеризуется преимущественным развитием касситерит-силикатного оруденения.

Сравнительная оценка глубины распространения оловянного оруденения разных формационных типов проведена по данным разведки с учетом данных стратиграфии и эрозийного среза (фиг. 2). Для Валькумейского рудного поля оптимальный по глубине интервал оруденения от -50 до $+200$ м¹. Ниже и выше этих уровней интенсивность оруденения резко снижается.

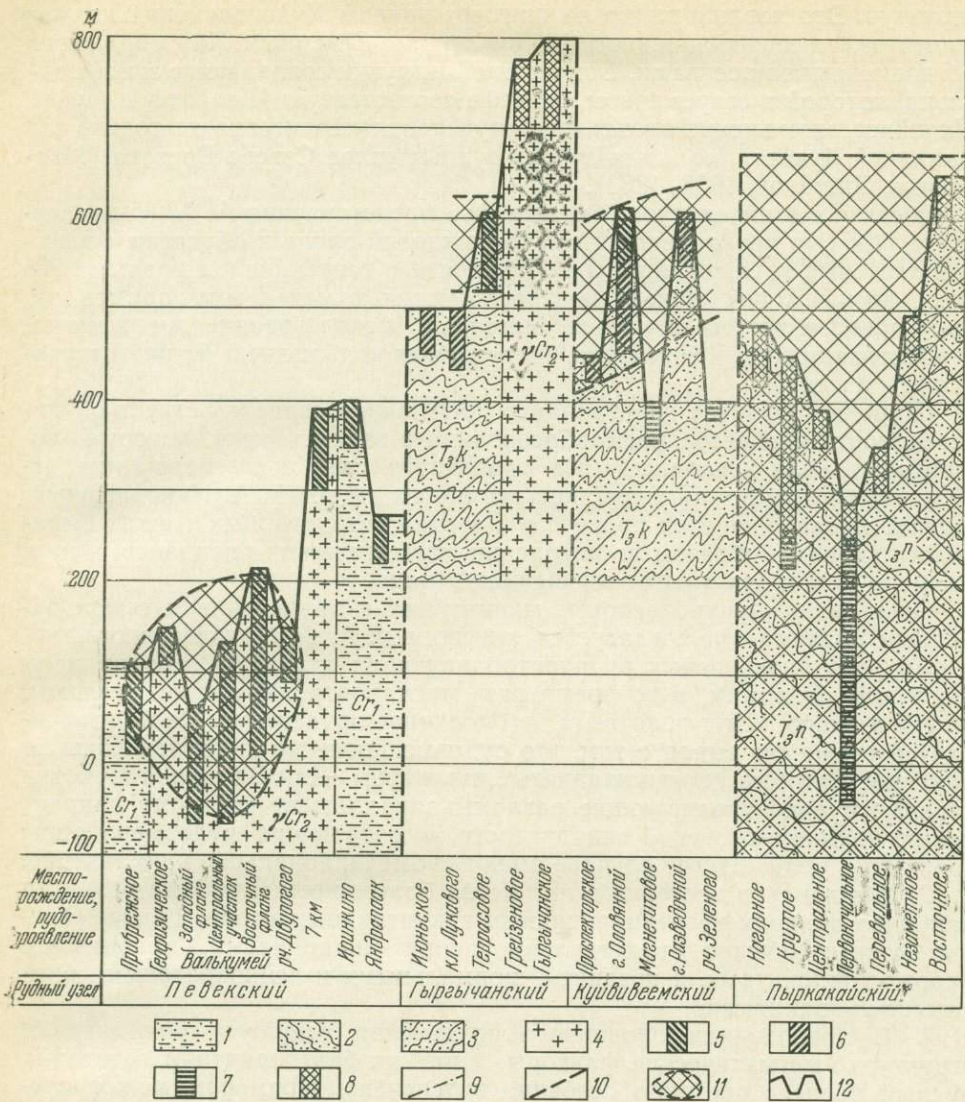
В Гыргычанском участке близкое по типу (турмалиновый тип касситерит-силикатной формации) оруденение локализуется в интервале $500-600$ м. Выше этого уровня распространены олово-вольфрамовые рудопроявления касситерит-кварцевой формации (грейзеновый и кварц-полевошпатовый типы), среди гранитоидных штоков. Рудопроявления хлоритового типа локализуются в интервале $400-500$ м. В Куйвиеемском участке интервал оруденения лежит в пределах $400-630$ м. В нижних частях этого интервала развиты преимущественно рудопроявления хлоритового типа, в верхнем — турмалинового типа касситерит-силикатной формации. Ниже 400 м развиты существенно сульфидные (свинцовое рудопроявление кл. Зеленый) и магнетитовые руды (рудопроявление Магнетитовое) с низким содержанием олова.

Оловянное оруденение Пыркакайского рудного узла относится к кварц-касситерит-сульфидной формации, для которой характерно наложение на раннюю касситерит-кварцевую минеральную ассоциацию существенно сульфидных руд. Жилы касситерит-кварцевого состава широко распространены в интервале $250-700$ м, ниже 250 м в составе оловорудных жил существенную роль играют сульфиды. Оруденение кварц-касситерит-сульфидной формации прослежено на глубину до $-50-80$ м.

Оптимальные интервалы оловянного оруденения составляют для Певекского рудного узла $200-250$ м ($-50-+200$ м) для Гыргычанского — 100 м ($500-600$ м), причем наиболее перспективным является также турмалиновый тип касситерит-силикатной формации; для Куйвиеемского — $200-230$ м ($400-630$ м); в этом рудном узле роль турмалинового и хлоритового типа примерно равноценна; для Пыркакайского узла — более 300 м ($-50-+250$ м). Перспективы оруденения на глубину для этого рудного узла окончательно еще не установлены. Для Куйвиеемо-Гыргычанского рудного узла оптимальный интервал оруденения условно устанавливается лишь по коренным его выходам на дневную поверхность.

Если привлечь данные стратиграфии то можно сделать примерную оценку взаимоположения блоков отдельных рудных узлов (фиг. 2). При этом устанавливается, что территория Певекского рудного узла испытала, по-видимому, наибольшее опускание по сравнению с территорией Куйвиеемо-Гыргычанского узла. Территория Пыркакайского рудного узла, видимо, не испытывала заметных перемещений. Довольно трудно установить временные соотношения рудного процесса и блоковых перемещений. Территория Певекского рудного узла испытывала погружение до нижнего мела, т. е. задолго до формирования рудных жил. В более позднее время этот блок испытал лишь воздымание и в настоящее время представляет собой участок, приподнятый относительно нижнечетвер-

¹ Здесь и далее интервалы оруденения даются в абсолютных отметках.



Фиг. 2. Схема размещения различных типов оловянного оруденения Западной Чукотки

1 — нижнемеловые отложения (C_1); 2 — норийские отложения (T_3n); 3 — карнийские отложения (T_3k); 4 — верхнемеловые гранитоиды (γC_2); 5 — оруденение турмалинового типа касситерит-силикатной формации; 6 — оруденение хлоритового типа касситерит-силикатной формации; 7 — оруденение кварц-касситерит-силикатной формации; 8 — оруденение грейзенового и кварц-полевошпатового типов касситерит-кварцевой формации; 9 — геологические границы; 10 — границы рудных узлов; 11 — оптимальные по глубине интервалы оруденения; 12 — линия эрозийного среза

тичной впадины, очертания которой совпадают с Раучуанским прогибом. Вместе с тем он несколько опущен относительно территории других рудных узлов Западной Чукотки. Окончательное взаимоположение блоков оформилось, вероятно, в плиоцене в период неотектонических движений. Исходя из изложенного, можно наметить следующие основные особенности геолого-структурной позиции оловянного оруденения на территории Западной Чукотки.

1. Главные рудоконтролирующие структуры — разломы северо-западного направления, которые часто играли роль магмаконтролирующих

структур. Это хорошо видно на примере группы Куйвиевских штоков и интрузивов северо-западного направления с Северным, Инрогинайским и Янранайским массивами. Отмеченные интрузии совпадают с зоной поднятия, которой в современном рельефе соответствует Шелагский хребет. Линейное размещение оловянного оруденения характерно не только для Западной Чукотки, но и для других рудных узлов Северо-Востока (Матвеевко, Шаталов, 1958, 1963).

В связи с этим следует отметить, что представления А. А. Николаевского (1964) о приуроченности месторождений олова к областям с высокой степенью гранитизации и мобильности с тенденцией к воздыманию лишь до некоторой степени подтверждаются отмеченными примерами. Нам представляется несколько неточным использование им термина «гранитизация» для бесспорно интрузивных тел, какими являются указанные массивы.

Широкое развитие гранитоидных интрузивов свидетельствует об интенсивности процессов магмаобразования в верхнем мелу, которые, по-видимому, вели к наращиванию гранитного слоя и к воздыманию отдельных блоков земной коры, как это предполагает А. А. Николаевский. Однако проявление этих процессов в верхних структурных этажах выразилось главным образом во внедрении магматических расплавов, а не в магматическом замещении вмещающих толщ.

Отчетливая приуроченность магматизма и оруденения к северо-западным разломам не согласуется с выводами А. А. Николаевского, который роль оловоносных рудоконтролирующих структур отводит межглыбовым разломам, в то время как магмаконтролирующие разломы, по его мнению, несут золотое, а не оловянное оруденение. Не подтверждается также его вывод о том, что рудовмещающими являются лишь те разломы, которые секут складчатые структуры. Для Западной Чукотки главные рудоконтролирующие разломы параллельны главному направлению нижнемезозойской складчатости, а оперяющие рудовмещающие трещины в большинстве случаев имеют субмеридиональное направление.

2. Для поисков месторождений олова благоприятны районы развития наиболее полнодифференцированных гранитоидных серий, ранние члены которых обычно представлены диорит-монцонитами, кварцевыми диорит-монцонитами, а поздние — нормальными и лейкократовыми биотитовыми гранитами.

3. В локализации оловянного оруденения ведущую роль играли структурно-магматические факторы, и при их благоприятном сочетании рудный процесс протекал особенно интенсивно. Примером может служить Певекский рудный узел, где оруденение отчетливо ассоциирует с многофазной интрузией гранитоидного состава и локализуется в зоне пересечения субмеридиональной магмаконтролирующей структуры и северо-западного рудоконтролирующего глубинного разлома. В Куйвиево-Гыргычанском рудном узле оруденение пространственно связано с интрузивными телами гранитоидов, однако отсутствие благоприятных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, видимо, привело к распылению рудной минерализации, которая установлена здесь в виде небольших жильных и штокверковых рудопроявлений. В Пыркакайском районе отсутствуют видимые связи оруденения с магматизмом. Оруденение локализуется в нескольких штокверковых зонах, тяготеющих к крупному рудоконтролирующему разлому северо-западного направления.

4. Для месторождений касситерит-силикатной формации не характерен большой размах оруденения по вертикали. Локализация оруденения в ограниченном интервале глубин определяется сложной совокупностью геолого-структурных и физико-химических факторов. Для кварц-касситерит-сульфидной формации размах оруденения по глубине значителен, что повышает ее перспективность.

ЛИТЕРАТУРА

- Городинский М. Е.* Геологический очерк Центральных районов Чукотки.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Загрузина И. А.* Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1965, вып. 12.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Николаевский А. А.* Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1964, вып. 11.
- Печерский Д. М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1964, вып. 9.
- Резанов И. А.* Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н.* История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тильман С. М.* Тектоническое строение и черты металлогении Чукотской складчатой зоны.— Материалы к Первой всеос. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 2.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОГО РАЙОНА (Северо-Восток)

М. Г. РУБ, С. И. ФИЛАТОВ

Один из авторов настоящей статьи М. Г. Руб изучала верхнемеловые словоносные магматические образования Балыгычано-Сугойского района с целью выяснения особенностей вещественного состава и генезиса этих образований, а также характера связи с ними оловянного оруденения; изучались также связанные с этими комплексами оловорудные месторождения и рудопроявления. Другой автор статьи — С. И. Филатов в течение многих лет занимался составлением геологической карты описываемого района и сопредельных территорий, а в последние годы изучает закономерности размещения, состав и генезис оловорудных месторождений и рудопроявлений.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОГО РАЙОНА

Описываемый район приурочен к меловому прогибу, расположенному в юго-восточной части Верхояно-Чукотского подвижного пояса. По данным В. Т. Матвеевко, И. М. Сперанской, С. И. Филатова, Л. В. Иевлева и других исследователей, Балыгычано-Сугойский район сложен песчано-сланцевыми отложениями верхоянского комплекса, на которых с резким угловым и азимутальным несогласием залегают нижнемеловые кислые эффузивы (аскольдинская свита). Аскольдинские эффузивы согласно, но с размывом перекрыты континентальными угленосными отложениями апт-альбского возраста. Осадочные отложения несогласно перекрыты эффузивами среднего и кислого состава, которые С. И. Филатов объединяет в таватумскую и наяханскую свиты. Нижняя — таватумская свита сложена в основном андезитами и их туфами, в подчиненном количестве присутствуют андезито-базальты и фельзолипариты, изредка встречаются горизонты базальтов, дацитов и пачки осадочных пород с флорой сеноман-туронского возраста. Мощность свиты 600—1200 м. Верхняя — наяханская свита, залегающая на таватумской, представлена липаритами, их туфолавами, игнимбридами, липаритов и туфами липаритов; в виде единичных маломощных слоев в ней встречены андезиты и небольшие пачки осадочных пород (алевролиты, песчано-глинистые сланцы). Мощность этой свиты 800—1100 м.

Развитые в исследованном районе интрузивные породы представлены как средними и основными, так и кислыми разновидностями. К первым относятся габбро-диориты, диориты, диорит-монциты, кварцевые диориты, гранодиориты, ко вторым — разнообразные граниты.

Габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты слагают обычно небольшие тела штокообразной формы, дайки и силлы. Диориты и кварцевые диориты прорывают андезиты таватумской свиты и присутствуют

в виде ксенолитов в липаритах наяханской свиты. Следовательно, они образовались позднее андезитов, но раньше липаритов. По данным С. И. Филатова, в одних случаях диориты и диоритовые порфириты прорывают андезиты, в других установлены постепенные переходы от интрузивных тел, сложенных диоритовыми порфиритами и даже диоритами, к покровным андезитам. Диориты и андезиты перекрываются липаритами наяханской свиты. Таким образом, по возрасту эти породы сингенетичны таватумской свите, т. е. их можно датировать сеноман-туроном.

Гранодиориты слагают относительно крупные массивы и мелкие штоки. Они прорывают и метаморфизуют андезиты таватумской свиты и диориты.

Граниты наиболее широко распространены среди интрузивных пород Балыгычано-Сугойского района, слагая ряд массивов площадью от нескольких десятков до нескольких сот километров (фиг. 1). Граниты прорывают и метаморфизуют все упомянутые интрузивные породы, а также липариты наяханской свиты и, в свою очередь, прорываются дайками андезито-базальтов и базальтов палеогенового возраста.

Как уже ранее отмечали В. Т. Матвеевко (1957) и С. И. Филатов, гранитные массивы и эффузивные образования в исследованном районе приурочены к зонам глубинных разломов субмеридионального направления (см. фиг. 1).

Проведенное нами детальное геолого-петрографическое изучение верхнемеловых магматических пород Балыгычано-Сугойского района¹, позволило сделать следующие выводы.

1. Верхнемеловые магматические комплексы — посткладчатые. Они приурочены к зонам крупных тектонических нарушений и связаны, как правильно отметили И. Н. Томсон и В. С. Кравцов (1966), с процессами тектоно-магматической активизации.

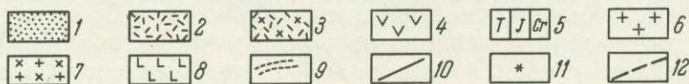
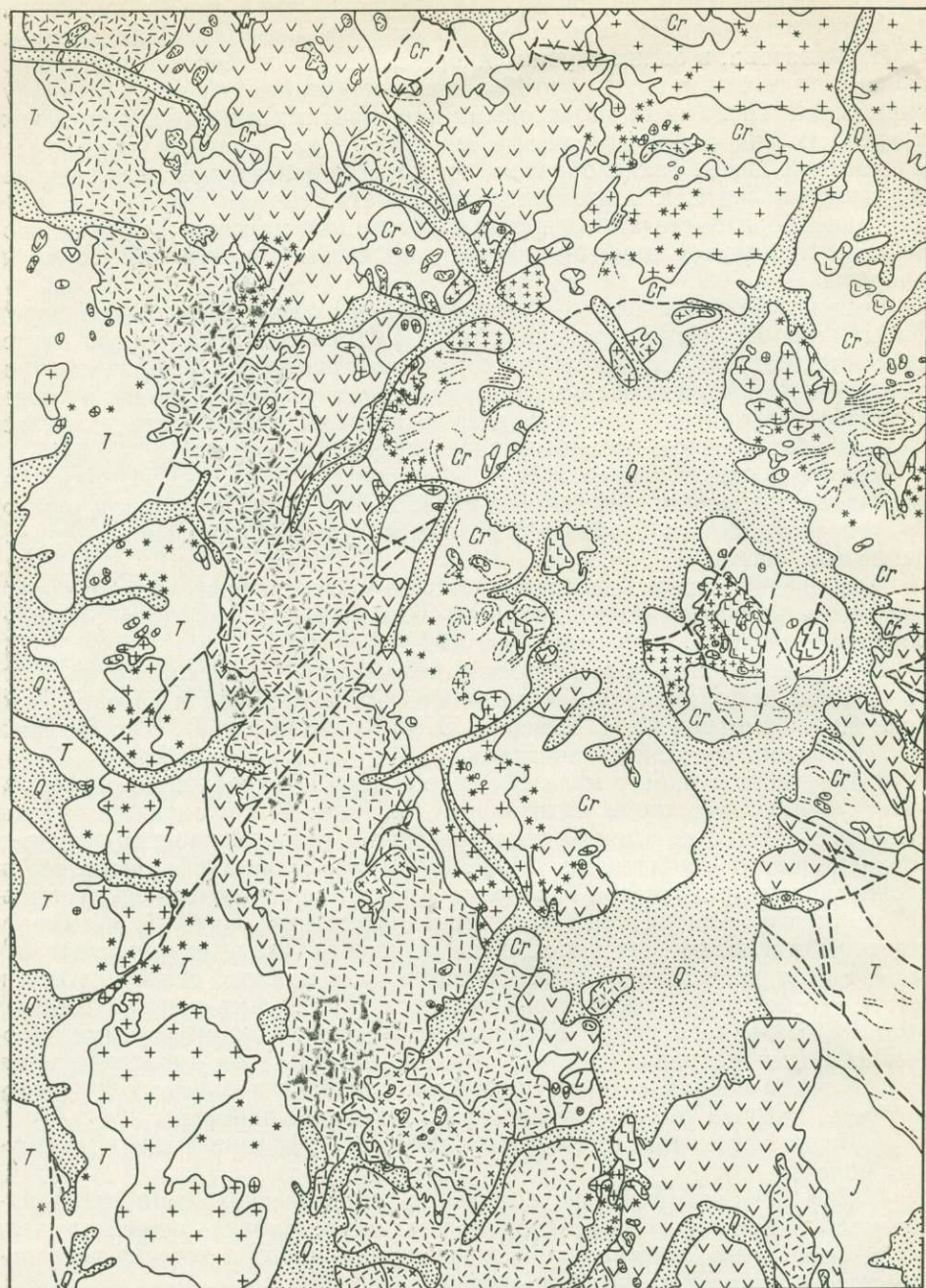
2. В течение верхнего мела сформировались разнообразные эффузивные, субвулканические и интрузивные породы. К сожалению, авторы настоящей статьи не имеют единого мнения о закономерностях развития верхнемелового магматизма. М. Г. Руб (Руб и др., 1965) выделяет в исследованном районе два верхнемеловых вулканоплутонических комплекса: андезито-диоритовый и липарито-гранитный. Судя по взаимоотношению магматических пород, первый из них (андезито-диоритовый) образовался несколько раньше. Однако ряд фактов свидетельствует о том, что некоторое время оба комплекса развивались параллельно, но были связаны, вероятно, с различными магматическими очагами, расположенными на различных глубинах. С. И. Филатов придерживается другой точки зрения о закономерностях развития верхнемелового магматизма, которая будет изложена в специальной работе.

3. Четко устанавливается комагматичность эффузивных и интрузивных пород.

4. Образование отмеченных вулканоплутонических комплексов начинается с излияния эффузивов и внедрения субвулканических тел, затем происходит формирование интрузивных пород в течение нескольких последовательных фаз или субфаз.

С верхнемеловыми магматическими комплексами Балыгычано-Сугойского района связана оловянная вольфрамовая, молибденовая, полиметаллическая, висмутовая, кобальтовая и золотая минерализация. Формы связи оловянной минерализации с верхнемеловым магматизмом различны.

¹ Результаты будут изложены в работе М. Г. Руб «Особенности вещественного состава и генезис рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балычано-Сугойского и Мяочанского районов)». Изд-во «Наука», 1970.



Фиг. 1. Схема пространственного соотношения магматических и постмагматических образований Балыгычано-Сугуйского района

1 — аллювиальные и ледниковые рыхлые отложения (Q); 2 — наяханская свита — липариты, туфы и туфолавы кислого состава (Cr₂); 3 — субвулканические тела невадитов (Cr₂); 4 — таватумская свита — андезиты, дациты, их туфы и туфолавы (Cr₂); 5 — терригенные породы тринаса, юры и мела (T, I, Cr); 6 — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты (Cr₂); 7 — гранодиориты (Cr₂); 8 — габбро-диориты, диориты и диорит-порфиры (Cr₂); 9 — жильные тела гранодиоритов и диорит-порфиритов (Cr₂); 10 — жильные тела кислого, липарит-дацитового состава (Cr₂); 11 — оловянные рудопоявления; 12 — тектонические нарушения

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОГО РАЙОНА

Первая генетическая классификация оловорудных месторождений Балыгычано-Сугойского района была предложена В. Т. Матвеевко (1957), согласно которой все оловорудные месторождения и рудопроявления этого района были отнесены к трем оловоносным формациям: пегматитовой, касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной.

Новые материалы, полученные геологами Омсукчанской экспедиции Северо-Восточного геологического управления (В. А. Биланенко, А. Г. Бойко, П. В. Бабкин, О. В. Чухрова, Л. В. Иевлев и другие), а также данные В. Т. Матвеевко (1957) и личные исследования авторов позволили предложить новую генетическую классификацию оловорудных месторождений Балыгычано-Сугойского района (см. таблицу). За основу принята генетическая классификация оловорудных месторождений, предложенная М. П. Материковым (1964). В этой классификации учтены особенности вещественного состава месторождения, типичные для него металлогенные элементы, отношение к магматическим и вмещающим породам, характер изменения вмещающих пород.

1134
Все оловорудные месторождения и рудопроявления исследованного района относятся нами к четырем формациям: пегматитовой, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной (см. таблицу). Наиболее широко распространены месторождения и рудопроявления касситерит-силикатной формации, а остальные имеют подчиненное значение. В каждой формации выделяются несколько минеральных типов. Так, в касситерит-кварцевой формации выделяются грейзеновый, кварц-топазовый и кварцевый типы; в касситерит-силикатной формации — кварц-турмалиновый, кварц-турмалин-хлоритовый, магнетит-хлоритовый и кварц-хлоритовый типы. Месторождения отдельных формаций обычно отличаются отношением к магматическим породам, наличием помимо олова рудных элементов и летучих компонентов, характером изменения вмещающих пород и присутствием элементов-примесей в касситеритах (см. таблицу). Отдельные минеральные типы в пределах формаций отличаются по одному или нескольким отмеченным выше признакам.

Формация оловоносных пегматитов в исследованном районе распространена незначительно. Пегматиты образуют мелкие линзообразные тела, встречающиеся в пределах гранитных массивов; наиболее широко они развиты в Лево-Омсукчанском массиве. Простираение пегматитовых тел северо-восточное и субширотное, мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Исключение представляет пегматитовое тело в истоках рч. Лесной (Айгурская группа гранитов) мощностью 1,5 м. По простиранию они прослеживаются на небольшие расстояния, не превышающие 20 м, и только в единичных случаях достигают 40—50 м. Пегматиты состоят в основном из калиевого полевого шпата (ортоклаз), кварца, биотита, реже альбита, мусковита; в небольшом количестве отмечаются флюорит, турмалин, акцессорные редкоземельные минералы — ортит, ксенотим, монацит. Значительно реже присутствует касситерит. Исключения представляют пегматиты в истоках рч. Лесной, содержащие большое количество касситерита.

Касситерит-кварцевая формация распространена ограниченно и представлена тремя минеральными типами: грейзеновым, кварц-топазовым и кварцевым. Характерные особенности месторождений и рудопроявлений этой формации — тесная пространственная и генетическая связь с гранитными интрузиями, однотипный характер околорудных изменений, резкое преобладание среди летучих фтора, присутствие в касси-



теритах тантала, ниобия и вольфрама и отсутствие индия (Левицкий, 1947).

Из-за ограниченного объема настоящей статьи мы не будем давать характеристику всех минеральных типов кварц-касситеритовой формации, а остановимся кратко только на грейзеновом типе.

Грейзеновый тип наиболее распространен в пределах Айгурской группы гранитов. Зоны грейзенизации наблюдаются также в других гранитных массивах (Маяк, Невский, Лево-Омсукчанский). По мнению М. Г. Руб, в пределах отмеченных массивов, как и в некоторых других оловорудных районах (Приханкайский), проявлены два этапа грейзенизации. Грейзенизация первого этапа приурочена к апикальным частям гранитных массивов, наблюдается в виде небольших полей и проявляется в мусковитизации биотита, замещении полевых шпатов агрегатами кварца и мелкочешуйчатой слюды, в образовании небольшого количества флюорита, реже турмалина и касситерита. Грейзенизация второго этапа имеет более локальный характер и наблюдается на контакте гранитов с рудными телами или вдоль зон интенсивной трещиноватости. Второй этап отличается от первого значительно большей интенсивностью процесса, и именно в течение этого этапа образуются типичные грейзены. С. И. Филатов считает, что в описываемом районе проявлен только один этап грейзенизации. Мощность зон грейзенизации колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров; они прослеживаются на небольшие расстояния, не превышающие нескольких десятков метров. Грейзены состоят из кварца, мусковита, флюорита и турмалина, часто наблюдается касситерит. На некоторых участках в грейзенах присутствуют акцессорные минералы (монацит, ортит, ксенотим), молибденит, вольфрамит и арсенопирит. Интересно, что в грейзенах Айгура в значительных количествах содержится флюорит, а турмалин обычно отсутствует, в то время как в грейзенах, вскрытых в массиве Маяк и в его экзоконтактных зонах, резко преобладает турмалин. Флюорит в этих грейзенах присутствует в небольшом количестве и обычно замещает турмалин. В грейзенизированных гранитах и грейзенах Невского массива обычно присутствуют топаз и флюорит, а турмалин отсутствует. Флюорит грейзенизированных гранитов и грейзенов содержит акцессорные редкоземельные элементы иттриевой группы, образовался он, по данным Н. Н. Васильковой (Василькова, Соломкина, 1965), при температуре выше 300°. Касситерит образует дипирамидальные кристаллы темно-коричневого, почти черного цвета, неравномерно распределенные в основной массе породы. Помимо касситерита обычно наблюдается молибденит в виде мелкой вкрапленности и гнездообразных скоплений. Грейзены образуются как по крупно- и среднезернистым гранитам первой фазы, так и по мелкозернистым гранитам заключительной субфазы. Кроме того, грейзенизации подвергаются также вмещающие песчаники, алевриты и сланцы. В северном выступе Лево-Омсукчанского массива, в бассейне кл. Начальный, нами обнаружены своеобразные грейзеноподобные флюорит-биотит-турмалиновые породы, образовавшиеся за счет метасоматического изменения гранитов; в некоторых участках в них сохранилась реликтовая гранитная структура. Описываемые породы (фиг. 2, а) состоят в основном (в %): из биотита (25—30), турмалина (25—30), флюорита (25), кварца (15) и небольшого количества акцессорных редкоземельных минералов (монацит¹, ортит, иногда ксенотим). Отмеченные минералы содержатся в биотите, турмалине и флюорите. В биотите и турмалине вокруг редкоземельных минералов наблюдаются

¹ Этот акцессорный монацит характеризуется низким содержанием тория, не превышающим 0,6%, что, по данным Е. И. Семенова (1963), характерно для монацитов пневматолит-гидротермальных месторождений. Кроме того, он характеризуется резко повышенным количеством гадолия и диспрозия.

Схема генетической классификации оловорудных месторождений Балыгычано-Сусойского района (согласно классификации оловорудных месторождений М. П. Материкова, 1964)

Генетическая группа	Рудная формация	Минеральный тип	Магнетическое образование и ассоциация их комплексов пород	Отношение к магнетическим образованиям				Изменение вмещающих пород					Характерные ассоциации вторичных элементов										Легучие			Содержание элементов-примесей в касситеритах										
				в пределах гранитных массивов	на контакте гранитных массивов с вмещающими породами и вблизи от контакта	вдали от гранитных интрузивов	в пределах интрузивов и диоритовых порфиритов и областей нах	альфа-гидратация	гидратация	турмализация	кальцитизация	серикитизация	окисление	Ta, Nb	Li, Cs	TR-итриевой группы	TR-цериевой группы	Sc	Se	Be	W, (Mo)	Bi	As	Zn, Pb, (Cu), Ag	Sr, (Hg)	Co	In (Cd)	B	F	Cl	Ta	Nb	W	Sc	In	
Пегматитовая	Оловососные пегматиты	Оловососные пегматиты	Постскладчатые интрузии оловососных гранитов и их экзоконтактные зоны	+++	+			+	+						+++	+++	+++	+++	+								+++	+++		+++	+++			+		
Силикатно-кварцевая	Касситерит-кварцевая	Грессовый	Постскладчатые интрузии оловососных гранитов и их апикальные выступы среди терригенных толщ континентального (омсукчанская свита) и морского (верхояльский комплекс) происхождения	+++	+				+++						+++	+++	+++	+	+	+		+			+		+	+++	+++		+++	+++		+		
		Кварц-топазовый		+	+				+++							+	+	+	+	+	+		+				+++			+	+	+	+			
		Кварцевый		+	+				+	+					+	+	+	+	+	+	+		+				+	+		+	+	+	+			
Силикатно-сульфидная	Касситерит-силикатная	Кварц-турмалиновый	Интрузии гранитов, диоритов, диоритовых порфиритов в алюмосиликатных и эффузивных породах	+	+	+	+		+++				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+			+	+	+	+			
		Кварц-турмалин-хлоритовый		+	+	+	+		+++	+++				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+	+		+	+	+	+	+	
		Магнетит-хлоритовый		+++					+	+++				+	+	+	+++	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+++		+	+	+	+	+	+	+
		Кварц-хлоритовый		+++	+	+	+		+	+++				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+++	+	+						+	
	Касситерит-сульфидная		Интрузии диоритов, кварц-диоритов, диорит-порфиритов в эффузивных и алюмосиликатных породах			+	+++				+++	+++	+++								+++	+++	+++	+	+	+							+++			

Примечание: три крестика — широкое развитие данного процесса, один крестик — частичное развитие процесса.

плеохроичные ореолы (см. фиг. 2, б, в); флюорит окрашен обычно в густой фиолетовый цвет.

Касситерит-силикатная формация. Месторождения и рудопроявления этой формации в исследованном районе наиболее широко распространены и представлены четырьмя типами: кварц-турмалиновым, кварц-турмалин-хлоритовым, магнетит-хлоритовым и кварц-хлоритовым. Для них характерна пространственная связь с гранитами и их экзоконтактовыми зонами и реже ассоциация с интрузиями диоритов и диоритовых порфиритов (Тревога). Формирование месторождений и рудопроявлений этой формации происходило в две—три последовательные стадии минералообразования. Отличительная особенность их — обилие турмалина, хлорита и относительно небольшое количество сульфидов, среди которых преобладают (по данным С. И. Филатова) пирит и галенит, реже халькопирит, сфалерит, арсенопирит и молебденит; довольно широко распространены флюорит и вольфрамит, иногда присутствуют акцессорные редкоземельные минералы (ксенотим, монацит, ортит). Среди летучих компонентов отмечаются бор (в составе турмалинов) и фтор.

Околорудные изменения проявляются в турмалинизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевании. Характерные элементы-примеси касситеритов — ниобий, вольфрам, индий, сурьма и свинец, реже скандий, лантан, молибден; тантал не обнаружен. Таким образом, в касситеритах из месторождений касситерит-силикатной формации, с одной стороны, присутствуют такие элементы, как ниобий, скандий и вольфрам, характерные для месторождений касситерит-кварцевой формации, с другой — индий, сурьма и свинец — элементы, типичные для месторождений касситерит-сульфидной формации. Определение температуры образования флюоритов из различных месторождений касситерит-силикатной формации, проведенное в ВИМС Н. Н. Васильковой и С. Г. Соломкиной (1965), показало, что их формирование происходило при температурах — 180—300°. Эти данные подтверждаются также определением температуры образования турмалинов, произведенным методом дикрипитации.

На данной стадии изученности мы условно отнесли к касситерит-силикатной формации весьма своеобразный тип минерализации — магнетит-хлоритовый, который, по-видимому, следует выделить в особую формацию, но для этого еще недостаточно данных.

Ниже приводится краткая характеристика минеральных типов касситерит-силикатной формации.

Кварц-турмалиновый тип минерализации довольно широко распространен. Рудные тела залегают в гранитах, песчано-сланцевых породах и диоритовых порфиритах (Тревога). Встречаются как жильные тела, образовавшиеся путем выполнения трещин, так и зоны минерализации, образовавшиеся в результате метасоматического замещения вмещающих осадочных или интрузивных пород. Последние широко распространены на одном из месторождений Галимом, которое подробно описано Д. О. Онтоевым (1956) и И. М. Сперанской и другими. Здесь выделяются три морфологических типа рудных тел: 1) пологопадающие рудные тела широтного и близширотного простирания, приуроченные к альпайдам пластовых интрузий диоритовых порфиритов; 2) пологопадающие пластобразные рудные тела в нижнемеловых песчано-сланцевых породах также субширотного простирания; 3) крутопадающие трещины — жилы и зоны минерализации меридионального простирания. Главные минералы рудных тел — кварц и турмалин, причем отмечаются несколько генераций этих минералов. Турмалин более поздней генерации характеризуется светлой, буроватой или зеленовато-буроватой окраской, меньшими показателями преломления и меньшей железистостью (Онтоев, 1956). Присутствует также касситерит



Фиг. 2. Метасоматические биотит-турмалин-флюоритовые породы. Увел. 70, без анализатора

a — биотит-турмалин-флюоритовая порода (1 — биотит, 2 — турмалин, 3 — флюорит); *б* — мелкие кристаллы акцессорного монацита, окруженные плеохроичными ореолами в турмалине;

(фиг. 3, б), наибольшее количество которого отмечается в местах сопряжения трещин различного направления, в небольшом количестве встречаются хлорит, вольфрамит и сульфиды (преобладает пирит, сфалерит и галенит, меньше арсенопирит). Более высокие содержания сульфидов наблюдаются на месторождении Галимом, где наряду с пиритом, галенитом и арсенопиритом присутствует халькопирит. В рудах этого месторождения отмечается золото и серебро. Д. О. Онтоев (1956) на месторождении Галимом выделяет три стадии минерализации¹: 1) кварц-турмалиновую, с касситеритом (иногда с вольфрамитом); 2) сульфидно-кварц-турмалиновую с касситеритом и 3) сульфидно-сидеритовую, а С. И. Филатов — пять стадий минерализации: кварц-турмалиновую, кварц-касситеритовую, кварц-сульфидную с касситеритом и стanniном, стадию позднего кварца и карбонатную. Особый интерес представляет рудопроявление Тревога, образовавшееся за счет метасоматического изменения диоритовых порфиров. Помимо кварца, турмалина и касситерита здесь в значительном количестве присутствует аксинит (см. фиг. 3, б; в шлифах хорошо видно, как аксинит замещает турмалин); сульфиды распространены ограниченно.

На всех месторождениях и рудопроявлениях кварц-турмалинового типа минерализации на контакте с рудными телами наблюдается интенсивная турмалинизация вмещающих пород, менее интенсивно развитие окварцевание.

Результаты спектральных анализов кварц-турмалиновых пород изображены на фиг. 4, а результаты спектральных анализов касситеритов и турмалинов из этих пород на фиг. 5, 6². Как видно из этих диаграмм,



Рис. 2 (продолжение)
в — аксессуарный монацит (4) в биотит-турмалин-флюоритовой породе

¹ Здесь и далее перечисление ведется от более ранних стадий к более поздним.

² Спектральные и рентгеноспектральные анализы производились в соответствующих лабораториях ИГЕМ АН СССР аналитиками Г. А. Муравицкой, А. М. Сидорычевой и А. Ф. Мартыновой.



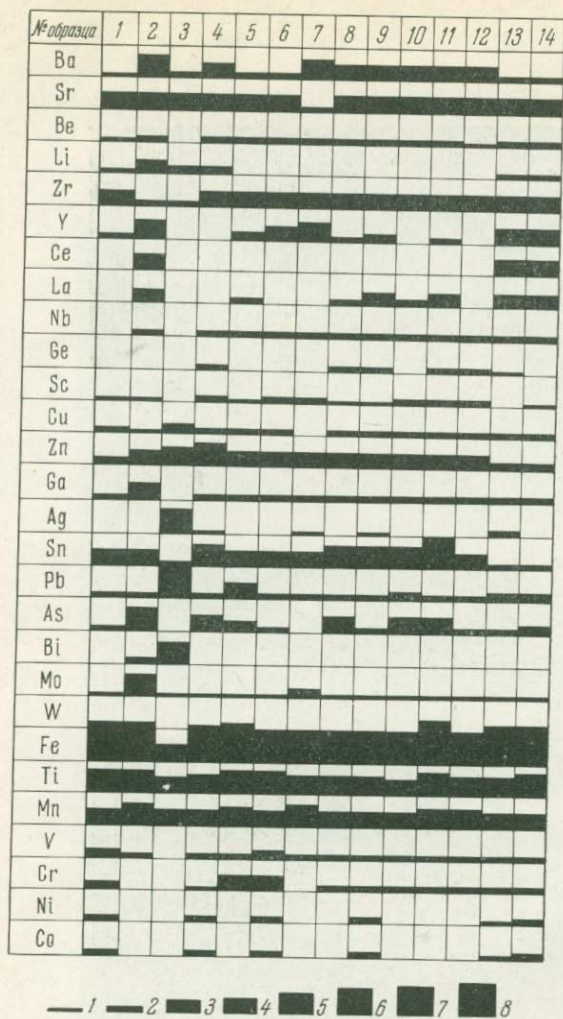
Фиг. 3. Касситериты

a — зональный касситерит в рудах кварц-турмалин-хлоритового типа, увел. 30, без анализатора;
б — касситерит (1) в ассоциации с аксинитом (2) в рудах кварц-турмалинового типа, увел. 70, без анализатора;



Рис. 3. (продолжение)

в — касситерит (3) в ассоциации с лучистым хлоритом в рудах кварц-хлоритового типа, увел. 70, без анализатора; *г* — касситерит (4) замещается сульфидами (черное) в рудах касситерит-сульфидной формации, увел. 70, без анализатора



Фиг. 4. Результаты спектральных анализов кварц-турмалиновых пород (в вес.%)

1 — 0,0001—0,008; 2—0,001—0,005; 3—0,006—0,009; 4—0,01—0,05; 5—0,06—0,09; 6—0,1—0,5; 7—0,6—0,9; 8—1 и более

явления Хатарен-Индустриального рудного узла, приуроченные к южному выступу Лево-Омсукчанского массива, а в песчано-сланцевых породах — Верхне-Бастойское месторождение. С. И. Филатов считает, что на месторождениях Хатарен-Индустриального рудного узла проявлены кварц-турмалиновая и раннехлоритовая стадии минерализации, а на Верхне-Бастойском месторождении — кварц-турмалиновая минерализация и слабо позднехлоритовая. С. И. Филатов хлоритовую минерализацию делит на две большие группы: раннехлоритовую и позднехлоритовую; первая преобладает в гранитах, вторая на удалении от них. Главные рудные минералы кварц-турмалин-хлоритового типа минерализации: кварц, турмалин и хлорит, причем отмечается несколько генераций этих минералов. Кроме упомянутых минералов, обычно присутствует касситерит (см. фиг. 3, а, в) и флюорит. В ряде участков установлены серицит, магнетит, вольфрамит, леллингит, арсенопирит, пирит и в качестве примесей присутствуют акцессорные минералы — ортит, ксенотим, циркон, монацит, апатит, адуляр и другие минералы. Среди вторичных

характерные акцессорные элементы кварц-турмалиновых пород — Ba, Sr, Zr, V, Nb, Sc, Ga, Pb, As, Mo, Ti, Mn и V, а характерные элементы касситеритов из этих пород — Nb, W, Sc, Jn, Pb, Sb, Cu. Кроме того, иногда отмечаются также Mo и La. В турмалине описанных пород постоянно присутствует олово (0,01—0,4%).

Кварц-турмалин-хлоритовый тип минерализации имеет наиболее широкое распространение. Рудные тела развиты в гранитах и вмещающих их песчано-сланцевых отложениях, значительно реже в эффузивных породах. Также как и в кварц-турмалиновом типе минерализации, здесь наблюдаются как жильные тела, выполняющие крутопадающие, реже пологопадающие трещины северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания, так и зоны минерализации, образовавшиеся в результате метасоматического замещения вмещающих интрузивных или осадочных пород. Однако первые резко преобладают. Примером месторождений этого типа минерализации, залегающими в гранитах М. Г. Руб и другие исследователи считают месторождения и рудопроявления

минералов широко развиты лимонит, реже гипс, хризокolla, малахит и скородит. На участке Майском в большом количестве присутствует альбит, а на Невском месторождении — топаз, пирофиллит.

Формирование подавляющего большинства месторождений и рудопроявлений кварц-турмалин-хлоритового типа произошло в течение трех стадий минерализации: 1) кварц-турмалин-хлоритовой с касситеритом; 2) кварц-флюоритовой и 3) кварц-сульфидной. При этом вторая стадия проявляется значительно слабее, чем первая и третья. На Верхне-Бастойском месторождении хорошо видно, как обломки кварц-хлорит-турмалиновых пород цементируются флюоритом и кварцем (фиг. 7).

Касситерит обычно неравномерно распределен в рудных телах, образуя гнездообразные скопления или располагаясь в призальбандовой части рудных жил; иногда мелкие кристаллы касситерита образуют мало-мощную полоску вдоль контакта с вмещающими породами. По данным предыдущих исследователей, рудные жилы описываемого типа минерализации имеют зонально-полосчатое строение. Призальбандовые части рудных тел сложены мелкозернистой кварц-турмалиновой или кварц-турмалин-хлоритовой породой с касситеритом. К центру они сменяются светло-серым друзовидным кварцем, на кристаллах которого часто отлагаются флюорит, кальцит или адуляр. Иногда друзовидный кварц и полосы кварц-турмалинового состава разделяются зернистыми агрегатами касситерита и магнетита. Маломощные жилы сложены мелкозернистым кварцем, турмалином и хлоритом, в центре их часто наблюдаются флюорит и кальцит.

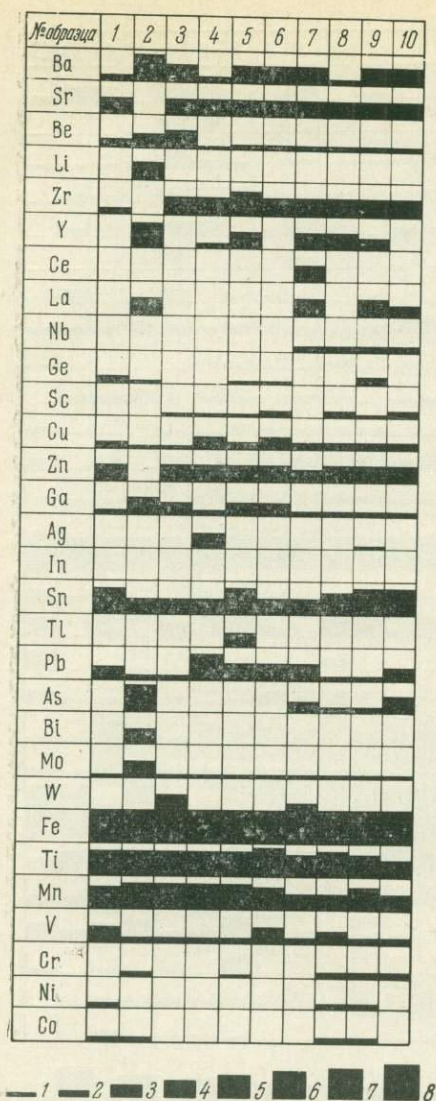
В ряде случаев в строении описываемых рудных тел намечается не только горизонтальная, но и вертикальная зональность. В частности на Верхне-Бастойском месторождении в верхних частях рудных тел хлорит, серицит и сульфиды преобладают над турмалином и кварцем, а в нижних — турмалин и кварц. Касситерит обычно ассоциирует с кварцем и турмалином. На Индустриальном месторождении, наоборот, в верхних

№ образца	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ba													
Sr													
Be													
Zr													
Y													
Ce													
La													
Nb													
Ge													
Sc													
Cu													
Zn													
Ga													
Ag													
Sn													
In													
Pb													
As													
Sb													
Bi													
Mo													
W													
Fe													
Ti													
Mn													
V													
Cr													
Ni													
Co													

— 1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7 — 8

Фиг. 5. Результаты спектральных анализов акцессорных касситеритов (в вес.%)

1 — 0,0001—0,0009; 2 — 0,001—0,005; 3 — 0,006—0,009; 4 — 0,01—0,04; 5 — 0,05—0,09; 6 — 0,1—0,4; 7 — 0,5—0,9; 8 — 1 и более



Фиг. 6. Результаты спектральных анализов аксессуарных турмалинов (в вес.%)

1—0,0001—0,0009; 2—0,01—0,005; 3—0,006—0,009; 4—0,01—0,04; 5—0,05—0,09; 6—0,1—0,4; 7—0,5—0,9; 8—1 и более

ниобий, аксессуарные редкоземельные элементы иттриевой и цериевой групп, скандий, вольфрам, мышьяк, свинец и цинк; летучие компоненты — бор (в составе турмалина), фтор и хлор. В касситеритах постоянно присутствуют ниобий (касситерит-кварцевая формация) и индий (касситерит-сульфидная формация). Кроме того, часто отмечаются скандий, вольфрам, свинец и сурьма. Таким образом, касситерит кварц-турмалин-хлоритового типа содержит элементы, характерные как для касситерит-силикатной, так и для касситерит-сульфидной формаций.

По особенностям вещественного состава, характеру околорудных изменений и другим особенностям описанный тип минерализации должен быть отнесен к промежуточной формации, названной Е. А. Радкевич

частях рудных тел турмалин резко преобладает над хлоритом, а в нижних более широко развит хлорит.

По мнению С. И. Филатова, строение жил самое разнообразное.

Вмещающие породы на контакте с рудными телами подвергаются турмалинизации, хлоритизации и окварцеванию, причем первые два процесса развиты более интенсивно. По данным С. И. Филатова, наиболее характерное изменение вмещающих пород, связанное с кварц-турмалиновой стадией, выражается в альбитизации гранитов и окварцевании осадочных пород. Степень изменения пород постепенно убывает по мере удаления от контакта с рудными телами. Мощность метасоматически измененных пород колеблется от нескольких сантиметров до первых метров в зависимости от мощности рудных тел.

Результаты спектральных анализов измененных пород показали, что в них постоянно содержится (в вес. %): олово (от тысячных долей до 0,1 в единичных случаях достигая более высоких содержаний), повсеместно присутствуют свинец (0,01—0,05, в единичных пробах 0,9), цинк (0,006—0,005, изредка 0,6), мышьяк (0,001—0,005, иногда 0,1) и медь (0,0001—0,5). Очень часто отмечается также ниобий, содержание которого обычно колеблется в пределах тысячных долей процента, галлий (0,0001—0,005), молибден (0,0001—0,005) и вольфрам (0,0001—0,05, а в единичных случаях до 1). Почти во всех образцах установлены барий, стронций и цирконий. Интересно, что иттрий и лантан чаще и в большем количестве отмечаются в метасоматических породах, образовавшихся за счет гранитов.

Характерные металлогенные элементы рудных тел (помимо олова) —



Фиг. 7. Обломки кварц-турмалиновых пород (черное) цементируются кварцем и флюоритом

(1956) касситерит-силикатной. Однако геологическое положение этих месторождений (в большинстве случаев их тесная пространственная связь с гранитами) отличает их от обычных месторождений касситерит-силикатной формации, развитых в других регионах СССР. Это является одной из специфических особенностей месторождений Балыгычано-Сугойского района.

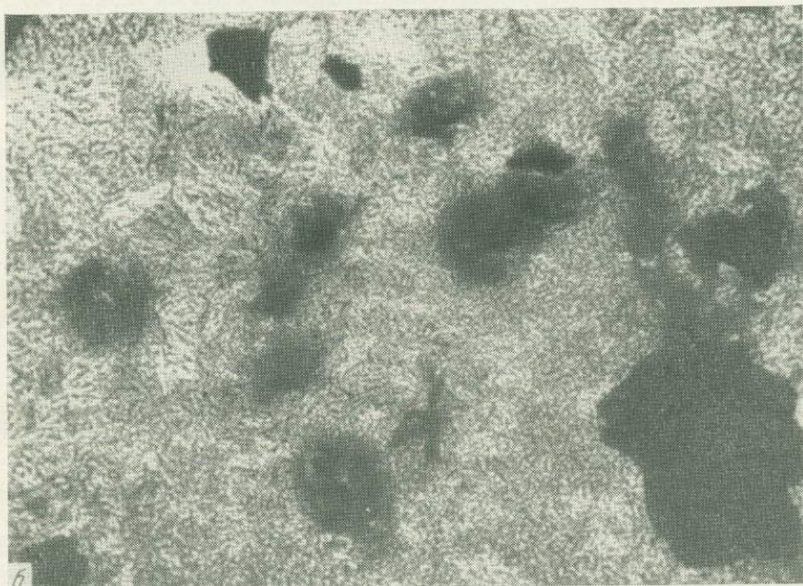
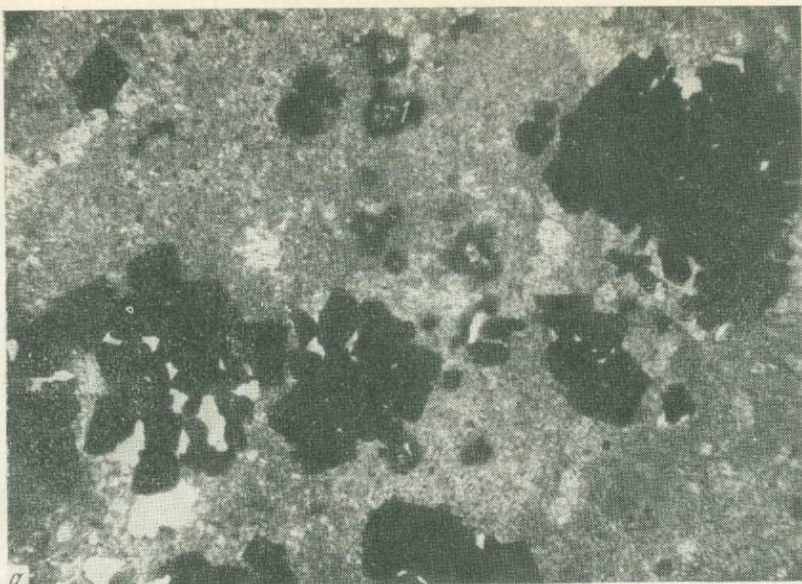
Магнетит-хлоритовый тип оловянной минерализации имеет ограниченное распространение. Он был ранее описан В. Т. Матвеенко. Рудные тела этого типа развиты только в гранитах. По данным В. Т. Матвеенко, они представлены жилами, выполняющими трещины северо-восточного и субмеридионального простирания и зонами минерализации, образовавшимися в результате метасоматического изменения гранитов. С. И. Филатов считает, что они образовались только в результате метасоматического замещения. Главные минералы рудных тел — кварц, магнетит, гематит и две генерации хлорита (фиг. 8, а, б). Присутствуют также флюорит, турмалин, касситерит, вольфрамит, аксессуарный ксенотим, иногда — пирит, арсенопирит, леллингит, халькопирит, галенит, молибденит, гадолинит и другие минералы. Вмещающие породы на контакте с рудными телами обычно хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы, реже турмалинизированы. На некоторых участках процессы хлоритизации развиты настолько сильно, что контакты между рудными жилами и вмещающими породами становятся нечеткими и собственно жильное выполнение (кварц-магнетит-хлоритовая порода) сливается с хлоритизированными гранитами. Иногда граниты почти нацело замещены хлоритом и магнетитом, и реликтовая гранитная структура наблюдается очень редко.

По мнению М. Г. Руб, описываемый тип минерализации значительно отличается от всех других типов оловянной минерализации развитых не только в Балыгычано-Сугойском, но и в других рудных районах Тихоокеанского пояса.

Особенность вещественного состава этого типа оловянной минерализации заключается в присутствии наряду с хлоритом большого количества магнетита, а с касситеритом аксессуарных редкоземельных минералов, в частности ксенотима. По данным предыдущих исследователей и нашим наблюдениям, некоторые широко распространенные в этом типе минералы присутствуют в двух или трех генерациях. В частности, В. Т. Матвеенко выделяет три генерации хлорита. К первой он относит биотитоподобный хлорит, ко второй железистую разновидность хлорита — тюрингит, а к третьей — хлорит, секущий хлориты двух первых генераций. Хлорит второй генерации наблюдается в виде тонких чешуек, окрашенных в различные оттенки зеленого цвета. В хлорите наблюдаются включения зерен магнетита, касситерита и аксессуарного ксенотима (см. фиг. 8, а, б), реже других минералов. Хлорит третьей генерации окрашен в голубовато-зеленый цвет.

Магнетит также образует три генерации. Магнетит первой генерации наблюдается в метасоматически измененных гранитах в виде мельчайших зернышек, расположенных цепочкой вдоль спайности хлоритизированного биотита и образующих изометричные зерна, ассоциирующие с другими аксессуарными минералами, в частности ксенотимом, монацитом и ортитом.

Магнетит второй генерации наиболее широко распространен. Он образует изометричные зерна или октаэдрические кристаллы (размером до 1 мм) беспорядочно рассеянные в основной хлоритовой массе (см. фиг. 8, а). В ряде случаев они собраны в прожилкообразные полосы или в плотные сливные массы. Магнетит второй генерации тесно ассоциирует с касситеритом. Магнетит третьей генерации встречается в дру-
гах кварца, где он образует хорошо ограниченные октаэдры размером до



Фиг. 8. Оловянные руды магнетит-хлоритового типа

а — магнетит (черное) и ксенотим (1) в основной хлоритовой массе, увел. 46, без анализатора;
б — плеохроичные ореолы в хлорите вокруг ксенотима, увел. 46, без анализатора

2 мм в поперечнике. По данным В. Т. Матвеевко, к этой же генерации относится магнетит, пересекающий основную хлоритовую массу в виде маломощных прожилков.

Флюорит наблюдается в двух генерациях. Флюорит первой генерации образует мелкие зерна неправильной формы тесно ассоциирующие с ксенотимом. Флюорит второй генерации сечет магнетит-хлоритовые породы в виде прожилков мощностью от 1—2 до 5—8 см. Этот флюорит интенсивно люминесцирует в желтовато-зеленых тонах и содержит 0,01—0,05% иттрия. Образование его, по данным Н. Н. Васильковой и С. Г. Соломкиной (1965), произошло при температурах 200—280°.

По данным В. Т. Матвеевко, касситерит также образует две генерации. Касситерит первой генерации наиболее широко распространен, он образует призматические кристаллы иногда с пирамидальными окончаниями или зерна неправильной формы размером от сотых долей до 0,2 мм. Этот касситерит, окрашенный в буроватые и коричневатые тона, рассеян в основной хлоритовой массе. Касситерит первой генерации тесно ассоциирует с вольфрамитом и образовался до хлорита, так как последний сечет и замещает касситерит. Касситерит второй генерации развит ограниченно. Он нарастает на стенки пустот в хлорите и отличается более крупными размерами и более светлой окраской.

Ксенотим (аксессуарный) наблюдается в двух генерациях. Ксенотим первой генерации более распространен. Он тесно ассоциирует с цирконом, магнетитом, касситеритом и тюрингитом; образует хорошо ограниченные (комбинация тетрагональной призмы с одной или двумя пирамидами) кристаллы (реже зерна) неправильной формы, рассеянные в основной хлоритовой массе. Ксенотим идиоморфен по отношению к касситериту и магнетиту. Иногда в нем содержатся мелкие кристаллы циркона. Вокруг ксенотима в хлорите отмечаются плеохроичные ореолы (см. фиг. 8, а, б). Ксенотим второй генерации приурочен к кварцевым обособлениям, наблюдающимся среди основной хлоритовой массы.

Турмалин присутствует в незначительном количестве, главным образом в околожильноизмененных гранитах. В некоторых участках количество турмалина резко повышается, и мы наблюдали почти мономинеральные турмалиновые породы, сложенные лучистыми агрегатами темного буровато-зеленого турмалина. Наблюдаются две генерации турмалина. Турмалин первой генерации присутствует в виде удлиненных призматических кристаллов, окрашенных в черный цвет и явно идиоморфных по отношению к хлориту. Этот турмалин замещается хлоритом. Турмалин второй генерации окрашен в буровато-зеленый цвет, образует игольчатые кристаллы и лучистые агрегаты, которые секут основную хлоритовую массу. Этот турмалин по оптическим данным обладает меньшей железистостью.

Формирование магнетит-хлоритового типа оловянных месторождений происходило в четыре последовательные стадии минерализации: магнетит-хлорит-касситеритовую, кварц-турмалин-касситеритовую¹, кварц-флюоритовую и кварц-сульфидную. Характерные металлогенные элементы — олово и аксессуарные редкоземельные элементы, среди которых резко преобладает иттриевая группа; присутствуют также ниобий, свинец, цинк, медь, молибден и вольфрам; среди летучих компонентов — бор (аксессуарный) и фтор (преобладает).

Магнетит-хлоритовый тип оловянной минерализации по-видимому, следует выделять в самостоятельную формацию. Необходимо отметить, что геологическое положение и особенности вещественного состава рудопроявлений этого типа имеют ряд общих черт с оловорудными месторождениями других типов, особенно с кварц-турмалин-хлоритовым.

В частности, оловянные рудопроявления магнетит-хлоритового типа также залегают в гранитах, содержат хлорит, турмалин, флюорит, касситерит, вольфрамит и другие элементы и имеют очень близкий характер околорудных изменений. В то же время описанный тип минерализации обладает рядом особенностей, проявляющихся в присутствии больших количеств магнетита и в наличии аксессуарных редкоземельных минералов, в частности ксенотима.

Кварц-хлоритовый тип минерализации в Балыгычано-Сугойском районе распространен ограниченно. Рудные тела залегают в песчано-сланцевых отложениях, значительно реже в других породах; приурочены они

¹ Эта стадия выделяется условно, может быть, ее нужно будет объединить с первой.

к трещинам северо-западного простирания (300—345°) с крутым, близким к вертикальному падением на северо-восток и юго-запад и сопровождаются зонами дробления. Морфология рудных тел сложная. Жилы выполнения сменяются сетью различно ориентированных тонких прожилков и зонами дробления, в которых обломки вмещающих пород сцементированы жильными и рудными минералами. Жилы часто сопровождаются апофизами и маломощными параллельными жиле прожилками.

Главные минералы рудных тел — кварц, хлорит, касситерит (см. фиг. 3, в) и лимонит. В меньшем количестве присутствуют карбонаты, пирит, галенит, самородный висмут и другие минералы; изредка отмечаются вольфрамит и шеелит. По данным предыдущих исследователей, формирование месторождений и рудопроявлений описываемого типа происходило в две последовательные стадии минерализации: кварц-хлоритовую с касситеритом (более ранняя) и карбонатно-сульфидную. С. И. Филатов отмечает четыре стадии: кварц-вольфрамитовую, хлорит-кварц-касситеритовую, сульфидную и карбонатную.

Околорудные изменения выражаются в хлоритизации и в значительной меньшей степени в окварцевании и серицитизации. Металлогенные элементы — олово, свинец, медь, сурьма, вольфрам, висмут. В касситеритах из этих месторождений, наряду с ниобием и скандием присутствуют медь, свинец, сурьма и индий.

Касситерит-сульфидная формация. Месторождения и рудопроявления этой формации в исследованном районе распространены ограниченно. Они залегают во вмещающих песчано-сланцевых породах, андезитах и диоритовых порфиритах. Представитель оловорудных месторождений касситерит-сульфидной формации — месторождения Трудненского рудного узла.

Рудные тела представлены жилами и минерализованными зонами дробления. Жилы характеризуются относительной прямолинейностью и невыдержанной мощностью; простирание их северо-западное, реже субмеридиональное с крутым падением на юго-запад. Минерализованные зоны дробления неправильной формы, контакты их с вмещающими породами нечеткие, расплывчатые. В отличие от жил они обладают значительной мощностью. Главные минералы рудных тел описываемой формации — кварц, хлорит, касситерит (см. фиг. 3, г) и разнообразные сульфиды (пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.).

По данным предыдущих исследователей, формирование месторождений и рудопроявлений этой формации происходило в течение четырех последовательных стадий минерализации: 1) кварц-турмалиновой с небольшим количеством касситерита, 2) кварц-хлоритовой с касситеритом, 3) кварц-сульфидной и 4) карбонатно-сульфидной. Околорудные изменения выражаются в хлоритизации, серицитизации и окварцевании.

Характерные металлогенные элементы, помимо олова — цинк, свинец, серебро, медь, висмут и индий; в сульфидных рудах постоянно присутствует золото (среднее содержание, установленное пробирным анализом, 0,31 г/т). По данным спектральных анализов, иногда отмечаются молибден, вольфрам и ниобий. В касситеритах содержится индий (0,01—0,02%), сурьма, свинец, мышьяк, серебро и в незначительном количестве — ниобий и вольфрам; из летучих компонентов — бор (в составе турмалина) и хлор.

В заключение необходимо отметить, что в Балыгычано-Сугойском районе наблюдается большое разнообразие типов магматогенных рудопроявлений, относящихся к различным рудным формациям. При этом все эти месторождения и рудопроявления обладают рядом общих черт. В частности, почти везде наряду с бором присутствует фтор, а в касситеритах всех формаций — ниобий. Отмеченные выше, а также другие:

особенности разнообразных типов минерализации исследованного района позволяет предполагать, что все они тесно связаны. Фактический материал по Балыгычано-Сугойскому и Мяо-Чанскому рудным районам Тихоокеанского пояса свидетельствует о связи оловорудных месторождений и рудопроявлений с верхнемеловыми вулканоплутоническими комплексами. Формы этой связи различны: в одних случаях месторождения и рудопроявления связаны с конкретными интрузивными телами, в других — как магматические породы, так и постмагматические образования являются производными единого магматического очага.

Отделение рудоносных растворов от магмы происходило неоднократно после образования эффузивных и субвулканических пород, а также после образования интрузивных пород различных фаз и субфаз. Так, в Балыгычано-Сугойском районе породы андезит-диоритовой серии сопровождаются турмалиновой, оловянной и сульфидной минерализацией, а субвулканические породы липарит-гранитной серии — оловянной и турмалиновой минерализацией. Месторождения и рудопроявления олова касситерит-кварцевой и частично касситерит-силикатной формаций связаны с гранитами первой и заключительной субфаз. В то же время ряд месторождений и рудопроявлений олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, так же как и свинцово-цинковая минерализация, образовались после наиболее поздних дифференциатов липарит-гранитной серии гранитов заключительной субфазы и связаны с кислым остаточным магматическим расплавом, насыщенным рудными элементами и летучими компонентами.

ЛИТЕРАТУРА

- Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. Изд-во «Недра», 1965.
- Грачева О. С. Связь эндогенной минерализации с магматизмом (на примере некоторых месторождений Северо-Востока).— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1960.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с интрузивными породами.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.
- Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений. Вып. 82. Изд-во АН СССР, 1947.
- Матвеев В. Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла.— Труды ВНИИ-1, 1957, 2 (геология), вып. 31.
- Материки М. П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений.— Сов. геология, 1964, № 11.
- Онтоев Д. О. О составе некоторых рудообразующих турмалинов.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР).— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. Изд-во «Наука», 1965.
- Руб М. Г., Онихимовский В. В., Бакулин Ю. И. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1—2.
- 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 закономерность размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулканоплутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

С. Ф. ЛУГОВ, Б. В. МАКЕЕВ, Т. М. ПОТАПОВА

Несмотря на сравнительно короткую историю исследования оловорудных месторождений Западной Чукотки, многие аспекты геологии этих месторождений освещены в литературе достаточно подробно (Лугов, 1962, 1965; Флеров, Дворак, 1958; Флеров, 1959; Чайковский, 1960 и др.). Следовательно, нет необходимости касаться общих вопросов геологии оловорудных районов в настоящей работе. Вместе с тем следует отметить, что большинство исследователей этого района уделяли геохимическому изучению недостаточное внимание. В предлагаемой статье приведены данные по вещественному составу отдельных оловорудных месторождений и распределению олова, фтора в рудных минеральных ассоциациях и вмещающих породах. Основное внимание уделено поведению ряда порообразующих окислов и некоторых щелочных элементов в процессах околорудного метасоматоза. Наибольший интерес представляет поведение лития, рубидия, калия и натрия, обнаруживающих отчетливую тенденцию к миграции в процессах околорудного метасоматоза.

На территории Западной Чукотки распространены оловорудные месторождения различных генетических типов. Однако не все типы изучены с равной степенью детальности, что обусловлено недостаточной разведанностью многих из них. Наиболее благоприятными объектами как в отношении перспектив промышленного оруденения, так и в отношении разведанности являются месторождения касситерит-силикатной формации, которым уделено наибольшее внимание. В работе использованы многочисленные химические и количественные спектральные определения, на которых базируются основные выводы.

Большинство оловорудных месторождений Западной Чукотки относится к турмалиновому типу касситерит-силикатной формации. Они преимущественно распространены в пределах Певекского и Куйвиеем-Гыргычанского рудных узлов. Сравнительно редки оловорудные тела хлоритового типа, имеющие в большинстве случаев небольшие размеры и относящиеся к категории рудопроявлений. В пределах Пыркакайского рудного узла известны штокверковые месторождения кварц-касситерит-сульфидной формации (по С. Ф. Лугову), которая в генетическом отношении занимает промежуточное положение между касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формациями и обнаруживает с последними много сходных черт. Типичным представителем этой формации является месторождение Первоначальное.

Месторождения касситерит-силикатной формации изучены наиболее детально. Типичный представитель этой формации — месторождение Валькумей. Рудные жилы месторождения залегают преимущественно в гранитоидах, реже в ороговикованных песчано-сланцевых породах и сформировались в несколько стадий рудного процесса, которым предшествовала широко проявленная альбитизация вмещающих грани-

тоидов. Последняя не является ранней стадией собственно рудного процесса и связана с автотметасоматозом, происходящим в постмагматический этап становления гранитоидных интрузивов. Наблюдается совмещение в пространстве альбитизированных гранитоидов и рудных жил. Наиболее интенсивно альбитизация проявилась в сильно нарушенных породах на западном фланге рудного поля. По-видимому, постмагматические растворы, обусловившие альбитизацию, не являлись исключительно поровыми и просачивались также по трещинам уже закристаллизовавшихся гранитоидов. Альбитизация гранитоидов не приводила к образованию существенно альбитовых пород и выражалась в замещении альбитом андезин-олигоклаза и значительно реже калиевого полевого шпата. В процессе альбитизации наибольшую склонность к миграции обнаруживают калий и кальций. При этом калий, переходя в постмагматический раствор, вероятно, выносился из зоны альбитизации и лишь частично участвовал в образовании метасоматического прозрачного калиевого полевого шпата, присутствие которого в альбитизированных гранитоидах устанавливается довольно часто. Вероятно, поведение кальция было во многом сходно — перемещаясь к внешнему фронту альбитизации, он отлагался в форме карбонатов. Не отмечается заметного выноса лития и рубидия, что не совсем обычно для процессов альбитизации (Слепнев, 1964; Знаменский и др., 1965), и, возможно, это явление объясняется недостаточно интенсивным проявлением процесса альбитизации. Количество рубидия остается практически на уровне неизменных гранитоидов — 0,026—0,028%, однако отношение K/Rb уменьшается до 80—85 против 100—106 в неизменных гранитоидах. Это связано с уменьшением содержания калия в альбитизированных гранитоидах до 2,7% против 3—3,1% в неизменных, в то время как количество рубидия, обладающего меньшей миграционной способностью по сравнению с калием (Беус, 1960), остается практически постоянным. Отношение Li/Rb не превышает 0,4—0,6 и свидетельствует об относительно низкой кислотности альбитизирующих растворов (Шмакин, и др., 1964).

При альбитизации не устанавливается заметного привноса бора, фтора и олова — некоторых главных компонентов постмагматических растворов на ранних стадиях собственно рудного процесса. Там, где содержание олова возрастает, нет уверенности, что это происходит в процессе предрудной альбитизации, а не в последующих процессах околорудного метасоматоза. Фтор также не наблюдается в повышенных концентрациях, и зачастую содержание его в альбитизированных гранитоидах несколько ниже, чем в неизменных гранитоидах соответственно 0,13—0,15% против 0,2—0,25%. Столь же неясно поведение бора. Довольно часто отмечается пространственная ассоциация аксинита с альбитизированными гранитоидами, которая могла возникнуть при некотором привносе бора или его мобилизации альбитизирующими растворами. Кристаллизации аксинита способствовал избыток кальция, образовавшийся при альбитизации андезин-олигоклаза. Вместе с тем не исключена возможность образования аксинита в процессах околорудного метасоматоза, когда бор привносился и мог отлагаться в альбитизированных и карбонатизированных гранитоидах не в виде турмалина, а аксинита.

Ранняя стадия собственно рудного процесса проявилась исключительно интенсивно и привела к образованию многочисленных кварц-турмалиновых жил. Они сложены переменными количествами кварца и турмалина, относящегося к дравит-шерловому ряду. Кристаллы турмалина, образуют с кварцем тонкозернистые сростания. Местами можно наблюдать радиальнолучистые агрегаты крупных кристаллов турмалина, которые приурочены к участкам проявления интенсивного метасоматоза. Поэлементный состав кварц-турмалиновой минеральной ассоциации довольно прост. Среди главных элементов следует отметить: Si, Al, Fe, Mg,

Na, K, входящие в состав турмалина и кварца. В небольших количествах (менее 0,1%) устанавливаются Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Mn, Ga, Sc, Y, Yb, Zr. Собственно рудные элементы в ранней кварц-турмалиновой минеральной ассоциации практически отсутствуют за исключением небольших количеств Sn, W, As, Be, причем Sn является характерным элементом последующей продуктивной минерализации, чем, возможно, и объясняется его присутствие в кварц-турмалиновых жилах.

Продуктивная касситерит-кварцевая минеральная ассоциация распространена более ограниченно. В ее состав в качестве главных элементов входят Si и Sn. Устанавливаются также небольшие количества В, присутствие которого обусловлено переотложением турмалина при формировании касситерит-кварцевых руд; Nb, Ta, Ti, Fe, концентрируются в качестве элементов-примесей в касситеритах. Постоянно, но в крайне малых количествах (0,0005%) присутствует рассеянный Be.

Заключительные стадии рудного процесса характеризуются отложением большого количества сульфидных минералов — арсенопирита, пирротина, реже халькопирита, галенита, сфалерита, антимонита и др. Отмеченные минералы отлагались в несколько разобщенных во времени импульсов, иногда разделенных нечетко проявленным внутриминерализационным дроблением. Эти импульсы, вероятно, не следует ставить в один ряд с ранними стадиями минерализации (кварц-турмалиновой и касситерит-кварцевой), поскольку они не имеют такого самостоятельного значения. По-видимому, правильное рассматривать в качестве стадии весь период отложения сульфидных минералов. Намечается следующая последовательность отложения минералов: арсенопирит → пирротин → пирит → халькопирит → (галенит + сфалерит) → антимонит. Из нерудных минералов совместно с сульфидами отлагались кварц и карбонаты.

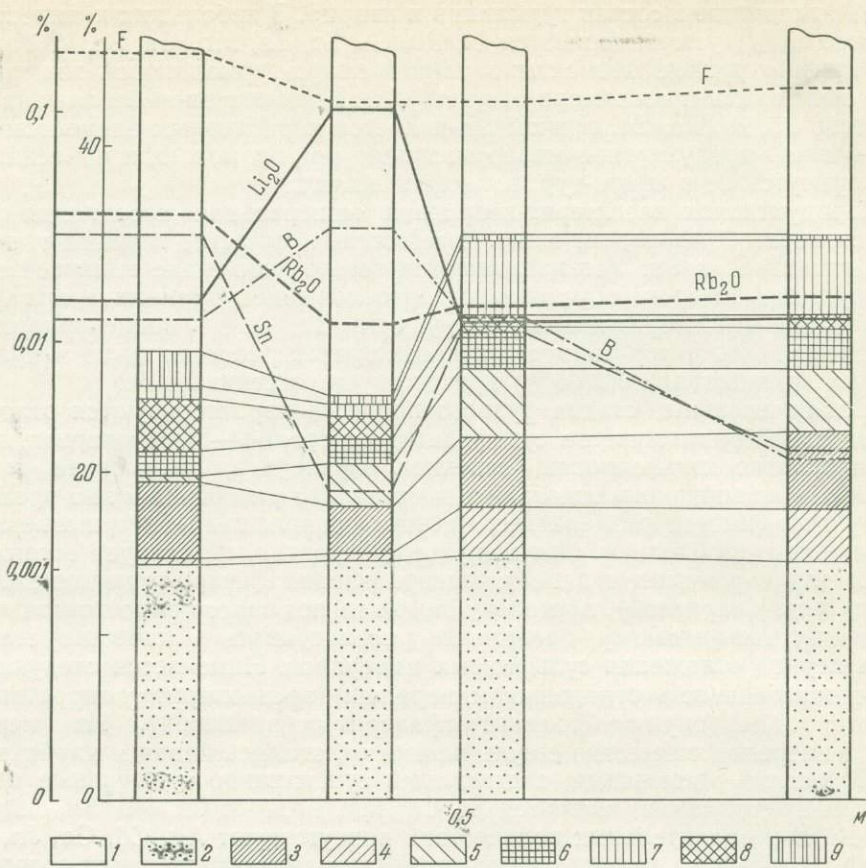
Главными элементами, слагающими существенно сульфидные минеральные ассоциации, являются Si, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Pb, Sn, As, Zn, Sb, Bi. В незначительных количествах присутствуют Ag, Cd, Ga, Jn, Sc, Y, Yb. В сульфидных рудах намечается отчетливая корреляция содержания Zn и Cd с Zn, Ag с Pb, входящих в качестве изоморфных примесей в галенит и сфалерит. Менее четко подобные связи проявляются между главными элементами — Zn и Pb; As, Sb и Bi.

Совмещенность многих элементов в рудах обусловлена в значительной степени наложением разновременных минеральных ассоциаций.

Рудные жилы сложены разновременными минеральными ассоциациями, в связи с чем изучение околожильных изменений очень затруднено. Вместе с тем такие исследования были проведены (Флеров, 1959).

Нами были изучены метасоматические колонки, образовавшиеся у жил с наиболее характерным набором рудных минеральных ассоциаций. В формировании таких колонок участвовали рудные растворы разных стадий минерализации и происходило наложение фронтов метасоматического замещения. Вместе с тем характер околожильных изменений на разных стадиях рудного процесса был довольно однообразен и выражался в интенсивном окварцевании и серицитизации вмещающих гранитоидов, что свидетельствует о кислотном характере растворов в начальные моменты каждой стадии минерализации. Вероятно, последовательное наложение стадий минерализации приводило главным образом к разрастанию фронта околожильных изменений.

На диаграмме, иллюстрирующей количественные изменения главных породообразующих окислов (фиг. 1), можно видеть, что склонность к миграции в околожильном метасоматическом процессе обнаруживают все главные окислы и в первую очередь K_2O , Na_2O , MgO , CaO , FeO и Fe_2O_3 . Количество SiO_2 и Al_2O_3 претерпевали заметные изменения лишь в тыловых зонах метасоматической колонки; поведение их во внешних зонах было практически инертным. Na_2O наиболее интенсивно выносит-



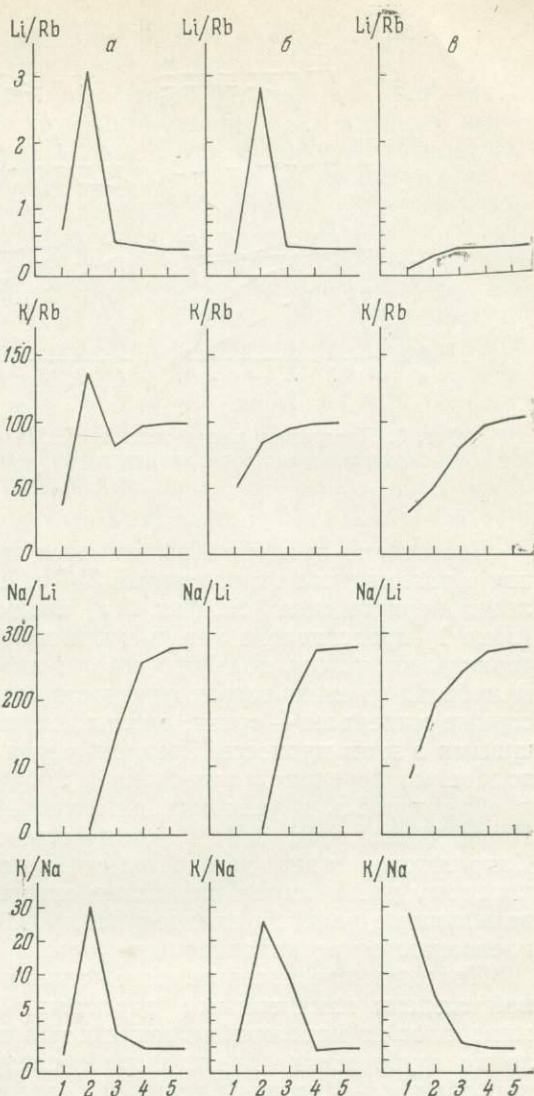
Фиг. 1. Диаграмма распределения главных породообразующих окислов, щелочных элементов (Li_2O , Rb_2O), Fe, Sn и акцессорного В в различных зонах метасоматической колонки

1 — SiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — K_2O ; 4 — Na_2O ; 5 — CaO ; 6 — MgO ; 7 — FeO ; 8 — Fe_2O_3 ; 9 — S

ся из тыловых зон колонки: так, из первой тыловой зоны, образовавшейся в условиях интенсивного кислотного выщелачивания, выносился практически весь Na и лишь незначительные его количества связывались в турмалине. Интенсивность серицитизации плагиоклаза и степень сохранности пироксена, роговой обманки и биотита являются надежными минералогическими критериями интенсивности выноса Na. Значительную миграцию в процессах околожильного метасоматоза испытывает также K. В пределах колонки метасоматических пород намечаются следующие характерные особенности его поведения. Интенсивный вынос K происходит из крайней тыловой зоны колонки. На некотором удалении от жилы (0,3—0,5 м) происходит резкое накопление K (до 3,5% против 0,15—0,2% в зоне интенсивного кислотного выщелачивания) и образование зоны кварц-серицитовых пород, отчетливо выраженной во всех изученных случаях. Во внешних, по отношению к этой, зонах колонки также довольно часто происходит вынос K, который перемещается по направлению к жиле и фиксируется в зоне кварц-серицитовых пород. Вероятно, это обусловлено образованием некоторого избытка глинозема в зоне кварц-серицитовых пород за счет перемещения его из зоны интенсивного кислотного выщелачивания. Внешние зоны колонки, характеризующиеся выносом K, часто представлены карбонатизированными гранитоидами, в которых количества калиевого полевого шпата и серицита уменьшают-

Фиг. 2. Диаграмма вариаций отношений Li/Rb , K/Rb , Na/Li и K/Na в различных зонах и типах метасоматических колоннок

a — b — типы колоннок; 1—5 — зоны колоннок: 1 — первая тыловая зона с интенсивным кислотным выщелачиванием, 2 — вторая тыловая зона, характеризующаяся накоплением K_2O и Al_2O_3 , 3, 4 — внешние зоны колонки с различной степенью изменения вмещающих пород, 5 — неизменные породы



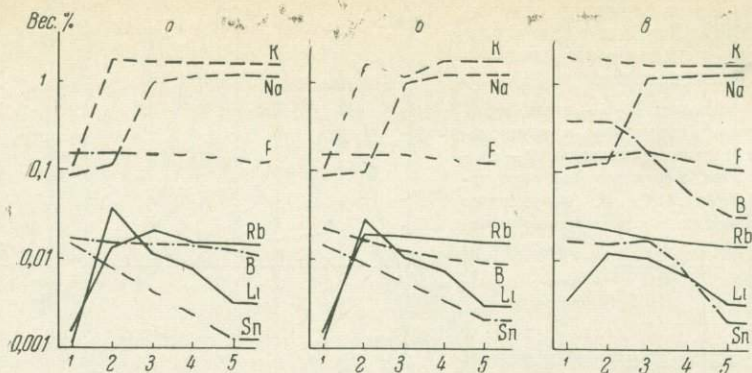
ся. Положение зоны, обогащенной K (зоны кварц-серицитовых пород), во многом определяется практически инертным поведением глинозема. Он выносится из зоны интенсивного кислотного выщелачивания и накапливается в зоне кварц-серицитовых пород, где его избыток компенсируется K с образованием обильного серицита.

Калий и магний выносились из тыловых зон колонки и отлагались во внешних зонах в виде Ca-Mg -карбонатов. Очень интересно поведение Fe^{2+} и Fe^{3+} по мере повышения интенсивности процессов околорудного метасоматоза. Тыловые зоны колонки обогащены Fe^{3+} и обеднены Fe^{2+} , во внешних зонах наблюдается обратная картина. Такое закономерное изменение соотношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ отражает, по-видимому, повышение кислородного потенциала вблизи жил.

Характер описанной колонки очень сходен с уже известными примерами колоннок для других оловорудных месторождений этой формации. В частности, она хорошо сопоставляется с метасоматической зональностью вблизи оловорудных жил касситерит-силикатной формации Комсомольского района (Руб, Макеев, 1962). Здесь более отчетливо и широко проявлена зона полного кислотного выщелачивания с образованием пород существенно кварцевого состава. Для рудных жил касситерит-силикатной формации Чукотки эта зона выражена не совсем четко (см. фиг. 1). Это свидетельствует о менее кислотном характере процесса околорудного метасоматоза.

В целях более полного изучения процесса околорудного метасоматоза в пределах колонки было исследовано распределение лития и рубидия по данным количественных определений методом пламенной фотометрии, вычислены отношения K/Rb , Li/Rb , Na/Li , K/Na и построены графики (фиг. 2).

Содержание Li , Rb , B , F , Sn , K и Na в различных зонах колонки иллюстрируются диаграммой (фиг. 3).



Фиг. 3. Диаграмма распределения K, Na и аксессуарных Li, Rb, B, F, Sn в различных зонах и типах метасоматических колонок. Условные обозначения см. фиг. 2

Достаточно отчетливо выделяются три типа метасоматических колонок с различными отношениями K/Rb, Li/Rb, Na/Li, K/Na. Строение колонки первого типа (см. фиг. 2, а) следующее. Ближняя (тыловая) зона (зона 1) представлена кварц-слюдистой породой, в которой отсутствуют реликты калиевого полевого шпата, плагиоклаза и цветных минералов. В небольших количествах присутствуют турмалин и реликтовые аксессуарные минералы — ортит, апатит, циркон, которые оказываются устойчивыми в этом процессе. Светлая слюда составляет до 20% породы, она полностью перекристаллизована в процессе околорудного метасоматоза и образовалась в условиях интенсивного кислотного выщелачивания. В следующей зоне (зона 2) количество серицита заметно увеличивается. Сохраняются зерна сильно измененного калиевого полевого шпата, по которому развиваются пятнистые агрегаты кварца и слюды, полностью замещенные реликты плагиоклаза, роговой обманки и биотита, которые распознаются по характерным формам и изменениям.

Последующие внешние зоны колонки (зоны 3—5) сложены в различной степени измененными породами. Последовательность замещения минералов по мере приближения к тыловым зонам метасоматической колонки грубо можно представить в следующем виде: плагиоклаз → роговая обманка → биотит → калиевый полевой шпат.

В пределах описанной колонки отношение Li/Rb изменяется очень резко. В тыловой зоне $Li/Rb < 1$, во второй зоне происходит заметное обогащение Li по сравнению с Rb и отношение Li/Rb приближается к 3.

Эту особенность распределения Li и Rb вероятно, следует связывать с противоположной тенденцией миграции этих элементов (Шмакин и др., 1964; Пампура, 1965). Во внешних зонах колонки количество Li резко снижается ($Li/Rb \leq 0,5$) и сохраняется на этом уровне до неизменных гранитоидов. Отношение K/Rb имеет небольшую величину в зоне интенсивного кислотного выщелачивания, где отмечаются наиболее низкие содержания K и Rb. Уменьшение отношения K/Rb, вероятно, следует связывать с меньшей миграционной способностью Rb относительно K. Вторая зона резко обогащена K и обеднена Rb относительно K и Li, в связи с чем отношения K/Rb и Li/Rb достигают здесь наивысших значений, соответственно 150 и 3. Во внешней (зоне 3) по отношению к кварц-серицитовой зоне, характеризующейся интенсивной серицитизацией плагиоклаза, происходит некоторое уменьшение количества K и обогащение Rb относительно K. В последующих внешних зонах (зоны 4, 5, см. фиг. 2, а) по мере уменьшения интенсивности серицитизации плагиокла-

за происходит постепенное возрастание K/Rb до значений, характерных для неизменных вмещающих гранитоидов ($K/Rb=100-110$).

Na и Li обнаруживают в большинстве метасоматических зон противоположную тенденцию миграции. Особенно отчетливо это проявляется во второй тыловой зоне, где происходит обогащение K, Li и резкий вынос Na. Однако в первой тыловой зоне (зона интенсивного кислотного выщелачивания) происходит интенсивный вынос Na и Li, но это все же не является указанием на положительную корреляционную связь этих элементов. В первых двух тыловых зонах метасоматической колонки Na/Li колеблется в пределах 2—8. В последующих внешних зонах отношение резко возрастает и в неизменных гранитоидах составляет около 300.

K и Na интенсивно выносятся из первой тыловой зоны, где отношение K/Na изменяется закономерно и обычно не превышает 3—5. Это связано с тем, что K концентрируется главным образом в слюдах и в меньшей мере в турмалинах; Na в этой зоне практически входит только в турмалин. Поэтому отношение K/Na в значительной степени обусловлено количеством присутствующего турмалина, образующегося позднее околорудных метасоматических пород, и, конечно, трудно ожидать отчетливую корреляционную связь K и Na в этой зоне. В следующей тыловой зоне (зона 2) отмечается противоположная тенденция миграции K и Na. Эта зона характеризуется накоплением K и интенсивным выносом Na. Отношение K/Na достигает здесь 30. Во внешних зонах колонки количество K находится примерно на уровне неизменных пород, количество Na постепенно повышается, что ведет к резкому снижению K/Na до величины 1,5—2, характерной для неизменных гранитоидов.

Второй (см. фиг. 2, б), более частный тип метасоматической колонки довольно сходен с описанным. Наиболее существенное различие устанавливается в соотношении K/Rb. Так, для первого типа наиболее высокие концентрации Li и Rb не совпадают, и в зоне накопления K происходит обеднение Rb относительно K, хотя содержание Rb понижается незначительно. Это вызывает возрастание отношения K/Rb до 140. В следующей внешней зоне происходит, напротив, некоторое обогащение Rb относительно K, который частично перемещается в зону кварц-серицитовых пород, и отношение K/Rb снижается. Во втором типе колонки увеличение отношения K/Rb происходит довольно равномерно: от 50 в зоне интенсивного выщелачивания до 100 в относительно неизменных гранитоидах. Такое изменение K/Rb подтверждает представления о меньшей миграционной способности Rb по отношению к K.

Третий тип колонки (см. фиг. 2, в) существенно отличается от предыдущих. В процессе ее формирования не происходит существенного накопления Li, в связи с чем отношение Li/Rb остается на протяжении всей колонки на низком уровне, не превышающем 0,5. Очень пониженное отношение Li/Rb в тыловой зоне обусловлено значительным обогащением Rb против Li.

Существенным отличием последней колонки от двух предыдущих является практически полное отсутствие зоны полного кислотного выщелачивания. Тыловая зона в данном случае представлена кварц-серицитовыми породами. Необходимо отметить, что колонки третьего типа распространены более широко, а колонки первых двух типов, отвечающие наиболее интенсивным метасоматическим изменениям, встречаются значительно реже.

Распределение Fe и Sn и акцессорного В в различных зонах метасоматических колонок достаточно полно иллюстрируется диаграммой (см. фиг. 3).

Месторождения кварц-касситерит-сульфидной формации залегают в существенно иной геологической обстановке, чем месторождения касситерит-силикатной формации; они не имеют отчетливой пространствен-

ной связи с интрузиями и располагаются в породах кровли, представленных слабо ороговикованными песчаниками и сланцами нижнемезозойского структурно-литологического комплекса. Месторождения разведаны и изучены довольно слабо. Для них неприменимы некоторые методы, использованные для изучения оловорудных жил касситерит-силикатной формации, залегающих среди гранитоидов. В частности, щелочные элементы в песчано-сланцевых породах, видимо, не имеют корреляционных связей, характерных для интрузивных пород, образующихся в процессе кристаллизации магматических расплавов.

При формировании оловорудных жил кварц-касситерит-сульфидной формации отчетливо наблюдается наложение двух одновременных минеральных ассоциаций: ранней — касситерит-кварцевой и поздней — существенно сульфидной. Касситерит-кварцевая ассоциация сложена кварцем, касситеритом, реже вольфрамитом, топазом и светлой слюдой, которая обычно устанавливается в зальбандах жил. Турмалин редко встречается в рудных жилах, но весьма характерен для околорудных пород. В пределах главной рудоконтролирующей структуры и в прожилках вблизи ее широко развиты сульфидные руды. Касситерит-кварцевые ассоциации касситерит-силикатной и кварц-касситерит-сульфидной формаций очень сходны по главным рудообразующим элементам. В последней, правда, более значительную роль играют W и F, входящие в состав жил в виде вольфрамита и топаза.

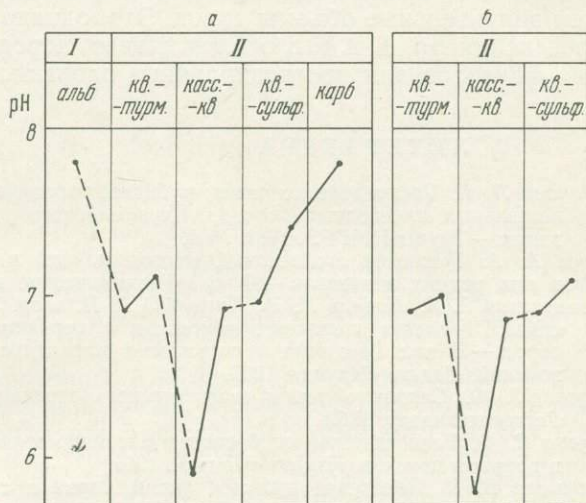
Значительно богаче поэлементный состав кварц-сульфидной минеральной ассоциации. Главную роль в ней играют As, Pb, Zn, в меньшей мере Sn. В существенно сульфидных рудах устанавливаются высокие содержания Sn, находящегося в виде касситерита. Судя по характеру выделения касситерита, можно заключить, что он является более ранним минералом и существенного привноса Sn растворами при образовании сульфидных руд не происходило.

Среди второстепенных элементов в сульфидных рудах устанавливаются повышенные содержания Ag, которые отчетливо коррелируются с Pb. В существенно сфалеритовых и галенит-сфалеритовых рудах выявляются несколько повышенные содержания Cd, In, Y, Yb. Сурьма и висмут не обнаруживают заметной корреляции с каким-либо из главных рудных элементов и входят в состав минералов, образовавшихся в поздние периоды сульфидной минерализации. В арсенопирит-сфалерит-галенитовых рудах несколько повышены содержания Ga.

Для выяснения сравнительных условий отложения минеральных ассоциаций касситерит-силикатной и кварц-касситерит-сульфидной формаций были проведены измерения рН суспензий наиболее характерных минералов в каждой минеральной ассоциации. По этим данным построена диаграмма изменения значений рН при отложении одновременных минеральных ассоциаций (фиг. 4). Как видно на диаграмме, отложение собственно рудных минеральных ассоциаций касситерит-силикатной формации происходило, по-видимому, в обстановке близкой к нейтральной. Незначительное повышение кислотности фиксируется при отложении касситерит-кварцевых руд и щелочности — при отложении кварц-сульфидных руд. Диаграммы для обеих формаций очень хорошо сопоставляются по однотипным стадиям рудного процесса. Следует отметить, что кварц-турмалиновая минеральная ассоциация не характерна для кварц-касситерит-сульфидной формации, в связи с чем не показателен и отрезок графика, характеризующий эту ассоциацию. В этой формации отсутствует предрудная альбитизация, которая и не могла проявиться в терригенных отложениях нория, вмещающих оруденение. Приведенные графики довольно хорошо согласуются с теоретическими представлениями Д. С. Коржинского об эволюции режима кислотности — щелочности постмагматических растворов.

Суммируя изложенное, можно заключить, что наиболее существенные различия между касситерит-силикатной и кварц-касситерит-сульфидной формациями обнаруживаются в последовательности отложения рудных минеральных ассоциаций, которые характеризуют определенные этапы эволюции химизма постмагматических растворов. В кварц-касситерит-сульфидной формации развитие ранней кварц-турмалиновой ассоциации крайне ограничено, что свидетельствует о незначительной роли В в составе постмагматических растворов. На ранних стадиях рудного

Фиг. 4. Диаграмма изменения рН при отложении минеральных ассоциаций касситерит-силикатной (а) и кварц-касситерит-сульфидной (б) формаций
 I — раннещелочная (дорудная) стадия (альб.—альбитизация); II — стадии минерализации собственно рудного процесса (кв.-турм.—кварц-турмалиновая, касс.-кв.—касситерит-кварцевая, кв.-сульф.—кварц-сульфидная, карб.—карбонатная)



процесса в этой формации более значительную роль играет F. Касситерит-кварцевые ассоциации обеих формаций существенно не различаются, правда, для кварц-касситерит-сульфидной роль W и F значительно повышается. Характерной особенностью является также наличие слюдястых оторочек у кварцевых жил. Существенно сульфидные ассоциации касситерит-силикатной и кварц-касситерит-сульфидной формаций сходны по комплексу главных элементов, однако их относительная роль различна. Так, в касситерит-силикатной формации основную роль играют As, Fe, Sb, Cu и подчиненную Pb, Zn; в кварц-касситерит-сульфидной формации роль Pb и Zn резко возрастает, в связи с чем повышается и роль Ag, Cd, In, Y, Yb, Ga, входящих в виде примесей в Pb—Zn-руды.

В процессах околорудного метасоматоза щелочные элементы претерпевают значительную миграцию, изучение которой в разных зонах метасоматической колонки дает определенные сведения о характере процесса. Так, отношение Li/Rb достигает наивысших значений в колонках с хорошо выраженной зоной интенсивного кислотного выщелачивания. Это подтверждает данные некоторых исследователей (Шмакин и др., 1964) о возможности использования отношения Li/Rb в качестве индикатора относительной кислотности процесса. Отношение K/Rb закономерно изменяется на протяжении колонки с тенденцией возрастания отношения к неизменным породам, где оно достигает значений 100—110. Это обусловлено меньшей миграционной способностью Rb по отношению к K в процессе околорудного метасоматоза. Благодаря противосложной тенденции миграции Li и Na в процессах околорудного метасоматоза отношение изменяется наиболее заметно от 2—3 в зоне интенсивного кислотного выщелачивания до 290—320 в неизменных гранитоидах. По этим причинам представляется возможным рассматривать отношения Li/Rb, K/Rb, Na/Li как чувствительные индикаторы процессов околорудного метасоматоза, которые наряду с распределением в породах Sn,

F и аксессуарного В могут служить для прогноза оловорудного оруденения.

Следует отметить, что перераспределение щелочных элементов в процессе околорудного метасоматоза происходит более закономерно по сравнению с характером распределения в метасоматической колонке Sn, В и F. Это обусловлено тем, что Sn, В и F, привносимые постмагматическими растворами, распределяются в породах неравномерно и концентрируются главным образом в рудных прожилках, в то время как перераспределение щелочных элементов происходит в процессе, охватывающем значительные объемы пород. Это, однако, не снижает значения распределения Sn, В и F в околожилльных породах как одного из возможных факторов для прогнозирования оловянного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Л. И.* Распределение лития, рубидия, таллия в жильных образованиях и околожилльных измененных породах Первомайского участка Джидинского месторождения.— Труды ИМГРЭ, 1961, № 1.
- Беус А. А.* Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов.— В кн.: Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Знаменский Е. Б., Коваль П. В., Кириллов А. И. и др.* Зональность альбититового массива. Поведение щелочных элементов и бериллия в процессах преобразования пород.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. Изд-во «Наука», 1965.
- Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Пампура В. Д.* Поведение рубидия, лития, бария и стронция в процессах околорудного метаморфизма гранитоидов на примере молибденовых месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. Изд-во «Наука», 1965.
- Руб М. Г., Макеев Б. В.* Проявление метасоматической зональности около жил кварц-турмалинового состава.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 9.
- Слепнев Ю. С.* Геохимические особенности редкометалльных гранитных пегматитов Саян.— Геохимия, 1964, № 3.
- Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.— Геология месторождений редких элементов, 1963, вып. 21.
- Таусон Л. В.* Геохимия лития, рубидия и таллия в магматическом процессе.— В кн.: Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов гранитоидов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Флеров Б. Л.* Околожилльные изменения на примере одного из месторождений Северо-Востока СССР.— Труды Якутского филиала АН СССР, серия геол., 1959, сб. 4.
- Флеров Б. Л., Дворак И. Е.* Валькумейский интрузивный комплекс.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, № 12.
- Чайковский В. К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шмакин Б. М., Кириллов А. И., Рыбакова М. М.* К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах.— В кн.: Геохимия редких элементов. Изд-во «Наука», 1964.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОЛОВОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ ИУЛЬТИНСКОГО И СЕВЕРНОГО РУДНЫХ УЗЛОВ

Е. Г. БОРДЮГОВ, А. И. ФРЕЙДИН

Позднемезозойские оловоносные гранитоиды в пределах Иультинского и Северного рудных узлов (Центральная Чукотка) широко развиты, образуя разобщенные мелкие штоки и крупные массивы площадью от 1,5 до 360 км².

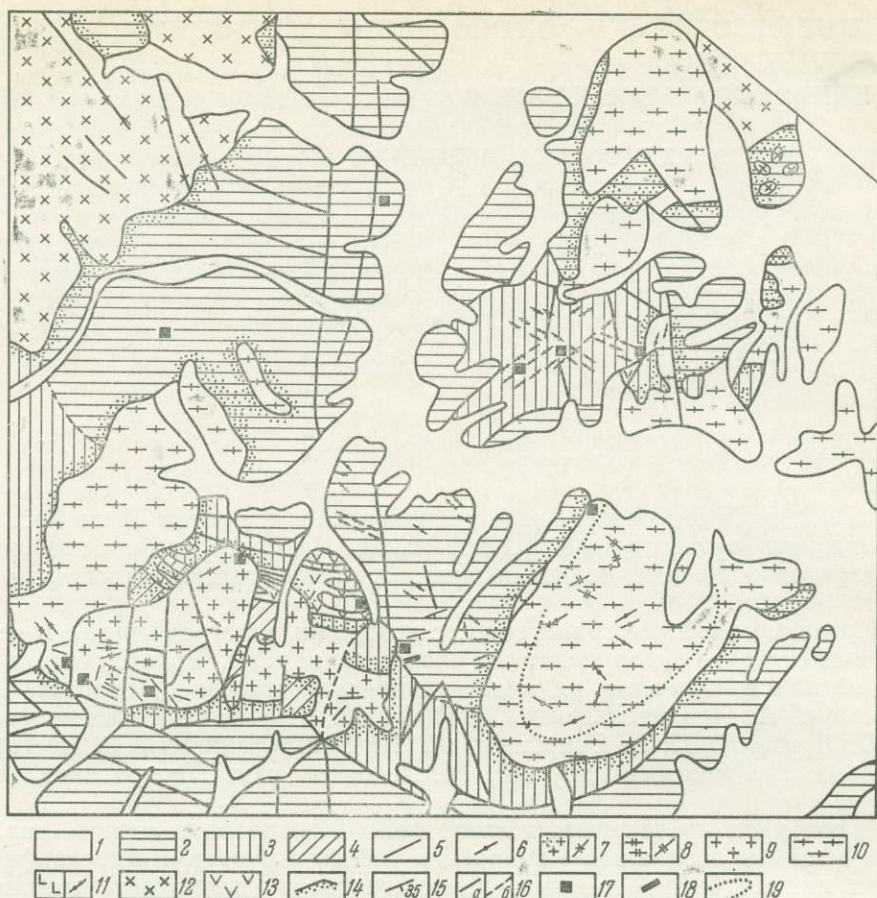
Позднемезозойские гранитоиды, с которыми пространственно и генетически связаны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена и других металлов, в течение ряда лет привлекали внимание геологов. Они изучались А. П. Никольским (1941), Л. М. Шульц, Г. Б. Жилинским, С. Ф. Луговым, П. В. Спириным, А. В. Зильберминцем, Е. П. Таракановым и многими другими исследователями Центральной Чукотки.

В основном проводились исследования поисковоразведочного характера и многие специальные вопросы изучения структур и петрографического состава были освещены недостаточно и носили дискуссионный характер. В 50—60-х годах появились работы С. Ф. Лугова (1958, 1959а, б, 1962, 1964, 1965), В. Т. Матвеевко (1959), В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1963), В. К. Чайковского (1960), А. В. Зильберминца (1960), А. П. Милова и В. С. Иванова (1965), И. А. Загрузиной (1965), И. А. Загрузиной и П. П. Колесниченко (1965), в которых в той или иной мере рассматриваются вопросы геологии и петрологии интересующих нас интрузий.

В 1963—1965 гг. авторы статьи проводили площадные геологические исследования в пределах Иультинского и Вешкапского оловоносных гранитоидных массивов, а также изучали мелкие штоки и дайки гранитоидов на Светлом и Солнечном оловянно-вольфрамовых месторождениях. В результате этих работ установлено, что формирование гранитоидных массивов происходило в четыре последовательные фазы, изучены структурно-минералогические, геохимические и петрохимические особенности гранитоидов каждой фазы, а также внутренняя структура Иультинского массива, проведено сопоставление интрузивных образований на территории рудных узлов, получены интересные данные о генетической связи оловянной минерализации с четвертой заключительной фазой лейкократовых мелкозернистых гранитов.

Иультинский рудный район расположен в пределах Чукотской мезозойской складчатой зоны.

С запада и юга он ограничен Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Здесь обнажаются интенсивно дислоцированные метаморфизованные осадочные отложения каменноугольной, пермской и триасовой систем (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема геологического строения Иультинского и Северного рудных узлов

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники и алевролиты ранне-среднетриасового возраста; 3 — песчаники и глинистые сланцы верхнепермского возраста; 4 — кристаллические сланцы нижнекаменноугольного возраста; 5—10—гранитоиды позднемелового интрузивного комплекса; 5—рудные оловянно-вольфрамовые кварцевые жилы, 6 — дайки аплитов и пегматитов, 7 — штоки и дайки мелкозернистых лейкократовых гранитов IV интрузивной фазы, 8 — штоки и дайки гранит-порфиров III интрузивной фазы, 9 — равномерно-среднезернистые биотитовые граниты II интрузивной фазы, 10 — порфировидные андезитовые граниты, гибридные гранодиориты и кварцевые монцитоны I интрузивной фазы; 11—12 — гранитоиды раннемелового интрузивного комплекса; 11 — дайки и тела лампрофиров, диоритовых порфиров и кварцевых порфиров, 12 — гранитоиды Вешкапского и Тауреранского массивов; 13—амфиболиты и амфиболитизированные габброиды триасового времени; 14 — контактово-измененные породы; 15 — элементы залегания осадочных пород; 16 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — месторождения и рудопроявления олова и вольфрама, 18 — россыпи касситерита и вольфрамита, 19 — границы приконтрактных фаций гранитоидов

Основным структурным элементом района является Куэквиу-Иультинский антиклинорий. Осевая (центральная) часть антиклинория прослеживается в северо-западном направлении от верховьев р. Иультиканья до верховьев р. Куэквиу. Восточнее пос. Иультин антиклинорий резко меняет направление на северо-восточное. С юго-запада он сопрягается с Экитыкинским синклинирием, а с северо-востока граничит с Экиатапской синклинальной зоной (Городинский, 1963).

Нижнекаменноугольные образования представлены кварц-биотитовыми, кварц-пироксеновыми, кварцитовидными сланцами и единичными

пластами мраморизованных известняков; мощность их не менее 600 м. Возраст этих отложений устанавливается на основании фаунистических сборов Я. К. Усенко в сопредельном (с северо-запада) районе.

Отложения нультинской свиты условно верхнепермского возраста залегают несогласно на раннекаменноугольных осадках и сложены преимущественно песчаниками в низах разреза, переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами, филлитизированными глинистыми сланцами в верхах разреза; мощность 700—900 м.

На крыльях Куэквунь-Иультинского антиклинория, в бассейне рек Чаантальвеергын и Тенкергин, развиты отложения нижнего — среднего триаса (амгумская свита); в разрезе преобладают песчаники и алевролиты, меньшее значение имеют глинистые сланцы.

Возраст отложений определяется К. С. Суховой и Е. Г. Бордюговой (низы разреза) на основании ископаемых остатков пелеципод и аммонитов раннетриасового времени. Мощность отложений амгумской свиты 900—1100 м.

Интрузивные образования представлены тремя самостоятельными комплексами: триасовым, ранне- и позднемеловым.

К триасовому интрузивному комплексу отнесены малые интрузии серпентинизированных дунитов, амфиболитов и амфиболовых сланцев, развитых в нижнекаменноугольных и верхнепермских отложениях.

К раннемеловому интрузивному комплексу принадлежат гранитоиды батолитоподобного Тауреранского массива (площадь около 1000 км²)¹. Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с простираем структур Чукотской складчатой области и сложен диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами.

По устному сообщению В. П. Аркавого, в бассейне р. Кувет галька тауреранских гранитоидов залегают в базальных горизонтах раннемеловых эффузивов. К раннемеловому интрузивному комплексу отнесены также многочисленные дайки лампрофиров, кварцевых диоритовых порфиритов и кварцевых микродиоритов, кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров и гранофиров.

С комплексом позднемеловых послерогенных трещинных интрузий (Иультинский и Вешкапский массивы, шток Солнечного месторождения и ряд других мелких штоков) генетически и пространственно связано промышленное оловянно-вольфрамовое оруденение Иультинского и Северного рудных узлов. Интрузии гранитоидов приурочены в основном к осевой части Куэквунь-Иультинского поднятия, но ориентированы преимущественно вкрест его простираения, внедряясь, по-видимому, по крупным глубинным региональным разломам субмеридионального и северо-восточного простираения. Строение массивов полигенное. В них четко проявлены несколько фаз внедрения гранитоидов от биотитовых резкопорфировидных андезитовых гранитов через равномернозернистые биотитовые граниты и гранит-порфиры до мелкозернистых лейкократовых гранитов. Промышленное оловянно-вольфрамовое оруденение генетически связано с ультракислыми гранитами последней завершающей фазы, наиболее обогащенными летучими компонентами (Готман, 1947; Лугов, 1959б).

¹ Гранитоиды раннемелового интрузивного комплекса в статье не рассматриваются.

ГРАНИТОИДЫ ПЕРВОЙ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

Гранитоиды первой интрузивной фазы представлены резкопорфировидными андезиновыми биотитовыми гранитами и фациально связанными с ними эндоконтактовыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами. Гранитоиды первой интрузивной фазы наиболее широко распространены; ими сложены два крупных штока Иультинского массива и Вешкапский массив.

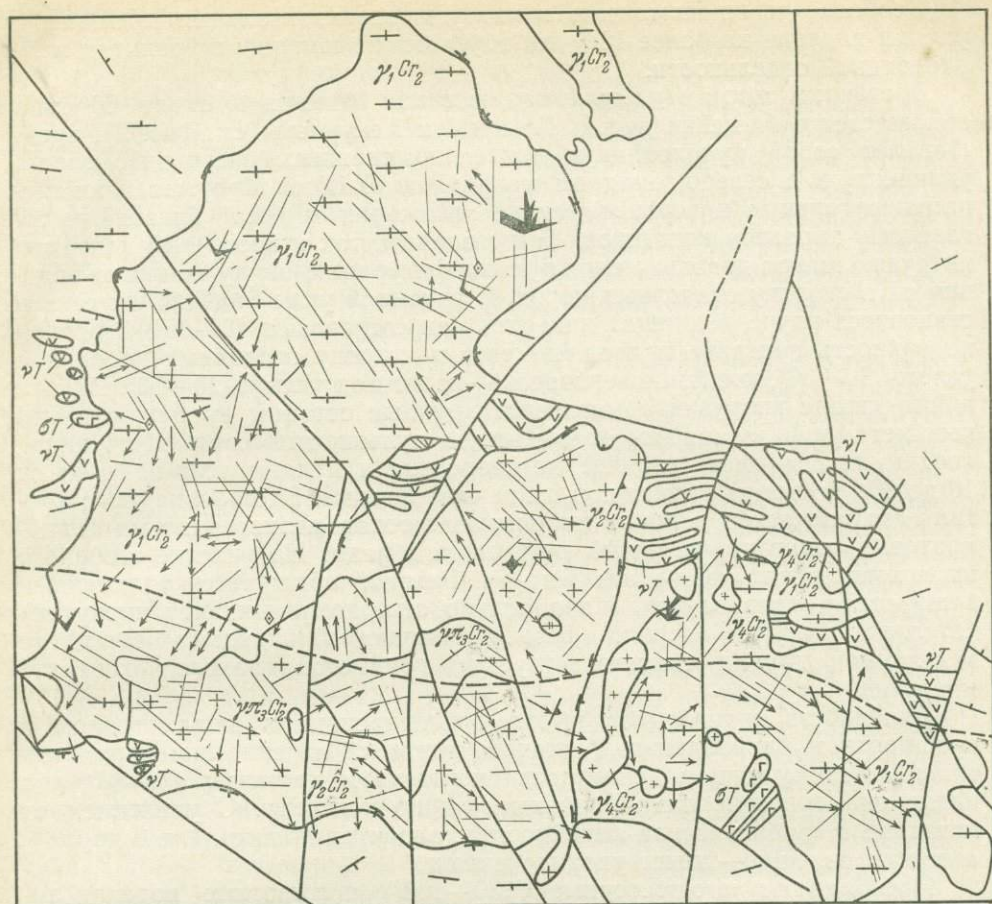
Западный шток Иультинского массива (площадь 150 км²) длинной осью вытянут в северо-восточном направлении под углом около 40°, имеет длину до 30 км при максимальной ширине 12—14 км (фиг. 2). Интрузия прорывает отложения нижнего карбона, верхней перми и нижнего — среднего триаса. Западная граница штока имеет сложную конфигурацию и сопровождается сателлитами. Крутизна контакта с осадочными породами значительно варьирует, поверхность контакта интрузии погружается в основном полого (15—30°), в истоках ручьев Ущелье и Белый происходит резкое «выкручивание» контакта почти до вертикального; на отдельных участках поверхность контакта погружается под интрузию под углами 80—85°. Юго-восточный контакт интрузии более простой. От сквозной долины рч. Таризель-Тильд до рч. Флюоритовый резкопорфировидные граниты прорваны равномерно-зернистыми гранитами второй фазы. От рч. Флюоритовый контакт интрузии очень полого (5—30°) погружается под осадочные породы, поверхность контакта волнистая. Северный контакт очень пологий (5—10°). Интрузия сопровождается здесь крупным сателлитом, вытянутым в северо-западном направлении.

Для гранитоидов западного штока характерен линейный, реже плоскостной параллелизм, т. е. шток относится к типу структурных плутонов.

Линейность обусловлена ориентированным расположением удлиненных вкрапленников полевых шпатов и ксенолитов, плоскостной параллелизм — ориентированными пластинчатыми кристаллами, иногда плоскими ксенолитами биотита. Наиболее надежные замеры линейности получены по ксенолитам.

Установлено, что линейность в западном штоке обычно соответствует падению контактов интрузии или имеет расхождение в 5—10°. В пределах штока наблюдается наклон линейности к юго-западу (см. фиг. 2). Это дает основание предполагать, что внедрение магматического расплава осуществлялось с юго-запада на северо-восток. В центре интрузии намечается несколько неполных сводов. Очень пологий свод охватывает южную часть штока и с севера проходит примерно по широте верховий рч. Ларс. На контакте с гранитами второй интрузивной фазы резкопорфировидные граниты имеют в основном горизонтальное направление течения. Южный контакт центрального свода характеризуется сравнительно крутой линейностью (30—85°), по которой, видимо, здесь происходило резкое «выкручивание» поверхности интрузивного купола. Далее к северу наклон линейности уменьшается. Севернее рч. Белый намечается северный свод также с крутым южным контактом.

Поверхность северного контакта представляет собой пологий волнистый купол интрузии в отложениях амгумской свиты, таким образом фиксируется постепенное погружение интрузии к северу. Анализ направления течения магмы позволяет утверждать, что интрузивный шток представляет собой пологий купол с волнистой поверхностью, находящийся в самой начальной стадии эрозионного среза.



Фиг. 2. Схематическая структурная карта Иультинского гранитного массива

1—мелкозернистые лейкократовые граниты IV фазы; 2—гранит-порфиры III фазы; 3—среднезернистые граниты II фазы; 4—резкопорфировидные андезитовые граниты I фазы; 5—амфиболитизированные габброиды триасового возраста; 6—серпентинизированные дуниты; 7—осадочные отложения нижнекамменноугольного, верхнепермского, нижне-среднетриасового и четвертичного времени; 8—предполагаемая ось Иультинского антиклинория; 9—разрывные нарушения: а—достоверные, б—предполагаемые; 10—линии течения: а—наклонные от 10 до 80°, б—вертикальные, свыше 80°, в—горизонтальные, 0—10°; 11—полосчатость (трахитоидность): а—наклонная, б—горизонтальная; 12—трещины отдельности; 13—роза трещин; 14—элементы залегания осадочных пород; 15—падение контактов интрузии

Наиболее четко выражены поперечные трещины отдельности по отношению к линейности и длинной оси массива (см. фиг. 2). Трещины северо-западного простирания (290—320°) с углами падения на северо-восток и юго-запад (70—90°), прямолинейны, сближены и выдержаны по простиранию. На правом водоразделе ручьев Тильд и Ларс трещины выполнены сближенными дайками гранит-порфиров и более молодыми дайками мелкозернистых лейкократовых гранитов и кварцевых диабазов. Продольные и диагональные трещины выражены слабее; углы падения их превышают 65°.

Особенно четко выражены в интрузии горизонтальные трещины с углами падения не более 10° , чем обусловлено наличие в гранитах матрацевидной отдельности.

Восточный шток Иультинского массива (площадь около 60 км^2) обнажается в бассейне ручьев Главный и Кекурный (см. фиг. 2), представляет собой куполовидную интрузию сложных очертаний, слегка удлиненную в северо-западном направлении. Шток прорывает нижнекаменноугольные и верхнепермские отложения и имеет близкий к согласному характер контактов. Как северный, так и восточный контакты интрузии имеют довольно сложную конфигурацию ввиду пологого падения их в сторону осадочных пород. С глубиной углы падения контактов становятся круче, в днищах каньонов они составляют $40\text{--}45^\circ$. Северная поверхность контакта падает на север в сторону осадочных пород под углами $10\text{--}30^\circ$, южная поверхность — на юг под углами $25\text{--}70^\circ$. На юге и юго-западе интрузии обнажаются крупные останцы кровли, сложенные метаморфизованными отложениями иультинской свиты. На западе контакт штока имеет извилистые очертания и меняет углы падения от 10 до 80° , но всюду падает под осадочные породы. Вдоль западного контакта наблюдается цепочка небольших штоков мелкозернистых лейкократовых гранитов четвертой интрузивной фазы. На участке северного экзоконтакта интрузии в тальвеге рч. Близкий обнажается удлиненный в широтном направлении (параллельно северному контакту интрузии) сателлит гранитов первой фазы. Наличие сближенного сателлита и останцов кровли свидетельствует о волнистом, пологом контакте интрузии.

Линейность гранитоидов штока ориентирована в юго-восточном и субширотном направлении. У южного контакта падение линейности согласно с погружением поверхности контакта и достигает $60\text{--}80^\circ$, а в плане она ориентирована перпендикулярно контакту. С удалением от контакта в глубь массива линейность становится пологой (от 0 до 30°), а ее направление — менее упорядоченным.

Преобладают юго-восточные ($130\text{--}160^\circ$) и широтные падения линейности.

Анализ направления линейности восточного штока позволяет предполагать, что внедрение магматического расплава происходило с юго-востока на северо-запад.

Выделяются следующие системы трещин в гранитоидах Иультинского массива.

1. Поперечные, с падением на северо-запад ($300\text{--}330^\circ$) под углами $20\text{--}80^\circ$ и юго-восток ($120\text{--}150^\circ$) под углами $15\text{--}90^\circ$. Эти трещины наиболее четкие, протяженные; они образуют плитчатые формы отдельности гранитоидов, иногда содержат зеркала скольжения и прожилки аплитов и пегматитов.

2. Продольные, с падением на северо-восток ($30\text{--}60^\circ$) под углами $10\text{--}25^\circ$, редко до 60° и юго-запад ($210\text{--}240^\circ$) под углами $65\text{--}80^\circ$, довольно четкие.

3. Диагональные, субмеридиональные с падением на восток, преимущественно крутопадающие ($40\text{--}90^\circ$), параллельные системе наиболее молодых субмеридиональных разломов и на отдельных участках — простирацию контактов штока. К этой системе трещин приурочены дайки мелкозернистых лейкократовых гранитов четвертой фазы, аплитов и частично кварцевых жил позднемелового времени.

4. Диагональные субширотные крутопадающие трещины с падением на север и юг под углами $70\text{--}90^\circ$. С этой системой трещин связаны дайки мелкозернистых гранитов четвертой фазы и частично кварцевых жил позднемелового времени.

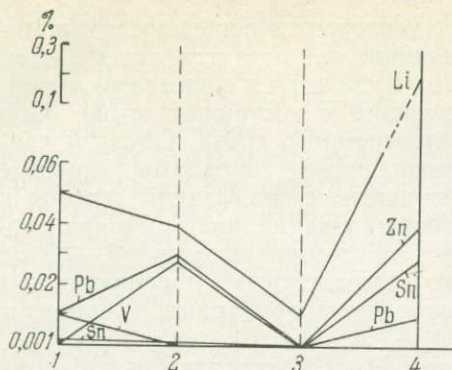
Оба описанных штока по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу тождественны. Различие заключается лишь в том, что в западном штоке чаще встречаются ксенолиты и участками развиты гибридные гранодиориты, отсутствующие в восточном штоке. Оба штока находятся в начальной стадии эрозионного среза. Об этом свидетельствуют пологие контакты с вмещающими породами, крупные останцы кровли, обилие ксенолитов, сводовые купола линий течения и широкие зоны контактовых ореолов. Формирование интрузий происходило в типично гипабиссальных условиях на глубине примерно 2—2,5 км, что подтверждается наличием резко выраженных порфиридных структур гранитоидов, угловатых, слабо переработанных ксенолитов и отсутствием типичных пегматитов.

Вешкапский массив (площадь около 350 км²) расположен в восточной части территории Иультиканского рудного узла в бассейнах р. Вешкап и правобережья р. Иультиканья. В плане массив имеет форму почти правильного овала, вытянутого в северо-восточном направлении, занимает кососекущее и участками согласное положение к простиранию складчатых структур региона. В юго-западной части массива его контакт круто (60—85°) падает на юго-восток 130—160° (под массив), причем по мере увеличения глубины эрозионного среза (днища долин мелких горных ручьев) углы падения контактовой поверхности постепенно увеличиваются. По направлению на северо-восток углы падения контактов «выкручиваются», и уже в северо-западной части массива, в бассейне правобережья нижнего течения р. Иультиканья, контакт полого (30—50°) падает на северо-запад под вмещающие породы. Восточный, южный и северный контакты массива более пологие, чем западный, и падают в сторону осадочных пород под углами 20—30°. Граниты вдоль эндоконтакта массива на ширину 1—4 км превращены в приконтактные гранодиориты и кварцевые монзониты за счет ассимиляции и контаминации вмещающих осадочных пород и изверженных пород среднего состава, а также, возможно, за счет карбонатных пород нижнего структурного яруса. Это объясняется, по-видимому, большой химической активностью магмы в период формирования Вешкапского массива, тогда как магма, формирующая гранитоиды Иультиканского массива, обладала скорее кинетической (а не химической) активностью к интрузивной раме.

Линейность центральной части Вешкапского массива падает к северо-западному контакту, т. е. на северо-запад, под относительно пологими углами, равными 20—45°. Иногда линейность горизонтальна (правый борт рч. Хмурый). В западном эндоконтакте массива линейность «выкручивается» на юго-восток (130—160°), а трахитоидность (плоскостной параллелизм) имеет простирание, совпадающее с простиранием контакта массива, и столь же крутое падение. Эти данные однозначно подтверждают первичномагматический генезис вкрапленников, а также судят о форме интрузива как о несимметричном куполе с пологой вершиной. «Лейстовидная» форма вкрапленников и отсутствие в них структур замещения говорят об интрателлурическом их происхождении. Системы трещин в гранитоидах Вешкапского массива аналогичны трещинам в гранитоидах западного и восточного штоков Иультиканского массива.

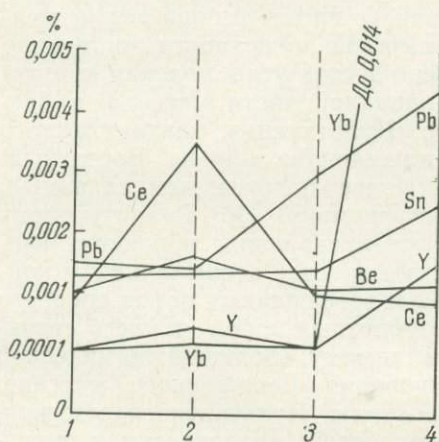
Резкопорфиридные андезиновые биотитовые граниты первой фазы — серые мелко- и среднезернистые. Порфириные обособления составляют 10—12% объема породы и представлены таблитчатыми и удлиненными кристаллами калиевого полевого шпата и плагиоклаза размером до 2,5—3,5 см.

Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с элементами монзонитовой. Состав породы (среднее из 22 подсчетов на ИСА:



Фиг. 3. Вариационная диаграмма содержания аксессуарных элементов в биотитах

1—андезиновые граниты I фазы; 2—граниты II фазы; 3—гранит-порфиры III фазы; 4—граниты IV фазы



Фиг. 4. Вариационная диаграмма средних содержаний аксессуарных элементов в гранитоидах

1—андезиновые граниты I фазы; 2—граниты II фазы; 3—гранит-порфиры III фазы; 4—граниты IV фазы

в %): кварц (35,6), калиевый полевой шпат (31,2), зонарный плагиоклаз № 20—45 (23,6), биотит (9,1), роговая обманка (0,3), аксессуарные минералы (ортит, циркон, апатит и сфен—0,1—0,2). Кроме перечисленных аксессуарных минералов, в проглоточках обнаружены молибденит, пирит, ильменит (весовые содержания); флюорит, торит, шпинель, ксенотим, гранат, турмалин, колумбит, гадолинит, самарскит, арсенопирит и касситерит (единичные знаки). Спектральным анализом в биотите гранитов первой фазы установлены (в %): литий (0,05), ванадий (0,001), никель (0,001), олово (0,003), свинец (0,001), а также следы бария, кобальта, цинка, серебра и бериллия (фиг. 3), а в валовых пробах гранитов (фиг. 4): цирконий 0,001—0,05, медь (0,0005—0,001%), литий (следы—0,001), бериллий (0,001—0,003), ванадий (следы—0,003), олово (0,001—0,005), галлий (0,001—0,003) и барий (0,001—0,01).

Гранодиориты и кварцевые монциты широко развиты в эндоконтактовой зоне Вешкапского массива, в Иультинском массиве они развиты локально только в западном штоке в форме небольших полос, линз и гнезд. По структурно-текстурным особенностям гранодиориты и кварцевые монциты сходны с резкопорфировидными андезиновыми гранитами, но отличаются от них более меланократовым обликом и менее отчетливым порфировидным строением. Гранодиориты и кварцевые монциты различаются между собой

только при микроскопическом исследовании.

Гранодиориты состоят (в %) из плагиоклаза № 39—40 (41,6), ортоклаза и решетчатого микроклина (18,6), кварца (21,3), биотита (13,5), роговой обманки (1,2), моноклинного пироксена (1,5) и аксессуарных минералов (2,3). Состав кварцевых монцитов отличается от состава гранодиоритов незначительно: калиевый полевой шпат (47,0), плагиоклаз № 40—55 (26,5), кварц (16,1), зеленая роговая обманка (0—8,8), моноклинный пироксен (0—8,0), биотит (0—13,3) и аксессуарные минералы (ортит, монацит, апатит, сфен, магнетит,—1,6—5,0).

Спектральным анализом установлено присутствие олова (от следов до 0,002%, преобладает в гранодиоритах), реже бериллия (0,001%) и галлия (0,005%), повышенное содержание меди, хрома, ванадия и титана и отсутствие элементов тантало-ниобиевой группы.

ГРАНИТЫ ВТОРОЙ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

Равномерносреднезернистые граниты второй интрузивной фазы слагают интрузивный шток площадью около 74 км², расположенный в центральной части Иультинского массива. Интрузия слегка вытянута к северо-востоку, дискордантна к складчатой структуре и прорывает отложения нижнего карбона, верхней перми и гранитоиды первой интрузивной фазы. Падение контактов интрузии в сторону вмещающих пород колеблется от 15—20 до 70—75°. Крутые контакты обычно наблюдаются на границе с гранитоидами первой интрузивной фазы. Часто на контакте штоков двух интрузивных фаз сохраняются разрозненные останцы нижекаменноугольных отложений, что объясняется, по-видимому, встречным падением контактов этих штоков и начальным этапом их эрозионного среза.

Линейность в гранитах выражена слабым удлинением кристаллов кварца. На плоскостях обнажений, расположенных перпендикулярно к линейности, кристаллы кварца образуют подобие щеток. Падение линейности по кварцу обычно направлено на северо-запад (315—345°) или юго-восток (120—165°), углы падения в центральной части штока 5—10°. С приближением к контакту с гранитами первой фазы углы падения достигают иногда 55—65°. В то же время в узкой полосе эндоконтакта штока появляется плоскостной параллелизм, фиксируемый по вытянутым пластинкам биотита. Интрузия второй фазы представляет собой асимметричный шток со сводом линий течения.

Наиболее четко в интрузии выражены поперечные трещины. Они крутые, простирание их северо-восточное (40—60°), с падением на северо-запад и юго-восток под углами 80—90°. Направление продольных трещин в общем совпадает с линейностью, падение их юго-западное под углами 60—80°. Диагональные трещины выражены слабо. Пологие трещины с углами падения 5—15° развиты широко (см. фиг. 2).

В гранитах второй фазы широко распространены краевые сбросы, располагающиеся в основном вдоль южного контакта интрузии; направление их субширотное, с падением на юг в сторону осадочных пород под углами 70—85°. Сбросы служили подводными каналами для гидротермальных растворов, которые обусловили окварцевание и грейзенизацию гранитов.

Граниты второй фазы представляют собой серые среднезернистые породы. Макроскопически в них различим полевой шпат, дымчатый до черного кварц и биотит. Порода характеризуется однообразием состава и структур, полным отсутствием ксенолитов, в эндоконтактных частях структура пород изменяется благодаря уменьшению зернистости.

Породы имеют порфировидную аллотриоморфнозернистую и гипидноморфнозернистую структуру и состоят (среднее из 9 подсчетов на ИСА, в %) из кварца (34,5), микроклина (31,3), плагиоклаза № 29—31 (29,3), биотита (4,9), и аксессуарных минералов (циркон, ортит, апатит и монацит), в протолочках обнаружены циркон и монацит (весовые содержания); гадолинит, фергусонит, касситерит, турмалин, висмут самородный, флюорит, арсенопирит, шеелит, гранат, корунд, пирит, ильменит, ортит, апатит (в виде редких и единичных знаков).

Спектральным анализом в биотите гранитов установлены следующие элементы (в %; см. фиг. 3): литий (0,01—0,05), цинк (0,02—0,03), олово (0,001—0,003), свинец (0,001—0,005), а спектральным анализом валовых проб гранитов (см. фиг. 4) — цинк (0,001—0,01), серебро (0—0,0001), медь (0,0001—0,0002), литий (0,01—0,08), бериллий (0—0,005), олово (0,001—0,005), индий (0—0,02) и свинец (0,001—0,005).

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ ТРЕТЬЕЙ (ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ) ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

К третьей интрузивной фазе отнесены небольшие штоки и дайки, прорывающие граниты второй фазы Иультинского массива и гранитоиды первой фазы Вешкапского массива, а также многочисленные дайки, локализующиеся в рудных полях Солнечного, Светлого и Северного месторождений.

Наиболее крупный гранитный шток (14 км²) закартирован в пределах южной части Иультинского гранитного массива. В плане он имеет форму неправильного треугольника, основание которого вытянуто в северо-восточном направлении по азимуту 50—55°, а вершина обращена к югу. С запада и востока интрузия сопровождается мелкими сателлитами. Интрузия имеет форму асимметричного наклонного штока. По характеру рельефа можно заключить, что северный и южный контакты ее погружаются к югу (северный под углом 70°, южный — 20—25°).

Линейность, замеренная по крупным вкрапленникам полевых шпатов, развита отчетливо. Однако слабая обнаженность площади штока не позволила наметить внутреннюю структуру интрузии. Не исключена возможность, что часть вкрапленников калиевого полевого шпата гранит-порфиров образована в результате калиевого метасоматоза.

Трешиноватость в гранит-порфирах отличается от трешиноватости вмещающих их гранитов второй фазы (см. фиг. 2). Здесь четко выделяются трещины двух систем: северо-западного простирания с углами падения на северо-восток и юго-запад (80—90°) и северо-восточного простирания. В последней различаются трещины юго-восточного падения (с углами 60—70°) и северо-западного (с углами 50—70°). Для гранит-порфиров характерно отсутствие пологих трещин.

По внешнему облику гранит-порфиры штоков и даек представляют собой порфировидные, очень крепкие, светло-серые породы с мелкозернистой основной массой. В порфировых выделениях присутствует полевой шпат, иногда кварц — в удлиненных кристаллах величиной до 1,5 см. В центральной части Иультинского штока вкрапленники составляют 40—50% объема породы, в эндоконтактных частях размеры и количество вкрапленников резко сокращаются.

Состав породы (в %): калиевый полевой шпат (ортоклаз — 41,3), кварц (33,0), плагиоклаз № 20—37 (21,0), биотит (4,7). В шлифах и протолочках установлены следующие акцессорные минералы: монацит, циркон, ксенотим, фергусонит, ортит, в значительном меньших количествах — гранат, анатаз, флюорит, пирит, ильменит, арсенопирит, редко — касситерит, шеелит. Биотит гранит-порфиров, по данным спектрального анализа (см. фиг. 3), содержит следующие элементы-примеси (в %): литий (0,01), бериллий и цинк (следы), серебро (0,0001), олово (0,003), свинец (0,001) и барий (следы).

Гранит-порфиры третьей фазы характеризуются следующим спектром металлогенных и редкометаллических элементов-примесей (в %; см. фиг. 4): цирконий (0,005—0,02), медь (0,0005—0,001), стронций (следы), литий (0,01), бериллий (0,001—0,002), никель (следы), олово (0,001—0,005), свинец (0,001—0,005), галлий (0,001), иттербий (0,0005), барий (следы — 0,01).

ГРАНИТЫ ЧЕТВЕРТОЙ (ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ) ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

К четвертой интрузивной фазе отнесены мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, которые слагают ряд мелких штоков площадью от 0,01 до 2—5 км² и многочисленные дайки, встреченные в пределах

Иультинского массива, а также в рудных полях Северного, Солнечного и Светлого месторождений. Штоки этих гранитов обычно группируются цепочками вдоль зон субмеридиональных разломов. Дайки крутопадающие, от широтного до субмеридионального простирания, мощность от 1 до 40—50 м, длина от 100 до 600—800 м. Контакты штоков обычно крутые, направлены в сторону вмещающих пород под углами 60—80°.

Штоки в экзоконтакте Иультинского гранитного массива образовались, по-видимому, в результате сопротивления разрыву, не уступавшего интрузивному давлению, вершинных частей уже сформировавшейся Иультинской интрузии. В этом случае более поздние и более кислые порции магмы находили выход вблизи интрузии, образуя новые небольшие купола более кислых гранитов. Такие купола, по мнению В. К. Чайковского (1960), отличаются наиболее высокой продуктивностью оруденения и дают промышленные концентрации олова и вольфрама.

Линейность в гранитах четвертой фазы отсутствует. Трещиноватость отчетливо отличается от трещиноватости гранитоидов всех остальных фаз. По данным рудничных геологов, нашим наблюдениям и данным И. А. Загрузиной и П. П. Колесниченко (1965), в гранитных штоках четвертой фазы выделены следующие системы первичных трещин.

1. Трещины северо-западного простирания, пологопадающие на юго-запад и северо-восток под углами 30—55° (трещины отдельности, единичные рудные кварцевые прожилки, рудные грейзены, реже сбросы).

2. Трещины северо-западного простирания, крутопадающие на юго-запад и северо-восток под углами 60—90° (трещины отдельности, рудные грейзеновые и кварцевые прожилки, сбросы Иультинского штока, основные рудные кварцевые жилы Солнечного штока).

3. Трещины субмеридионального простирания, падающие на запад и восток под углами 30—90° (трещины отдельности, рудные кварцевые и грейзеновые жилы и мелкие прожилки Иультинского и Солнечного штоков).

4. Трещины субширотного простирания, крутопадающие на север под углами 65—85° (сбросы, трещины отдельности, рудные кварцевые и грейзеновые прожилки и жилы Иультинского штока).

5. Трещины северо-восточного простирания, падающие на северо-запад под углами 35—90° (рудные кварцевые жилы, реже грейзены и сбросы Иультинского штока).

Мелкозернистые граниты характеризуются изменчивыми структурами от аплитовидной до пегматоидной. В состав пород входит (среднее из 11 подсчетов на ИСА; в %): кварц (32,9), калиевый полевой шпат (31,4), плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 9—12—32,6), биотит (1,3), мусковит (1,3), гранат (от 0 до 2,5). В гранитах (особенно в Иультинском слепом штоке) интенсивно развиты процессы альбитизации и микроклиннизации плагиоклазов.

В шлифах и протолочках обнаружены следующие аксессуарные минералы: в весовых содержаниях — арсенопирит, топаз, гранат; в редких знаках — тантало-ниобаты (фергусонит двух разновидностей, самарскит двух разновидностей: красно-бурый и зеленоватый) колумбит, гадолинит, торит, редкоземельный фосфат, монацит, ксенотим, флюорит, касситерит, шеелит, молибденит, анатаз, апатит, шпинель, пирит, ганкокит (свинцово-стронциевый эпидот); в единичных знаках — вольфрамит, циркон, малакон, турмалин (шерл), халькопирит, пирротин, висмутин, висмут самородный, бастицит (редкоземельный карбонат). Характерен специфический редкоземельный и редкометальный состав элементов-примесей, слагающих аксессуарные минералы описываемых гранитов, что свидетельствует о богатстве последних порций магмы летучими компонентами и о ее редкоземельной и редкометальной специализации.

Породообразующая роль граната альмандинового ряда в лейкократовых мелкозернистых гранитах конечных фаз интрузий, по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину (1965), объясняется кристаллизацией альмандина вместо железистого биотита в фациях малой и умеренной глубинности, в условиях очень низкой щелочности (повышенной кислотности). Альмандиновые граниты, по мнению указанных авторов, неизменно сопровождаются кислотными процессами грейзенизации, что подтверждается и нашим фактическим материалом.

Спектральный анализ биотита лейкократовых гранитов показал присутствие следующих элементов-примесей (в % см. фиг. 3): литий (0,1—0,3) цезий (0,001), цинк (0,03—0,05), серебро (0,0002), медь (0,003), олово (0,01—0,05), свинец (0,001—0,003), мышьяк и бериллий (следы).

Граниты характеризуются наличием следующего спектра элементов-примесей (см. фиг. 4; в %): серебро (следы), медь (0,0005—0,01), свинец (0,001—0,01), цинк (0,01), кобальт (следы), хром (0,003—0,005), ванадий (0,01), титан (0,01—0,1), литий (следы—0,01), бериллий (0,001—0,005), цирконий (0,001—0,01), галлий (0,001—0,005), вольфрам (0,001—0,003), олово (0,002—0,005), ниобий (0,01—0,02), иттрий (0,001—0,003), иттербий (0,005—0,02), редко молибден (0,005) и барий (0,005). Характерно пониженное по сравнению с остальными гранитоидами Иультинского и Вешкапского массивов содержание меди, хрома, ванадия и титана, отсутствие никеля и кобальта, весьма переменные количества свинца и цинка, наличие следов серебра (Иультинский слепой шток), повышенное содержание олова и вольфрама (особенно в Иультинском слепом штоке), появление лития, бериллия, галлия, ниобия, иттрия, иттербия и молибдена.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Установление достоверного возраста гранитоидных интрузивов Иультинского и Северного рудных узлов представляет значительные трудности. Ввиду того, что интрузивы прорывают лишь отложения амгуемской свиты раннего — среднего триаса и внедрились по крупным разломам северо-восточного направления, четко послескладчатого (послеорогенного) заложения или обновления, геологический возраст массивов достоверно устанавливается лишь как послеюрский. Верхняя возрастная граница интрузий не установлена из-за отсутствия перекрывающих их более молодых дочетвертичных отложений.

По структурным, петрографическим, геохимическим, петрохимическим особенностям, а также по редкометальной металлогенической специализации оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных узлов близки к позднемеловым интрузиям Западной Чукотки, северо-восточного Приколымья и Охотского побережья (Загрузина, 1965; Тильман, 1962; Белый и др., 1964 и др.), прорывающим позднемеловые эффузивные толщи Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, геологические предпосылки и сопоставления с сопредельными территориями позволяют сделать вывод о позднемеловом возрасте оловоносных гранитоидов изученного района. Более детальное разделение гранитоидов интрузивных фаз по возрасту основывается на многочисленных определениях их абсолютного возраста калий-аргоновым методом, которые не противоречат геологическим данным. Определения произведены Л. В. Фирсовым (1960, 1961) и И. А. Загрузиной в 1960—1965 гг. в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института СО АН СССР в г. Магадане и С. Ф. Луговым в 1957 г. в лаборатории Дагестанского филиала АН СССР в г. Махачкале.

С некоторой долей условности можно наметить временную последовательность внедрения гранитоидов всех фаз рудного района. Так, первая фаза гранитоидов имеет диапазон 123—119 и 96—81 млн. лет, что соответствует второй половине раннего — первой половине позднего мела¹. Равномернозернистые граниты Иультинского массива и Солнечного штока второй фазы внедрились после значительного перерыва, и их абсолютный возраст 86—77 млн. лет (вторая половина позднего мела). Гранит-порфиры и мелкозернистые лейкократовые граниты третьей и четвертой фаз внедрились после небольшого промежутка времени (соответственно 76—74 и 75—70 млн. лет — конец позднего мела).

Возраст оловянно-вольфрамового кварцевого и грейзенового оруденения, по данным определений абсолютного возраста Иультинского и Светлого рудных полей, 89—54 млн. лет, что согласуется с геологическими наблюдениями — тесная генетическая пространственная и временная связь оруденения с гранитами четвертой фазы и дайками аплитов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Для выяснения петрохимических особенностей гранитоидов рудных узлов нами рассмотрено 38 химических анализов (данные 15 анализов — авторов, а остальные заимствованы из работ В. Г. Дитмара, А. П. Никольского, Ю. А. Одица и др., Л. М. Шульц, С. Ф. Лугова, А. И. Кыштымова, А. П. Милова, И. А. Загрузиной и П. П. Колесниченко).

Химический состав и числовые характеристики гранитоидов, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, приведены в таблице и на векторной диаграмме (фиг. 5).

Поведение окислов в гранитах всех интрузивных фаз и эндоконтактных разновидностях показано на вариационной диаграмме средних содержаний (фиг. 6). Как видно из диаграммы, от первой интрузивной фазы к четвертой содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O уменьшается, а SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O — увеличивается. Максимальное содержание K_2O и минимальное Na_2O отмечается в гранит-порфирах третьей интрузивной фазы; это не исключает возможность проявления калиевого метасоматоза.

Общим для гранитоидов всех фаз рассматриваемого интрузивного комплекса является пересыщенность глиноземом и кремнекислотой. По классификации А. Н. Заварицкого, гранитоиды принадлежат к плюмазитовому ряду, к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, к группам бедных, умеренно богатых и богатых щелочами. Величина Q колеблется в гранитоидах от 16,8 до 40,5; величина a^1 (глиноземистость) варьирует в широких пределах, но всегда остается довольно большой (преобладают значения 52,6—65,6), и вследствие этого большая часть векторов в плоскости ASB удлинена и полого наклонена влево. Относительное количество щелочных металлов, входящих в состав полевых шпатов (a), довольно велико (11,8—15,8), что приводит к некоторому сдвигу вправо роя векторов в плоскости ASB . Количество полевошпатовой извести (c) 0,7—4,0, значительно ниже средних данных для гранитов (4,5). Это объясняется, по-видимому, сравнительно кислым характером плагиоклазов и частичным развитием процессов альбитизации. Отношение натрия к сумме щелочей (n) колеблется от 37,2 до 59,1 и значительно ниже средних данных для гранитов по Дэли (55,8), что

¹ По-видимому, процессы контаминации и гибридизма гранитов, выразившиеся в образовании приконтактных гранодиоритов и кварцевых монзонитов, резко удревняют их абсолютный возраст против действительного.

Химический состав позднемезозойских гранитондов

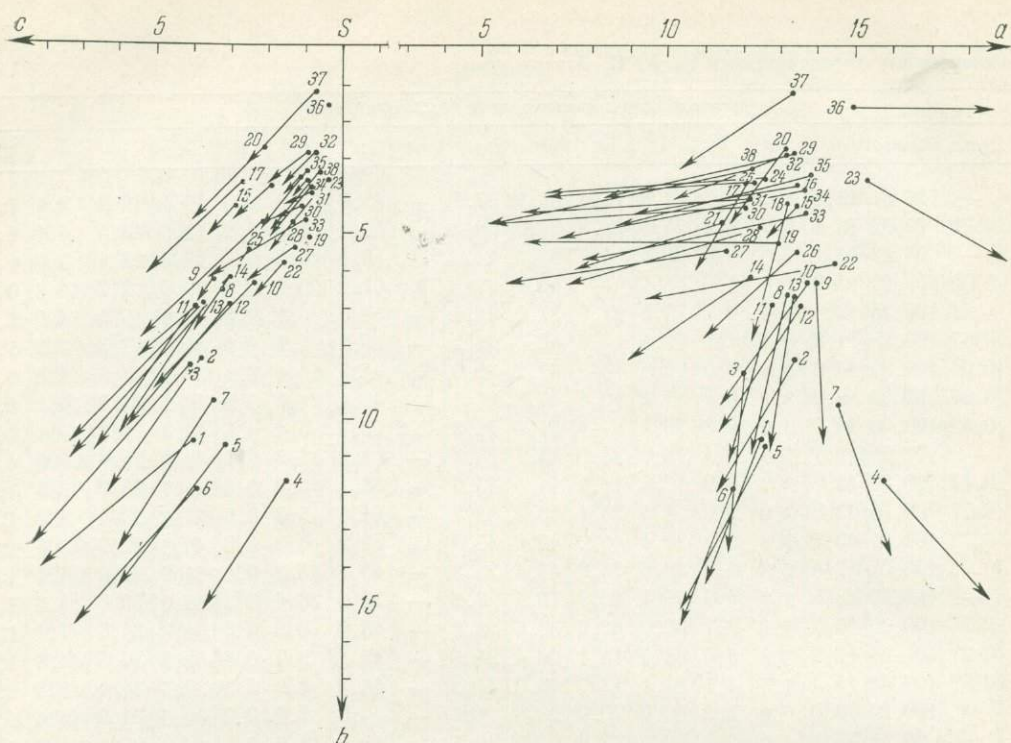
№ п/п	Химический состав, ас. %													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂
1	63,70	0,75	16,59	2,00	3,50	0,04	2,44	3,34	2,60	4,72	0,20	—	—	—
2	65,42	0,58	16,99	0,21	3,36	0,04	1,92	3,05	3,01	4,77	0,08	—	—	—
3	65,15	0,63	15,13	1,40	2,96	0,05	2,45	3,24	2,90	3,95	0,63	0,16	0,20	—
4	64,16	0,78	14,40	1,54	3,74	0,08	2,36	3,94	5,25	3,45	0,23	—	—	—
5	64,69	0,69	15,88	0,66	3,58	0,05	2,61	2,59	3,30	3,85	1,93	0,21	0,17	—
6	63,54	0,73	15,98	0,20	5,42	0,07	2,82	3,22	2,97	3,74	0,99	0,19	0,18	—
7	63,32	0,70	16,03	1,63	3,30	0,07	2,26	3,81	4,08	3,91	0,81	0,06	0,18	—
8	67,83	0,55	15,15	0,78	2,54	0,06	1,74	2,58	3,02	4,63	0,19	—	—	—
9	67,58	0,39	15,75	0,38	3,01	—	1,75	2,90	3,60	4,30	0,08	—	—	—
10	69,24	0,49	15,11	1,22	2,04	0,04	1,28	1,99	3,32	4,59	0,56	0,10	0,17	—
11	67,24	0,31	15,80	0,29	2,94	0,03	1,76	3,08	3,25	4,03	0,80	—	0,17	—
12	68,21	0,49	15,79	0,55	2,77	0,05	1,41	2,38	3,40	4,29	0,62	0,18	0,14	—
13	67,34	0,58	15,61	0,55	3,07	0,05	1,81	2,87	3,58	3,76	0,76	0,18	0,15	—
14	69,87	0,42	15,41	1,12	1,77	0,06	0,82	2,35	2,60	4,82	0,48	0,24	0,06	—
15	70,56	0,21	14,98	1,36	2,32	—	0,16	2,38	3,34	4,38	0,28	0,10	0,12	—
16	73,04	0,34	14,93	0,22	1,36	—	0,19	1,58	3,06	4,98	0,09	—	—	—
17	73,36	0,34	13,67	0,15	2,17	0,04	0,54	2,09	2,68	4,50	0,23	—	—	—
18	73,94	0,17	13,11	0,06	1,97	0,05	1,04	1,28	2,98	5,14	0,10	—	—	—
19	74,54	0,17	14,46	0,46	1,19	0,02	0,03	0,83	3,10	4,69	0,43	—	0,17	—
20	73,52	0,58	13,27	0,47	1,54	0,02	0,35	1,56	3,12	4,57	0,49	—	0,07	—
21	74,74	0,22	13,55	0,30	1,59	0,04	0,47	1,54	2,41	4,63	0,52	0,28	0,05	—
22	70,86	0,26	16,10	0,97	1,20	0,02	0,41	1,31	4,04	4,16	0,40	0,08	0,04	—
23	74,74	0,07	12,39	0,89	0,72	0,01	0,45	1,57	3,89	5,12	0,13	0,03	0,01	—
24	76,37	0,04	15,13	0,13	1,23	0,04	0,07	0,83	2,91	4,72	0,25	0,15	0,01	—
25	76,53	0,04	13,10	0,27	1,29	0,03	0,07	0,94	2,74	4,77	0,36	0,17	0,01	—
26	70,56	0,38	15,32	0,37	2,26	0,04	0,80	1,96	3,38	4,44	0,60	0,12	0,10	—
27	74,82	0,17	13,63	0,41	1,30	0,05	0,34	0,99	2,17	5,11	0,82	0,38	0,02	—
28	74,44	0,19	14,06	0,23	1,20	0,03	0,49	1,19	2,31	5,63	0,24	0,34	0,03	—
29	75,38	0,04	13,71	0,24	0,94	0,02	0,22	0,68	2,92	5,36	0,41	0,15	0,03	—
30	76,02	0,04	13,22	0,25	1,16	0,03	0,13	0,90	2,35	4,97	0,52	0,38	0,01	—
31	76,42	—	13,03	0,13	1,20	0,03	0,11	0,83	2,18	5,60	0,36	0,17	0,01	—
32	76,70	0,04	12,44	—	1,61	0,02	0,26	0,63	3,45	4,53	0,48	0,16	0,01	—
33	74,04	0,08	14,39	0,50	0,79	0,04	0,36	0,80	3,60	4,40	0,10	0,28	0,09	0,50
34	74,96	0,04	14,26	0,26	0,64	0,04	0,32	0,85	3,53	4,63	—	—	0,05	0,30
35	75,24	0,04	13,86	0,45	0,61	0,04	0,32	0,74	3,87	4,21	0,38	—	0,05	0,17
36	77,29	0,13	12,85	0,70	0,46	0,01	0,01	0,66	4,26	4,40	0,16	0,05	Следы	—
37	78,24	0,05	11,72	0,39	0,25	0,02	0,15	0,48	3,37	4,54	0,25	—	0,07	0,16
38	78,32	0,02	12,43	0,32	0,22	0,01	0,32	0,50	2,99	4,37	0,16	—	0,03	0,12

Первая фаза: 1-7 — гибридные эндоконтактовые кварцевые мондиолиты Вешнянского массива (1 — Л. Б. Кузьмина, 1940; 2 — А. П. Николаевский, 1938; 3 — Л. М. Шульц, 1950; 4 — С. Ф. Лугов, 1950; 5, 6 — А. И. Фрейлин, 1965; 7 — А. П. Милос, 1965); 8-14 — гибридные эндоконтактовые гранодиориты Вешнянского массива (8 — Г. В. Дятлов, 1938; 9 — А. П. Николаевский, 1939; 10 — Л. М. Шульц, 1950; 11 — А. И. Кузнецов, 1959; 12-14 — А. И. Фрейлин, 1965); 15 — 23 — рзкопорфировидные андезитовые граниты Иудитинского массива (15-16 — Ю. А. Одинок, 1938; 17-18 — А. П. Николаевский, 1939; 19 — С. Ф. Лугов, 1954; 20 — А. И. Кузнецов, 1959; 21 — Е. Г. Бордюгов, 1964; 22-23 — А. П. Милос, 1965).

и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

П.п.	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																	
	Сумма	a	c	b	e	a'	f	m'	e'	n	o	t	k	a	a/c	K ₂ O/Na ₂ O		
—	99,81	12,5	4,0	10,6	72,9	15,4	46,9	37,7	—	45,6	15,3	0,8	54,4	16,8	3,1	1,81		
0,79	99,92	13,4	3,7	8,4	74,5	22,8	39,0	38,2	—	48,4	1,6	0,7	51,6	18,5	4,1	1,58		
—	98,82	12,1	4,0	8,6	75,3	4,8	47,6	47,6	—	53,4	14,2	0,7	46,6	22,4	3,0	1,34		
0,32	100,25	15,8	1,4	11,7	74,1	—	40,0	32,5	27,5	61,0	20,1	0,9	39,0	9,7	11,3	0,67		
1,77	100,23	12,6	3,1	10,7	73,6	21,6	37,0	41,4	—	57,0	5,1	0,8	43,0	18,9	4,0	1,17		
0,77	100,25	11,8	3,9	11,9	72,4	14,8	46,0	39,2	—	55,2	1,1	0,9	44,8	17,3	3,0	1,28		
0,01	100,25	14,6	3,4	9,6	72,5	—	47,2	40,0	12,8	61,7	14,1	0,6	38,3	12,3	4,3	0,95		
0,84	99,92	13,2	3,1	6,5	77,2	10,4	44,8	44,8	—	49,4	8,3	0,6	50,6	24,9	4,2	1,53		
0,35	100,90	14,0	3,4	6,3	76,3	—	51,6	46,2	2,2	55,7	6,4	0,4	44,3	21,2	4,1	1,20		
—	100,50	13,7	2,3	6,4	76,6	23,0	43,7	33,3	—	51,9	14,5	0,6	48,1	25,6	5,9	1,38		
0,42	99,53	12,8	3,7	6,9	76,6	11,9	44,5	43,6	—	55,3	3,9	0,3	44,7	23,9	3,4	1,24		
0,77	100,25	13,5	3,0	7,0	76,5	23,1	43,2	33,7	—	54,4	5,8	0,6	45,6	23,0	4,5	1,27		
0,73	100,31	13,3	3,5	6,8	76,4	6,0	49,0	45,0	—	59,2	6,0	0,7	40,8	22,7	3,8	1,05		
0,54	100,02	12,4	2,8	6,2	78,6	34,8	43,4	21,8	—	45,1	15,2	0,4	54,9	29,6	4,4	1,85		
—	100,49	13,5	2,8	4,3	79,4	12,7	79,4	7,9	—	53,0	28,6	0,3	47,0	29,0	4,8	1,31		
0,24	100,30	13,5	1,9	3,7	80,9	52,6	38,6	8,8	—	48,0	3,5	0,3	52,0	24,5	7,1	1,62		
0,27	100,04	12,2	2,5	3,6	81,7	15,1	60,4	24,5	—	47,8	3,7	0,3	52,2	36,5	4,8	1,69		
0,79	100,63	13,3	1,5	4,1	81,1	12,7	46,0	41,3	—	46,5	3,2	0,2	53,5	34,1	8,8	1,72		
—	100,20	13,0	0,9	5,2	80,9	70,0	28,8	1,2	—	50,0	7,5	0,2	50,0	34,9	14,4	1,51		
—	99,56	13,2	1,9	2,7	82,2	14,6	65,9	19,5	—	50,5	14,6	0,6	49,5	36,1	6,9	1,46		
0,53	100,34	11,6	1,8	4,6	82,0	46,4	37,7	15,9	—	44,3	5,9	0,2	55,7	39,0	6,4	1,92		
0,16	101,04	14,5	1,5	5,9	78,1	56,2	52,6	11,2	—	59,1	13,5	0,2	40,9	25,7	9,7	1,05		
0,20	100,24	15,3	0,3	3,6	80,8	—	39,3	19,6	41,1	53,9	21,0	0,1	46,1	30,7	51,0	1,31		
0,32	100,20	12,6	0,9	3,6	82,9	60,7	34,0	5,3	—	48,4	3,6	0,0	51,6	39,7	14,0	1,62		
0,68	100,49	12,3	1,1	3,6	83,0	57,1	39,4	3,5	—	46,3	7,1	0,0	53,7	40,3	11,2	1,79		
0,46	100,33	13,6	2,4	5,5	78,5	29,3	46,3	24,4	—	53,9	7,3	0,5	46,1	27,4	5,7	1,31		
1,07	100,21	11,6	1,2	5,5	81,7	61,9	28,6	9,5	—	39,3	7,1	0,2	60,7	39,0	9,6	—		
0,41	100,38	12,5	1,4	4,8	81,3	57,5	26,0	16,5	—	38,5	2,7	0,2	61,5	36,2	8,9	—		
0,38	100,06	13,6	0,9	2,9	82,6	54,5	34,1	11,4	—	45,2	4,5	0,0	54,8	37,1	15,1	—		
0,67	100,69	12,0	1,0	4,3	82,7	66,6	28,9	4,5	—	41,7	3,1	0,0	58,3	40,4	12,0	—		
0,68	100,34	12,2	0,9	4,0	82,9	62,3	32,8	4,9	—	37,2	3,2	0,0	62,8	40,5	13,5	—		
0,43	100,32	13,4	0,7	2,9	83,0	36,4	50,0	13,6	—	53,4	0,0	0,0	46,6	35,5	19,1	—		
—	99,90	13,7	0,9	4,6	80,8	62,8	24,4	12,8	—	55,2	8,6	0,0	44,8	33,3	15,2	—		
—	100,02	13,7	1,0	3,8	81,5	65,7	20,5	13,8	—	53,5	5,2	0,0	46,5	34,6	13,7	—		
—	100,07	14,0	0,9	3,4	81,7	57,7	26,9	15,4	—	58,1	11,5	0,0	41,9	34,5	15,6	—		
—	100,18	14,9	0,2	1,6	83,3	—	62,5	0,0	37,5	59,9	33,3	0,0	40,1	36,6	74,5	—		
—	99,75	13,4	0,6	1,2	84,8	31,6	47,3	21,1	—	53,0	31,6	0,0	47,0	42,2	22,3	—		
—	99,93	12,1	0,6	3,4	83,9	71,7	13,2	15,1	—	50,8	7,5	0,0	49,2	43,0	20,1	—		

Вторая фаза: 24-25 — среднезернистые биотитовые граниты того же массива (Е. Г. Бордюгов, 1964).
Третья фаза: 26 — гранит-порфир Вешнянского массива (А. И. Фрейлин, 1965); 27-28 — те же породы Иудитинского массива (Е. Г. Бордюгов, 1964).
Четвертая фаза: 29-31 — мелкозернистые лейкократовые граниты Иудитинского массива (Е. Г. Бордюгов, 1964); 32-35 — те же граниты Иудитинского массива (32 — А. И. Фрейлин, 1965; 33-35 — А. И. Загружина, П. П. Колесниченко, 1965); 36 — интенсивно грейзенизированный мелкозернистый лейкократовый гранит (С. Ф. Лугов, 1959); 37-38 — грейзенизированные мелкозернистые граниты Иудитинского массива (И. А. Загружина, П. П. Колесниченко, 1965).



Фиг. 5. Петрохимическая диаграмма гранитоидов Иультинского и Северных рудных узлов

связано с заметно увеличенным содержанием калия по сравнению с натрием (калиевый уклон); отношение K_2O/Na_2O в гранитоидах 1,05—2,57 вес. %. Такие соотношения находят отражение в удлинённых пологих векторах в плоскости CSB , особенно для гранит-порфиров третьей интрузивной фазы. Наблюдающиеся несоответствия между более высоким содержанием окиси калия и относительно небольшим количеством калиевых полевых шпатов можно объяснить присутствием значительного количества калия в биотитах (Загрузина, 1965). Отношение a/c (показатель щелочности) колеблется в широких пределах (3,0—19,1), заметно увеличиваясь в гранитах второй и четвертой интрузивных фаз, т. е. в наиболее лейкократовых кислых дифференциатах гранитной магмы.

Несмотря на общие черты петрохимизма, гранитоиды отдельных интрузивных фаз на векторной диаграмме (см. фиг. 6) занимают несколько обособленное положение при общей тенденции к образованию непрерывного ряда пород.

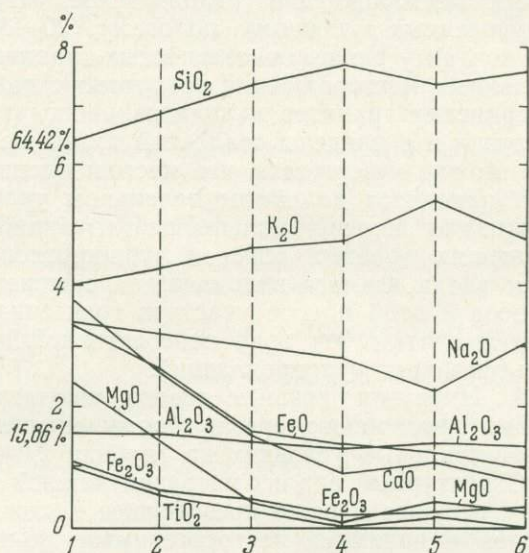
Гибридные эндоконтактовые кварцевые монцониты первой фазы Вешкапского массива (см. таблицу, анализы 1—7) в общих чертах близки к средним кварцевым монцонитам по Дэли и Брёггеру, но отличаются от них тем, что принадлежат к плюмазитовому, а не к нормальному ряду. Гибридные гранодиориты первой фазы Иультинского и Вешкапского массивов (анализы 8—14) наибольшее сходство обнаруживают со средним составом дацитов по Дэли. Резкопорфировидные андезиновые биотитовые граниты первой фазы обоих массивов (анализы 15—23) и гранит-порфиры третьей фазы (анализы 26—28) близки к послекембрийским гранитам и гранитам всех периодов по Дэли. Равнозернистые граниты второй интрузивной фазы (анализы 24—25) и мелкозернистые лейкократовые граниты четвертой фазы (анализы

29—35) сходны с аплитово-аляскитовой ветвью гранитов по Дэли. Таким образом, четко намечается цикличность, обусловленная близостью петрохимических черт гранитов первой и третьей, второй и четвертой интрузивных фаз.

Интенсивно грейзенизированные граниты Иультинского массива (анализы 36—38) близки к типичным грейzenам по Дэли и другим авторам; коэффициент Q этих гранитов менее 45, хотя для них характерны

Фиг. 6. Вариационная диаграмма средних содержаний окислов в гранитоидах Иультинского рудного узла

1 — кварцевые монцитоны I фазы; 2 — грачодиориты I фазы; 3 — андезитовые граниты I фазы; 4 — равномернозернистые граниты II фазы; 5 — гранит-порфиры III фазы; 6 — мелкозернистые лейкократовые граниты IV фазы



такие показатели, как коэффициенты c и b , отношение a/c , низкая дополнительная характеристика m' и как следствие этого — часто горизонтальное положение вектора B плоскости ASB и максимальная сближенность векторов с осью ASC .

Состав гранитоидов рассматриваемого комплекса отличается от среднего состава гранитоидов по Дэли пересыщенностью глиноземом (плюмазитовый ряд), резким преобладанием калия над натрием (калиевый уклон), особенно для гранит-порфиров третьей интрузивной фазы, пониженным содержанием полевошпатовой извести и магния, преобладанием закисного железа над окисным, значительной пересыщенностью кремнекислотой. Указанные черты петрохимизма сближают рассматриваемые гранитоиды с типичными оловоносными гранитами Северо-Востока и мира (Готман, 1947; Лугов, 19596, 1962, 1965 и др.).

ВЫВОДЫ

1. Процесс формирования позднемеловых гранитоидов Иультинского и Северного рудных узлов был сложным и продолжительным. Гранитоиды сформированы в четыре последовательно сменяющиеся интрузивные фазы: 1) резкопорфировидные андезитовые граниты с эндоконтактовыми фациями грачодиоритов и кварцевых монцитонов; 2) равномернозернистые биотитовые граниты; 3) гранит-порфиры; 4) мелкозернистые лейкократовые граниты.

2. Общее направление эволюции дифференциации магматического очага выразилось в периодической смене нормальных по составу резкопорфировидных гранитов первой и третьей фаз ультракислыми лейкократовыми равномернозернистыми гранитами второй и четвертой

фаз с резким уменьшением объема дополнительных третьей и четвертой фаз.

3. Большинство интрузий отдельных фаз на примере Иультинского и отчасти Вешкапского массивов относятся к структурным плутонам, по Н. А. Елисееву (1953).

Изучение внутренней структуры Иультинского массива позволило наметить некоторые закономерности в размещении оловянно-вольфрамовых месторождений (Таризельское, Чаантальское и Контактное), приуроченных к южному, пологому ($20-30^\circ$) в сторону осадочных пород контакту равномернозернистых гранитов второй фазы. Рудные тела указанных месторождений совместно с дайками гранит-порфиоров, мелкозернистых гранитов и аплитов располагаются параллельно контакту интрузии и в пределы осадочной толщи не выходят. Учитывая эти данные, можно утверждать, что месторождения южного эндоконтакта массива находятся на самом начальном уровне эрозионного среза и заслуживают поэтому дальнейшей глубинной разведки. Наличие крутопадающих краевых сбросов субширотного простирания в полосе до 2 км вдоль южного эндоконтакта массива и широкое развитие вдоль сбросов в этой полосе участков грейзенизированных гранитоидов позволяют считать эту зону перспективной для поисков новых оловянно-вольфрамовых рудопроявлений.

4. Интрузии позднемелового комплекса находятся в начальной стадии эрозионного среза. Формирование их происходило в типично-гипабиссальных условиях на глубине 2,0—2,5 км.

Структурный анализ интрузий каждой фазы показал, что они занимают секущее и реже кососекущее положение к складчатой структуре района и являются постороженными, по-видимому, внедрившимися по крупным глубинным разломам северо-восточного субмеридионального и северо-западного направления.

5. По структурно-минералогическим особенностям намечается сходство между гранитоидами первой и третьей, второй и четвертой интрузивных фаз.

Гранит-порфиры третьей фазы отличаются от порфировидных гранитов первой фазы меньшим размером вкрапленников и зерен основной массы, отсутствием ксенолитов и гибридных разностей, роговой обманки, пироксена, сфена, меньшим содержанием биотита, кварца, плагиоклаза и более высоким содержанием калиевого полевого шпата и редкоземельных акцессорных минералов. Не исключено, что часть кристаллов калиевого полевого шпата в гранит-порфирах образована в результате калиевого метасоматоза. Граниты четвертой интрузивной фазы отличаются от гранитов второй фазы более мелкозернистым строением, наличием пегматоидных обособлений, меньшим содержанием биотита, более кислым составом плагиоклаза, породообразующей ролью граната альмандинового ряда, редкометальным и редкоземельным составом акцессорных минералов и, как следствие, большей ролью летучих компонентов.

6. Результаты спектральных анализов характерных элементов-примесей гранитов и результаты анализов мономинеральных биотитов всех интрузивных фаз приведены на вариационных диаграммах (см. фиг. 3, 4). Как видно из диаграмм, в процессе магматической дифференциации от фазы к фазе наблюдается закономерное изменение содержания иттрия, иттербия, галлия, бериллия, олова и свинца и резкое увеличение большинства редкометальных и редкоземельных элементов, особенно олова в лейкократовых гранитах четвертой заключительной фазы, на что неоднократно указывал С. Ф. Лугов (1959б, 1962, 1965).

7. Четко намечается пространственная и генетическая связь оловянно-вольфрамовой минерализации Иультинского и Северного рудных

узлов с ультракислыми гранитами четвертой заключительной фазы интрузивного комплекса. Эти данные не противоречат выводам С. Ф. Лугова (1962, 1965), В. К. Чайковского (1960), И. А. Загрузиной (1965) и других исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1964, вып. 11.
- Городинский М. Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Готман Я. Д. Интрузии оловорудных провинций.— Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 82, № 8.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Загрузина И. А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка).— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1965, вып. 12.
- Загрузина И. А., Колесниченко П. П. Новые данные о гранитах Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1965, вып. 12.
- Зильберминц А. В. Особенности оловянного оруденения Северной Чукотки.— Материалы к Первой всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 2.
- Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловоносных интрузий Чукотки.— Сов. геология, 1958, № 10.
- Лугов С. Ф. Возраст гранитоидов Чукотки по данным аргонового метода и геологических наблюдений.— Сов. геология, 1959а, № 5.
- Лугов С. Ф. Мезозойские гранитоиды Чукотки и связь с ними оруденения.— Сов. геология, 1959б, № 10.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во «Недра», 1964.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Матвеев В. Т. О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Милов А. П., Изанов В. С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1965, вып. 12.
- Никольский А. П. Иультинское и Северное оловянно-вольфрамовые месторождения и геологическое строение их окрестностей. Изд-во ГУСМП, 1941.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1962, вып. 1.
- Фирсов Л. В. О возрасте изверженных пород бассейна р. Амгуемы и оловянно-вольфрамового месторождения Иультин.— Труды ВНИИ-1, геол., 1960, вып. 66.
- Фирсов Л. В. Возраст оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Колыма, 1961, № 10.
- Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

О ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ЭКЗОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ВАЛЬКУМЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В. Г. ЗОРИН

Валькумейское рудное поле находится в южной части Певекского рудного узла, занимающего одноименный полуостров на восточном побережье Чаунской губы.

Породы, слагающие рудное поле, представлены нижнемеловыми песчаниками и сланцами и прорывающими их верхнемеловыми гранитоидами Певекского массива. Вмещающая массив толща осадочных пород подверглась относительно слабому контактовому метоморфизму (ороговикованию) в ореоле 60—100 м (на южном фланге до 300 м), однако полностью перекристаллизованных осадочных пород не встречено даже непосредственно на контакте их с интрузивными породами. Основная часть Певекского массива занята гранодиорит-адамеллитами и их фациальной разновидностью — гранит-адамеллитами. Встречаются также участки, сложенные андезиновыми гранитами. Центральная часть массива представлена штоком из более поздних лейкократовых мелкозернистых гранитов (фиг. 1).

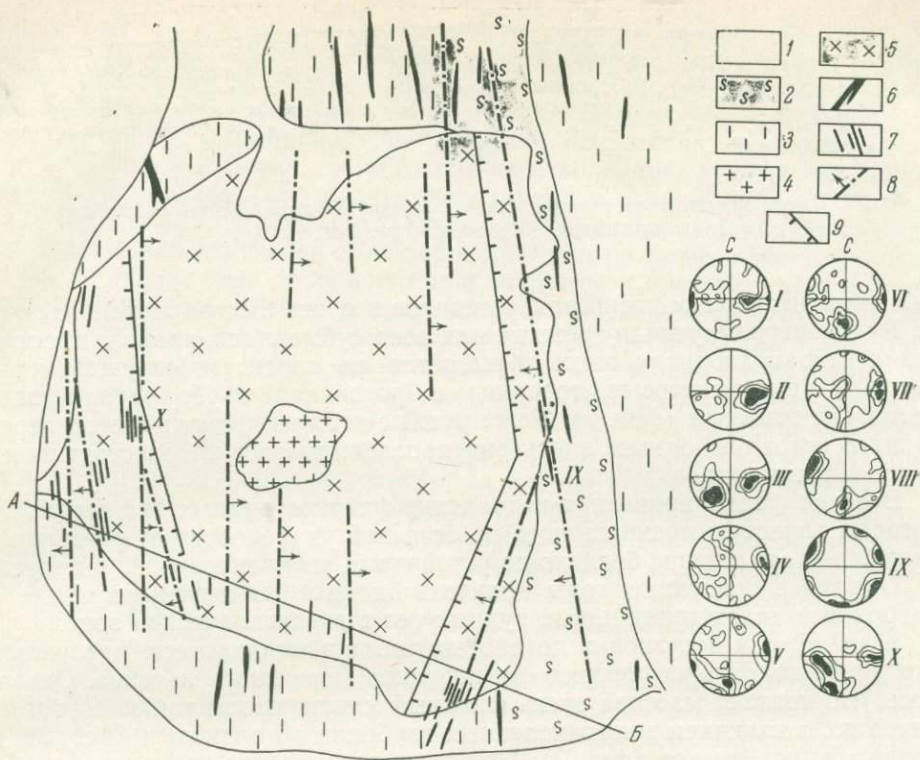
Месторождение приурочено к западному крылу антиклинали северо-северо-западного простираения, ядро которой выходит на дневную поверхность к востоку от массива. Весь Певекский рудный узел находится в пределах восточного крыла Раучуанского прогиба.

Месторождение относится к касситерит-сульфидной формации. Почти все учтенные запасы месторождения сосредоточены в рудных телах эндоконтактной зоны интрузива в пределах участков Центральный и Двурогий.

Характерная черта месторождения — приуроченность всех рудных тел к хорошо выраженным сколовым трещинам субмеридионального простираения с небольшим отклонением к северо-северо-западу (участок Центральный) и северо-северо-востоку (участок Двурогий).

В морфологическом отношении среди рудных тел выделяются: простые жилы, сложные жилы и рудные зоны. Детальное описание этих морфологических типов приводится в работах Б. Л. Флерова и И. Е. Дворак (1956), Д. И. Овчинникова (1966) и др. Простые жилы нередко по простираению и падению переходят в сложные, а иногда даже в рудные зоны.

К настоящему времени сложилось вполне определенное мнение о приуроченности рудных тел главным образом к эндоконтактной зоне массива — так называемой гранодиоритовой оторочке. Первые касситеритсодержащие рудные тела на месторождении были обнаружены именно в экзоконтактной зоне Певекского массива (участок Прибрежный). Однако при дальнейшем изучении месторождения зона экзоконтакта была совершенно несправедливо забыта. Правда, некоторые исследователи (Овчинников, 1959; Лугов, 1965) указывают на возможное нахождение рудных тел в западной и восточной приконтактных зонах рого-



Фиг. 1. Схема геологического строения Валькумейского рудного поля

1—четвертичные отложения; 2—ороговикованные песчаники; 3—ороговикованные сланцы; 4—шток лейкократовых гранитов; 5—гранитоидный массив верхнемелового возраста; 6—догранитовые и послегранитовые дайки; 7—рудные тела кварц-турмалинового состава; 8—основные влияния фланговых дизъюнктивных нарушений; 9—границы распространения рудных тел, падающих на запад (зона влияния фланговых дизъюнктивных нарушений); I—X—диаграммы ориентировки трещин I—VIII—к разрезу по АБ, IX—X—участки на схеме

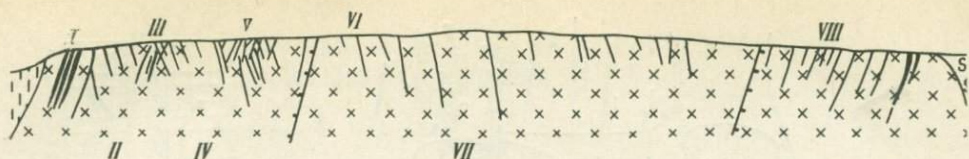
виков, не рассматривая при этом структурную позицию таких рудных тел, их морфологию и минеральный состав.

Метаморфизованные осадочные породы, развитые в пределах субширотных и близких к ним экзоконтактовых зонах, в отношении оруденения считались совершенно бесперспективными. Это относилось, в частности, к приконтактовым зонам роговиков участков Центральный и Двурогий. Вывод о бесперспективности роговиков базировался на следующих фактах.

1. С поверхности и в подземных выработках рудные тела со сколь угодно обнадеживающими параметрами обнаруживались только в эндоконтактной зоне массива.

2. Плоскость контакта гранодиоритов с роговиками, по данным многочисленных наблюдений, считалась более или менее плавной, имеющей простирание в основном секущее по отношению к доминирующему простиранию рудных тел на юго-западном, южном и юго-восточном флангах месторождения.

3. На поверхности и в подземных выработках все прослеженные жилы и зоны явно беднеют с приближением к контакту; большинство рудных тел, особенно жильных, на южных флангах месторождения выклинивается в гранодиоритах, не достигая контакта. Когда рудные тела выклиниваются на контакте, они превращаются в серии маломощных сульфидных прожилков, которые расходятся в разные стороны по пер-



Фиг. 2. Схематический разрез через Валькумейское месторождение по линии АБ
условные обозначения см. фиг. 1)

вым приконтактовым трещинам роговиков и очень быстро выклиниваются. Рудоконтролирующая трещина или зона субмеридионального простираения в гранодиоритах резко обрывается на плоскости секущего контакта, а приконтактовые трещины в роговиках грубо параллельны плоскости контакта (фиг. 2). Реже рудные тела из гранодиоритов переходят в роговики, однако здесь они прослеживаются на расстоянии не более первых метров.

Все эти факты привели к недооценке флангов рудных тел, изучение которых зачастую прекращалось на большой удаленности от роговиков, как только оруденение беднело до устойчивых забалансовых параметров.

Однако в последние годы получены данные, свидетельствующие о возможном нахождении новых рудных тел в экзоконтактовой зоне.

Основой для постановки поисковых работ в экзоконтакте послужило уточнение положения поверхности контакта Певекского массива. Оказалось, что контакт массива очень сложный как по простираению, так и по падению, с наличием многочисленных глубоких роговиковых выступов и гранитоидных языков (фиг. 3). При этом простираение контактов наиболее протяженных выступов и языков субпараллельно направлению основных рудолокализирующих структур эндоконтактовой зоны. Следовательно, структурная позиция роговиковых выступов весьма сходна с позицией экзоконтакта участка Прибрежный, где наличие рудных тел было отмечено еще в конце тридцатых годов.

Поиски (подземные горные выработки и скважины колонкового бурения), проведенные в пределах некоторых роговиковых выступов юго-западного и южного флангов участка Центральный, принесли положительные результаты.

Морфология и структурная позиция рудных тел экзоконтактовой зоны. Рудные тела экзоконтактовой зоны по своей морфологии ничем не отличаются от типичных рудных тел эндоконтактовой зоны Певекского массива. Это в основном сложносетчатые, иногда простые жилы крутого западного или восточного падения ($65-90^\circ$), субмеридионального простираения. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 5 м. На участках наиболее сложного строения эти рудные тела представлены зонами гидротермально измененных песчаников и сланцев, насыщенных прожилками и жилами, чаще согласных с падением самого рудного тела.

Как правило, центральную часть рудного тела выполняет наиболее протяженная и мощная жила («жильный ствол»), вокруг которой располагаются более маломощные и короткие апофизы и самостоятельные прожилки, отсутствующие на участках с простым строением рудных тел. «Жильный ствол» часто ветвится на несколько жил, то сливающихся в одну жилу, то вновь расходящихся в пределах рудного тела.

На флангах, при выклинивании, жилы ведут себя различно в зависимости от положения контакта.

На удалении от контакта (во внешней части экзоконтакта) при выклинивании рудных тел наблюдается постепенное упрощение морфологии и уменьшение мощности. На границе роговиков с гранитоидами при секущем простираении контакта рудное тело выклинивается в пределах

последнего, не выходя в гранитоиды. За несколько метров до выклинивания появляются более часто секущие кливажные трещины, параллельные плоскости контакта. При входе в такую зону жильное рудное тело распадается на ряд прожилков, которые постепенно выклиниваются, т. е. получается картина, аналогичная выклиниванию рудных тел, локализующихся на контакте с гранодиоритами (см. фиг. 2).

Точно такая же геолого-структурная обстановка выклинивания рудных тел в экзоконтактовой зоне наблюдается и по их восстанию.

Когда рудное тело постепенно приближается к контакту, не имеющему резких перегибов в своем простирании, т. е., когда угол между контактом и рудным телом небольшой, рудное тело может пересекать контакт, выклиниваясь уже в гранитоидах на значительном расстоянии от контакта либо причленяясь к другому рудному телу, которое локализуется в эндоконтактовой зоне (фиг. 4). Характерно, что при переходе рудного тела из роговиков в гранитоиды (см. фиг. 4) не наблюдается никаких изменений его морфологии, характера выделения жильных минеральных ассоциаций и околорудных изменений вмещающих пород.

Все рудопроявления, локализующиеся в роговиках, располагаются по простиранию и падению субпараллельно контакту, имеющему близкое к меридиональному простирание, согласное с простиранием основных рудолокализирующих структур эндоконтактовой зоны того или иного участка Валькумейского рудного поля.

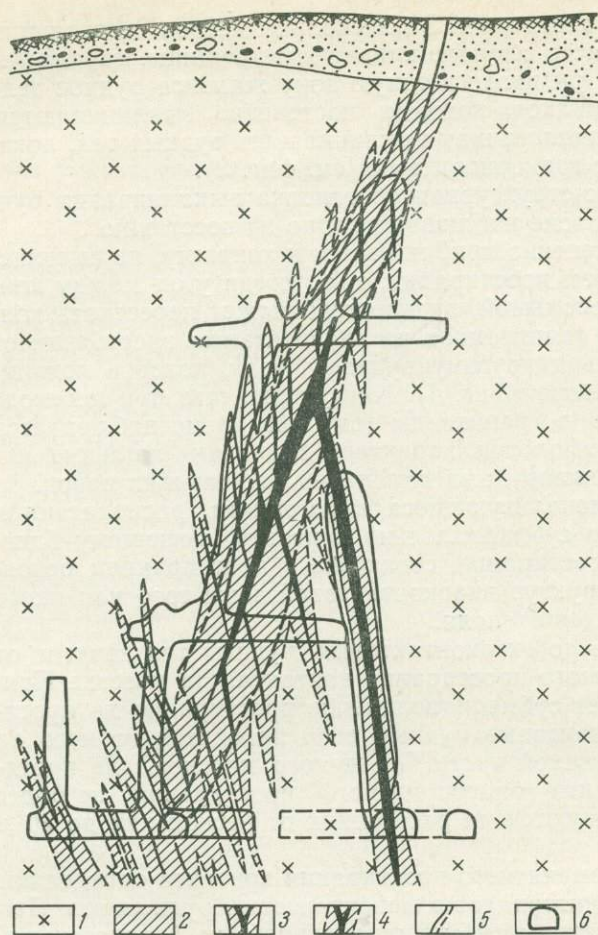
Расстояние от контакта до экзоконтактовых рудных тел зависит от протяженности благоприятного простирания контакта. На участке Прибрежный, где контакт имеет субмеридиональное простирание на протяжении 1,5—2 км, экзоконтактовые рудные тела находятся от него на расстоянии 70—100 м. В южной части Певекского массива, где протяженность участков контакта благоприятного простирания не более 200 м, рудные тела локализируются на расстоянии от нескольких до 20 м от контакта.

Размеры участков благоприятного простирания контакта определяют и размеры промышленных интервалов экзоконтактовых рудных тел. При изменении положения контакта с субмеридионального на близкое к широтному рудные тела выклиниваются.

Текстуры жильного выполнения, последовательность выделения минеральных ассоциаций. Наиболее распространенные текстуры жильного выполнения — полосчатые и брекчиевые, реже гребенчатые и друзовые.

Симметрично-полосчатые текстуры экзоконтактовых жил встречаются довольно часто, но случаи, когда при этом присутствует весь комплекс установленных минералов, очень редки. Обычно симметричная полосчатость выражается постепенно сменяющимися друг друга следующими минеральными ассоциациями (от зальбандов к центру): 1) турмалин — касситерит — сульфиды; 2) турмалин — касситерит — сульфиды — кварц; 3) турмалин — сульфиды — кварц; 4) турмалин — касситерит — кварц; 5) турмалин — кварц.

В случаях брекчиевой текстуры наблюдается такая же последовательность выделения минеральных ассоциаций как от зальбандов жилы, так и от обломков вмещающих пород. Местами симметричная полосчатость нарушается внедрением сульфидных или кварц-карбонатных прожилков в турмалиновую или кварц-касситеритовую оторочки. Этим обусловлена асимметричная полосчатость. Иногда поздние минеральные ассоциации цементируют обломки более ранних минеральных ассоциаций, создавая видимость взаимного наложения продуктов разных стадий. Однако нами не обнаружено проявления стадийности в полном смысле этого слова (кроме поздних отложений кальцита), при наличии всего комплекса минералов наблюдается постепенный переход от более ранних к более поздним без перерывов во времени.



Фиг. 3. Схематический разрез по минерализованной зоне 220

1 — гранодиориты; 2 — гидротермально измененные вмещающие породы; 3 — вскрытые рудные жилы и прожилки кварц-турмалинового состава; 4 — не вскрытая часть рудного тела; 5 — контуры отработки; 6 — штрековые выработки

Асимметрично-полосчатые текстуры и цементация агрегатов ранних минералов более поздними, а также отсутствие тех или иных минералов на некоторых участках рудных тел, свидетельствуют о неоднократном раскрывании и сжатии отдельных участков рудолокализирующих трещин.

Изучение взаимоотношений и пространственного размещения минеральных ассоциаций позволило наметить определенную последовательность минералообразования. Сопоставляя эту последовательность со схемой стадийности минералообразования эндоконтакта (по Д. И. Овчинникову), можно заключить, что рудообразование в экзоконтактовой зоне соответствует III—VI стадиям.

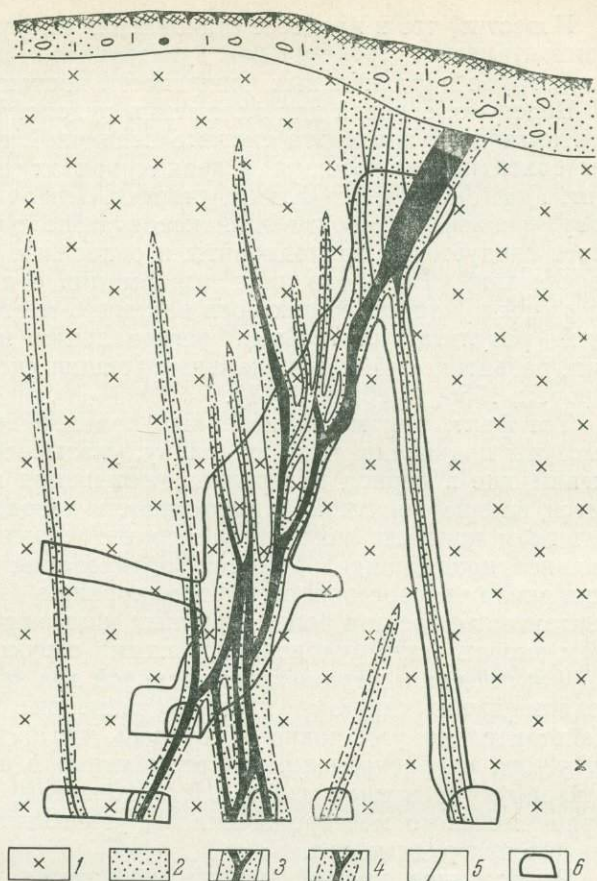
Околожильные породы. Мощность зон гидротермально измененных песчаников и сланцев, вмещающих жилы, колеблется от первых сантиметров до 5 м и в основном зависит от мощности жил, количества апофиз и сопутствующих прожилков.

Переходы от жил к измененным породам резкие, а от измененных пород к неизменным — постепенные. Отдельные части жил, сопровождаемые у зальбандов тектонической глиной, почти не имеют ореола измененных пород.

Гидротермальные изменения вмещающих пород выразились в серицитизации, окварцевании и березитизации. Наиболее широко распространены процессы серицитизации и окварцевания. Как правило, непосредственно призальбандные части вмещающих пород окварцованы в

Фиг. 4. Схематический разрез по сложносетчатой жиле 40 свиты рудных тел 5—59

1 — гранодиориты; 2 — гидротермально измененные вмещающие породы; 3 — вскрытые рудные жилы и прожилки кварц-турмалинового состава; 4 — невскрытая часть рудного тела; 5 — контуры отработки; 6 — штрековые выработки



ореоле 5—10 см, на более далеких расстояниях проявляется серицитизация, постепенно затухающая по мере удаления от жилы. Березитизации подвергнуты тектонически более ослабленные породы. Из сульфидов в березитах присутствует пирит (очень редко арсенопирит) в виде отдельных кристаллов кубической формы размером до 5 мм. Мелкие трещинки в таких породах, как правило, залечены пиритом и кальцитом.

Возможные причины появления рудных тел в экзоконтактовой зоне. Литологический состав пород Певекского массива и вмещающих его пород не оказывал влияния на процесс рудообразования. Доказательством этого служит наличие рудных тел, единого этапа минералообразования как в андезитовых гранитах и гранодиоритах, так и в роговиках, а также переход рудного тела из роговиков в гранитоиды без каких-либо морфологических и минералогических изменений.

Эти факты заставляют рассматривать закономерности размещения рудных тел в пределах Валькумейского рудного поля в основном со структурных позиций.

По сравнению с гранитоидами вмещающие интрузивные породы по физико-механическим свойствам (значительно большая упругость и сопротивление сколу и меньшая проницаемость) менее благоприятны для локализации рудных тел (Лугов, 1949; Флеров, Дворак, 1956; Овчинников, 1966 и др.). Это служило обоснованием для отказа от проведения поисковых работ в экзоконтактовой зоне.

Положительные результаты поисковых работ последних лет заставляют по-новому рассматривать этот вопрос.

Известно, что в процессе становления интрузива развивается система приконтактных трещин (как в интрузиве, так и во вмещающих породах), грубо параллельных поверхности контакта.

Вероятно, основой для заложения рудолокализирующих структур экзоконтакта послужила эта система первичной трещиноватости. Диаграммы ориентировки трещин в гранодиоритах и осадочных породах (см. фиг. 1) юго-западного фланга участка Центральный (по Д. И. Овчинникову) показывают почти одинаковое расположение их максимумов. Из этого следует, что гранодиориты и осадочные породы имеют один план деформаций. Такой же план деформации с небольшими отклонениями на разных участках характерен для всего месторождения. Эти деформации — результат длительных региональных напряжений, способствующих развитию субмеридиональных трещин скола (Лугов, 1949; Флеров, Дворак, 1956; Хребтов, 1961).

Тот факт, что многочисленные гранитоидные языки и роговиковые выступы подчинены тому же плану, указывает на наличие этих напряжений еще в период внедрения и остывания интрузива. Отсюда становится вполне понятной приуроченность экзоконтактных рудных тел к участкам контакта роговиков с гранитоидами, имеющими субмеридиональное простирание. Условия образования субмеридиональных трещин скола способствовали и формированию из субмеридиональных приконтактных трещин более крупных дизъюнктивов, которые в дальнейшем смогли стать рудолокализирующими структурами.

Фактически и в гранитоидах основой для заложения и развития рудолокализирующих структур явились такие же приконтактные трещины. Действительно, уже давно отмечалось, что рудные тела, локализующиеся в них, не распределяются равномерно в зоне эндоконтакта, а концентрируются в виде узлов. Исследователи, занимающиеся изучением Валькумейского месторождения, не указывают причин поузлового распределения рудных тел.

В последнее время изучение контакта в пределах горного отвода позволило установить, что южные фланги узлов рудных тел приурочены к перегибам контакта, имеющего близкое к меридиональному простирание или субпараллельное направление к основным рудолокализирующим структурам.

Последнее вполне объяснимо, если учесть, что контакт гранитоидов с роговиками является границей двух сред с разными физико-механическими свойствами и в процессе развития напряжений играл роль упора.

Если в гранодиоритах рудолокализирующие структуры значительных размеров могли образоваться как в непосредственной близости от контакта, так и на некотором расстоянии от него, то в осадочных породах более или менее протяженные структуры смогли развиваться только на основе первичной приконтактной трещиноватости в пределах участков благоприятных простираний и падений контакта.

При изменении положения контакта как по падению, так и по простиранию в связи с резким изменением ориентации первичной приконтактной трещиноватости рудные тела выклиниваются. При небольшом угле между контактом и рудолокализирующей структурой последняя может пересекать контакт и продолжаться в гранитоидах. Характерно также отсутствие рудопроявлений в роговиках при пологом положении контакта, даже при его благоприятном простирании.

Вероятно, в процессе рудообразования тектоническая обстановка способствовала раскрытию только крутых субмеридиональных трещин. Поэтому на верхних горизонтах горного отвода, где углы падения контакта в основном менее 50° , в роговиковых выступах не обнаружено рудных тел.

ВЫВОДЫ

1. В пределах экзоконтактной зоны Валькумейского месторождения возможно обнаружение новых рудных тел.

2. Экзоконтактные рудные тела залегают в непосредственной близости от контакта гранитоидов с роговиками, имеющего простирание, близкое к простиранию основных рудолокализирующих структур эндоконтакта. Размеры их по простиранию и падению определяются размерами участка контакта благоприятного положения (субмеридиональное простирание, крутое падение).

3. Рудные тела экзоконтактной зоны ни по морфологии, ни по минеральному составу жильных выполнений не отличаются от большинства рудных тел, локализующихся в эндоконтактной части Певекского интрузива.

4. На участках Центральный и Двурогий, где в эндоконтакте выявлены все основные узлы рудных тел, наиболее перспективные участки в экзоконтакте — южные продолжения этих узлов.

5. По мере выявления узлов рудных тел эндоконтакта на менее изученных участках месторождения следует установить их положение по отношению к контакту интрузии с целью выявления участков экзоконтакта, наиболее перспективных в отношении оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Лугов С. Ф. Материалы по геологии рудного поля Валькумей.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1949, вып. 4.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Овчинников Д. И. Условия формирования Валькумейского оловорудного месторождения.— Минеральное сырье, 1966, вып. 11.
- Рохлин М. И. Некоторые черты металлогении Певекского полуострова.— Проблемы Арктики, 1938, № 5, 6.
- Флеров Б. Л., Дворак И. Е. Валькумейский интрузивный комплекс.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1956, вып. 12.
- Хребтов В. М. Структурные особенности оловорудного Валькумейского месторождения.— Колыма, 1961, № 12.
- Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ИУЛЬТИНСКОГО ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П. З. АКИНЬШИН, В. А. МАНДЫЧ

Иультинское месторождение находится в пределах выделенного С. Ф. Луговым (1965) Иультинского оловянно-вольфрамоносного узла, в осевой части Чукотской антиклинальной зоны с широким развитием мезозойской складчатости и меловых гранитоидов.

Осадочные породы рудного узла смяты в сложную мегантиклинальную складку, крылья которой осложнены более мелкими пликативными структурами и разломами. В западной части рудного узла простирание складок северо-западное, в восточной — круто изменяется на северо-восточное (фиг. 1).

Осадочные породы пермского и триасового возраста прорываются интрузивными образованиями трех возрастов. По данным Е. Г. Бордюгова, к триасовому комплексу относятся тела интенсивно амфиболитизированных габброидов, диабазов и серпентинизированных дунитов. Многочисленные дайки лампрофиров, кварцевых диоритовых порфиритов, кварцевых микродиоритов, кварцевых порфиров, порфиритов, альбитофиров и гранофиров по ряду признаков выделяются в раннемеловой, догранитный комплекс. Гранитоиды Иультинского и Право-Иультинского массивов, а также связанные с ними многочисленные дайки относятся к позднемеловому интрузивному комплексу. Единого мнения о возрасте гранитных массивов нет. С. Ф. Лугов (1965) относит их к нижнемеловому (доаптскому) комплексу, считая граниты Иультинского массива более молодыми; А. В. Зильберминц (1966) граниты Право-Иультинского массива относит к нижнемеловому, а граниты Иультинского массива к верхнемеловому возрасту.

В Право-Иультинском массиве, расположенном в восточной части рудного узла, выделяются интрузивные породы ранней фазы, представленные порфировидными андезиновыми биотитовыми гранитами с эндоконтактной фацией гранодиоритов и кварцевых монцонитов, и поздней фазы с дайками и мелкими штоками гранит-порфиров, секущих гранитоиды ранней фазы.

Иультинский массив находится в западной части рудного узла. В нем выделяются четыре интрузивные фазы. Первая представлена резкопорфировидными гранитами и гибридными гранодиоритами, вторая — равномернозернистыми гранитами, третья — гранит-порфирами и четвертая, заключительная фаза — мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Породы третьей и четвертой интрузивных фаз менее распространены по сравнению с породами первой и второй фаз.

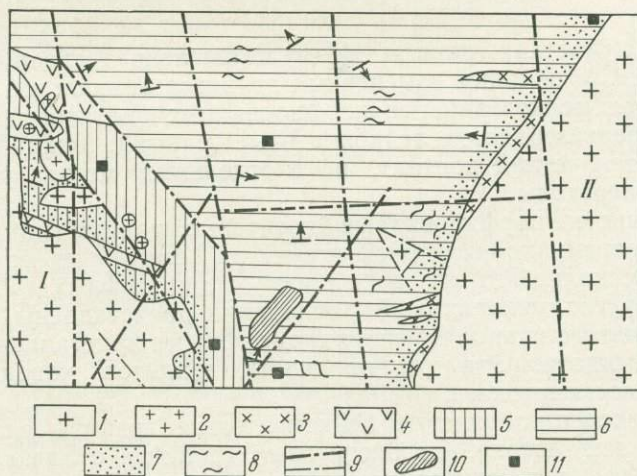
Основные рудопроявления приурочены к участкам сопряжения тектонических нарушений, которые являются опережающими по отношению к глубинным разломам, контролирующим положение интрузий гранитоидов.

Иультинское месторождение расположено на северном крыле антиклинальной структуры на участке сопряжения разломов северо-восточ-

ного и субширотного простирания. Вмещающие осадочные породы рудного поля — чередующиеся метаморфизованные триасовые песчаники и сланцы. Они слагают мощную толщу, нижний горизонт которой существенно сланцевый, а верхний существенно песчаниковый. На глубине осадочные породы прорываются штоком гранитов (фиг. 2); в экзоконтакте его широко развиты апофизы и дайки микрогранитов и гранит-аплитов, залегающие в большинстве случаев согласно с элементами напластования осадочной толщи. В самом штоке установлены дайки пегматитов и аплитов. Граниты штока вскрыты горными выработками и скважинами на трех горизонтах месторождения.

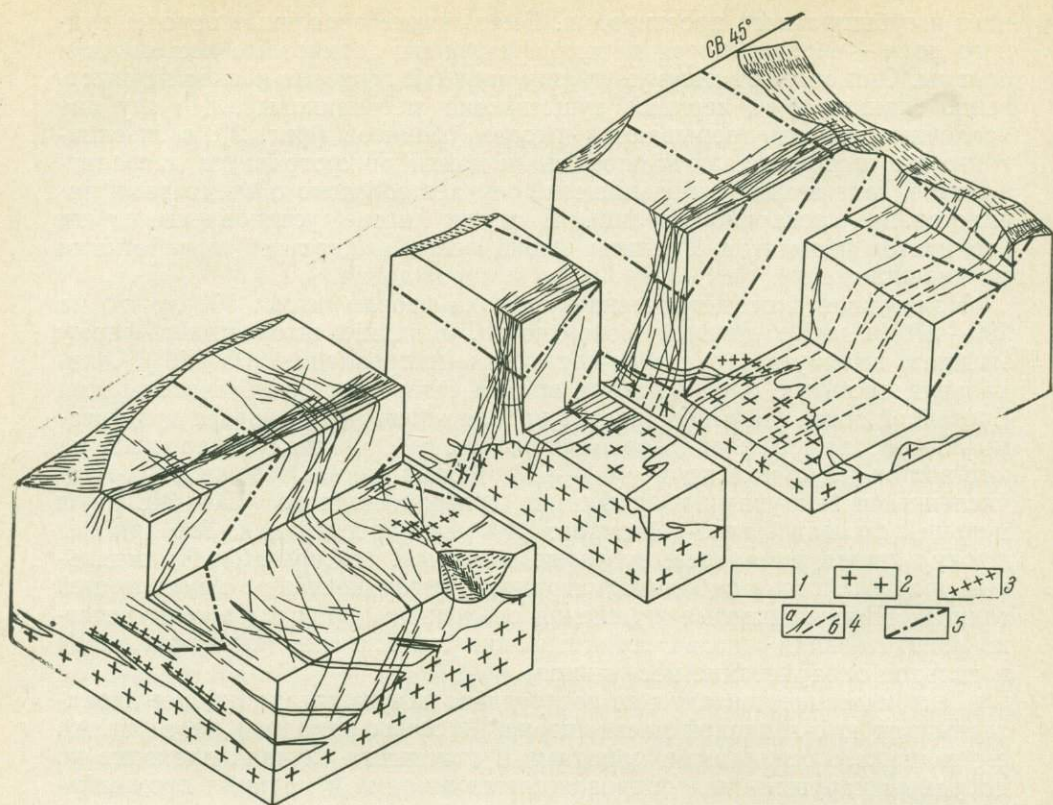
Наивысшая гипсометрическая отметка кровли штока 500 м, что на 250—270 м ниже дневной поверхности. В плане шток имеет форму эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении (35—40°). Апикальная часть его располагается вблизи северо-восточной системы жил Восточной зоны. На северо-восток кровля штока погружается под углом 30—35°, на юго-запад более полого, на северо-запад и, вероятно, на юго-восток несколько круче (40—45°). Форма штока осложнена многочисленными выступами и апофизами северо-западного (320—340°) и в меньшей степени северо-восточного (40—45°) простирания. Это придает штоку в плане и в разрезе зубчатые очертания (см. фиг. 2). На отдельных участках штока наблюдаются тектонические контакты с вмещающей толщей. Приконтактные изменения осадочных пород выражены нечетко (биотитизация, иногда серицитизация существенно глинистых пород и сильное окварцевание песчаников).

Тектонические контакты по пострудным нарушениям наиболее характерны для юго-западной части штока. В северо-западной части штока его контакт с осадочными породами в отдельных случаях проходит по дорудным нарушениям и сопровождается жилами и мелкими прожилками крупнозернистого кварца и зонами грейзенизации.



Фиг. 1. Схема геологического строения окрестностей Иультинского месторождения (по материалам А. И. Фрейдина)

1 — порфировидные андезиновые граниты (St_2); 2 — мелкозернистые лейкократовые граниты (St_2); 3 — кварцевые диоритовые порфиры, кварцевые микродиориты (St_1); 4 — амфиболитизированные габбро, диабазы, амфиболиты, амфиболовые сланцы (Т); 5 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники ($P_2?$); 6 — песчаники и сланцы (T_{1-2}); 7 — контактное ороговикование; 8 — дайки; 9 — крупные разломы; 10 — Иультинское месторождение; 11 — месторождения и рудопроявления олова и вольфрама; I — Иультинский массив; II — Правоиультинский (Вешкальский) массив



Фиг. 2. Блок-диаграмма Иультинского рудного поля

1 — метаморфизованные песчаники и сланцы; 2 — граниты; 3 — дайки гранитного состава; 4 — кварцевые жилы: а — выявленные, б — предполагаемые; 5 — разрывные нарушения

На многих участках граниты штока интенсивно грейзенизированы и окварцованы. Среди менее измененных гранитов апикальной части штока выделяются мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты и равномерносреднезернистые лейкократовые граниты; между ними обычно наблюдается четкий контакт, но в отдельных местах установлены постепенные переходы.

Мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты гипидиоморфнозернистой, местами пойкилитовой структуры, состоят из ксеноморфных зерен кварца, калиевого полевого шпата, идиоморфных табличек плагиоклаза и других минералов. Вкрапленники представлены в основном зернами дымчатого кварца и реже идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата. Эта разновидность гранитов характерна для центральной части штока.

Равномерносреднезернистые лейкократовые граниты слагают приконтактовую зону штока. От биотитовых гранитов отличаются равномернозернистой (под микроскопом — гипидиоморфнозернистой) структурой, повышенным количеством кварца (характерно присутствие метасоматического кварца), наличием мусковита, флюорита, отсутствием биотита, хлорита, низким содержанием акцессорных минералов, повышенным содержанием сульфидов и высокой степенью метасоматической переработки, выразившейся в грейзенизации и окварцевании, которые наиболее интенсивно проявлены в приконтактовых частях штока.

П. П. Колесниченко и З. Г. Караева, занимавшиеся изучением штока гранитов, считают, что равномерносреднезернистые граниты образовались за счет мелкозернистых порфиroidных гранитов.

Среди равномернозернистых лейкократовых гранитов выделено тело сложной формы, представленное кварц-полевошпатовой породой, которую П. П. Колесниченко считает микроклинизированным гранитом. Для него характерна светло-бурая окраска, пористая текстура, гипидиоморфнозернистая и участками реликтовая структура, а также интенсивный катаклиз породообразующих минералов.

Формирование штока гранитов, очевидно, происходило в несколько стадий. Форма штока, пологий характер погружения его юго-западного контакта, петрографический состав слагающих его пород, а также жильный и дайковый комплекс позволяют считать его одним из выступов Иультинского массива гранитов. П. П. Колесниченко полагает, что граниты штока сходны с гранит-порфирами Иультинского гранитного массива и формирование их происходило одновременно, — в верхнем мелу. Особенности минерального состава гранитов штока приведены в табл. 1.

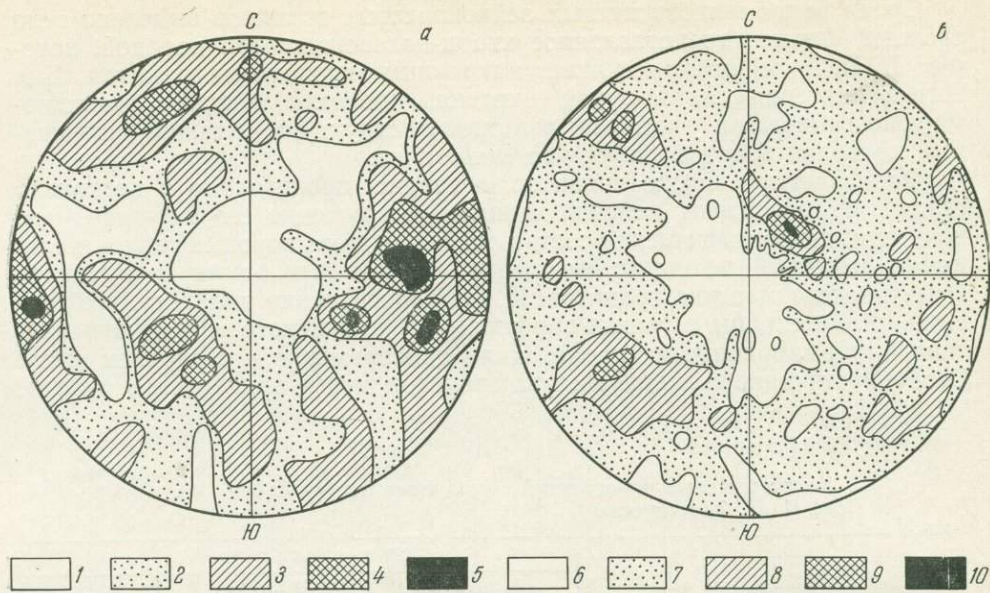
Таблица 1

Количественный минеральный состав гранитов (в объемн. %) по П. П. Колесниченко

Минерал	Разновидности гранитов		
	мелкозернистые порфировидные биотитовые	равномерно-среднезернистые лейкократовые	микроклинизированные
Кварц	38,5	43,8	15,4
Плагиоклаз	28,7 (олигоклаз № 20—25)	27,8 (альбит № 5—8)	42,8
Калиевый полевой шпат	26,8 (микроклин № 78—84)	22,5 (микроклин № 78—84)	40,5
Биотит	5,5	Нет	Нет
Мусковит	Очень мало	4,8	Мало
Хлорит	0,5	Нет	»
Карбонаты	Очень мало	0,6	0,5
Флюорит	» »	0,5	0,8
Циркон, апатит, гранат	0,5	Очень мало	Нет
Халькопирит, арсенопирит, пирротин, пирит	Очень мало	Мало	»

Трещинная структура месторождения очень сложная и обусловлена большим количеством различно ориентированных трещин (фиг. 3) и разнообразным их выполнением. Рудные жилы пересекают как граниты, так и осадочные породы, и, несмотря на существенное различие физико-механических свойств этих пород, характер рудовмещающих трещин не имеет заметных отличий. А. В. Зильберминцем (1966) была составлена классификация трещин осадочной толщи, в основу которой положена ориентировка трещин относительно осевой плоскости складки и слоистости осадочных пород. Работы последних лет позволяют существенно дополнить эту классификацию и пересмотреть схему развития трещинной структуры месторождения. В табл. 2 приводится сокращенная классификация трещин месторождения.

Послойные (главный максимум) и субпослойные (побочный максимум) трещины северо-западного простирания широко развиты. Первые из них характерны для сланцев, вторые — для более хрупких песчаниковых пород. Трещины этой системы вмещают более 50% всех даек гранитного состава мощностью 5 м. Жилы крупнозернистого кварца в этих трещинах встречаются очень редко, они малой (до 0,15 м)



Фиг. 3. Диаграмма ориентировки трещин (в %)

a — в гранитах штока (300 замеров): 1 — нет; 2 — до 0,33; 3 — 0,33—1,25; 4 — 1,25—1,67; 5 — >1,67; *б* — в осадочной толще (848 замеров, Зильберминц, 1966): 6 — нет; 7 — до 0,22; 8 — 0,22—0,50; 9 — 0,50—0,65; 10 — >0,65

мощности и небольшой протяженности. Послойные трещины — трещины межпластового проскальзывания, имевшего место в процессе складкообразования; субпослойные — сколовые, и оперяющие послойные.

Трещины северо-западного простирания, секущие напластование, распространены повсеместно как в осадочной толще, так и в штоке гранитов. Для них наиболее характерно юго-западное падение (главный максимум) под углами 40—65°, значительно реже северо-восточное крутое падение (75—90°). В осадочной толще небольшие трещины обычно извилистые, с шероховатыми стенками и ориентированы перпендикулярно поверхностям напластования. По мере увеличения длины они становятся более прямолинейными с гладкими стенками. Четко выделяется несколько зон максимального развития этих трещин. Большинство таких зон приурочено к пострудным тектоническим нарушениям типа сбросов с юго-западным пологим (15—35°) падением. К пологопадающим трещинам прилегают трещины более крутого падения. Установлены три крупные и протяженные (до 800 м) зоны трещин юго-западного падения, вмещающие жилы крупнозернистого кварца (см. фиг. 5). Трещины, развитые за пределами этих зон, характеризуются небольшими размерами. Обычно к ним приурочены небольшие по размерам жилы крупнозернистого кварца. В трещинах крутого северо-восточного падения жилы крупнозернистого кварца практически отсутствуют.

Дайки гранитного состава крайне редко локализируются в секущих напластование трещинах северо-западного простирания; обычно они имеют малую (до 10 см) мощность и небольшую протяженность.

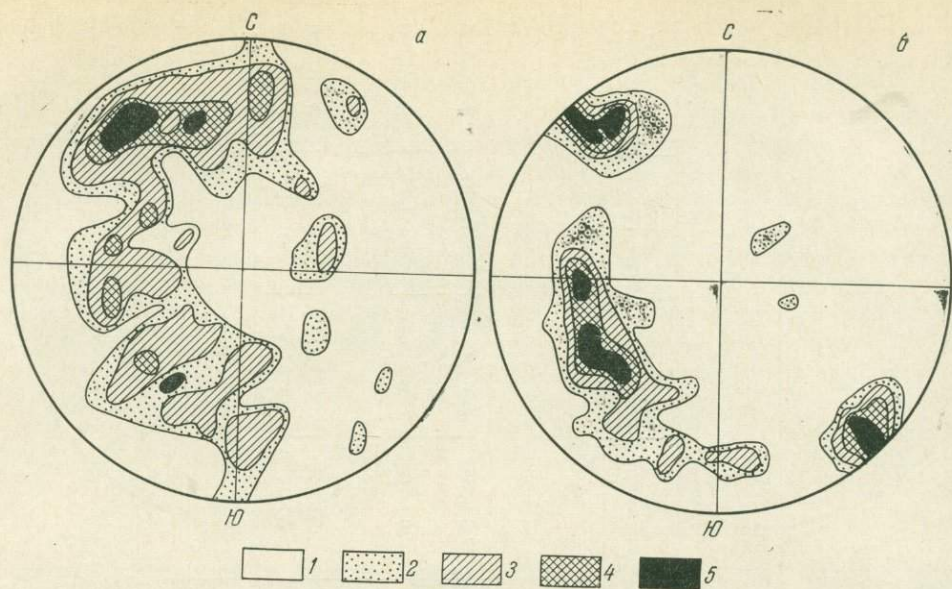
Широко развиты в рудном поле трещины северо-восточного простирания с крутыми углами падения (обычно 60—90°); большинство из них нерудоносны и имеют небольшие размеры. Частота этих трещин в рудном поле почти не меняется, однако наблюдаются участки сгущения, на которых более крупные трещины (длиной до 300 м) образуют узкие зоны значительной протяженности, выполненные

Таблица 2

Классификация трещин Иультинского месторождения

Система трещин	Элементы залегания (град)							
	осадочная толща				шток гранитов			
	главный максимум		побочный максимум		главный максимум		побочный максимум	
	азимут простираания	направление, угол падения	азимут простираания	направление, угол падения	азимут простираания	направление, угол падения	азимут простираания	направление, угол падения
<i>Северо-западного простираания (продольные)*</i>								
а) северо-восточного падения (послойные и субпослойные)*	290—330	СВ 20—40	340—15	В 25—55	Отсутствуют			
б) юго-западного падения (секущие напластования)*	300—340	ЮЗ 40—65	310—340	СВ 75—90	300—320	ЮЗ 30—45	295—310	СВ 35—55
<i>Северо-восточного простираания (поперечные)*</i>								
а) северо-западного падения	40—55	СВ 55—90	45—55	ЮВ 55—90	30—70	СЗ 35—90	25—80	СВ 65—90
б) юго-восточного падения	20—40	ЮВ 55—90	20—35	СЗ 55—90	Отсутствуют			
<i>Диагональные*</i>								
а) субмеридионального простираания	340—20	355—85	345—20	В 55—70	335—10	З 45—90	330—10	В 30—90
б) субширотного простираания	70—110	Ю 40—85	70—90	С 55—70	80—100	Ю 65—85	80—100	С 65—85
<i>Контракционные</i>								
а) грубо параллельные контакту штока	Отсутствуют				Широко развиты в эндоконтакте штока			
б) грубо перпендикулярные контакту штока	То же				То же			

* По А. В. Зильберминцу.



Фиг. 4. Диаграмма ориентировки (в %) жил крупнозернистого кварца в гранитах штока (а) и в породах осадочной толщи (б)

1 — нет; 2 — до 0,33; 3 — 0,33—1,25; 4 — 1,25—1,67; 5 — 1,67

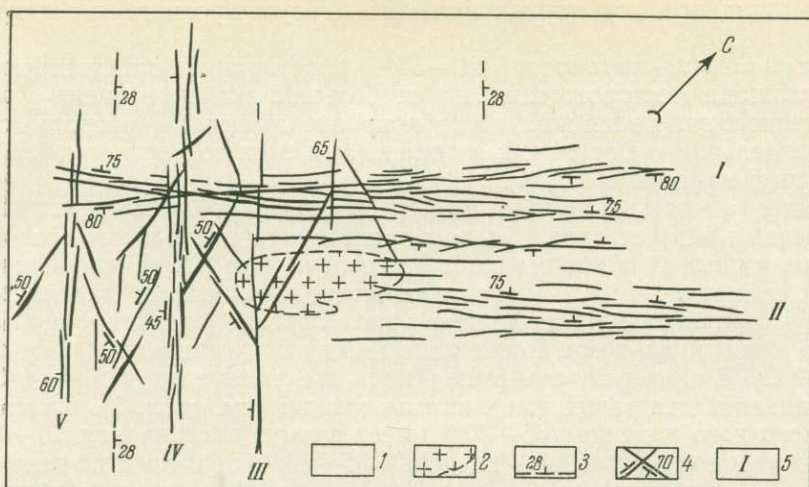
крупнозернистым кварцем (Водораздельная и Восточная зоны, см. фиг. 5).

Трещины северо-восточного простирания можно разделить на две системы: 1) северо-западного падения под углами $55-90^\circ$, ориентированные по азимуту $40-55^\circ$; 2) юго-восточного падения под углами $55-90^\circ$ и более северного простирания (азимут $20-40^\circ$). На диаграммах ориентировки трещин, построенных для юго-западного и северо-восточного флангов месторождения, выделенные две системы дают отчетливые максимумы. На сводной диаграмме (см. фиг. 3) они не выявляются в результате наложения главного максимума одной системы на побочный максимум другой.

В гранитах штока трещины юго-восточного падения развиты весьма слабо, имеют параллельное трещинам северо-западного падения простирание и являются опережающими последних. Характерно, что дайки гранитного состава и апофизы штока в осадочной толще локализуются только в трещинах юго-восточного падения.

Жилы крупнозернистого кварца с юго-восточным падением, исключая единичные прожилки в гранитах отсутствуют (фиг. 4). Главные пострудные разрывные нарушения северо-восточного направления имеют северо-западное падение. Сбросы юго-восточного падения крайне редки и отличаются весьма малой амплитудой смещения. Самые мелкие трещины северо-восточного простирания представляют трещины отрыва, однако более крупные из них всегда имеют следы подвижек.

Трещинные системы субмеридионального и субширотного простирания (диагональные) широко распространены как в гранитах, так и в осадочной толще. Они всегда несут следы смещений. Однако крупные трещины этой системы, вмещающие жилы крупнозернистого кварца или отдельные нарушения пострудного характера, довольно редки и повсеместного распространения не получили; они южного или западного падения и тяготеют к местам сопряжения трещинных зон северо-западно-



Фиг. 5. Схема ориентировки рудовмещающих трещин Иультинского месторождения на горизонте 540 м

1 — метаморфизованные песчаники и сланцы; 2 — граниты (вынесены с горизонта 475 м); 3 — элементы залегания пластов осадочных пород; 4 — рудовмещающие трещины; 5 — основные зоны; I — Водораздельная, II — Восточная, III — зона рудных тел 27—110, IV — зона рудных тел 9—31, V — зона рудных тел 13—16

го и северо-восточного простирания, а также к пространству между зонами северо-западного простирания и контролируются ими (фиг. 5).

Диагональные пострудные нарушения, в отличие от нарушений другой ориентировки, имеют сбросо-сдвиговый характер. Амплитуды смещения по ним иногда достигают 20 м. Крупные нарушения субширотного или субмеридионального простирания никогда не пересекают трещины северо-западного простирания и в месте их сопряжения круто разворачиваются и принимают северо-западное простирание. Это также характерно для диагональных жил. Трещины южного или западного падения (главный максимум) не контролируют положение даек гранитного состава и апофиз штока гранитов, в то время как трещины, образующие побочный максимум, в отдельных случаях являются полостями, вмещающими эти интрузивные тела.

Развитые в штоке гранитов контракционные трещины четко разделяются на две системы: одна из них ориентирована грубо параллельно контакту гранитов с осадочными породами (углы падения 50—70°), другая грубо перпендикулярная контакту штока с пологим падением (15—20°) к его центру. Максимальное развитие контракционные трещины получили в эндоконтакте штока, где в отдельных случаях они образуют зоны повышенной трещиноватости мощностью до 2 м. Контракционные трещины выполнены жилами крупнозернистого кварца и контролируют положение грейзеновых зон кварц-мусковитового состава. Особенности структуры Иультинского рудного поля во многом обусловлены блоковой структурой этого региона.

Морфология рудных тел и их распределение в пределах рудного поля целиком определяются трещинной тектоникой. Выделяются два морфологических типа рудных тел: жилы и минерализованные зоны. Наиболее характерны для месторождения рудные тела жильного типа, с которыми связаны все выявленные промышленные запасы олова и вольфрама. Практическая ценность минерализованных зон пока неясна. Рудоносные жилы крупнозернистого кварца распространены по всей площади месторождения и выполняют полости трещин северо-восточного,

северо-западного, субмеридионального и суоширотного простирания (см. фиг. 4, 5).

Жилы северо-восточного (20—55°) простирания присутствуют на всей площади месторождения, но наибольшее значение имеют участки сближенного залегания жил, которые прослеживаются в виде двух зон — Водораздельной и Восточной; за пределами этих зон встречаются лишь одиночные маломощные жилы.

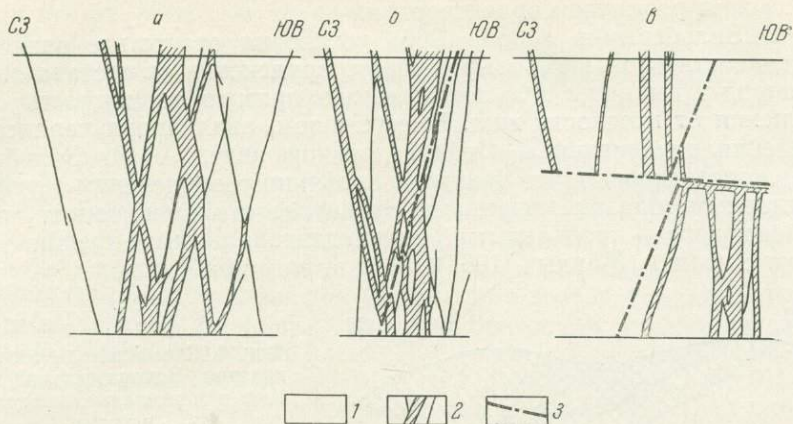
Водораздельная зона жил состоит из большого количества сближенных жил субвертикального, северо-западного и юго-восточного падения и протягивается в виде относительно узкой (отношение ширины зоны к ее длине — 1 : 12) полосы над северо-западным контактом штока гранитов параллельно его длинной оси. Среднее падение самой зоны близко к вертикальному. Расстояние между отдельными жилами от 0,1 до 5—25 м. В пределах зоны выделяются две свиты жил (Мандыч, 1966), выполняющих две различные системы трещин (см. табл. 2). Свита жил юго-восточного падения (55—90°) имеет азимут простирания 20—40°, а свита жил северо-западного падения (55—90°) простирается по азимуту 40—55°. Эти свиты жил, пересекаясь по простиранию и падению под острыми углами, образуют крупный штокверкоподобный жильный столб сложного строения. Жильный столб вытянут по простиранию Водораздельной зоны и погружается на северо-восток под углом около 30°. В пределах этого столба жилы сближены и зона имеет особенно сложное строение (фиг. 6).

Каждая свита жил состоит из большого числа кулисообразно расположенных или соединяющихся апофизами отдельных жил длиной 50—100, изредка до 200 м и более, мощностью 0,3—5,0 м. Контакты их обычно отчетливые, с ровными стенками. Четко выраженной закономерности в расположении кулис нет. Отдельные жилы отличаются сравнительно выдержанной мощностью, которая увеличивается на участках пересечения двух или нескольких субпараллельных или параллельных жил с различными углами падения. Пространственная ориентировка и размеры таких участков зависят от элементов залегания пересекающихся жил. В большинстве случаев они (как и жильный столб) вытянуты по простиранию зоны и полуго склоняются к северо-востоку. Мощность их обычно равна суммарной мощности пересекающихся жил.

Весьма интересно поведение выделенных систем жил с глубиной. Количество жил свиты юго-восточного падения с глубиной уменьшается, и они выклиниваются, не прослеживаясь в граниты. Жилы свиты северо-западного падения из осадочной толщи переходят в дайки и штоки гранитов без заметного изменения элементов залегания, морфологии (фиг. 7) и характера оруденения; с глубиной количество их не уменьшается, они приобретают более пологое падение и несколько разобьются по площади.

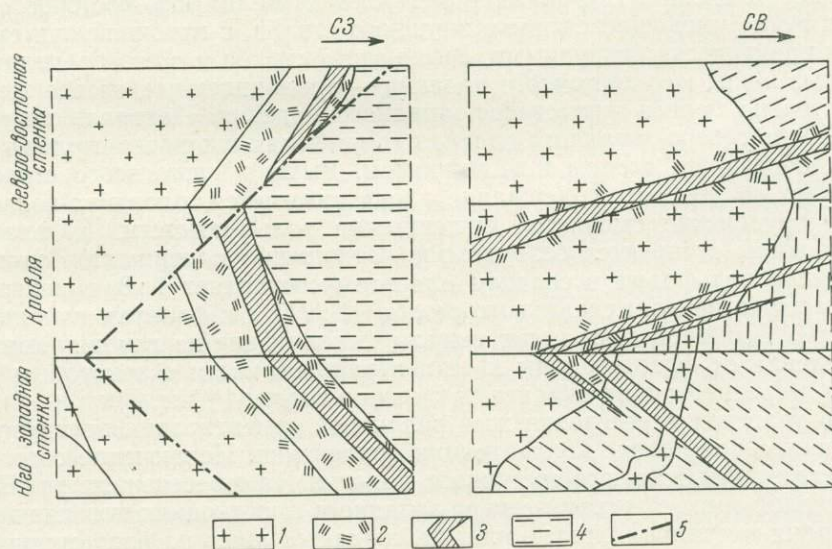
Состав рудных жил Водораздельной зоны довольно однообразен (Лугов, 1956; Зильберминц, 1966). Они сложены кварцем (до 95%) с мусковитом, арсенопиритом, вольфрамитом, касситеритом, пиритом, альбитом; в малых количествах присутствуют флюорит, халькопирит, шеелит, кальцит. Остальные минералы весьма редки. Главные рудные минералы — вольфрамит и касситерит — в жильной массе распределены весьма неравномерно. Для вольфрамита наиболее характерны крупные кристаллы, в большинстве случаев ориентированные перпендикулярно контактам жилы, а также крупные сростки и гнездообразные скопления кристаллов, достигающие иногда 60—80 см в поперечнике. Касситерит представлен крупными короткостолбчатыми кристаллами, их сростками и встречается также в виде мелкой вкрапленности в кварце.

В процессе разведочных работ раннего периода в Водораздельной зоне жил было установлено склонение контуров оловянно-вольфрамового



Фиг. 6. Вертикальные разрезы по Водораздельной зоне жил

а — юго-западная часть жильного столба; б — центральная часть жильного столба;
 в — северо-восточная часть жильного столба
 1 — вмещающие осадочные породы; 2 — жилы крупнозернистого кварца; 3 — разрывные нарушения

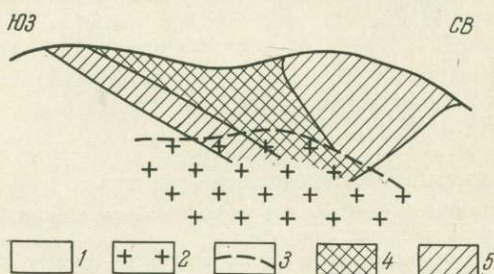


Фиг. 7. Зарисовки горных выработок (Масштаб 1 : 100)

1 — грейзенизированные среднезернистые граниты; 2 — кварц-мусковитовые грейзены;
 3 — жилы и прожилки крупнозернистого кварца с арсенопиритом, касситеритом, вольфрамитом;
 4 — направление слоистости осадочных пород; 5 — разрывные нарушения

оруденения от флангов к центральной части зоны, а также приуроченность интенсивного оруденения к местам разветвления жил и пересечения жил различной ориентировки.

А. В. Зильберминц (1965, 1966) установил отсутствие зависимости интенсивности оловянно-вольфрамового оруденения от состава вмещающих пород и выявил слабо выраженную прямую зависимость степени оруденения от мощности жил. Вместе с тем, анализируя характер распределения оруденения в Водораздельной зоне, А. В. Зильберминц (1965) констатировал, что контроль оловянного оруденения осуществляется главным образом трещинами сланцеватости вмещающих пород, а вольфрамового — продольными, реже диагональными трещинами. По нашему мнению (Мандыч, 1967), этот вывод ошибочный.



Фиг. 8. Схема зональности оруденения Водораздельной зоны жил в вертикально-продольном разрезе

1 — осадочные породы; 2 — граниты; 3 — контакты гранитов и осадочных пород; 4 — оловянно-вольфрамовое оруденение; 5 — существенно вольфрамовое оруденение

Исследование зависимости степени оруденения от направления падения жил показало, что свита жил юго-восточного падения почти в два раза беднее по содержанию олова и вольфрама, чем свита жил северо-западного падения. Содержание металлов в жилах юго-восточного падения резко уменьшается ниже жильного столба, с глубиной они становятся практически безрудными. Выше этого столба и в его пределах отдельные жилы юго-восточного падения — промышленные, но все же они значительно беднее жил северо-западного падения. Центральная часть свиты жил северо-западного падения (в пределах жильного столба) наиболее обогащена оловом и вольфрамом. Выше и ниже этого столба и особенно на флангах содержание олова снижается, оловянно-вольфрамовое оруденение сменяется существенно вольфрамовым. К флангам свиты жилы становятся безрудными. Отношение содержания олова к триоксида вольфрама в среднем для зоны составляет 1 : 3, в центральной части (в пределах жильного столба) 1 : 2,5, а к флангам изменяется до 1 : 10. Для всей зоны четко выражено склонение на глубину контура оруденения от флангов зоны к ее центральной части с некоторым смещением средней линии склонения к северо-востоку (фиг. 8).

На участках пересечения жил различной ориентировки почти всегда отмечается повышение концентрации оруденения. Исключение составляют пересечения жил юго-восточного падения. На пересечениях жил Водораздельной зоны с жилами северо-западного простирания повышение содержания металлов в жилах зоны наблюдается лишь на расстоянии первых метров от места пересечения и на небольшом участке юго-западного фланга Водораздельной зоны, где жилы северо-западного простирания сближаются. В северо-восточной части зоны рудные жилы северо-западного простирания почти не наблюдаются, а нарушения северо-западного простирания, секущие рудные жилы, распространены равномерно по всей длине Водораздельной зоны. В то же время они имеют пологое (30—60°) юго-западное падение. Если принять предположение А. В. Зильберминца о контроле вольфрамового оруденения трещинами, поперечными зоне, то контуры вольфрамового оруденения Водораздельной зоны должны были бы склоняться на юго-запад.

Прямая зависимость степени оруденения от мощности жил в целом для Водораздельной зоны также не подтверждается. Повышение степени оруденения и видимое увеличение мощности на отдельных участках зоны жил прежде всего обусловлено структурами пересечения жил.

Глубина распространения жил с промышленным оруденением в границах пока неясна, вероятно, она определяется склонением контура оруденения, выявленного для верхней части зоны, расположенной в осадочной толще.

Восточная зона образована небольшими по протяженности и мощности рудными жилами северо-восточного простирания (азимут $40-50^\circ$). По морфологии и минеральному составу жилы Восточной зоны весьма близки жилам Водораздельной зоны, вместе с тем для нее характерна большая разобщенность жил и резко преобладающее северо-западное падение под углами $35-70^\circ$. На юго-восток падают лишь отдельные маломощные прожилки. Для жил Восточной зоны менее характерно кулисообразное расположение. Жилы этой зоны имеют повышенное содержание флюорита и шеелита. Для них характерно резкое преобладание вольфрамового оруденения над оловянным. Соотношение содержаний олова и трехокси вольфрама составляет 1:10—1:12.

Рудные жилы северо-западного простирания, а также диагональные (субмеридионального и субширотного простирания) жилы распространены на южной половине месторождения.

Жилы северо-западного простирания выполняют систему трещин, секущих напластование осадочных пород, и образуют три параллельно расположенные жильные зоны, примерно одинаково удаленные одна от другой. Между этими зонами, а также на площадях, прилегающих к ним с юго-запада и северо-востока, широко распространены одиночные диагональные жилы и изредка жилы северо-западного простирания. На северо-западном фланге зоны жилы северо-западного простирания пересекаются с жилами Водораздельной зоны и продолжают за нее.

Жильные зоны имеют выдержанное (азимут 320°) простирание; среднее падение их юго-западное под углами $45-50^\circ$. Каждая зона состоит из большого числа отдельных жил мощностью до 1,5 м и небольшой протяженности. Отдельные жилы обычно располагаются параллельно, реже субпараллельно общему направлению зоны. Расстояние между жилами колеблется от первых десятков сантиметров до 15 м. Зоны жил северо-западного простирания характеризуются более отчетливым кулисообразным расположением. Рудные жилы в пределах зоны падают под различными углами ($30-80^\circ$) на юго-запад, в связи с чем, взаимно пересекаясь, они иногда образуют сложные узлы. По минеральному составу жилы северо-западного простирания близки жилам Водораздельной зоны. Отличительная особенность их состава — несколько повышенное содержание мусковита и касситерита. Среднее содержание вольфрама в них ниже, чем в жилах Водораздельной зоны. Соотношение олова и трехокси вольфрама в среднем составляет 1:1,5. Для жил северо-западного простирания наиболее характерно наличие мусковитовых оторочек вдоль зальбандов, к которым иногда приурочены повышенные содержания олова.

Диагональные жилы субмеридионального и субширотного простирания выполняют рассредоточенные по площади одиночные трещины, являющиеся оперяющими по отношению к основным зонам, вмещающим рудные жилы северо-восточного и северо-западного простирания. Несмотря на различную ориентировку, характер залегания, морфологию и состав диагональные жилы очень близки, что позволяет рассматривать их совместно. Они представляют собой в основном короткие тела сравнительно небольшой мощности. Протяженность отдельных жил до 150—200 м. Диагональные жилы имеют извилистые контакты и плавные

изменения элементов залегания. Иногда по простиранию жила разделяется на несколько апофиз или приобретает кулисообразное строение.

По мере приближения к зонам жил северо-восточного простирания диагональные жилы обычно выклиниваются или круто меняют простирание на северо-западное. Такая же картина наблюдается и при подходе их к жилам северо-западного простирания, но часто отдельные диагональные жилы, соединяясь с жилами северо-западного простирания, не продолжают за них. В местах пересечения мощность жил увеличивается. По составу и характеру оруденения диагональные жилы аналогичны жилам северо-западного простирания. Соотношение олова и вольфрама в отдельных диагональных жилах колеблется от 2:1 до 1:2, а в среднем составляет 1:1,4. Для диагональных жил, особенно субширотных, наиболее характерно наличие четко выраженной слюдистой оторочки вдоль контактов, мощность которой иногда достигает 10 см.

Рассматривая оруденение месторождения следует отметить весьма характерные особенности в составе вольфрамита и касситерита в жилах различной ориентировки. С. Ф. Лугов (1956) установил, что вольфрамит из жил северо-восточного простирания имеет несколько пониженное содержание марганца и повышенное содержание закиси железа, а по данным И. Е. Максимюк касситериты и вольфрамиты рудных жил Водораздельной зоны характеризуются резко пониженным содержанием тантала и ниобия по сравнению с диагональными жилами и с жилами северо-западного простирания.

Минерализованные зоны в осадочной толще и в интрузивных образованиях приурочены к участкам повышенной трещиноватости и микротрещиноватости вмещающих пород, которые подвергались метасоматической переработке в процессе рудообразования.

В метаморфизованных породах осадочной толщи отмечается два типа минерализованных зон: самостоятельные тела штокверкового строения и линзообразные тела на выклинивании жил крупнозернистого кварца.

Штокверки площадью до 300 м² образуются серией различно ориентированных, пересекающихся мелких трещин, выполненных кварцполевошпатовыми, топазовыми и кварцевыми прожилками с топазом, флюоритом, мусковитом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом и пирротинном. Мощность прожилков 1—3, редко до 15 см. В целом штокверки, а также и отдельные прожилки промышленного значения не имеют и представляют интерес лишь как морфологический тип оруденения.

На всех горизонтах рудника отмечаются небольшие линзы и неправильной формы тела длиной до 5 м и мощностью до 0,7 м интенсивно брекчированных альбитизированных роговиков, пересеченных нитевидными прожилками, выполненными мелкими (до 1 мм) кристаллами кварца, арсенопирита и касситерита. Непосредственно в альбитизированных роговиках отмечается густая вкрапленность мелких (до 1 мм) кристаллов касситерита. Такие тела оловоносных альбитизированных роговиков характерны для участков выклинивания или кулисообразования жил крупнозернистого кварца и являются как бы продолжением этих жил или же проводниками между ними. При переходе их в кварцевые жилы альбитовая масса замещается более поздним крупнозернистым кварцем. Очень редко такие зоны наблюдаются в дорудных зонах дробления северо-западного и северо-восточного простирания.

В гранитах штока минерализованные зоны представлены грейзенами и всегда связаны с прожилками крупнозернистого кварца. В зоне обычно выделяется наиболее мощный (до 20 см), четко выраженный и протяженный прожилок крупнозернистого кварца с арсенопиритом и бедным оруденением касситерита и вольфрамита, который сопровожда-

ется более мелкими прожилками и трещинами, ориентированными субпараллельно ему или под углом. В зальбандах прожилков и по трещинам развивается кварц-мусковитовый грейзен с флюоритом, арсенопиритом и касситеритом. Вольфрамит в грейзенах редок, и его содержание обычно незначительное. Мощность грейзеновых оторочек и прожилков весьма невыдержанная — от нескольких сантиметров до 40 см, причем наиболее мощные участки грейзенов приурочены к местам повышенной трещиноватости гранитов, особенно к участкам пересечения трещин. Между прожилками кварца и грейзена граниты интенсивно грейзенизированы, окварцованы и имеют повышенное содержание олова. В целом мощность минерализованных зон такого типа достигает 2 м. Возможно, что эти зоны окажутся перспективными в промышленном отношении.

В истории формирования Иультинского месторождения наиболее важно изучение последовательности развития его трещинной структуры.

Г. Б. Жилинский к периоду складкообразования относит заложение лишь послонных трещин и трещин северо-восточного простирания, а основную роль в образовании рудовмещающих трещин отводит динамическому воздействию на вмещающие породы гранитной интрузии.

По мнению С. Ф. Лугова (1965) и А. В. Зильберминца (1966), основной рисунок трещинной структуры месторождения определился еще в период складкообразования, а интрузивная деятельность, последовавшая за складчатостью, в основном только дооформила ранее возникшие ослабленные зоны и трещины.

Учитывая новые данные, можно полагать, что ранние этапы развития структуры месторождения связаны с периодом нижнемезозойской складчатости, когда в осадочных породах проявились трещины северо-западного простирания, секущие напластование (первый этап трещинообразования).

В нижнемеловую эпоху раннемезозойские складки (северо-западного простирания) рудного узла были преобразованы в антиклинальную структуру субширотного простирания.

Складкообразование этой эпохи на территории рудного узла завершилась образованием многочисленных разломов, часть которых были глубинными и, очевидно, заложенными в более ранние эпохи тектогенеза. Крупные разломы различной ориентировки разбили территорию рудного узла на множество блоков. В сопряжениях разломов появились тектонически ослабленные участки.

На территории месторождения, приуроченной к участку пересечения двух крупных разломов, в этот период была заложена зона трещин северо-восточного простирания (система трещин юго-восточного падения), которую можно рассматривать как оперяющую разлом северо-восточного простирания, а также произошло обновление и развитие единичных трещин северо-западного простирания, секущих напластование (второй этап трещинообразования).

Наиболее крупные глубинные разломы в начале верхнемелового, а возможно, и в конце нижнемелового периода послужили путями для интрузий гранитоидов Право-Иультинского и Иультинского массивов, а места пересечения более мелких разломов вместили их апофизы типа штока гранитов месторождения. Интрузивная деятельность протекала импульсами в обстановке периодически повторявшихся тектонических подвижек по разломам, что обусловило многофазное формирование массивов гранитоидов.

Шток гранитов месторождения формировался в обстановке действия тектонических сил радиального направления, на что указывает преобладание субпослойных и послонных апофиз штока и даек гранитного

состава. При этом раскрылись все трещины ранее сформулировавшихся систем: послойные и субпослойные (максимально), юго-восточного падения (в меньшей степени) и северо-западного простирания, секущие напластование (очень слабо). Характерно, что трещины главных максимумов диагональных систем, апофиз, штока и даек гранитного состава не вмещают, последние редко наблюдаются лишь в трещинах побочного максимума, направление которых совпадает с направлением субпослойных трещин. Формирование потока, вероятно, происходило в две фазы, о чем свидетельствует наличие резких контактов между равномерносреднезернистыми лейкократовыми и мелкозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. При консолидации штока гранитов в результате изменения его объема проявился третий этап трещинообразования — возникли контракционные трещины, приуроченные в основном к экзоконтактовым частям штока.

После образования штока гранитов тектонические подвижки радиального направления по крупным разломам, ограничивающим территорию месторождения, продолжались. Они вызвали трещинообразование четвертого этапа, в который обновились ранее образованные трещины и возникли новые. В этот этап сформировались основные системы рудомещающих трещин: северо-западного и юго-западного падения.

Основная масса этих трещин локализовалась в пределах сравнительно узких, но протяженных зон, которые можно считать опережающими по отношению к названным выше крупным разломам. Трещины диагональных систем (субмеридионального и субширотного простирания), очевидно, следует считать трещинами второго порядка, опережающими зоны трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Но такой характер формирования диагональных трещин указывает их пространственное положение в пределах месторождения, взаимоотношение с трещинами северо-восточного и северо-западного простирания, а также отсутствие даек гранитоидов, выполняющих трещины главного максимума этих систем. В процессе рассматриваемого этапа трещинообразования шток гранитов, очевидно, играл роль жесткого упора, в результате чего в Водораздельной зоне возникли трещины северо-западного падения второй системы, для которых в осадочной толще характерно выполаживание с глубиной по мере приближения к контакту штока. В граниты штока проникли лишь отдельные трещины крутого ($90-75^\circ$) северо-западного падения.

Таким образом, в четвертый этап трещинообразования была сформирована дорудная трещинная структура месторождения (см. рис. 6).

Формирование рудных тел — сложный процесс, который в настоящее время, несмотря на значительный объем проведенных исследований, еще требует специального изучения. Можно предположить, что образование отдельных рудных тел (жилы юго-восточного падения Водораздельной зоны, субпослойные и послойные дайки) было начато еще в период интрузии штока гранитов. Рудоотложение, очевидно, происходило в тектонически неспокойной обстановке.

Большинство фактов говорит в пользу гипотезы С. Ф. Лугова (1956, 1965) о одновременности рудообразования в жилах различной ориентировки. Выявленная зависимость интенсивности оруденения жил Водораздельной зоны от направления их падения, а также связь зональности оруденения с жильным столбом четкого объяснения пока не имеют.

Пятый этап трещиноватости также связан с возобновлением подвижек по крупным разломам, контролирующим положение месторождения, и проявился в образовании пострудных разрывных нарушений типа сбросо-сдвигов, причем общий план деформаций, характерный для предыдущего этапа трещинообразования, несколько изменился — пост-

рудные трещины имеют более пологое падение при простирании параллельно рудовмещающим трещинам.

Новые данные по геологическому строению месторождения, изложенные в настоящей статье, позволили разрешить небольшой круг вопросов, касающихся главным образом его структуры и характера распределения оловянно-вольфрамового оруденения. Полученные выводы дали возможность более правильно вести эксплуатационные и разведочные работы на месторождении и уточнить представление об истории его формирования.

Многие вопросы, касающиеся последовательности минерализации, характера и масштаба оловянно-вольфрамового оруденения в штоке гранитов, связи оруденения с той или иной фазой интрузива остаются неясными. При дальнейшем изучении месторождения, учитывая высокую степень его обнаженности, необходимо особое внимание уделить вопросам выявления поисковых признаков и оценочных критериев, которые могут быть использованы при поисках и оценке месторождений подобного типа в пределах Иультинского рудного узла, а также и в других районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Зильберминц А. В.* Распределение полезных компонентов в рудных телах Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения.— Колыма, 1965, № 12.
- Зильберминц А. В.* Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. Изд-во «Наука», 1966.
- Лугов С. Ф.* К минералогии оловянно-вольфрамового месторождения Иультин.— Труды ВНИИ-1, геол., 1956, 1, вып. 7.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Мандыч В. А.* Особенности структуры и оруденения Водораздельной зоны жил Иультинского рудного поля.— Колыма, 1966, № 9.
- Мандыч В. А.* О статье А. В. Зильберминца «Распределение полезных компонентов в рудных телах Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения».— Колыма, 1967, № 1.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЫРКАКАЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА

В. Б. ТЕРЕНТЬЕВ, В. И. КОРОЛЕВ

Месторождения и рудопроявления олова Пыркакайского рудного узла располагаются в междуречье Млелювеем и Пыркакай. Промышленная оловоносность этого района была впервые установлена Б. Н. Ерофеевым в 1938—1939 гг. На территории узла расположены оловорудные месторождения: Первоначальное, состоящее из трех, несколько обособленных штокверковых тел и ряда жильных зон, Нагорное — штокверковое и Незаметное — штокверково-жильное, а также несколько россыпей олова (фиг. 1). Месторождения изучали в 1941—1946 гг. А. Д. Стрюков, В. И. Кикас, Г. Г. Володеников, Л. Б. Кузьмина и другие, а в 1962—1963 и 1966 гг. авторы данной статьи. В настоящее время на месторождении Первоначальном ведутся детальные геологоразведочные и поисковые работы.

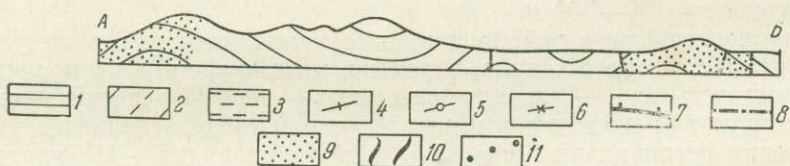
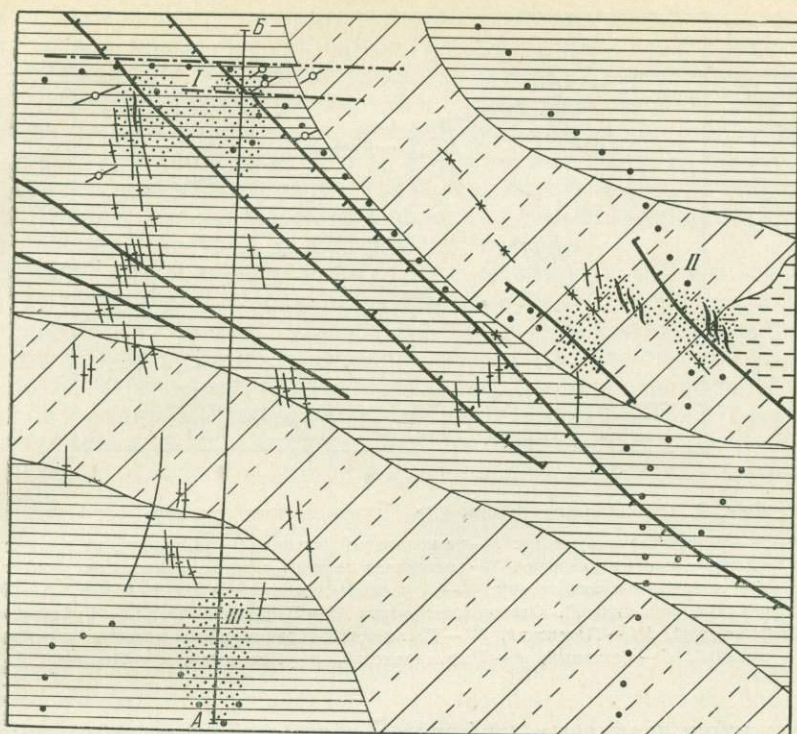
Общие сведения о геологическом строении отдельных месторождений рудного узла были опубликованы (Чайковский, 1960; Лугов, 1962, 1965), поэтому авторы настоящей статьи главное внимание уделили выяснению основных закономерностей размещения и структурного контроля оловорудных проявлений узла на основе новейших геологических и геофизических данных.

В пределах рудного узла развиты породы норийского яруса верхнего триаса ($T_3п$); возраст их подтверждается многочисленными находками фауны. В бассейне р. Млелювеем М. Е. Городинским в 1958 г. были выделены две свиты этих отложений: нижняя — кувеемкайская ($T_3пкв$) и верхняя — пыркакайская ($T_3прг$).

Непосредственно на территории узла развиты в основном породы кувеемкайской свиты, условно подразделяемые (по литологическим признакам) на две подсвиты: нижнюю — сланцевую ($T_3пкв^a$) и верхнюю — песчанико-сланцевую ($T_3пкв^b$). Породы пыркакайской свиты развиты на незначительной площади в северо-восточной части рудного узла.

В отложениях нижней подсвиты кувеемкайской свиты преобладают филлитизированные глинистые и углисто-глинистые тонкоплитчатые сланцы с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность отложений 500—600 м. Отложения верхней подсвиты носят типично флишоидный характер с ритмичным, реже аритмичным пере-слаиванием филлитизированных глинистых сланцев, алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников. Мощность отложений 400—450 м.

Породы пыркакайской свиты, развитые в районе месторождения Незаметного, приурочены к ядрам синклинальных складок и залегают согласно на отложениях кувеемкайской свиты. Они характеризуются однообразным литологическим составом. Это мелко- и среднезернистые песчаники, содержащие маломощные прослои алевролитов, глинистых и песчаных сланцев; мощность их 350—400 м. В отложениях свиты обнаружены фауна пеллеципод норийского яруса.



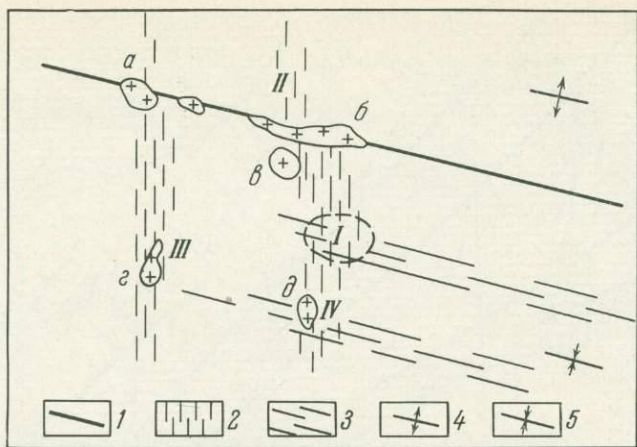
Фиг. 1. Схематическая геолого-структурная карта Пыркакайского оловорудного узла
 1 — сланцевая толща; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — песчаниковая толща; 4—6 — дайковый комплекс: 4 — лампрофиры, 5 — диоритовые порфиры, 6 — кварцевые порфиры, 7 — дорудные нарушения, 8 — пострудные нарушения, 9 — оловорудные месторождения: I — Первоначальное, II — Незаметное, III — Нагорное; 10 — простые и сложные жилы, 11 — оловяносные россыпи

Дайковые образования. Наиболее распространены лампрофиры, протягивающиеся широкой полосой (10—15 км) в субмеридиональном направлении между месторождениями Первоначальным и Нагорным; реже они встречаются юго-западнее месторождения Незаметного. Лампрофиры представлены двумя разновидностями — керсантами и минетта.

Простираение даек в основном субмеридиональное, иногда 315—330°. Мощность их не превышает 1—2 м, протяженность 200—300 м, реже до 2 км.

Диоритовые порфиры развиты в районе месторождения Первоначального и выполняют в основном разрывные нарушения северо-восточного направления. Мощность даек не превышает нескольких метров, протяженность до 500 м. Отмечено несколько пересечений этих даек лампрофирами.

На площади месторождения Незаметного и далее к северо-западу довольно широко распространены наиболее ранние из известных в районе магматических образований — сильно измененные вторичными про-



Фиг. 2. Структурное положение Пыркакайского оловорудного узла

1—3—разрывные нарушения: 1—региональный разлом, 2—тектонические зоны суб-меридионального направления, 3—тектонические зоны северо-западного направления; 4—5—складчатые сооружения: 4—Куульское антиклинальное поднятие, 5—Паляваамский синклиорий. Оловорудные узлы: I—Пыркакайский, II—Куйвивемо-Гаргычанский, III—Певекский, IV—Пытлянский. Гранитондные массивы: а—Ярнайский, б—Северный, в—Пырканайский, г—Певекский, д—Пытлянский

цессами дайки кварцевых порфиров. Дайки выполняют разрывные нарушения северо-западного направления. Мощность даек первые метры, протяженность 100—200 м.

Широко развиты в районе дорудные межпластовые и реже секущие жилы пятнисто-серого кварца, вероятно, метаморфогенного происхождения; мощность их 1—2 м, протяженность — первые десятки метров.

В структурном отношении и рудный узел располагается в зоне сочленения региональных структур первого порядка — Паляваамского синклиория и Куульского антиклинального поднятия (Тильман, 1962). Общая металлогеническая позиция Пыркакайского рудного узла определяется положением его на границе двух рудных поясов: Северного и Центрального (Лугов, 1965).

Влияние Северного рудного пояса выразилось в западной зоне рудного узла в развитии силикатов (турмалина, хлорита), а в восточной зоне — в спорадической минерализации вольфрамита и обилии флюорита. Влияние Центрального рудного пояса проявилось в образовании незначительных рудопроявлений золота, висмута, ртути.

Деформации ранних периодов определили пликативные структуры третьего и более высоких порядков (в основном северо-западного направления), которые мы наблюдаем сейчас. Из них следует отметить северо-восточную и юго-западную синклиналиные складки, сложенные породами верхней подсвиты кувеемкайской свиты, в восточной части (небольшая площадь) породами пыркакайской свиты и Центральную антиклинальную складку, ядро которой сложено отложениями нижней подсвиты кувеемкайской свиты. Размах крыльев складок 3—6 км, углы падения 20—40°, азимуты простираения осей складок 300—310°.

На складчатые структуры северо-западного направления наложена пологая синклиналиная складка северо-восточного простираения.

Пликативные структуры осложнены широко развитыми соскладчатыми и постскладчатыми разрывными нарушениями. Эти нарушения определяют структурную позицию рудного узла и выполняют роль рудо-контролирующих структур (фиг. 2).

Как отмечалось ранее (Лугов, 1965), большинство месторождений рудного узла приурочено к протяженной зоне разлома субмеридионального направления. По нашим данным она представлена полями повышенной трещиноватости и серий сближенных трещин, выполненных дайками лампрофиров и кварцевыми жилами. Ширина зоны колеблется в пределах первых километров. Эта зона, возможно, является оперяющей структурой регионального разлома, который контролирует Северный и Инрогинайский массивы, проходит через Пыркакайский, Пытлянский оловорудные узлы и далее на юг затухает.

Наличие такой зоны хорошо подтверждается геофизическими наблюдениями. Субмеридиональная зона нарушений довольно отчетливо проявляется на карте магнитного поля. Характерна смена слабоположительных полей слабоотрицательными, происходящая по линии почти меридионального направления, и приуроченность к этой линии ряда положительных аномалий субмеридионального простирания. Кроме того, следует отметить вытянутость ряда аномалий в том же направлении в районе рч. Крутой и левобережья рч. Олений (левые притоки р. Пыркакай).

Другой структурный элемент, определивший локализацию месторождений данного рудного узла, по нашим данным — протяженная зона сближенных разрывных нарушений северо-западного направления. На территории узла часть трещин этой зоны выполнена дайками кварцевых порфиров, а более протяженные и неоднократно подновляемые нарушения — сульфидизированной кварцевой брекчией (месторождение Первоначальное) или представлены минерализованными зонами дробления и окварцевания (месторождение Незаметное).

Эта зона нарушений отчетливо выражается в магнитном поле.

1. Наблюдается обрез положительного поля вдоль долины рч. Олений и далее в северо-западном и юго-восточном направлениях сменяется спокойным отрицательным и слабоположительным магнитным полем.

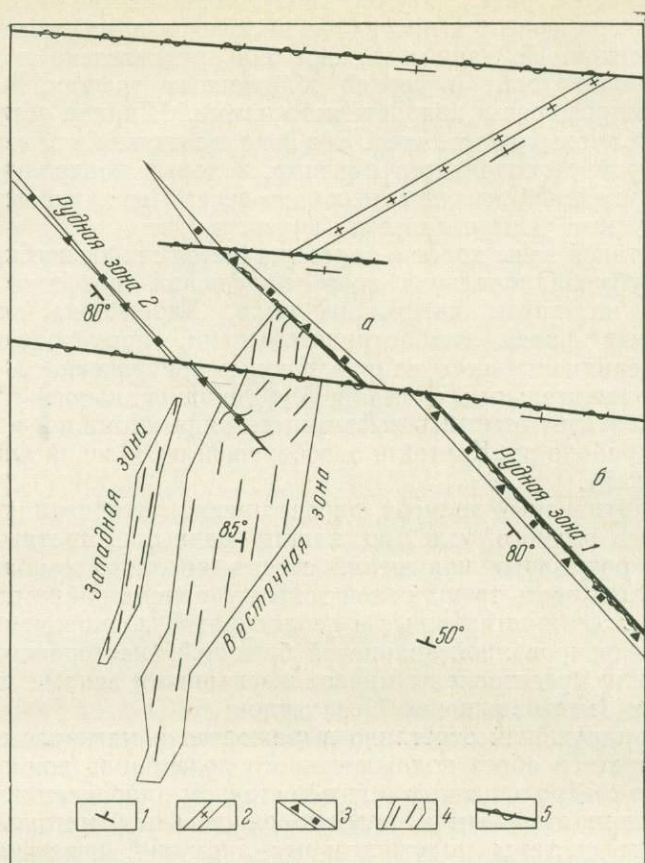
2. Наличие системы положительных аномалий интенсивностью до 400 γ , линейных или изометричных по форме, вытянутых в северо-западном направлении вдоль долины рч. Олений.

В гравиметрическом поле отдельные северо-западные нарушения подтверждаются аномалиями типа «ступень», «ослабленная зона» и «ступень с ослабленной зоной». Детальными геофизическими работами (электроразведкой) отчетливо фиксируется одна из тектонических зон северо-западного направления на левобережье р. Олений.

Значительно менее распространены на площади узла тектонические нарушения северо-восточного простирания, довольно часто залеченные дайками диоритовых порфиринов. Роль этих нарушений в размещении и контроле оловянного оруденения не выяснена.

В участках пересечения зон интенсивной трещиноватости субмеридионального направления отдельными протяженными разрывами и сериями разрывов северо-западного направления создавались наиболее ослабленные поля, благоприятные для проникновения рудных растворов и локализации оруденения. В стадии формирования рудных растворов трещины северо-западного направления явились основными рудоподводящими каналами. В дальнейшем рудоотложение происходило как в самих каналах (рудные зоны), так и в сопряженных с ними зонах интенсивной трещиноватости (штокверки).

В пределах рудного узла установлено два основных морфологических типа рудных тел, имеющих практический интерес: штокверки и рудные зоны северо-западного направления, находящиеся в неразрывной структурно-генетической связи. Штокверки в основном представлены кварц-касситерит-сульфидным типом оруденения, а рудные зоны — касситерит-сульфидным.



Фиг. 3. Схематический структурный план штоковерка Первоначальный
а — северная часть *б* — южная часть рудной зоны; 1 — ороговикованные глинистые сланцы; 2 — дайка гранодиорит-порфира; 3 — рудовмещающие нарушения северо-западного направления; 4 — штоковерковые зоны; 5 — широтные пострудные нарушения

Ранее отмечалось (Лугов, 1965), что месторождения олова Пыркайского рудного узла размещаются в ороговикованных осадочных породах над куполами скрытых на незначительной глубине гранитоидных штоков (Первоначальное, Нагорное и др.). После проведения в этом районе в 1965—1966 гг. геофизических работ (магнитной съемки, гравиразведки), авторы настоящей статьи склонны считать, что месторождение Первоначальное располагается в 1—2 км к юго-западу от нескрытого контакта Северной гранитоидной интрузии.

Некоторые частные вопросы структурного контроля месторождений узла, а также характер внутри- и пострудной тектоники удобнее всего рассмотреть на примере наиболее полно изученного штоковерка Первоначального, тем более, что основные черты его строения свойственны и другим месторождениям узла.

Штоковерк Первоначальный, расположенный на восточном фланге месторождения Первоначального, состоит из двух штоковерковых зон, вытянутых в меридиональном направлении, — Западной и Восточной. С севера Восточная зона резко ограничивается протяженным разрывным нарушением северо-западного простирания и осложнена пострудным нарушением широтного простирания. К югу штоковерковые зоны, разветвляясь, постепенно выклиниваются (фиг. 3).

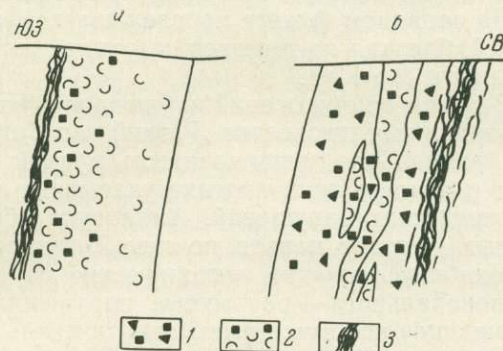
Основные рудовмещающие структуры штокверковых тел представлены сближенными, субпараллельными трещинами меридионального направления (длина от первых метров до первых десятков метров), соединенными причудливо переплетающимися и ветвящимися трещинками. Заложенные, как и трещины кливажа, вероятно, в нижнем мезозое, они неоднократно подновлялись позднее как трещины, оперяющие нарушения северо-западного направления.

О сложной тектонической обстановке и длительном многоэтапном становлении штокверкового оруденения свидетельствуют:

а) разнообразие и резкая смена минерального состава прожилков, расположенных рядом; б) симметрично-полосчатая текстура большинства прожилков; в) вертикальная зональность вещественного состава

Фиг. 4. Вертикальные поперечные разрезы рудной зоны 1

1 — кварцевая брекчия с вкрапленностью сульфидов; 2 — перемятые глинистые сланцы; 3 — массивное сульфидное оруденение



штокверка; г) взаимоотношения прожилков различного минерального состава.

Наиболее ранними на месторождении следует считать жильные образования (мощностью от 1 до 10 см) плотного синеватого кварца. Они секутся рудными жилами и прожилками всех других типов. К наиболее ранним, по-видимому, следует также отнести и топаз-слюдистые жильные образования. Кварц-сульфидные (с касситеритом) прожилки субмеридионального направления формировались позднее, так как они пересекают отмеченные выше. Самые молодые — жилы безрудного кварца, выполняющие трещины отрыва северо-западного, северо-восточного и субширотного направления.

Другой структурный элемент, определивший локализацию штокверка Первоначальный, — зона разлома северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад, ограничивающая штокверк с севера. О ней уже упоминалось выше. Авторы статьи считают это тектоническое нарушение основной рудоконтролирующей структурой для месторождения Первоначального. В ее пределах (в районе северной части штокверка и несколько далее на юго-восток) проявлена оловянно-висмутовая минерализация (рудная зона 1).

В Рудной зоне 1 по структурным, морфологическим особенностям и составу пород выделяются две части — северная (а) и южная (б), разделенные широтным пострудным сбросом (фиг. 4).

Висячий бок северной части рудной зоны (область сопряжения с Восточной штокверковой зоной) выполнен массивными пирит-сфалеритовыми рудными образованиями мощностью до 0,5 м. В лежащем боку наблюдаются интенсивно перемятые и дробленые глинистые сланцы с редкой вкрапленностью и прожилками пирита. Оловянное оруденение сосредоточено в основном в висячем боку.

Южная часть рудной зоны отличается более сложным строением. В висячем боку зоны — брекчия глинистых сланцев, сцементированных

плотным кварцем молочно-белого цвета. В кварце отмечается рассеянная, спорадическая вкрапленность арсенопирита и часто встречаются жеодовые пустоты с мелкими кристаллами горного хрусталя.

Центральную часть занимают интенсивно перемятые и окварцованные глинистые сланцы с незначительной сульфидизацией, которые в зоне окисления в отдельных местах переходят в глиноподобную массу.

Характер минерализации в лежащем боку по составу аналогичен минерализации в висячем боку. Однако здесь брекчия интенсивно пронизана тесно переплетающимися прожилками и жилами существенно пирит-сфалеритового состава и тяготеет непосредственно к контакту с вмещающими породами. Характерно присутствие мелких обломков глинистых сланцев в кварцевой и сульфидной массе. По содержанию редких элементов сульфидная часть зоны представляет наибольший интерес.

На западном фланге прослеживается другая брекчированная рудная зона 2, близкая по генезису к рудной зоне 1, но значительно меньшей мощности (до 1 м).

В одном из обнажений наблюдалось взаимоотношение рудной зоны 2 с прожилками штокверка. Резкий изгиб прожилков в области причленения, радиальная трещиноватость рудной массы прожилков в месте изгиба и явно рвущий контакт указывают на сбросо-сдвиговый характер тектонических нарушений. Амплитуда сброса по зоне 1 не превышает первых десятков метров, по зоне 2, возможно до 100 м.

Наиболее поздние тектонические образования в районе штокверка Первоначального — разрывные нарушения субширотного простирания, смещающие все известные магматические и рудные образования.

Процессы формирования оловорудных штокверков сопровождались турмалинизацией, окварцеванием, хлоритизацией.

Турмалинизация и хлоритизация проявились локально, в местах наиболее интенсивного развития рудных жил и прожилков (месторождения Первоначальное, Незаметное). Значительная трещиноватость и насыщенность рудными прожилками обусловили здесь площадное и довольно равномерное распределение оловорудного метасоматоза. Отмечается, что интенсивность турмалинизации возрастает по направлению от вмещающих пород к рудным прожилкам. В результате турмалинизации сланцы приобретают характерный зеленоватый оттенок.

Одновременно с новообразованиями турмалина, кварца, серицита и хлорита в околожилных породах в небольших количествах встречаются касситерит, сульфиды, флюорит, реже апатит.

Для сланцевых флишоидных толщ характерно избирательное (полное или частичное) замещение более крупнозернистых составляющих пятнисто-серым, реже почти черным кварцем. Неоднократно наблюдался постепенный переход слабоокварцованной части одного и того же пропластка (мощность 0,5 см) по падению в прожилок темно-серого цвета (месторождение Первоначальное).

Участки измененных вмещающих пород наиболее благоприятны для обнаружения оловорудных тел в Пыркакайском рудном узле.

Все изложенное позволяет наметить основные этапы формирования оловорудных месторождений Пыркакайского рудного узла.

Дорудный ($Сг_1$?) — возникновение складчатых северо-западных разломов и образование оперяющих разломы зон интенсивной трещиноватости субмеридионального направления.

Рудный ($Сг_2$) — возобновление тектонических движений по северо-западным разломам, подъем рудоносных растворов по ним, образование оловорудных штокверков в оперяющих их трещинах.

Внутрирудный ($Сг_2$) — сбросо-сдвиги значительной амплитуды, смещение блоков ранее образовавшихся штокверковых зон.

Заключительный рудный ($Сг_2$?) — отложение сульфидной

минерализации (с касситеритом) в разрывных нарушениях северо-западного направления (рудные зоны 1 и 2).

Пострудный ($Сг_2?$) — формирование жил безрудного кварца по разрывам субширотного направления.

Первоочередной задачей по выяснению перспектив оловянного оруденения Пыркакайского рудного узла следует считать составление структурно-геологической карты с учетом геофизических данных, что особенно важно для поисков рудных зон и сопряженных с ними штокверковых тел под речными наносами.

Основной поисковый критерий оловорудных тел штокверкового типа, включая и слепые рудные тела, — места сочленения протяженных разрывных нарушений северо-западного направления с интенсивно проявленными турмалинизацией, хлоритизацией и окварцеванием вмещающих пород. Наиболее перспективные участки для поисков новых оловорудных тел располагаются к северу, югу и западу от месторождения Первоначального и в бассейне среднего течения рч. Майна (к югу от месторождения Незаметного). В первом случае они приурочены к областям пересечения ослабленной зоны меридионального направления с нарушениями северо-западного направления; во втором — выявление рудных тел возможно на пересечении юго-восточного продолжения тектонических нарушений, контролирующего месторождение Первоначальное, и восточной части ослабленной зоны меридионального направления, к которой приурочено месторождение Незаметное. Косвенным указанием на наличие здесь оруденения можно считать отсутствие оловоносной россыпи в средней части долины рч. Майна и наличие ее в верхней и нижней частях долины.

ЛИТЕРАТУРА

- Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. — Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1962, вып. 1.
- Чайкозский В. К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

ПРОЯВЛЕНИЯ ОЛОВОНОСНОСТИ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

А. И. ПОЗДЕЕВ

Корякское нагорье представляет собой сложную мезокайнозойскую складчатую область, расположенную во внутренней зоне Тихоокеанского подвижного пояса. Геологические исследования последних лет позволяют оценивать эту территорию как перспективную в отношении ряда цветных и редких металлов, среди которых наряду с ртутью следует в первую очередь отметить олово, серебро, золото, медь.

В результате геологосъемочных и поисковых работ (Л. М. Карпасов, А. А. Коляда, Б. В. Лопатин, А. И. Поздеев, В. К. Рожкова, В. А. Сизых, В. Е. Федоров, С. И. Федотов) в юго-западной части Корякского нагорья выявлен оловоносный район, позволяющий по-иному рассматривать металлогению этой части Тихоокеанского рудного пояса. Оловянная минерализация связана с гидротермальной деятельностью конечных этапов ранне-среднемиоценового магматизма¹. Рудопроявления представлены метасоматическими кварц-хлоритовыми зонами, кварц-хлоритовыми и кварц-сульфидными жилами, залегающими в толще чередования песчаников с аргиллитами, алевролитами, глинистыми сланцами. В рудах присутствуют серебро, золото, медь, цинк, свинец, висмут и мышьяк.

Рассматриваемая территория приурочена к области сочленения верхнемеловых складчатых структур Корякского нагорья с молодыми наложенными, преимущественно разрывными нарушениями Парапольского прогиба. Формирование последнего происходило в олигоценовое — раннемиоценовое время в результате активизации глубинных разломов северо-северо-восточного простирания, косо секущих верхнемеловые складчатые структуры северо-восточного простирания. По периферии прогиба происходило изливание преимущественно кислых лав (велолныкская свита), завершившееся внедрением гипабиссальных гранитоидных интрузий. Проявления олова располагаются среди верхнемеловых отложений вдоль полосы развития эффузивов велолныкской свиты и образуют отчетливо выраженную линейно вытянутую с юго-запада (бассейн г. Куйвиваям) на северо-восток (левобережье р. Еввеинваям) оловоносную площадь.

Среди верхнемеловых пород по литологическому составу выделены аяонская толща и тавенская свита сенонского возраста. Аяонская толща мощностью около 950 м состоит из алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями песчаников. Тавенская свита мощностью около 1800 м согласно залегает на аяонской толще, состоит из пластов песчаников мощностью от 1—3 до 8—10, иногда до 30—50 м, чередующихся с пачками алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев мощностью 20—50, реже 100—150 м. Иногда встречаются пачки

¹ В настоящее время имеются данные (абсолютный возраст, стратиграфические сопоставления), позволяющие принимать более древний (олигоценовый) возраст магматических образований, с которыми связаны рудопроявления олова.

(10—20 м) флишеподобного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхнемеловые отложения, образующие нижний структурный ярус, смяты в складки (с углами падения от 30—40 до 60—80°) и с резким угловым несогласием перекрываются слабо дислоцированными эффузивами велолныкской свиты, слагающими верхний структурный ярус. По литологическим особенностям велолныкская свита расчленена на три подсвиты: нижнюю (липариты, их туфолавы и туфы), среднюю (дациты, андезиты-дациты, андезиты, андезиты-базальты) и верхнюю (липариты, липарито-дациты, их туфолавы и туфы). Мощность подсвит соответственно 450, 410 и 800 м. Для эффузивов, резко преобладающих в составе свиты, характерно высокое (до 40—60%) содержание вкрапленников кварца и плагиоклаза. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон и лейкоксен, из рудных — магнетит. Основные химические особенности лав — щелочноземельный характер, пересыщенность кремнекислотой, преобладание Na над K, пересыщенность глиноземом. В неизмененных липаритах велолныкской свиты химическими анализами¹ установлены серебро и следы золота. Возраст свиты в районе распространения стратотипа (побережье Рекинникской губы) принят ниже-среднемиоценовым. В пределах рассматриваемой территории абсолютный возраст² пород этой свиты 43—31 млн. лет. В смежных районах кислые лавы и туфы отмечаются в осадочных толщах олигоцена; для нижнемиоценовых отложений Камчатского перешейка проявления кислого вулканизма не характерно. Все это позволяет предполагать более древний (олигоценый) возраст этих эффузивов.

Интрузивные породы представлены плагиогранит-порфирами и гранит-порфирами. Плагиогранит-порфиры образуют массивы (10—50 км²), небольшие штоки и дайки и залегают преимущественно среди липарито-дацитов верхней подсвиты велолныкской свиты. Липарито-дациты несут следы контактового воздействия (окварцевание, биотитизация); ширина контактовых ореолов при пологих контактах достигает 1—1,5 км. По химическому составу плагиогранит-порфиры близки к среднему типу щелочноземельных гранитов по Дэли, отличаясь от них несколько повышенным содержанием свободного глинозема и в большинстве случаев более резким преобладанием Na над K. Условия залегания и общность петрохимических особенностей липарито-дацитов велолныкской свиты и плагиогранит-порфиров позволяют сделать вывод, что последние внедрились непосредственно после излияния эффузивов в близповерхностных условиях. Гранит-порфиры слагают небольшие (до 5 км²) массивы, штоки и дайки преимущественно среди верхнемеловых отложений. Дайки имеют мощность от 0,1—0,6 до 10—25 м, крутое до вертикального залегание и преобладающее субмеридиональное (север-северо-восточное) простирание. В них часто наблюдаются липаритовые оторочки. Контактное воздействие гранит-порфиров выражается в незначительной биотитизации и окварцевании песчаников и алевролитов. По химическому составу гранит-порфиры близки к среднему типу кварцевых порфиров по Дэли и отличаются от последних повышенным содержанием кремнезема и пониженным содержанием глинозема. По петрохимическим особенностям гранит-порфиры близки липаритам верхней подсвиты велолныкской свиты. Среди акцессорных минералов гранитоидов определены апатит, циркон и сфен, из рудных — магнетит. Химическим анализом в гранитоидах установлены серебро и следы золота. Значительно менее развиты в

¹ Химические анализы изверженных пород проводились в 1963—1964 гг. аналитиками Г. А. Финагентовой, З. И. Карпичевой, И. С. Рябовой в Центральной химической лаборатории Северо-Восточного геологического управления (СВГУ).

² Определения абсолютного возраста изверженных пород проводились в 1963—1964 гг. в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте калий-аргоновым методом под руководством Л. В. Фирсова и И. А. Загрузиной.

районе дациты, андезиты, андезито-базальты, диорит-порфириды, слагающие субвулканические тела и дайки. Синхронность интрузивных образований с эффузивами велолныкской свиты подтверждается близкими цифрами абсолютного возраста (в среднем 35 млн. лет).

На рассматриваемой площади среди верхнемеловых образований широко развиты ороговикованные породы. Ореолы ороговикования прослеживаются в север-северо-восточном направлении на 15—18 км при ширине 5—6 км (левобережье р. Уныэйваям). Такое площадное ороговикование не имеет непосредственной связи с картируемыми на поверхности штоками и дайками гранит-порфиров, являющихся малыми трещинными интрузиями. Оно может свидетельствовать о наличии более крупных интрузивных тел, не вскрытых эрозией, которые по глубинности следует отнести к гипабиссальной группе фаций, формировавшихся в условиях малых (1—2 км) глубин. Развитые на поверхности гранит-порфиры, вероятно, являются наиболее ранними породами, по глубинности отвечающими субвулканической фации (не более 0,5—1 км). Трещинный характер интрузий, близповерхностные условия их образования, а также пространственная близость и общность петрохимических особенностей с эффузивами велолныкской свиты позволяют предполагать их генетическую связь с гранодиоритовой магматической формацией глыбовых зон (Горжевский, Козеренко, 1965).

В пределах рудоносных участков развиты жилы: кварцевые безрудные; кварц-хлоритовые и кварц-сульфидные с оловянной минерализацией.

Структурно-геологические особенности оловоносных участков определяются следующим факторами.

1. Оловоносные участки располагаются в тектонических ослабленных зонах север-северо-восточного простирания, диагональных по отношению к верхнемеловой складчатости и контролирующих размещение малых трещинных интрузий. Несомненно, эти зоны являются проекциями на поверхности разрывов глубокого заложения. На значительном протяжении они ограничивают поля эффузивов; кроме описанных гранитоидов, отмечается приуроченность к ним как более древних — поздне-меловых (70—64 млн. лет) интрузий габбро, диабазов, пироксенитов, так и более молодых — позднемиоценовых (29—22 млн. лет) интрузий гранодиоритов, кварцевых диоритов. По металлогеническому значению их можно отнести к разломам небольшой протяженности группы Г, ограничивающим поздние грабенообразные прогибы и формирующимся в период консолидации складчатых структур на поздних этапах их развития (Ициксон и др., 1960). В металлогении поздних этапов таких областей отмечается ведущее значение наряду с другими элементами олова (Ициксон, 1958).

2. Наиболее благоприятные условия для оловянной минерализации создаются на участках пересечения отмеченных выше зон с мощной толщей песчано-сланцевых отложений тавенской свиты. Последние образуют сложно построенные синклиналильные зоны северо-восточного простирания шириной от 4—5 до 8—10 км. Благодаря частому чередованию относительно жестких пород-песчаников с аргиллитами, алевролитами, глинистыми сланцами, смятыми в складки высших порядков и осложненными сетью разрывных нарушений, создается обстановка, благоприятная для образования участков повышенной трещиноватости. Подобные участки в песчано-сланцевых отложениях, обычно располагающиеся в удалении от активных интрузивов, являются рудовмещающими площадями для месторождений касситерит-хлоритового типа (Радкевич, 1958).

3. Важная особенность локализации оловянных рудопоявлений — наличие ореолов ороговикования, указывающих на возможное присутствие в этих участках ороговиковой кровли над интрузиями, не вскрыты-

ми эрозией. Исследования химизма рудных месторождений Восточной Якутии (Ненашев, 1965) показывают, что ороговикопованные породы, обогащенные железом и магнием, благоприятны для выпадения олова наряду с другими металлами из гидротермальных растворов.

4. Рудные тела обычно приурочены к крутопадающим кулисным разрывным трещинам северо-западного простирания, фиксирующим участки поперечных перегибов осей складок. Иногда по этим разрывам отмечается дробление пород и глинка трения вследствие, вероятно, незначительных подвижек сколового характера.

5. Лучшие условия для оловянной минерализации создаются на участках пересечения отмеченных выше трещин разрыва с контактами пластов песчаников и аргиллитов (глинистых сланцев). Наиболее обогащенными оказываются здесь песчаники вблизи контактов и тектоническая глинка трения.

Почти все развитые в районе рудопроявления следует относить к касситерит-хлоритовому типу касситерит-силикатной формации (Радкевич, 1958) с существенным развитием в них сульфидов (арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит).

По преобладанию тех или иных рудных компонентов можно выделить следующие минеральные ассоциации.

1. Касситеритовая с незначительным присутствием пирита, рутила, анатаза. Рудные тела с этой минерализацией установлены по элювиально-делювиальным развалам и несколькими канавами на левобережье р. Уннэйваям (абсолютные отметки 750—850 м при относительных превышениях 600—700 м). Залегают они в ороговикопованных породах, иногда на незначительном (до 80—50 м) удалении друг от друга. Простирание их северо-западное (315—325°), падение к северо-востоку или юго-западу под углами 60—80°. Протяженность рудных тел по простиранию достигает нескольких десятков, иногда первых сотен метров, мощность варьирует от нескольких сантиметров до первых метров. Рудные тела имеют сложное строение и представлены метасоматическими кварц-хлоритовыми и хлоритовыми зонами и жилами, реже обычными жилами выполнения открытых полостей. Часто вдоль зон проявлены пострудные подвижки, сопровождающиеся интенсивным дроблением пород, и тогда рудные тела можно отнести к типу минерализованных зон дробления. С всякого бока такие зоны сложены тектонической глинкой желтовато-зеленоватого цвета с редкими обломками песчаников и кварца. Материал лежащего бока представлен почти исключительно каолинизированными породами. Вмещающие породы на мощность до 0,5—1 м слабо раздроблены, окварцованы и лимонитизированы. Минералогия рудных тел довольно проста. Касситерит наблюдается в виде игольчатых тонкопризматических кристаллов (0,03—1, редко до 2 мм по длинной оси) и их скоплений, образующих редкую неравномерную вкрапленность в хлорите; отмечается также его приуроченность к прожилкам кварца. Иногда наблюдается древесно-волокнистый касситерит в виде колломорфных неправильных включений в кристаллическом. Реже встречаются выделения касситерита в виде овсяных зерен. В касситерите иногда отмечаются редкие включения станнина. Кроме касситерита, присутствуют в незначительном количестве пирит, анатаз, единичные зерна рутила, сфена, арсенопирита, самородного висмута (?). Диагностируются мелкие неправильной формы зерна прустита пираргирита. В отдельных полированных шлифах устанавливаются сфалерит, халькопирит, галенит. Нерудный материал представлен кварцем и железистым хлоритом. Последний наблюдается в виде радиальнолучистых и розетковидных кристаллов, а также мелких чешушек бурого и буровато-зеленого до слабо-зеленоватого цвета. Химическим

и пробирным анализами¹ в рудах, кроме олова (от десятых долей до полутора процентов), повсеместно установлены серебро и золото. Постоянными спутниками являются также медь и WO_3 (в сотых долях процента), висмут (в тысячных, иногда сотых долях), цинк (в сотых и десятых долях, иногда до 1%). В единичных пробах в тысячных, редко десятых долях процента присутствуют молибден, мышьяк и сурьма. В спектрометаллометрических² пробах рыхлых отложений на участках развития рудных тел фиксируются повышенные содержания олова, которые как правило, сопровождается индием в количествах от 0,001 до 0,003, иногда до 0,005—0,1%. Необходимо отметить, что в пределах рудоносных участков олово и индий в спектрометаллометрических пробах устанавливаются также и на полях развития таких зон и жил, в которых химическими анализами олово не определяется.

2. Касситерит-станнин-арсенопиритовая ассоциация с халькопиритом и сфалеритом. Эта минеральная ассоциация характеризует кварц-сульфидные жилы мощностью менее 1 м и протяженностью по простиранию до первых метров. Жилы развиты среди хлоритизированных пород на левобережье р. Уннэйваям, в некотором удалении (5—8 км) от рудопроявлений первой ассоциации. Среди рудных минералов преобладает арсенопирит, составляющий в некоторых полированных шлифах до 40—50%. Он образует гнездообразные скопления (до 1—2 см) или редкие мелкие (0,003 мм) включения в виде прямоугольников и треугольников в жильном (кварц) материале. Арсенопирит чаще идиоморфен ко всем минеральным образованиям и обычно катаклазирован. Сфалерит составляет до 0,5—2% площади шлифа и образует обособленные ксеноморфные выделения (от 0,002 до 0,5—1 мм) в арсенопирите или в сростании с ним. Он наблюдается также в сростаниях со станнином и халькопиритом. Халькопирит образует единичные округлые выделения (до 0,02—0,045 мм) в арсенопирите и сфалерите. Станнин устанавливается в штуфах с повышенным содержанием олова и образует эмульсионную неравномерную вкрапленность (0,0006—0,1 мм) в арсенопирите, сфалерите или жильном материале. Касситерит наблюдается в виде удлиненно-призматических или неправильной формы выделений размером 0,003—0,005 мм в жильном материале. Кроме этих минералов, в отдельных шлифах встречены единичные зерна пираргирита, анатаза, пирита, ильменорутила (?), ильменита (?). В бороздовых и штуфных пробах жил, кроме олова, устанавливаются мышьяк (до нескольких процентов), серебро (от 2 до 38,4 г/т, в одной пробе 358,4 г/т), золото, медь и цинк (от сотых долей до 1%), висмут и WO_3 (до сотых долей процента), молибден (до тысячных долей процента), селен и теллур (от следов до десятых долей процента) и следы ртути (в одной пробе). С повышением содержания олова в пробах увеличивается содержание серебра, золота, меди, цинка. В спектрометаллометрических пробах рыхлых отложений в районе развития жил также устанавливается индий (в тысячных долях процента). Вероятно, жилы по сравнению с рудными телами первой ассоциации формировались на несколько большей глубине (абсолютные отметки 600 м) в условиях достаточного количества серы в растворах и пониженного парциального давления в кислороде. Вблизи рудных тел проявлены неоловоносные кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, англезитом, сформировавшиеся, по-видимому, в более низкотемпературных условиях.

¹ Пробы анализировались в 1963—1964 гг. в ЦХЛ СВГУ (г. Магадан) аналитиками Л. Ткач, К. Поповой (пробирный на серебро и золото), В. Рыжовой (на селен и теллур).

² Анализы спектрометаллометрических проб проводились в 1964 г. в ЦХЛ СВГУ (г. Магадан) аналитиком Игнатовой.

В аллювиальных отложениях ручьев, размывающих участки с телами описанных минеральных ассоциаций, наряду с обычными ильменитом, брукитом, анатазом, пиритом присутствует касситерит в количестве, от зерен до весовых содержаний, в виде мелких бесформенных зерен, кристаллов призматического габитуса, иногда с колечкатыми двойниками. Окатанность зерен и кристаллов слабая, цвет коричневый с различными оттенками, реже темно-серый до черного и бесцветный. Высокие содержания касситерита отмечаются и в шлиховых пробах, взятых из элювия непосредственно на развалах минерализованных жил и зон. В пробах из аллювия касситерит сопровождается арсенопиритом, галенитом, деревянистым оловом, шеелитом, вольфрамитом. Шеелит представлен зернами изометричной и неправильной формы диаметром 0,2—0,8 мм. Вольфрамит образует табличатые удлиненные кристаллы черного цвета размером от 0,2×0,1×0,1 до 0,8×0,4×0,2 мм. В двух пробах наблюдались сростки вольфрамита с кварцем.

3. Касситерит-галенитовая минеральная ассоциация. Рудопроявления этой ассоциации занимают обособленную пространственно и минералогически позицию и расположены на северо-восточном фланге оловоносного района (левобережье р. Еввеинваям). Канавами здесь вскрыты метасоматические зоны окварцованных и хлоритизированных пород значительной мощности (в пределах первого десятка метров) и протяженности (до нескольких сот метров) с оловянной минерализацией. Среди рудных минералов преобладает галенит, которым иногда нацело сложены участки зон мощностью 10—20 см. Касситерит имеет смоляно-черный цвет, часто концентрируется отдельными скоплениями и наблюдается в двух модификациях: а) волокнистые и радиальнолучистые агрегаты, иногда окаймляющие обломки метасоматически замещенных пород; б) тонкопризматические кристаллы размером по длинной оси до 1—1,5 мм, неравномерно распределенные по всей породе или в тонких прожилках. Из других рудных минералов присутствуют пирит и халькопирит. Нерудный материал представлен кристаллически-зернистым кварцем, в пустотах — друзовидным и железистым хлоритом, в меньшем количестве — серицитом. Характерной особенностью этой ассоциации является присутствие в незначительных количествах турмалина и мусковита. Химический анализ бороздовых проб метасоматических зон устанавливает невысокое (сотые доли процента) содержание олова. Среди зон выделяются участки дробленых каолинизированных пород мощностью до первых метров с повышенным содержанием олова. В отдельных штуфах из овалов окварцованных и хлоритизированных пород определяются аномальные содержания. Повсеместно присутствует свинец от десятых долей до нескольких десятков процентов (в отдельных пробах). Спектральным анализом во всех пробах установлено серебро (от 0,001—0,005 до 0,01—0,05%). Определяются также медь (от тысячных до сотых долей процента), цинк (от сотых до десятых долей процента) цирконий (сотые доли процента). Иногда отмечаются мышьяк и сурьма (до 0,05%), ртуть (до 0,005%), литий (до 0,05—0,1%).

Как видно из характеристики минеральных ассоциаций, повсеместно в оловоносных гидротермальных образованиях присутствует серебро. Собственно серебряные минералы (прустит, пираргирит) развиты весьма незначительно. Вероятно, основное количество серебра связано с сульфидами. При изучении месторождений касситерит-силикатной формации Северо-Востока СССР (Тренина, 1959) установлено, что основные носители серебра — халькопирит и арсенопирит характеризуются довольно высоким содержанием в рудах. Значительно больше серебра содержат галенит и другие сульфиды, но в связи с невысоким содержанием в рудах практического значения не имеют. В рудопрояв-

лениях первых двух минеральных ассоциаций основными носителями серебра, вероятно, являются халькопирит, арсенопирит и сфалерит, серебро в рудах касситерит-галенитовой ассоциации связано с галенитом. Весьма примечательно, что олово в спектрометаллометрических пробах сопровождается индием. Приуроченность наибольших концентраций индия и месторождениям касситерит-сульфидной формации характеризует геохимическую специфику Тихоокеанского рудного пояса (Иванов, 1960). В месторождениях турмалинового и хлоритового подтипов касситерит-сульфидного типа в Якутии концентрация индия в рудах в сотни — тысячи раз превышает его содержание в изверженных и осадочных породах (Иванов, 1965). Основное количество индия в рудной массе заключено в сфалерите, халькопирите или касситерите. Минералом-концентратором индия является также станнин. Присутствие висмута в описанных рудопроявлениях согласуется с повышенными его содержаниями в сульфидах некоторых оловянных месторождений турмалинового и хлоритового типов Якутии (Гренина, 1959).

Рудопроявления олова в бассейнах рек Уннэйваям и Куйвиеем не имеют прямой генетической связи с гранитоидами: а) интрузивные тела имеют малый размер по сравнению с площадью оруденения; 2) отсутствует прямая пространственная приуроченность рудопроявлений к гранитоидам внутри оруденелой площади (наблюдаемые среди гранит-порфиров зоны интенсивной хлоритизации обычно не оловоносны); 3) не совпадают глубины формирования малых интрузий и рудопроявлений, последние формировались на несколько большей глубине от поверхности (на 300—500 м в наблюдаемом эрозионном срезе на левобережье р. Уннэйваям; 4) ореолы ороговикованных пород не связаны с гранитоидами, последние сопровождаются весьма незначительной зоной контактово-измененных пород, не несущих оловянного оруденения.

Таким образом, оловорудные проявления парагенетически связаны с вскрытыми в современном срезе интрузиями гранитоидов лишь общим глубинным источником питания и близостью путей проникновения магматических расплавов и гидротермальных растворов. Здесь может быть принято положение, высказанное в 1939 г. С. С. Смирновым (1962) при характеристике сульфидно-касситеритовых месторождений: «...значительная часть олова оставляет металлоносный очаг в более поздние стадии, чем обычно, и олово при этом переходит в раствор в более устойчивых соединениях. Его геохимия в этом случае близка геохимии меди, свинца, цинка». Особенности магматических образований рассмотренного района позволяют предполагать существование генетической связи описанных рудопроявлений с гранитоидами повышенной основности.

Выводы С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина о генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений с гранитоидными интрузиями повышенной основности находят подтверждение при исследовании химизма ряда таких месторождений в Мяо-Чанском районе Хабаровского края (Барсуков, 1965) и Восточной Якутии (Ненашев, 1965).

Рудопроявления касситерит-галенитовой минеральной ассоциации, развитые на левобережье р. Еввеевьям, расположены в экзоконтакте мелких субвулканических тел дацитов и, вероятно, представляют собой приповерхностные образования. Источником оруденения, по-видимому, были корневые части тех же вулканических тел (Васильева и др., 1959).

Геологическая обстановка и минеральный комплекс рассмотренных рудопроявлений имеют много общих черт (состав и структуры вмещающих пород, проявления магматизма, процессы гидротермального и контактового метаморфизма, состав и строение рудных тел) с некоторыми оловорудными месторождениями Южного Приморья и Верхояно-Чукотской складчатой области. Месторождения касситерит-хлоритового типа в Южном Приморье имеют значительный масштаб (Лифудзин,

Хрустальное), «особенно в тех случаях, когда они располагаются в удалении от активных интрузивов и приурочены к крупным и четко разработанным жильным трещинам» (Радкевич, 1958). На многих месторождениях этого типа в Кавалеровском районе Приморья (Хрустальное, Левицкое, Силинское) с глубиной установлено уменьшение содержания сульфидов и увеличение содержания касситерита и кварца. На Лифудзинском месторождении вертикальная зональность выражена в обеднении оловом верхних горизонтов и выклинивании по восстанию рудных тел (Сапрыкин, 1965). По минеральному комплексу к месторождениям собственно касситерит-сульфидной формации приближаются рудопроявления выделенной нами касситерит-станнин-арсенопиритовой минеральной ассоциации. По наличию станнина и арсенопирита они близки развитым в Южном Приморье месторождениям арсенопирит-пирротинового типа, прослеживаемым на значительную глубину (Радкевич, 1958).

Аналогичная оловянная минерализация широко проявлена на территории Верхояно-Чукотской складчатой области. Примером могут служить месторождения Эге-Хайское и Улахан-Эгеляхское в Северо-Восточной Якутии (Флеров, Яковлев, 1965; Яковлев, 1965), месторождения и проявления Куйвиеево-Гыргычанского рудного узла Западной Чукотки — Июньское, горы Разведочной, рч. Зеленый (Лугов, 1962), месторождение Омсукчанского рудного узла — Охотничье, Широкое (Матвеев, 1957). Все они являются наиболее поздними по времени формирования и наиболее удаленными от «материнских» интрузий. Основное отличие рассматриваемого района от указанных областей заключается в весьма незначительной глубине эрозионного среза. Представляются вполне надежными перспективы сохранения, а возможно, и повышения интенсивности оруденения с глубиной для рудных тел первых двух типов минеральных ассоциаций (касситеритовой и касситерит-станнин-арсенопиритовой).

Таким образом, выявленные в юго-западной части Корякского нагорья рудопроявления олова заслуживают серьезного внимания. Они позволяют рассчитывать на выявление в этом районе (в первую очередь в бассейнах рек Уннэйваям и Куйвиеево) более крупных месторождений олова и свидетельствуют о возможности широкого проявления оловоносности в пределах вулканогенных полей этой части Корякско-Камчатской складчатой области. Кроме того, они расширяют возможность поисков и потенциальные перспективы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В качестве поисковых критериев следует, в первую очередь, отметить наличие хлоритизации (или возможной турмалинизации) среди ороговевших пород. Индикаторами оловорудных участков служат широкие шлиховые ореолы рассеяния касситерита и сравнительно узкие — касситерита с шеелитом и вольфрамитом. К наиболее важным указателям слепых рудных тел можно отнести узкие геохимические ореолы рассеяния олова и индия. Серебро вряд ли может служить надежным индикатором ввиду довольно широкого развития в различных гидротермальных образованиях рассматриваемого региона.

При дальнейших поисках необходимо сочетать геологическую съемку с минералогическими, геохимическими и геофизическими методами. Особенно это важно для картирования слепых рудных тел. Для этих целей, например, в Узбекистане (Вольфсон и др., 1966) наиболее эффективной оказалась магниторазведка в сочетании с геохимическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л.* О генетической связи сульфидно-касситеритовых месторождений с интрузиями.— В кн.: Проблемы геохимии. Изд-во «Наука», 1965.
- Василькова Н. Н., Теремецкая А. Г., Шацкая В. Т.* Оловорудные месторождения, связанные с субвулканическими телами.— Сов. геология, 1959, № 10.
- Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г.* Применение геофизических и геохимических методов разведки при составлении прогнозных и металлогенических карт в Узбекистане.— В кн.: Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. Изд-во «Недра», 1966.
- Горжезский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.
- Иванов В. В.* Минералого-геохимические специфике Тихоокеанского пояса — повышенной индиенности месторождений.— Материалы к Первой все. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 1.
- Иванов В. В.* Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Ицксон М. И.* Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— Сов. геология, 1958, № 1.
- Ицксон М. И., Матвеевко В. Т., Радкевич Е. А.* Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР.— Материалы к Первой все. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 1.
- Лугов С. Ф.* Куйвиеемо-Гыргычанский рудный узел и некоторые его геологические особенности.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Матвеевко В. Т.* Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Северо-Восток СССР).— Труды ВНИИ-1, 1957, вып. 31.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Ненашев Н. И.* Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Радкевич Е. А.* Металлогения Южного Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 19.
- 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.
- Сапрыкин Е. П.* О влиянии структурных факторов на зональность оруденения в оловорудных месторождениях Кавалеровского района.— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Смирнов С. С.* Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тренина Т. И.* Сереброносность сульфидов некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИ-1, 1959, вып. 43.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. В.* Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Яковлев Я. В.* Минеральный состав и некоторые вопросы генезиса Улахан-Эгеляхского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1965.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОМСУКЧАНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

С. И. ФИЛАТОВ

Первые геолого-рекогносцировочные работы в районе были проведены И. И. Зубревым и Г. Г. Колтовским в 1937 г. С этого времени многие исследователи изучали геологическое строение, магматизм и металлогению этой территории. Наибольшее значение имеют работы В. Т. Матвеевко (1957 а, б, 1959, 1960) и И. М. Сперанской (1959, 1963 а, б). В последние годы серьезное внимание металлогении района уделяется М. Г. Руб, а его тектоническому строению И. Н. Томсоном.

Настоящая работа является результатом предварительной обработки материалов, полученных автором после двухгодичных исследований.

Омсукчанский рудный район располагается в пределах Балыгычано-Сугойского прогиба, выполненного угленосными континентальными отложениями апт-альбского возраста (Филатов, Самылина, 1966) и поздне-меловыми эффузивами, которые с резким угловым несогласием лежат на морских отложениях верхоянского комплекса (Т—J).

Прогиб приурочен к зоне разломов глубинного заложения, контролирующих размещение магматических образований. Вдоль разлома следуют цепочки интрузивов и узкие поля контактово-измененных пород.

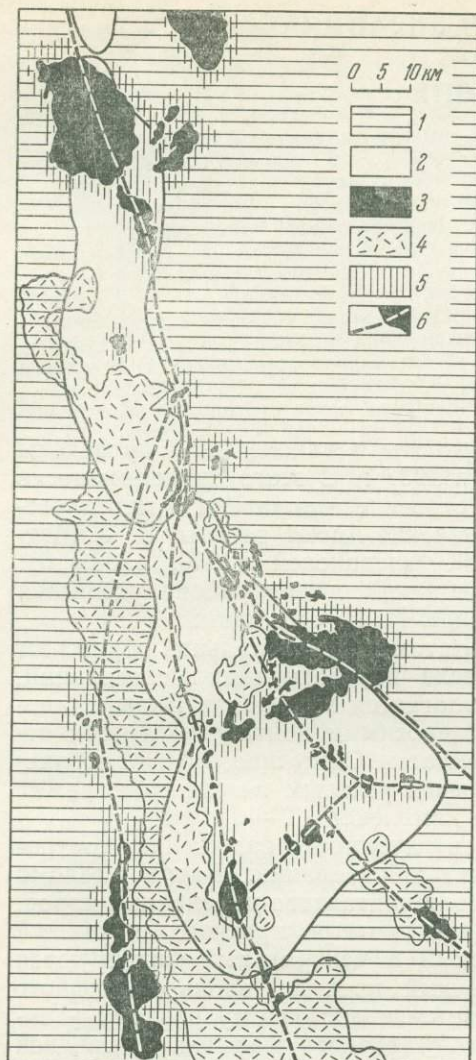
На схеме (фиг. 1) видно, что зона магмаконтролирующих нарушений состоит из четырех разломов: западный и центральный фиксируются интрузивами Маяк и Невский; восточный проходит вдоль восточного борта прогиба и Айгурский причленяется к восточному разлому у западной окраины Лево-Омсукчанского гранитного массива. В средней части Балыгычано-Сугойского прогиба (верховье рч. Атаки) все эти разломы объединяются в один разлом, который прослеживается на север до р. Колымы.

В размещении гидротермальных проявлений и в том числе оловорудных тел можно наметить следующие закономерности.

1. Размещение гидротермальных проявлений и оловорудных тел, в частности, в виде узких полос вдоль глубинных разломов (фиг. 2).

2. Отсутствие стратиграфического контроля в размещении оловорудных месторождений: последние располагаются среди образований самого различного возраста: месторождение Охотничье — в морских терригенных отложениях карнийского возраста, Галимое, Невское, Хивовчанское — в континентальных отложениях апт-альбского возраста, Труднинское — в нижнемеловых эффузивах, рудопроявление Сарманское — в позднемеловых эффузивах и т. д.

3. Отсутствие литологического контроля в размещении оловорудных тел. На месторождении Охотничьем руды локализуются в глинистых и песчано-глинистых сланцах, на Невском — в песчаниках, алевролитах, глинистых и песчано-глинистых сланцах и конгломератах. На месторождении Галимом руды замещают алевролиты, глинистые и песчано-глинистые сланцы, силлы диоритовых порфиритов и пласты каменного



Фиг. 1. Схема размещения магматических образований и магмаконтролирующих разломов

1 — морские отложения верхоянского комплекса; 2 — континентальные отложения балыгчано-сугойского комплекса; 3 — интрузивные образования; 4 — эффузивные образования; 5 — зоны контактов метаморфизованных пород; 6 — магмаконтролирующие разломы

угля, встречаются оруденелые конгломераты. Месторождение Труднинское расположено в андезитах и их пирокластических разностях; Хатарен-Индустриальное — в гранитах, Майское — в роговиках и Хивовчанское — в слабо метаморфизованных песчано-глинистых сланцах.

Таким образом, размещение руд не зависит от возраста, литологического состава и степени метаморфизма вмещающих пород и контролируется глубинными разломами.

Нами проведена статистическая обработка данных полевого опробования 2000 гидротермальных проявлений из экзо- и эндоконтакта Лево-Омсукчанского гранитного массива (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что гидротермальные тела появляются на абсолютной высоте выше 400 м, количество их увеличивается до интервала высот — 900—999 м, а затем начинает уменьшаться, исчезая к отметке 1400 м.

Таким образом, в изученном районе вертикальный диапазон

гидротермальных проявлений равен 900 м, а оруденения — 600 м.

Из табл. 1 также следует, что повышенные содержания олова почти не зависят от минерального состава жил: олово присутствует во всех исследуемых типах жил. Однако в жилах смешанного состава (кварц-хлорит-турмалиновых) оно обнаружено в большем количестве проб.

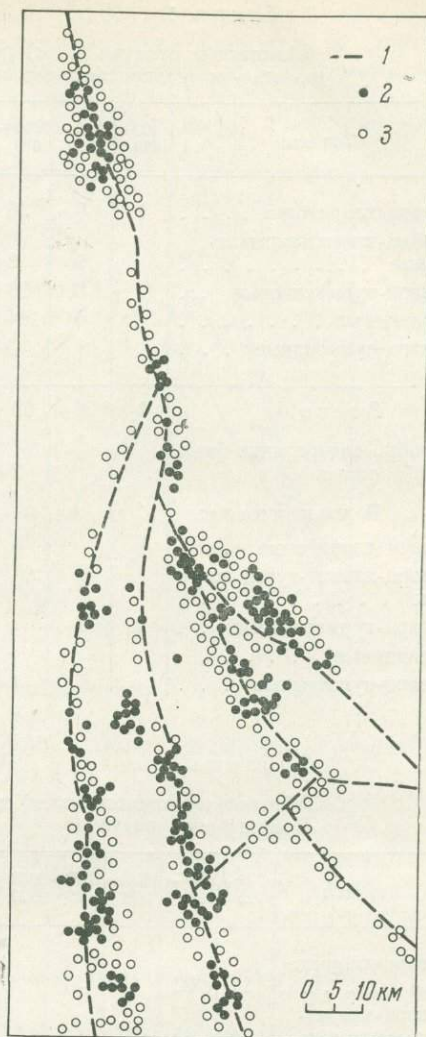
Подобный анализ размещения гидротермальных проявлений был проведен нами на площади в пределах Центрального разлома, где крупные гранитные массивы отсутствуют, а установлены лишь несколько мелких разобщенных выходов гранит-порфиров (табл. 2).

Установлено, что гидротермальные тела в пределах Центрального разлома размещаются на тех же абсолютных высотах, как и в экзо- и эндо-контактных частях Лево-Омсукчанского массива.

Для выяснения причины приуроченности гидротермальных проявлений к определенным высотам была сделана попытка сопоставить их с глубиной залегания гранитных интрузивов. Для этого вдоль всего контакта Лево-Омсукчанского массива через равные интервалы были вычислены абсолютные отметки (табл. 3).

Фиг. 2. Схема размещения гидротермальных проявлений

1 — магмаконтролирующие разломы; 2 — месторождения и рудопроявления олова; 3 — прочие гидротермальные проявления



В результате построен график (фиг. 3), на котором по оси абсцисс отложены абсолютные высоты (в м), а по оси ординат — частота встречаемости различных по типу минерализации рудопроявлений от поверхности гранитного массива. Данные табл. I также вынесены на этот график. На графике видно, что кривые размещения гидротермальных тел различного состава сходны с кривой, иллюстрирующей положение кровли гранитов.

В результате изучения гидротермальных тел установлено, что в гранитах резко преобладают хлоритовые метасоматические жилы, в подчиненном количестве встречаются кварц-турмалин-хлоритовые и реже турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы. В экзоконтактных зонах располагаются турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы, реже кварц-хлорит-турмалиновые. В еще большем удалении от контакта развиты преимущественно хлоритовые тела. Кварцевые, кварц-сульфидные и сульфидные жилы встречаются внутри гранитных тел и чаще на значительном от них удалении.

Характерно, что хлорит внутренней зоны сформировался в основном раньше турмалина (турмалин в виде прожилков рассекает хлоритовую массу), в то время как хлорит, слагающий гидротермальные тела внешней зоны, более поздний, чем турмалин (почти повсеместно наблюдается замещение турмалина хлоритом). Таким образом, устанавливаются три зоны, границы которых расплывчатые. Зона позднего хлорита частично, а иногда и полностью захватывает зону распространения турмалина. Мощность зон 200—300, реже 400 м. На отдельных участках наблюдается некоторое смещение зон относительно поверхности гранитов. Так, на площади рудного поля месторождения Хатарен-Индустриальное турмалиновая зона несколько смещена внутрь гранитов. Здесь резко преобладают тела кварц-турмалин-хлоритового состава. Однако (даже в пределах одного жильного тела) количество турмалина увеличивается по направлению к контакту и уменьшается вглубь интрузива. В верхнем течении р. Джагын турмалиновая зона удалена от контакта гранитов более чем на 100 м. По-видимому, это связано с глубиной залегания гранитов (с интенсивностью прогрессивного прогрева пород и скоростью их остывания). Формирование гранитов, слагающих рудное поле месторождения Хатарен-Индустриальное, происходило гораздо

Таблица 1

Абсолютные отметки (в м) гидротермальных проявлений
из экзо- и эндоконтактных частей Лево-Омсулчанского гранитного массива

Тип жил	400— 499	500— 599	600— 699	700— 799	800— 899	900— 999	1000— 1099	1100— 1199	1200— 1299	1300— 1399	1400— 1499
Кварц-хлоритовые . . .	1	6	26	52	96	118	134	108	52	14	—
Кварц-хлорит-турмали- новые		9	3	15	68	161	158	107	50	11	
Кварц-турмалиновые . .		6	23	55	128	134	82	66	49	9	1
Кварцевые		4	14	22	34	36	43	35	20	1	
Кварц-сульфидные . . .		1	3	3	7	5	4	5	1		
Всего	1	26	69	147	333	459	421	321	172	35	1
Пробы, содержащие более 0,5% олова			2	4	21	61	47	31	9	2	
В том числе:											
Кварц-хлоритовые . . .			1		5	6	3	4	2	1	
Кварц-хлорит-турмалино- вые				1	9	47	37	22	4		
Кварц-турмалиновые . .					7	8	6	4	2	1	
Кварцевые				2			1	1	1		
Кварц-сульфидные . . .			1	1							

Таблица 2

Абсолютные отметки (в м) гидротермальных проявлений в пределах
Центрального разлома

Тип жил	700— 799	800— 899	900— 999	1000— 1099	1100— 1199	Тип жил	700— 799	800— 899	900— 999	1000— 1099	1100— 1199
	Кварц-хлорито- вые	11	22	39	31		9	Пробы, содержащие более 0,5% олова		2	3
Кварц-хлорит- турмалиновые	4	25	27	23	11	В том числе:					
Кварц-турмали- новые	3	29	37	26	3	Кварц-хлоритовые			1	1	
Кварцевые . .		7	3	2	4	Кварц-хлорит-тур- малиновые		2	1		2
Кварц-сульфид- ные		1				Кварц-турмалино- вые			1	1	
						Кварцевые					
Всего	18	84	107	82	27						

Таблица 3

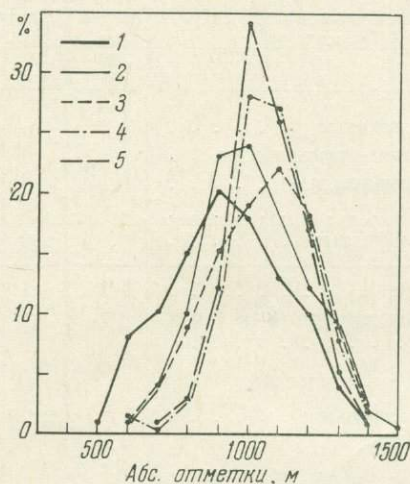
Абсолютные отметки (в м) поверхности Лево-Омсулчанского массива

Абсолютные отметки, м	400— 499	500— 599	600— 699	700— 799	800— 899	900— 999	1000— 1099	1100— 1199	1200— 1299	1300— 1399
Частота встречаемости	6	45	57	83	117	106	72	59	22	7

ближе к поверхности, чем часть того же гранитного тела в верховьях р. Джагын, где оно находится в начальной стадии вскрытия и фиксируется только широкой зоной контактово-измененных пород и мелкими выходами гранитов. Чем медленнее остывали породы кровли, тем дальше от интрузива локализуются гидротермальные тела. При быстром

Фиг. 3. Положение в современном рельефе поверхности гранитных интрузивов и гидротермальных проявлений

1 — граниты; 2—4 — жилы: 2 — кварц-турмалиновые, 3 — кварц-хлоритовые, 4 — кварц-хлорит-турмалиновые; 5 — жилы, содержащие более 0,5% олова (независимо от их минерального состава)



остывании гидротермальные образования формируются в верхних частях гранитных массивов.

Зональное размещение гидротермальных проявлений подтверждается статистическими данными (табл. 4—7).

Из табл. 4 видно, что в интрузиве преобладают кварц-хлоритовые жилы, вне интрузива — кварц-турмалиновые. Наибольшее количество гидротермальных проявлений размещается на некотором удалении от контакта. Оловянные жилы располагаются только вне интрузива.

Таблица 4

Размещение гидротермальных проявлений относительно поверхности гранитного интрузива (в м)

(северо-восточный фланг Луго-Омсукачанского массива)

Тип жил	Вне интрузива						В интрузиве				
	500—599	400—499	300—399	200—299	100—199	0—99	0—99	100—199	200—299	300—399	400—499
Кварц-хлоритовые . . .		5	7	23	22	4	1	4	3	4	2
Кварц-хлорит-турмалиновые			1								
Кварц-турмалиновые	2		8	42	43	20		1			1
Кварцевые		1		2	7	1					
Всего	2	6	16	67	72	25	1	5	3	4	3
Пробы, содержащие более 0,5% олова . .			1	5	2						
В том числе:											
Кварц-хлоритовые				1							
Кварц-хлорит-турмалиновые			1								
Кварц-турмалиновые				4							
Кварцевые					2						

Таблица 5

Размещение гидротермальных проявлений относительно поверхности интрузива (в м)
(юго-восточный фланг Лево-Омсулчанского массива)

Тип жил	Вне интрузива				В интрузиве			
	300—399	200—299	100—199	0—99	0—99	100—199	200—299	300—399
Кварц-хлоритовые	1		1	7	9	12	12	3
Кварц-хлорит-турмалиновые . .				3	2	6	6	1
Кварц-турмалиновые		1	1	4	2	4	4	1
Кварцевые			1	4	3	2	1	
Кварц-сульфидные			1					
Всего	1	1	4	18	16	24	24	5
Пробы, содержащие более 0,5% олова						1		
В том числе:								
Кварц-хлоритовые						1		

Таблица 6

Размещение гидротермальных проявлений относительно поверхности гранитного интрузива (в м)
(центральная часть Лево-Омсулчанского массива)

Тип жил	Вне интрузива					В интрузиве					
	400—499	300—399	200—299	100—199	0—99	0—99	100—199	200—299	300—399	400—499	500—599
Кварц-хлоритовые		2	2	7	1	6	7	2	3	1	1
Кварц-хлорит-турмалиновые		1	1	2	1		2				
Кварц-турмалиновые		1	5	5	5			1	1		
Кварцевые		2		1	1						
Кварц-сульфидные											
Всего		6	8	15	8	6	9	3	4	1	1
Пробы, содержащие более 0,5% олова . .						1			1		
В том числе:											
Кварц-хлоритовые						1			1		

В табл. 7 приведены статистические данные по размещению 322 гидротермальных проявлений относительно небольшого выхода гранитов в верховье рч. Контактный, в пределах Центрального разлома.

Таким образом, характер распределения гидротермальных проявлений около различных интрузивов не изменяется.

Размещение гидротермальных проявлений в пространстве зональное. Во внутренних частях интрузивов располагаются преимущественно тела хлоритового и кварц-хлоритового состава. Хлорит внутренней зоны сформировался раньше турмалина. Турмалиновая минерализация появляется в верхних частях гранитных интрузивов и достигает максимума в зоне экзоконтакта в пределах первых сот метров (от поверхности

Таблица 7

Размещение гидротермальных проявлений относительно поверхности гранитного массива (в м) в пределах Центрального разлома (рч. Контактный)

Тип жил	Вне интрузива						В интрузиве				
	500— 599	400— 499	300— 399	200— 299	100— 199	0—99	0—99	100— 199	200— 299	300— 399	400— 499
Кварц-хлоритовые . .		5	4	14	15	44	10	13	9	6	
Кварц-хлорит-турмалиновые		8	8	6	9	34	7	14	3		
Кварц-турмалиновые		5	15	17	34	21	1	2	2	1	
Кварцевые		1		2	3	2	4	2	2	1	
Всего		20	27	37	61	101	22	31	16	8	
Пробы, содержащие более 0,5% олова					1	5					
В том числе:											
Кварц-хлоритовые . .		1			1	2					
Кварц-турмалиновые		1				3					

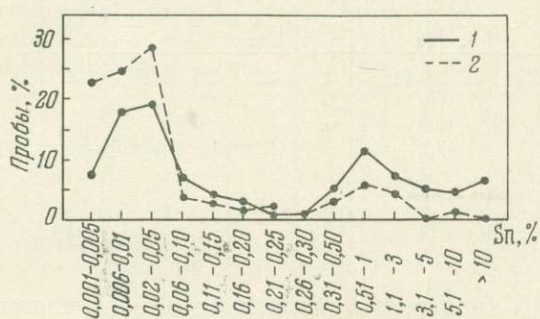
интрузивов). Для внешней зоны характерна хлоритовая минерализация, причем хлорит этой зоны отложился после турмалина.

В гранитных интрузивах гидротермальные проявления прослеживаются на глубину до 500 м (от поверхности интрузива), однако основное их количество сосредоточено в интервале глубин до 300 м. До этой же глубины чаще всего наблюдаются промышленные оловорудные тела. Вне гранитов гидротермальные проявления встречаются на удалении 600 м от поверхности интрузивов. Максимальное их количество встречается до 300 м, здесь же локализуется и большинство оловорудных тел. Вертикальный диапазон гидротермальных проявлений 1100 м.

На этих же глубинах размещается и большинство известных месторождений и рудопроявлений олова. Так, наиболее богатые рудные тела месторождения Индустриального располагаются в гранитах на глубине 350—250 м (от их кровли). Хатарена — на глубине 300—140 м. Месторождение Счастливое, Невское и Обещающее расположены в непосредственной близости от контакта. Месторождение Венгерка, лежащее вне интрузива, удалено от его поверхности на 100 м, Бастойское — на 200 м, Галимое и Ново-Джагынское — на 300 м (от поверхности предполагаемого интрузива). Закономерности размещения олова рассмотрены нами на примере месторождений Правая Тревога, Ново-Джагынское, Хатарен-Индустриальное.

Месторождение Правая Тревога располагается на склонах одноименного ручья. На правом склоне долины обнажаются диоритовые порфириды, прорывающие морские отложения, которые представлены переслаивающимися алевролитами и песчано-глинистыми сланцами среднеюрского возраста. Левый склон сложен теми же осадочными породами с силлами диоритовых порфиритов. На правом склоне в диоритовых порфиритах канавами вскрыта зона измененных пород. Более ранние изменения выражены в аксинитизации и турмалинизации, позже на раннюю минерализацию наложился в небольшом количестве эпидот и сульфиды. Процесс изменения диоритовых порфиритов завершился отложением карбонатов и цеолитов. Касситерит в виде тонких прожилков и мономинеральных гнезд сформировался после отложения турмалина и аксинита и, видимо, до образования эпидота и сульфидов. В оса-

дочных породах описанной выше минерализации не встречено, в диоритовых порфиритах наблюдаются изменения, аналогичные изменениям на поверхности. Ни в осадочных породах, ни в гидротермальных телах касситерит не обнаружен. Таким образом, оруденение ограничивается в плане мощностью зоны измененных пород, а по вертикали — определенным горизонтом выше и ниже которого олово практически не встречается. На левом склоне ручья в осадочной толще на этой же высоте фиксируются кварцевые прожилки, несущие касситерит, а также тонкие кварц-турмалиновые, кварц-эпидотовые и редко аксинитовые прожилки. Силлы диоритовых порфириров, расположенные в непосредственной близости от зоны измененных пород, не изменены.



Фиг. 4. Распределение олова в метасоматических телах и вмещающих их породах

1 — в метасоматических телах кварц-турмалинового и кварц-хлорит-турмалинового состава; 2 — в алеволитах и песчано-глинистых сланцах, вмещающих метасоматические тела

Таким образом, отложение касситерита не зависит от состава вмещающих пород и от минерального состава гидротермальных тел.

На Ново-Джагынском месторождении высокие содержания олова установлены как в метасоматических жилах кварц-турмалинового и кварц-хлорит-турмалинового состава, так и в гидротермально неизмененных породах. В последних богатые содержания олова связаны с тонкими, обычно незаметными прожилками мономинерального касситерита.

Кривые распределения содержаний олова в жилах и во вмещающих их породах очень сходны (фиг. 4). Наличие двух пиков позволяет предполагать двухкратное выделение касситерита.

В рудных телах Хатарен-Индустриального месторождения промышленное оруденение в жилах размещено в виде горизонтальных полос, расположение которых от минерального состава жил не зависит. Иногда касситерит наблюдается в виде скоплений мелких зерен в неизмененных гранитах (Хатаренское месторождение).

Из изложенного следует, что отложение касситерита не зависит от минерального состава вмещающих его тел. Оно происходило в отдельную самостоятельную стадию, продукты которой накладывались на ранее сформированные гидротермальные образования.

Процесс рудообразования в Омсукчанском рудном районе охватывает три этапа: магматический, пневматолитовый и гидротермальный. В первый — магматический этап образуются широко распространенные миаролитовые пустоты (с касситеритом, турмалином, флюоритом, магнетитом, ортитом, реже молибденитом и другими минералами) и редко оловоносные пегматиты. Во второй — пневматолитовый этап формируются кварц-мусковитовые грейзены, в которых почти постоянно присутствуют топаз, касситерит, реже арсенопирит, леллингит, галенит, халькопирит и другие минералы. К этому же этапу, по-видимому, следует отнести существенно биотитовые породы, содержащие аксессуарный монацит и ксенотим. Предполагаются они в экзоконтакте Лево-Омсукчанского гранитного массива в верховье рч. Хатарен. Этой группе близ-

ки также кварц-топазовые жилы, часто содержащие арсенопирит. Промышленных концентраций олова в грейзенах не установлено. Основные промышленные скопления олова связаны с гидротермальным этапом, в пределах которого выделяются семь стадий минерализации.

I стадия — раннехлоритовая. В эту стадию были сформированы метасоматические жилы существенно хлоритового состава, расположенные в эндоконтактных частях гранитных интрузий.

II стадия кварц-турмалиновая. С этой стадией связано образование кварц-турмалиновых жил. Кроме кварца и турмалина, в эту стадию выделились аксинит, альбит, флюорит и в небольших количествах касситерит. Гидротермальные тела этой стадии размещаются в эндо- и экзоконтактных частях гранитных массивов.

III стадия — кварц-касситеритовая. Кроме кварца и касситерита, в эту стадию отлагались магнетит, гематит, мушкетовит, флогопит, реже арсенопирит и в очень небольшом количестве хлорит. Наиболее интенсивная минерализация этой стадии проявилась в 400-метровой полосе в зонах экзо- и эндоконтакта.

IV стадия — позднехлоритовая. Гидротермальные образования представлены метасоматическими жилами хлоритового и кварц-хлоритового состава. Присутствуют также акцессорные минералы — сфен, монацит, ксенотим и ортит.

V стадия — кварц-сульфидная. Сульфиды представлены пирротинном, сфалеритом, галенитом, пиритом, молибденитом, арсенопиритом, халькопиритом и блеклой медной рудой. Минералы этой стадии широко распространены, но чаще всего они встречаются на удалении от интрузивов. С этой стадией нередко связаны промышленные скопления селена и серебра.

VI стадия каолин-серицитовая. Самостоятельных тел минералы этой стадии не образуют. Обычно эта минерализация накладывается на ранее сформированные гидротермальные тела. Каолин и серицит встречены в гидротермальных телах, залегающих как в гранитах, так и на удалении от них.

VII стадия — кварц-карбонатная. Минералы этой стадии встречаются раздельно, а также образуют совместные тела. Распространены, как правило, на удалении от гранитов.

В формировании гидротермальных проявлений, удаленных от гранитных массивов или расположенных внутри них, принимают участие минералы различных стадий (одной или нескольких) в закономерно повторяющихся соотношениях. По-видимому, минеральный состав гидротермальных проявлений зависит не только от расположения их относительно гранитов, но и от тектонического режима в период их формирования. Богатые содержания олова чаще всего встречаются в жилах сложного состава (кварц-турмалин-хлоритовых).

Предложенная схема минерализации для Омсукчанского рудного района является сугубо приближенной и будет уточняться в процессе работы. Однако в настоящее время она достаточно хорошо объясняет все многообразие минерального состава рудных тел и не противоречит юлевым наблюдениям.

ВЫВОДЫ

1. Размещение гидротермальных проявлений в плане строго контролируется положением и ориентировкой гранитных массивов, расположение которых, в свою очередь, предопределено разломами глубинного заложения.

2. Гидротермальные проявления в целом и рудопроявления олова, в частности, связаны с интрузиями биотитовых гранитов. Это подтвер-

ждается присутствием в миаролитовых пустотах гранитов и в пегматитах почти всех минералов, слагающих гидротермальные тела.

3. Размещение гидротермальных тел подчинено определенным закономерностям. Они появляются на высоте 400 м (от уровня моря), количество их увеличивается, достигая максимума на высоте 1000 м, и также закономерно уменьшается к высоте 1400 м. Такое размещение, видимо, зависит от глубины залегания гранитных тел.

4. Гидротермальные тела внутри гранитов наблюдаются до глубины 500 м (от их кровли), однако наибольшее количество фиксируется на первых 300 м. Вне интрузивов максимальное удаление гидротермальных тел от поверхности интрузива по вертикали достигает 600 м, наибольшее их количество, как и в первом случае, размещено в пределах первых 300 м.

5. Гидротермальные проявления располагаются в виде трех горизонтальных зон мощностью до 300 м. Зоны часто перекрывают одна другую. Внутренняя зона, преимущественно раннехлоритовая, располагается в основном во внутренних частях гранитных массивов; средняя, существенно турмалиновая, лежит в экзоконтакте тех же интрузивов; внешняя, позднехлоритовая, наиболее удалена от контактов гранитов. Кварцевые, кварц-сульфидные и кварц-карбонатные тела чаще всего приурочены к внешней зоне.

6. Формирование большинства гидротермальных проявлений многофазное. Для многих рудных тел устанавливается зональное размещение слагающих их минеральных ассоциаций. Особенно четко это выражено в распределении касситерита, в виде узких горизонтальных зон. Зональность пульсационного типа.

7. Отложение касситерита не зависит от минерального состава вмещающих его гидротермальных образований. Наличие его в одних жилах и отсутствие в других на площади одного рудного поля определено тектонической активностью трещин в период рудоотложения.

8. Размещение касситерита в рудных телах в виде обособленных горизонтальных зон, вероятно, связано с температурным режимом в период рудоотложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Матвеевко В. Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла.— Труды ВНИИ-1, 1957а, вып. 31.
- Матвеевко В. Т. Геология и полезные ископаемые Егорлыкского рудного узла.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1957б, вып. 11.
- Матвеевко В. Т. Геологическое строение и минерализация Пестринского рудного узла.— Труды ВНИИ-1, 1959, 14.
- Матвеевко В. Т. Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области.— Труды ВНИИ-1, 1960, вып. 60/62.
- Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотского пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чаунского пояса.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963а, вып. 16.
- Сперанская И. М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. Изд-во АН СССР, 1963б.
- Филатов С. И., Самылина В. А. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Балыгычан-Сугуйского прогиба.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 1.

НОВЫЙ ТИП ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКЕ

В. Н. ВОЕВОДИН

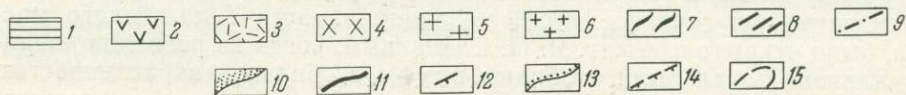
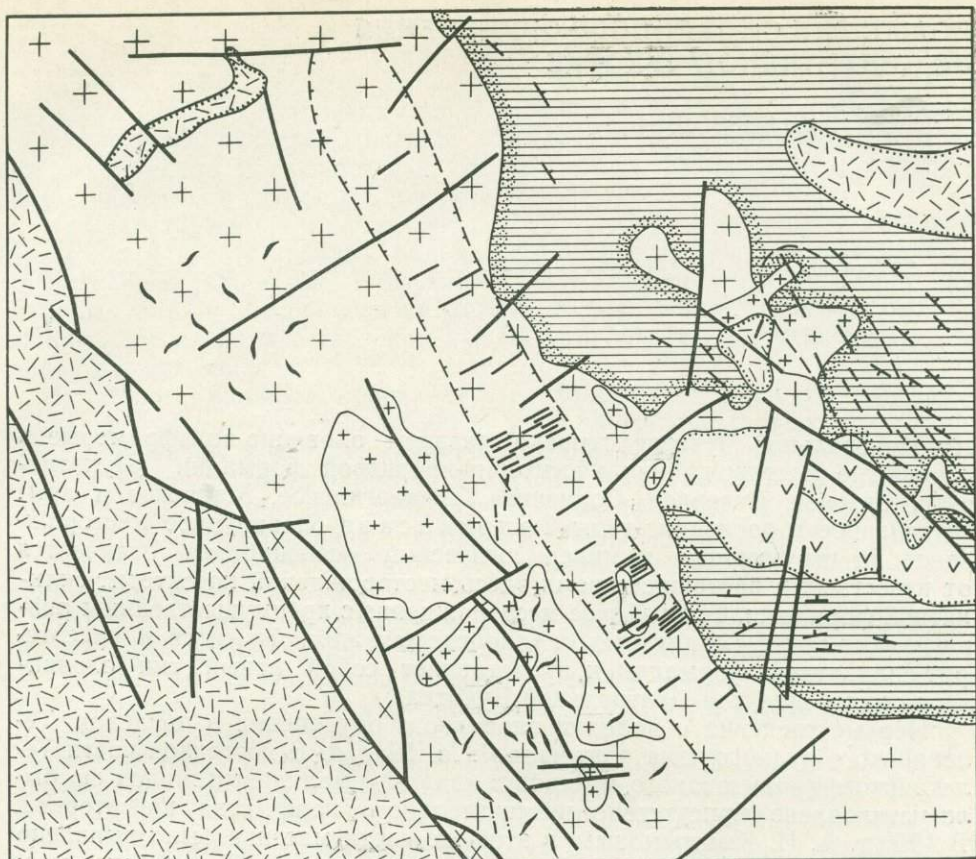
На Центральной Чукотке широко развиты оловянно-вольфрамовые и оловянные месторождения касситерит-кварцевой формации (Иультинское, Светлое, Северное, Солнечное, Тенкергинское, Майнское и др.). Выявленное в последние годы Телекайское оловорудное месторождение по структурным и минералогическим особенностям отличается от известных в настоящее время здесь месторождений касситерит-силикатной формации. Телекайское месторождение с преимущественным развитием кварц-турмалиновых и хлоритовых жил относится к касситерит-силикатной формации и представляет собой новый тип оловянного оруденения для Центральной Чукотки.

Первые сведения о наличии оловянного оруденения в пределах Телекайского рудного узла получены Л. М. Шульц. В восточной части Телекайского гранитоидного массива в кварц-турмалиновых жилах ею было установлено присутствие незначительного количества касситерита. В 1956 г. А. И. Кыштымывым в этой же части массива было выявлено два рудопоявления (Капитанское и Водораздельное). Телекайское месторождение, приуроченное к северо-западной части Телекайского массива, было открыто в 1962 г. Я. П. Слемзиным, когда из развалов кварц-турмалиновых жил были отобраны штуфы с обильной вкрапленностью касситерита. В дальнейшем поисковые работы и изучение месторождения проводились В. Н. Воеводиным, А. П. Дмитриенко, а на смежной территории В. И. Солововым и В. И. Тутубалиным. В литературе сведений о месторождении нет. Данная статья написана по материалам автора с привлечением некоторых данных А. П. Дмитриенко и В. И. Соловова.

Телекайское оловорудное месторождение расположено в пределах мезозойской Чукотской складчатой области вблизи сочленения ее с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Здесь широко развиты терригенные образования триасовой системы, представленные переслаиванием песчаников, алевролитов, сланцев. На осадочных породах несогласно залегают ограниченно распространенные нижнемеловые вулканогенные образования среднего состава. Западнее месторождения широко развиты верхнемеловые кислые и средние эффузивы.

Основная складчатая структура района — крупный синклинальный прогиб, выполненный норийскими отложениями. Крылья сложены карпийскими и нижне-среднетриасовыми породами. Эта структура осложнена линейными складками более высоких порядков. Простираение пликативных структур северо-западное, в восточной части района изменяется на субширотное.

Интрузивные породы, представленные позднемезозойскими гранитоидами, слагают крупный Телекайский массив, а также небольшие штоки. Телекайский массив — сложная полигенная интрузия, дискор-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района Телекайского месторождения
 1 — верхнетриасовые (норий) осадочные породы; 2 — нижнемеловые эффузивы среднего состава; 3 — верхнемеловые эффузивы кислого и среднего состава; 4 — верхнемеловые субвулканические тела кислого состава; 5 — биотитовые граниты и гранит-порфиры; 6 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 7 — грейзены; 8 — жилы различного состава; 9 — дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров; 10 — контактовые роговики; 11 — основные тектонические нарушения; 12 — элементы залегания осадочных пород; 13 — граница несогласного залегания; 14 — граница рудного поля; 15 — зона «Голубая» повышенной трещиноватости

дантно расположенная по отношению к основным складчатым структурам. Северо-западная часть его является типичной интрузией, линейно вытянутой в северо-западном направлении с относительно прямолинейными крутыми контактами с вмещающими норийскими осадочными породами и нижнемеловыми порфиритами. Массив имеет анизотропное строение, которое фиксируется наличием первичной линейности и полосчатости. Линейно-параллельные текстуры обусловлены параллельным расположением удлиненно-призматических кристаллов полевых шпатов, вытянутых шлиров и ксенолитов. Полосчатые текстуры характеризуются послойным чередованием меланократовых и лейкократовых разностей гранитов. Линейная ориентировка не зависит от формы и положения различных интрузивных фаз, а также общей конфигурации контактов массива и повсеместно имеет однообразное направление (юго-во-

сточное, реже юго-западное). Первичная полосчатость располагается параллельно интрузивным контактам под различными углами к линейной ориентировке (фиг. 1).

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОГО ПОЛЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудное поле Телекайского месторождения располагается в эндоконтакте гранитного массива. Оно вытянуто в виде широкой полосы в северо-западном направлении. В его пределах развиты грубо- и среднезернистые биотитовые граниты, в меньшем количестве мелкозернистые аплитовидные граниты. Постмагматические образования представлены (в возрастной последовательности) альбититами, грейзенами, кварц-касситеритовыми, кварц-турмалиновыми, хлоритовыми и кварцевыми мало-сульфидными жилами. Рудные тела с различной минерализацией пространственно не разобщены, часто встречаются совместно. Однако в морфологии и расположении постмагматических образований имеются некоторые различия. На месторождении выделяются три участка с наибольшей концентрацией жильных образований, несущих оловянную минерализацию: Рудный, Рассветный, Дальний. На участке Рудном встречаются кварц-касситеритовые, кварц-турмалиновые жилы, гидротермально измененные хлоритизированные граниты и минерализованные зоны дробления. Грейзены здесь редки. Преобладают кварц-турмалиновые жилы. Для участка Рассветного характерны кварц-касситеритовые, кварц-турмалиновые и хлоритовые жилы при ведущей роли последних. В западной части участка Дальнего отмечаются альбититы с касситеритом и маломощные прожилки чистого касситерита. Судя по развалам, здесь также развиты маломощные, иногда ветвящиеся турмалиновые прожилки с касситеритом. В восточной части участка Дальнего преобладают выдержанные кварц-турмалиновые жилы, встречаются хлоритовые жилы.

В нескольких километрах северо-восточнее, среди гранитов и контакто-измененных осадочных пород параллельно рудному полю располагается зона повышенной трещиноватости (Голубая) со слабо рудоносными кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами.

Разрывные нарушения. Разрывные нарушения в районе Телекайского месторождения многочисленны, различны по масштабам, генезису и времени образования. Наиболее крупной разрывной структурой, сыгравшей значительную роль в геологическом развитии района, является зона долгоживущих разломов, вытянутая в северо-западном направлении согласно с простираем складчатых структур. Она располагается на границе двух крупных структур — Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По серии крупных сбросов (амплитуда 600—800 м и более) верхнемеловая толща эффузивов приведена в непосредственное соприкосновение с гранитами. Вдоль этой зоны разломов располагается северо-западная часть Телекайского массива. К этой же зоне приурочен ряд более молодых субвулканических тел. Параллельно долгоживущей зоне разломов вытянуто рудное поле Телекайского месторождения, а также зона повышенной трещиноватости (Голубая).

Разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираения, продольные и поперечные по отношению к складчатым структурам, свойственны всем разновозрастным геологическим образованиям — осадочным породам, гранитам и верхнемеловым эффузивам. Заложение их происходило в период формирования складчатости (юра — нижний мел). При последующих тектонических напряжениях обновлялись

старые и образовывались новые разрывы. Нарушения северо-западного простирания довольно протяженные, располагаются часто кулисообразно, представлены преимущественно сбросами, значительно реже взбросами, а также разрывами без значительных смещений. Наклон сместителей в северо-восточных румбах. Амплитуда смещений неравномерна, колеблется по одним и тем же нарушениям в различных пределах, не превышая 500 м. Нарушения северо-восточного простирания выражены более четко; они прямолинейны, интенсивность развития их на единицу площади выше, чем северо-западных. Представлены они разрывами без значительных смещений, а также взбросами и сбросами с различными, обычно небольшими амплитудами. Плоскости сместителей имеют довольно крутые (близкие к вертикальному) углы наклона к северо-западу.

Разрывные нарушения, заложение которых происходило после становления интрузивного массива, представлены рядом ступенчатых сбросов субмеридионального простирания, развитых в юго-восточной части рудного поля, а также субширотными и субмеридиональными разрывами, локализующимися преимущественно в северной и западной частях массива. Эти нарушения малочисленны, имеют локальное развитие.

Трещинная тектоника. Наиболее широко развиты и четко проявлены в массиве поперечные трещины северо-восточного простирания и сопряженные с ними продольные трещины северо-западного простирания. Значительная часть гидротермальных образований на Телекайском месторождении приурочена к трещинам северо-восточного простирания. Морфология этих трещин разнообразна; встречаются как трещины скола (прямолинейные, притертые, со штрихами скольжения на стенках), так и трещины отрыва (извилистые, с шероховатыми стенками) и мало-мощные зоны дробления. Различный генезис трещин одной системы — скола и отрыва — обусловлен их длительным многостадийным формированием, с неоднократной сменой тектонических деформаций (сжатие, растяжение). Более поздние напряжения вызывали разрывы, стремившиеся приспособиться к контракционным трещинам и ослабленным направлениям. О наложенном тектоническом характере поперечных трещин свидетельствует значительная интенсивность их развития по сравнению с трещинами других систем, неодинаковая для различных участков массива, а также наличие на отдельных участках нескольких незначительно различающихся по пространственной ориентировке систем поперечных трещин (участок Дальний). Наложенная трещиноватость в массиве соответствует общему плану тектонических деформаций района. Всем крупным разрывным нарушениям соответствуют пространственно совпадающие с ними аналогичные системы трещины. Интенсивно проявленная трещиноватость северо-восточного и северо-западного простирания соответствует широко развитым более крупным северо-восточным и северо-западным нарушениям. В центральной части массива, где часто встречаются поздне меловые нарушения субширотного простирания, в отличие от других участков проявляется система субширотных трещин.

Характер трещиноватости различных участков массива неодинаков. В центральной части развиты преимущественно слабо выраженные, непротяженные и различно ориентированные трещины отрыва. На диаграммах максимумы более растянутые, количественно их больше, чем на диаграммах трещиноватости восточной части массива, в то же время интенсивность развития различных систем трещин примерно равнозначна. В восточной части массива, в пределах рудного поля, преобладают поперечные трещины северо-восточного простирания. Они значительно более выдержанные, хорошо оформленные и более протяженные. Учитывая, что подавляющее большинство жильных образований в пределах

рудного поля приурочено к поперечным трещинам, можно считать, что образование жил происходило только на участках массива, прошедших значительную структурную подготовку, выразившуюся в данном случае в интенсивном развитии трещин северо-восточного простирания.

Трещиноватость во многом зависит от физико-механических свойств пород. Так, трещины в грубо- и среднезернистых гранитах имеют большую протяженность и более четко выражены, в то время как мелкозернистые граниты разбиты густой сетью мелких трещин.

Морфология рудных тел. В зависимости от времени формирования и приуроченности к различным трещинным структурам морфология постмагматических образований различна. К сколовым трещинам приурочены преимущественно жилы выполнения, по трещинам отрыва наиболее часто развиты метасоматические образования.

Наиболее ранние постмагматические образования — альбититы и грейзены — тяготеют преимущественно к центральной части массива.

Альбит-касситеритовые рудные тела представляют собой метасоматические породы первоначально гранитного состава, состоящие из альбита и касситерита с незначительной примесью других минералов. Распространены они в западной части участка Дальнего. Альбититы с касситеритом встречаются в виде линейно-вытянутых тел. Переходы к вмещающим гранитам постепенные, расплывчатые. В их центральных частях иногда встречаются маломощные прожилки сплошного касситерита. В альбит-касситеритовых рудных телах выделяются три зоны: центральная, наиболее интенсивно измененная, состоящая из альбита и касситерита; средняя, где ведущие минералы — альбит и реликтовый кварц; периферическая, представленная слабо альбитизированными гранитами. На отдельных участках альбититы рассеяны маломощными кварц-мусковитовыми прожилками.

Грейзены встречаются на всех рудных участках, однако наибольшая концентрация их наблюдается западнее рудного поля. Морфологически они представляют собой линейно-вытянутые зоны, имеющие постепенные контакты с вмещающими гранитами. Мощность их различна — от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 м. По простиранию и падению плохо выдержаны — с раздувами и пережимами, часто разветвляются на ряд небольших прожилков. Часто грейзены образуют серии маломощных (8—12 см) зон, располагающихся на расстоянии 0,7—1,0 м одна от другой. Количество сближенных зон иногда достигает 20 и более. На отдельных участках они пересекаются, ветвятся, имеют извилистые очертания, однако в общем сохраняют относительно параллельное расположение и линейную вытянутость.

Представлены грейзены преимущественно кварц-турмалиновыми и кварц-мусковитовыми разностями, причем кварц-турмалиновые грейзены тяготеют к центральной части массива, а по направлению к контакту с осадочными породами несколько возрастает количество кварц-мусковитовых разностей. Часто они имеют зональное строение: кварц-турмалиновая центральная часть к периферии постепенно сменяется кварц-мусковитовой, которая, в свою очередь, переходит в грейзенизированные граниты. В грейзенах встречаются маломощные (миллиметры — первые сантиметры) кварц-турмалиновые и турмалиновые прожилки. Контакты прожилков неотчетливые, расплывчатые. Вблизи прожилков наблюдается интенсивная турмалинизация. Однако встречаются и более поздние кварцевые, турмалиновые и флюоритовые прожилки с резкими секущими контактами.

Кварц-касситеритовые, кварц-турмалиновые и хлоритовые жилы распространены в восточной части массива в пределах рудного поля. Все они имеют северо-восточное простирание при крутых (70°) углах падения к северо-западу.

Кварц-касситеритовые жилы встречаются редко. Это жилы выполнения открытых трещин с резкими секущими контактами с вмещающими гранитами. Жилы плохо выдержаны по простиранию, с частыми пережимами и раздувами. Оруденение крайне неравномерное, гнездовое, встречается лишь на отдельных участках. На стенках трещин и в занорышах наблюдается крустификационный кварц и шетки кристаллов касситерита. Кварц-касситеритовые жилы часто рассечены более поздними кварц-турмалиновыми жилами. На отдельных участках они имеют брекчиевую текстуру. Здесь раздробленные обломки кварц-касситеритовых жил цементируются кварц-турмалиновым материалом.

Наиболее широко распространены на месторождении кварц-турмалиновые жилы. Они часто встречаются в виде жил выполнения и приурочены к сколовым трещинам. Эти жилы относительно выдержанные, мощные, хорошо оформленные протяженные и в большинстве случаев имеют зональное строение: зальбанды сложены кварцем, по направлению к центральной части жилы — кварц-турмалиновым агрегатом (турмалин преобладает), центральная часть выполнена кварцем. Однако часто наблюдается иное строение, когда центральная (преобладающая по мощности) часть жилы представлена почти мономинеральным агрегатом турмалина, а зальбанды сложены кварцем. Околожилные изменения небольшой мощности, выраженные в турмалинизации гранитов. Широко развиты и метасоматические кварц-турмалиновые жилы. Они локализируются в зонах дробления гранитов и трещинах отрыва. Эти жилы имеют извилистые очертания, ветвятся, с многочисленными раздувами и пережимами, не выдержаны по мощности, по простиранию и падению, часто имеют брекчиевидную текстуру с обломками и блоками незамещенных гранитов. Кварц-турмалиновые жилы рассечены продольными разномасштабными кварцевыми, турмалиновыми и кварц-турмалиновыми прожилками. Иногда жилы раздроблены и сцементированы более поздним хлоритом. При переходе жил из грубо- и среднезернистых гранитов в мелкозернистые они расщепляются, дробятся на ряд ветвящихся прожилков.

Хлоритовые породы на месторождении представлены от почти мономинеральных хлоритовых пород до слабохлоритизированных гранитов. Они преимущественно метасоматического образования, имеют морфологию жил и минерализованных зон дробления. Оловянное оруденение приурочено к наиболее интенсивно измененным хлоритовым жилам. Хлоритовые жилы обычно хорошо оформленные, протяженные. Центральная часть их существенно хлоритовая, по направлению к периферии постепенно сменяется кварц-хлоритовой и кварц-хлорит-биотитовой, по зальбандам часто наблюдаются серицитизированные породы. Среди хлоритовых жил встречаются и жилы выполнения. Они имеют брекчиевую текстуру, содержат угловатые обломки кварц-турмалиновых пород, в пустотах присутствует крустификационный кварц.

Кварцевые малосульфидные жилы встречаются на различных участках массива, являясь жилами выполнения открытых трещин, с резкими секущими контактами с вмещающими гранитами. Они отличаются значительной протяженностью и довольно выдержаны по мощности и простиранию. Околожилные изменения вмещающих пород (окварцевание и серицитизация) незначительны по мощности. В жилах присутствуют разноразмерные обломки вмещающих гранитов. Ориентировка их, в отличие от кварц-касситеритовых, кварц-турмалиновых и хлоритовых жил, различна. Кварцевые малосульфидные жилы секут грейзены и кварц-турмалиновые жилы.

Развитие структуры рудного поля. На основании строения гидротермальных образований, приуроченности их к различным участкам рудного поля и к определенным трещинным структурам, а также взаимоот-

ношений постмагматических образований различных минеральных комплексов можно наметить следующую схему развития структуры рудного поля.

В ранний этап постинтрузивного трещинообразования разрывы образовывались в центральной части массива, где сосредоточивались наибольшие напряжения от охлаждения интрузивного тела и растягивающие усилия под действием интрузивного давления раньше всего превосходили пределы прочности. В результате возникла сеть невыдержанных, различно ориентированных трещин, последующая высокотемпературная минерализация которых привела к образованию грейзенов и альбититов. Формирование массива происходило при продолжающихся тектонических воздействиях, о чем свидетельствует линейная ориентировка полевых шпатов двух направлений, совпадающая с наиболее широко развитыми разрывными структурами северо-западного и северо-восточного простирания. При этих тектонических напряжениях формировалась трещиноватость северо-западного и северо-восточного простирания. Большое количество жил на определенных участках в пределах рудного поля, а также исключительно высокое развитие трещиноватости северо-восточного простирания свидетельствуют о значительных дорудных тектонических деформациях. Однако столь же важную роль в формировании месторождения играли и последующие межрудные тектонические напряжения. Как уже указывалось, формирование рудного поля сопровождалось неоднократной сменой характера тектонических деформаций (сжатие, растяжение), однако план деформаций, по-видимому, сохранялся, и более поздние трещины накладывались на более ранние. Таким образом, структурная подготовка трещин, вмещающих постмагматические образования различных стадий, неодинакова. Этим объясняется различная морфология и размеры жил, характеризующихся различными минеральными комплексами.

Формирование жил происходило при растягивающих тектонических деформациях. Кварц-касситеритовые жилы образовались путем выполнения открытых трещин, о чем свидетельствуют резкие секущие контакты с вмещающими гранитами, слабая измененность боковых пород (незначительная альбитизация, окварцевание). Последующие тектонические напряжения еще больше разработали ранее сформированные трещины, а также привели к раздроблению некоторых кварц-касситеритовых жил. К этим трещинам приурочены более поздние кварц-турмалиновые жилы, относительно выдержанные и хорошо оформленные по сравнению с кварц-касситеритовыми жилами. Зональное строение кварц-турмалиновых жил свидетельствует о их длительном формировании при воздействии постоянных тектонических напряжений. Однако беспокойная тектоническая обстановка обусловила неоднократное раздробление и растрескивание жил в процессе их формирования, что значительно усложнило их морфологию. Это подтверждается наличием брекчиевых текстур в кварц-турмалиновых жилах, а также разномасштабных прожилков турмалинового, кварцевого и кварц-турмалинового состава. Тектонические напряжения, обусловившие приоткрытие сколовых трещин перед кварц-турмалиновой стадией, образовали и самостоятельные разрывы, представленные зонами дробления без смещений по ним и трещинами отрыва. Интенсивность поступавших по тонким трещинам гидротермальных растворов и их химическая активность способствовали образованию наряду с описанными выше жилами выполнения и метасоматических кварц-турмалиновых жил с извилистыми очертаниями, многочисленными пережимами и раздувами, содержащих блоки и обломки неземещенных пород. В следующую стадию, при новых тектонических напряжениях формировались хлоритовые жилы, возрастное положение которых устанавливается по наличию в них кварц-турмалино-

вых обломков. В заключительную стадию гидротермального процесса можно говорить о смене плана тектонических деформаций, так как наиболее низкотемпературные малосульфидные кварцевые жилы в отличие от описанных выше жил, выполняют другие, трещинные структуры. У них отсутствует приуроченность к определенным рудным участкам и вообще к рудному полю.

Пострудная разрывная тектоника значительной роли в формировании рудного поля не играла. Крупные разрывные нарушения со значительным перемещением участков рудного поля не установлены. Косвенно это подтверждается тем, что гидротермальные образования на всех трех участках встречаются на одном гипсометрическом уровне в определенном интервале высотных отметок. Однако тектонические подвижки небольшой амплитуды имели место. Наиболее часто смещение жил наблюдается по разрывным нарушениям северо-западного простирания, преимущественно сбросового характера, располагающимся вкрест простирания жил. Амплитуда смещения по ним невелика (метры, первые десятки метров).

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Формирование рудных тел Телекайского месторождения происходило в шесть последовательных стадий: альбит-касситеритовую, грейзеновую, кварц-касситеритовую, кварц-турмалиновую, хлоритовую и кварцевую малосульфидную. Для каждой стадии характерны определенные минеральные комплексы и околожильные изменения. Дополнительным фактором для выделения стадий может служить различный габитус кристаллов касситерита из жил разного состава.

Собственно рудный процесс на месторождении начался со стадии интенсивной альбитизации (первая стадия), когда в значительном количестве выделился касситерит наиболее ранней генерации. В дальнейшем интенсивный привнос олова происходил не менее трех раз — в кварц-касситеритовую, кварц-турмалиновую и хлоритовую стадии. Гипогенные и гипергенные минералы различных стадий минерализации, выявленные на месторождении, и околожильные изменения приведены в табл. 1.

Альбит-касситеритовые рудные тела представляют значительный интерес, так как характер альбитизации здесь качественно отличается от альбитизации в других районах Чукотки. Так, А. В. Зильберминц (1965), детально изучавший альбититы на Иультинском месторождении, приходит к выводу, что с привносом олова и вольфрама в рудные тела отложение полевого шпата не связано; наоборот, оно способствовало некоторому выносу олова. Им установлено, что формирование альбититов происходило после мусковитовой стадии редкометального оруденения, но до начала позднего кварцевого этапа минералообразования. А. В. Зильберминц, ссылаясь на данные других исследователей, считает, что образование альбититов в конце редкометального этапа минералообразования после привноса в рудные тела олова и вольфрама типично не только для Иультина, но и для других, близких по составу месторождений Чукотки. На Телекайском же месторождении альбитовая стадия наиболее ранняя. Образование альбититов здесь сопровождается привносом значительного количества касситерита. Минеральный состав альбититов довольно прост. В них устанавливается несколько генераций альбита. Наиболее ранняя — призматические кристаллы тонкосдвойникового альбита, который замещается касситеритом и шахматным альбитом. Кристаллизация касситерита происходила, вероятно, совместно с шахматным альбитом, причем образование последнего началось

раньше кристаллизации касситерита и закончилось значительно позже, так как устанавливаются различные взаимоотношения между этими минералами. Изредка касситерит развивается по трещинкам в шахматном альбите и значительно чаще раздается им. В периферических частях альбитовых тел ведущие минералы альбит и реликтовый кварц, корродируемый альбитом. Из других минералов в незначительном количестве присутствует флюорит, единичные зерна турмалина, рутил, сфен.

Во вторую стадию формировались грейзены. Основные породобразующие минералы — кварц, турмалин, мусковит, реже флюорит. Соотношение ведущих минералов в различных грейзенах неодинаково, колеблется от почти мономинеральных кварцевых и турмалиновых фаций до примерно равнозначных кварц-мусковитовых и кварц-турмалиновых фаций. Турмалин в грейзенах присутствует в виде радиальнолучистых агрегатов, отдельных кристаллов и скоплений неправильной формы. Окраска его преимущественно пятнистая (буровато-синяя, желтовато-фиолетовая). Мусковит мелколистоватый, чешуйчатый. Рудные минералы распределены крайне неравномерно. Встречаются они в виде рассеянной вкрапленности, иногда образуют прожилки и гнезда. Наиболее часто наблюдаются леллинит, арсенопирит, халькопирит, пирит; значительно реже — молибденит, висмутин, образующие на отдельных участках значительные скопления. Касситерит редок. В незначительном количестве

Таблица 1

Минеральный состав и околожильные изменения рудных тел Телекайского месторождения различных стадий минерализации

Стадия минерализации	Альбит-касситеритовая	Грейзеновая	Кварц-касситеритовая	Кварц-турмалиновая	Хлоритовая	Кварцевая малосульфидная
Преобладающие (10%)	Альбит	Кварц, турмалин	Кварц	Турмалин, кварц	Хлорит, кварц	Кварц
Распространенные (1—10%)	Кварц, касситерит	Мусковит, флюорит, леллинит, арсенопирит	Кальцевый полевой шпат	Касситерит	Серпичит, касситерит, турмалин, литийсодержащая слюда, биотит	Серпичит, турмалин
Редкие (1%)	Флюорит, турмалин, рутил, сфен	Халькопирит, пирит, молибденит, касситерит, висмутин, гранат, берилл, галенит, сфалерит, циркон, рутил, анатаз	Касситерит, турмалин, флюорит, альбит, рутил	Халькопирит, арсенопирит, пирит, молибденит, шеслит, висмутин, марказит, пирротин, станнин, галенит, сфалерит, флюорит, рутил, анатаз, ильменорутил, циркон, сфен, брукит	Магнетит, пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, висмутин, флюорит, карбонат, альбит, галенит, шеслит, ильменит, циркон, рутил, сфен, ксенотим, монацит	Кальцевый полевой шпат, карбонат, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, пирит, касситерит, висмутин, станнин, висмут самородный, ильменит, флюорит, вольфрамит, циркон, рутил, сфен, анатаз
Гипергенные		Скорлупит, ковеллин, гидрокислы железа		Ковеллин, лейкоксен, малахит, гидрокислы железа	Лейкоксен, гидрокислы железа	Ковеллин, борнит, висмутит, молибденовые охры, церуссит, англезит, лейкоксен, гидрокислы железа
Тип около-жильных изменений	Альбитизация	Грейзенизация	Альбитизация, окварцевание	Турмалинизация	Хлоритизация, серпичитизация	Окварцевание, серпичитизация

присутствуют галенит, сфалерит, циркон, рутил, анатаз и аксессуарные ксенотим, монацит. В кварц-турмалиновых грейзенах более высокое содержание рудных минералов по сравнению с кварц-мусковитовыми грейзенами.

Кварц-касситеритовая стадия проявлена на месторождении незначительно. Минеральный состав ее довольно однообразен. Сложены жилы кварцем, в меньшем количестве калиевым полевым шпатом, изредка встречаются хорошо образованные кристаллы турмалина. Касситеритовое оруденение этой стадии встречается лишь на отдельных участках в виде крупных гнезд и прожилков.

Жилы четвертой, кварц-турмалиновой стадии характеризуются темным цветом и плотным, часто сливным сложением. Под микроскопом они представлены агрегатом турмалиновых кристаллов и мелкими зернами кварца и реже касситерита в промежутке между турмалиновыми кристаллами. Длиннопризматические кристаллы турмалина часто образуют радиальнолучистые агрегаты. Более редки крупнокристаллические выделения турмалина. На месторождении устанавливается несколько генераций турмалина, отличающихся по своим свойствам и окраске: черный, темно-синий и, наиболее поздний, голубовато-зеленоватый. Количественное соотношение турмалина и кварца изменяется в широких пределах — от мономинеральных турмалиновых до мономинеральных кварцевых. Устанавливается также несколько генераций кварца. Наиболее распространенный рудный минерал — касситерит. Он присутствует в виде рассеянной вкрапленности мелких кристаллов, на отдельных участках образует скопления или слагает маломощные секущие прожилки. В некоторых жилах значительные скопления образуют молибденит, шеелит, висмутин. Однако в общей массе количественно они уступают касситериту. Почти повсеместно в небольших количествах присутствует халькопирит, пирит, арсенопирит. Встречаются пирротин, станнин, галенит, сфалерит. В виде примесей распространены рутил, анатаз, ильменорутит, флюорит, циркон, сфен, брукит. Гипергенные минералы представлены ковеллином, лейкоксеном, малахитом и гидроокислами железа.

В пятую стадию формировались хлоритовые жилы. Хлоритовые породы окрашены в зеленые тона, большей частью зелено-зеленые до черных. Хлорит мелкочешуйчатый, таблитчатый и радиальнолучистый. Мелкочешуйчатый хлорит слагает основную массу породы, таблитчатый — преимущественно развивается по биотиту, а радиальнолучистый хлорит встречается чаще всего по трещинам. Относительно высокое дупреломление (0,008—0,015), резкий плеохроизм от светло-желтого до густо-зеленого, часто зональное строение хлоритов свидетельствуют о их принадлежности к группе железистых хлоритов типа тюрингита — афросидерита. По взаимоотношениям хлорита с другими минералами устанавливается несколько его генераций. В центральных частях жил помимо хлорита наблюдаются зерна кварца, карбоната, турмалина, альбита, флюорита. В периферических частях жил наряду с хлоритом широко развиты кварц, серицит, биотит. Рудные минералы в хлоритовых жилах представлены магнетитом, висмутином, шеелитом, ильменитом, галенитом. Касситерит образует значительные скопления лишь в центральных существенно хлоритовых частях жил, а по периферии присутствует в виде вкрапленности мелких кристаллов. В незначительном количестве в жилах установлены циркон, сфен, рутил, ксенотим, монацит.

В заключительную стадию гидротермального процесса формировались кварцевые малосульфидные жилы. Ведущим минералом в них является кварц, в значительных количествах встречаются серицит и турмалин. Серицит мелкочешуйчатый,

распространен преимущественно в призальбандовых частях жил. Турмалин встречается в виде крупных удлиненных кристаллов. Встречается также калиевый полевой шпат, карбонат. Оловянное оруденение этих жил незначительно. Касситерит встречается исключительно редко. По сравнению с описанными выше жилами возрастает роль сульфидов, чаще встречается галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, молибденит.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И СВЯЗЬ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

В северо-западной части Телекайского массива выделяются граниты четырех интрузивных фаз, имеющие резкие секущие контакты по отношению друг к другу (в возрастной последовательности): гранит-порфиры I фазы, грубозернистые биотитовые граниты II фазы, среднезернистые граниты III фазы и мелкозернистые лейкократовые граниты IV фазы. Наиболее распространены грубо- и среднезернистые граниты, в меньшей степени развиты мелкозернистые граниты и гранит-порфиры.

Что касается возраста Телекайского массива, то имеется много противоречивых данных как геологического характера, так и определенных абсолютного возраста. Абсолютный возраст гранитов всех фаз в северо-западной части массива, определенный в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте калий-аргоновым методом, согласуются с геологическими данными о последовательности внедрения интрузий (гранит-порфиры 110, грубозернистые граниты 108, среднезернистые 97 и мелкозернистые 80 млн. лет). В 30 км севернее месторождения В. П. Аркавым в 1965 г. в эффузивах среднего состава, аналогичных эффузивам, прорванным массивом, была обнаружена нижнемеловая флора, а в кислых эффузивах, сходных с эффузивами, перекрывающими массив, — сеноманская флора. На основании этого можно условно принять для массива раннемеловой возраст.

Гранит-порфиры имеют порфировую структуру. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз-андезин), в меньшей степени биотитом и калиевым полевым шпатом (ортоклаз и микроклин-пертит). Основная масса аплитовой структуры состоит из изометричных зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Грубо- и среднезернистые граниты близки по составу, обладают гипидиоморфнозернистой, участками аллотриоморфнозернистой структурой. Размер минералов, слагающих породы, 3—6 мм для грубозернистых и 1—3 мм для среднезернистых гранитов. Мелкозернистые граниты имеют аплитовую, иногда порфировидную, на отдельных участках гранофировую структуру. Средний размер зерен минералов 0,3—0,5 мм. Состоят породы из микроклина, кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита. Количественные соотношения породообразующих минералов приведены в табл. 2.

По количественно-минеральной классификации гранитоидов (Гинзбург и др., 1962) грубо- и среднезернистые граниты можно отнести к нормальным гранитам, близким по составу к гранитам существенно калиевополевошпатовым. Акцессорные минералы: турмалин, ортит, циркон, апатит, флюорит, монацит, касситерит, шеелит, молибденит, анатаз, висмутин, арсенопирит, галенит, пирит.

В гранитах всех разновидностей значительно проявлен щелочной метасоматоз (калишпатизация, альбитизация, окварцевание). Процесс калишпатизации выразился в новообразовании микроклина. Микроклин развивается по плагиоклазам, а также по калиевым полевым шпатам более ранней генерации. Во вновь образованном микроклине почти пов-

Таблица 2

Количественные соотношения породообразующих минералов в гранитах (в %)

Гранит	Кварц	Микроклин	Плагиоклаз	Биотит
Грубозернистый	33,0	35,7	26,7	4,6
Среднезернистый	38,1	37,1	19,5	5,3
Мелкозернистый	37,0	43,1	17,1	2,8

Примечание: Каждая разновидность гранита изучалась по 5 шлифам.

семестно отмечаются реликты плагиоклаза. Они сохраняются обычно в центральной части зерен микроклина, имеют неправильные извилистые очертания, по краям зерен плагиоклаза наблюдается осветленная альбитовая каемка, переходящая в жилковатые пертиты микроклина. Образование микроклина иногда заканчивается формированием по периферии его зерен узкой зоны с графическим прорастанием кварца. Микроклин, развивающийся по более ранним калиевым полевым шпатам, имеет более свежий облик, не пелитизирован, пертиты отсутствуют. Процесс калишпатизации был длительным и выразился в образовании микроклина нескольких генераций, так как иногда можно наблюдать развитие микроклина по пелитизированному микроклину с глубокожилковатыми пертитами, содержащего реликты раскисленного плагиоклаза. Калишпатизация в гранитном массиве проявлена неравномерно. Интенсивно калишпатизированные кирпично-красные граниты местами слагают значительные по площади участки массива северо-западнее рудного поля. Иногда фиксируется отчетливый трещинный контроль калишпатизации, при этом розовато-красные микроклинизированные граниты располагаются вдоль трещин северо-западного простирания. Альбитизация также проявлена очень неравномерно. Альбит обычно развивается в виде отдельных идиоморфных лейст по микроклин-пертиту и плагиоклазу, а также на стыках зерен. Наиболее интенсивно альбитизация развивается по тонким трещинам. Иногда на отдельных участках альбитизированные граниты несут обильное касситеритовое оруденение. Процесс альбитизации более поздний по отношению к калишпатизации, так как довольно часто можно наблюдать развитие альбита по явно-метасоматическому микроклину.

Результаты химических анализов гранитов и их числовые характеристики приведены в табл. 3. Граниты по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу пересыщенных кремнеземом ($45 > Q > 15$) и к группе богатых щелочами ($a : c = 8$). Относительное количество щелочных металлов (a), входящих в полевые шпаты, колеблется в незначительных пределах от 12,2 до 15,1. Количество полевошпатовой извести (c) изменяется от 0,5 до 1,5. Отношение натрия к сумме щелочей (n) варьирует до 50,5 до 61,7. Отношение $a : c$ изменяется от 8,1 до 26,0. Для гранитов характерно повышенное содержание K_2O , $K_2O/Na_2O = 1,05 - 1,45$ и лишь в единичном случае (проба 1356) — 0,93. Граниты пересыщены глиноземом. Спектральным анализом в гранитах установлены: Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Zr, Mo, Ag, Sn, Ba, La, Ge, Yb, Pb, Sr.

Последовательное изменение состава гранитов различных фаз происходит в результате магматической дифференциации в направлении от более основных к более кислым и щелочным разностям. Так, в более молодых гранитоидах возрастает количество кварца и микроклина, уменьшается количество плагиоклаза и биотита. От более древних гранитов к молодым наблюдается более разнообразный состав и возрастает

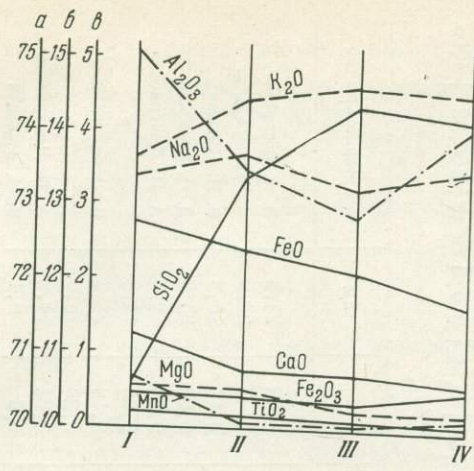
Таблица 3

Результаты химических анализов гранитов Телекайского массива (в %)

№ образца	Граниты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Σ	K ₂ O/ Na ₂ O
2114-б	Мелкозернистые IV фазы	73,86	0,11	14,26	0,60	1,36	0,13	0,49	0,20	4,65	3,62	0,02	0,34	0,35	99,99	1,28
1451	То же	75,71	0,04	12,93	0,45	1,88	0,07	0,42	0,20	4,22	3,47	0,01	0,49	0,34	100,23	1,21
2201	» »	73,06	0,20	14,54	0,50	1,83	0,17	0,84	0,15	4,71	3,71	0,04	0,63	0,23	100,31	1,38
2104-а	Среднезернистые III фазы	74,79	0,09	13,25	0,37	1,28	0,17	0,49	0,35	4,93	3,34	0,01	0,93	0,32	100,32	1,48
297	То же	74,32	0,17	13,02	0,58	2,51	0,04	1,04	0,27	4,40	3,16	0,04	0,31	0,31	100,22	1,39
1093	» »	74,20	0,11	12,70	0,22	2,67	0,03	0,76	0,27	4,61	3,24	0,02	0,78	0,20	99,81	1,42
1356	Грубозернистые II фазы	74,11	0,16	12,74	0,39	2,48	0,17	0,49	0,45	4,08	4,40	0,05	0,53	0,43	100,48	0,93
2099	То же	73,84	0,17	13,80	0,37	2,13	0,23	0,77	0,45	4,49	3,47	0,05	0,38	0,26	100,41	1,29
296	» »	72,52	0,17	13,97	0,60	2,69	0,24	1,04	0,55	4,68	3,18	0,05	0,25	0,37	100,11	1,47
711	Гранит-порфиры I фазы	70,61	0,22	15,22	0,56	2,81	0,70	1,26	0,55	3,61	3,44	0,09	0,93	0,32	100,32	1,05

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	φ	n	Q	t	a/c	Автор коллекции
2114-б	14,0	0,6	5,1	80,3	58,4	35,5	6,3	10,1	53,7	32,0	0,08	23,3	В. Н. Воеводин
1451	13,0	0,5	4,8	81,7	48,7	44,6	6,8	8,1	55,5	36,9	—	26,0	»
2201	13,8	0,9	5,4	79,9	53,7	41,5	4,9	7,3	52,4	31,3	0,14	15,3	В. И. Соловов
2204-а	13,8	0,6	4,4	81,3	47,8	38,8	13,4	8,9	50,5	34,3	0,08	23,0	В. Н. Воеводин
297	12,8	1,3	4,8	81,1	32,4	58,2	9,5	10,8	52,0	35,3	0,24	9,9	А. П. Дмитриенко
1093	13,3	0,9	4,4	81,4	29,9	59,8	10,5	2,9	51,5	35,3	0,08	14,8	»
1356	15,1	0,6	3,7	80,6	35,8	76,8	19,7	10,7	61,7	30,4	0,16	25,2	В. Н. Воеводин
2099	13,5	0,9	5,4	80,2	41,0	45,8	13,3	7,2	53,9	32,5	0,20	15,0	»
296	13,4	1,2	5,8	79,6	31,8	52,3	15,9	9,1	51,0	31,2	0,02	11,2	А. П. Дмитриенко
711	12,2	1,5	9,0	77,3	48,2	41,6	10,2	5,8	59,1	28,7	0,3	8,1	В. Н. Воеводин

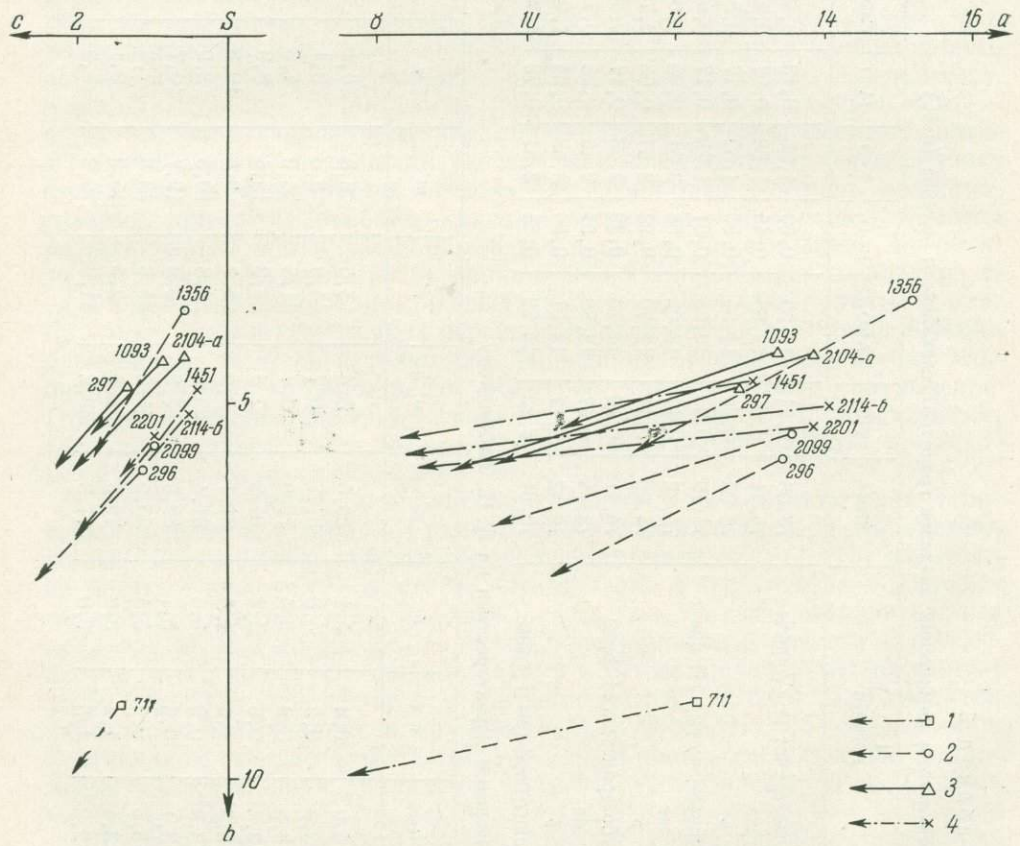


Фиг. 2. Вариационная диаграмма средних составов гранитов различных фаз

По оси абсцисс: I — гранит-порфиры I фазы, II — грубозернистые граниты II фазы, III — среднезернистые граниты III фазы, IV — мелкозернистые граниты IV фазы; по оси ординат (содержание, %): а — SiO₂; б — Al₂O₃; в — K₂O; Na₂O, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, MnO

количество аксессуарных минералов, возрастает также количество SiO₂, K₂O, устойчиво падает содержание FeO, MgO, MnO, TiO₂ и возрастает степень пересыщенности гранитов глиноземом. (фиг. 2, 3).

На Телекайском месторождении отчетливо устанавливается генетическая связь оруденения с гранитами. Рудные тела располагаются в пределах гранитного массива, причем они рассекают граниты всех разно-



Фиг. 3. Петрохимическая диаграмма гранитов Телекайского массива

1 — гранит-порфиры I фазы; 2 — грубозернистые граниты II фазы; 3 — среднезернистые граниты III фазы; 4 — мелкозернистые граниты IV фазы

видностей, включая и самые молодые мелкозернистые граниты и их дайки. В размещении ранних высокотемпературных постмагматических образований (грейзены) и более поздних жил наблюдается определенная горизонтальная зональность: грейзены приурочены к центральной части массива, жилы — к его эндоконтакту. Наличие среди акцессорных минералов в гранитах значительных количеств турмалина, а также касситерита и других рудных минералов (шеелит, висмутин, молибденит, арсенопирит и т. п.) свидетельствует о богатстве магматического расплава летучими компонентами и рудными элементами, в частности оловом. При этом обогащение летучими и рудными компонентами гранитоидного расплава происходит постепенно, в ходе магматической дифференциации от наиболее ранних к более поздним интрузивным фазам. Минеральный состав гидротермальных образований качественно повторяет состав акцессорных и породообразующих минералов гранитов. Постмагматические, собственно рудные процессы являются продолжением магматического процесса, о чем свидетельствуют выделение в значительных количествах касситерита на отдельных участках при интенсивной альбитизации гранитов, метасоматическое образование грейзенов и других рудных тел.

ВЫВОДЫ

Основные особенности Телекайского месторождения — линейная вытянутость рудного поля, продольная по отношению к массиву и основным складчатым структурам; однообразная ориентировка жил; многостадийность гидротермального процесса, обусловившая большое разнообразие генетических типов руд. Все эти особенности обусловлены геолого-структурными условиями формирования Телекайского месторождения.

Большая роль в формировании структуры рудного поля принадлежит зоне долгоживущих разломов. В раннем мелу по ослабленной зоне происходило внедрение гранитов. При последующих тектонических направлениях вдоль зоны разломов были сформированы линейно-вытянутые зоны повышенной трещиноватости. Совпадение простираения зоны разломов с простираением основных складчатых структур на данном участке обусловило продольное по отношению к складчатым структурам расположение интрузии и рудного поля. Интенсивное образование рудовмещающих трещин северо-восточного простираения происходило в пределах рудного поля не в одинаковых масштабах. Рудные участки с наиболее интенсивным развитием трещин северо-восточного направления возникли, по-видимому, на пересечении рудного поля со скрытыми разломами северо-восточного простираения, выражающимися на поверхности лишь повышенной трещиноватостью. Неоднократное возобновление тектонических деформаций обусловило многостадийность гидротермального процесса. Подвижки, хотя и различных знаков, происходили по одним и тем же разрывам, поэтому различные жилы приурочены к трещинам преимущественно одного простираения. Тип оруденения зависит от металлогенической специализации интрузива, содержащего в повышенных количествах олово и ряд других элементов. Граниты Телекайского массива в отличие от Иультинского массива, с которым связано оруденение касситерит-кварцевой формации, являются более щелочными, содержат несколько меньше полевошпатовой извести. В акцессорном комплексе ведущая роль принадлежит турмалину, флюорит присутствует в незначительном количестве, топаз вообще не встречается. В Иультинском массиве преобладают флюорит и топаз, турмалин редок. Довольно часто встречаются гадолинит, фергюсонит, характерные, как

указывает С. Ф. Лугов (1962, 1965), для оловянно-вольфрамовых месторождений. В Телекайском массиве они отсутствуют совершенно.

Телекайский массив и месторождение располагаются среди норийских пород и приурочены к зоне максимального прогибания геосинклинали, характеризующейся линейным типом и напряженностью складчатости. Различный характер оруденения на месторождениях объясняется, по-видимому, их приуроченностью к различным тектоническим зонам. Интрузивные массивы, с которыми оруденение имеет прямую генетическую связь, в зоне максимального прогибания геосинклинали формируются на меньшей глубине, обладают рядом специфических геохимических особенностей и, вероятно, имеют различный возраст.

В связи с выявлением нового касситерит-силикатного типа оруденения значение Центральной Чукотки как оловорудной провинции значительно возрастает. Поисковые работы на выявление месторождений подобного типа должны проводиться в зоне наибольшего прогибания мезозойской геосинклинали, характеризующейся линейным характером складчатости с широким развитием верхнетриасовых пород.

Говоря о перспективах самого Телекайского месторождения, следует отметить, что помимо кварц-турмалиновых жил определенный практический интерес могут представлять альбититы с касситеритом, масштабы оруденения которых в настоящее время полностью не выяснены. Недостаточная изученность не позволяет дать оценку рудоносности грейзенов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И. В., Ефремова С. В., Воловикова И. М., Елисеева О. П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана).— Сов. геология, 1962, № 3.
- Зильберминц А. В. Альбититы Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения.— Труды Сев.-Вост. комплексного н.-и. ин-та, 1965, вып. 12.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКУГСКОГО ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. И. ГРЕШИЛОВ, Г. П. КОЗЛОВ

Экугское оловорудное месторождение находится на Центральной Чукотке. Оно было открыто в 1962 г. В. Ф. Недомолкиным. Изучением его занимались А. И. Грешилов, Г. П. Козлов, В. П. Королев и др.

Месторождение расположено среди интенсивно дислоцированных триасовых терригенных отложений Чукотской мезозойской складчатой области вблизи сочленения ее с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Интенсивная пликативная дислокация пород в этом районе сочетается с многочисленными разрывными нарушениями. В частности, Якугское месторождение находится на пересечении довольно крупных зон разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направления.

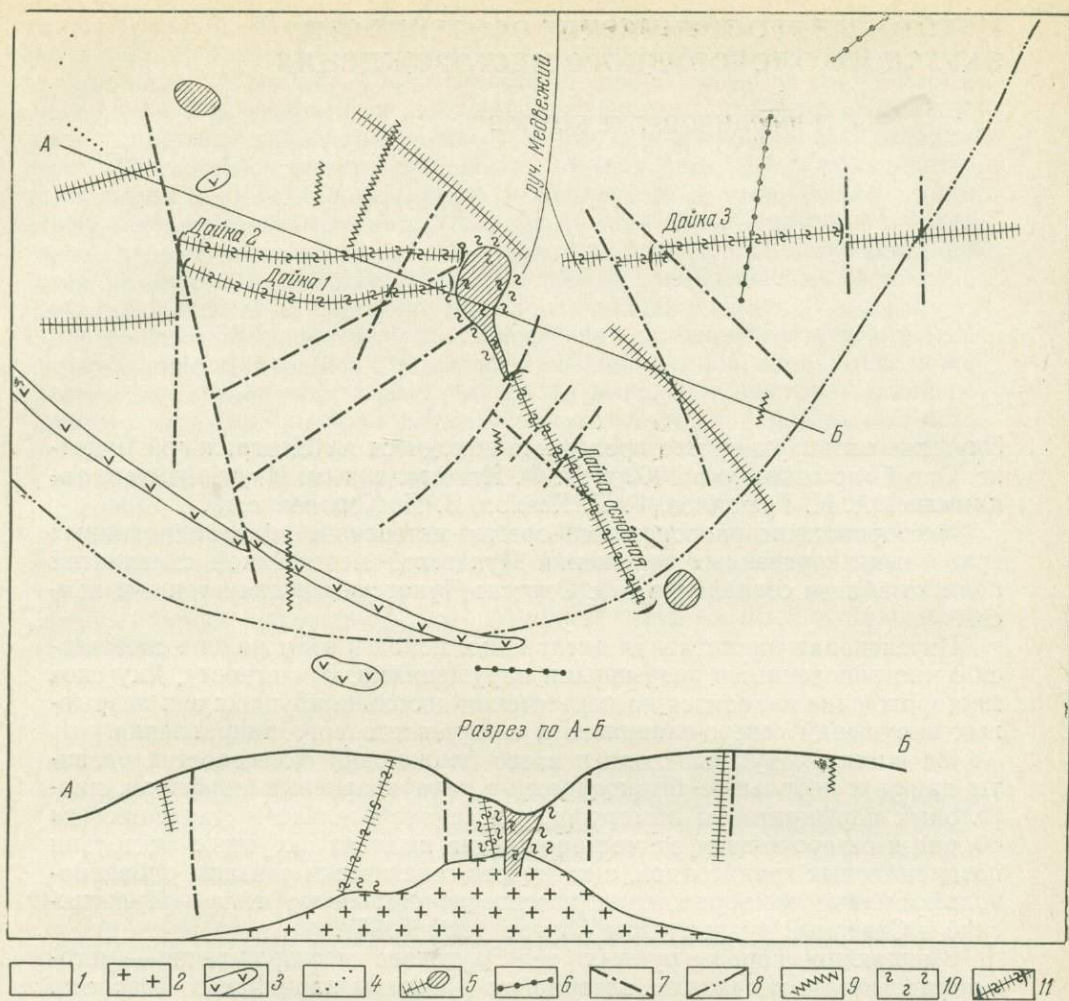
На площади рудного поля и в его ближайших окрестностях развиты дайки и небольшие штокообразные тела кварцевых порфиров, диоритовых порфиров и лампрофиров. На значительном удалении (до 40 км) к северо-западу от месторождения выходят крупные интрузии позднемеловых гранитоидов, с которыми генетически связаны оловянно-вольфрамовые месторождения касситерит-кварцевого типа — Иультинский и Северный рудные узлы (Лугов, 1962, 1965).

Вмещающие породы рудных тел Экугского месторождения — метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы карнийского возраста. Интенсивное ороговикование осадочных пород на площади месторождения свидетельствует о наличии на небольшой глубине скрытого интрузивного массива. Широкое развитие и пространственная приуроченность даек и штокообразных тел кварцевых порфиров и фельзитов к площади развития ороговикованных пород дают основания считать, что все они являются дериватами предполагаемого интрузива гранитоидного состава. В ближайших окрестностях месторождения подобные дайки были встречены как секущие тела в верхнемеловых эффузивах. Поэтому возраст даек кварцевых порфиров и нескрытого интрузива как материнского тела нами предполагается поздневерхнемеловым или раннепалеогеновым.

Наиболее крупные дайки кварцевых порфиров в виде веера отходят от центра рудного поля (см. фигуру). Морфология их довольно проста. Для них характерна прямолинейность, отсутствие апофиз, резкие контакты с вмещающими породами, выдержанность мощности по простиранию. Постмагматическими разрывами дайки разбиты на отдельные блоки, имеют место кулисы.

Дайки кварцевых порфиров подверглись сильному метасоматическому замещению и превращены в оловоносный топаз-кварцевый грейзен.

На месторождении известны два небольших (до 70 м в поперечнике) штокообразных тела кварцевых порфиров в окраинных частях рудного поля. Они представляют собой измененные светло-серые, желтовато-се-



План и разрез Экугского месторождения

1 — ороговикованные осадочные породы; 2 — гипотетические гранитоиды; 3 — штокообразные тела и дайки лампрофиров; 4 — дайки диоритовых порфиров; 5 — штокообразные тела и дайки кварцевых порфиров; 6 — дайки фельзитов; 7 — тектонические нарушения; 8 — простираие осадочных пород; 9 — кварцевые жилы; 10 — грейзенизация; 11 — оловянные участки даек

рые породы с редкими кварцевыми вкрапленниками на фоне микрозернистой основной массы, состоящей из кварца и серицита (до 10—25%).

Дайки фельзитов длиной 100—150 м и мощностью 1—2 м состоят из светло-серой скрытокристаллической породы с единичными мелкими порфировыми вкрапленниками кварца. При микроскопическом изучении устанавливается, что основная масса ее слабо раскристаллизована, новообразованные зерна кварца имеют слабо выраженные лапчатые очертания, встречаются чешуйки серицита. Кроме кварцевых порфиров и фельзитов, на площади месторождения встречаются лампрофиры и диоритовые порфириты.

В результате контактово-метаморфического и постмагматических процессов осадочные и интрузивные породы на площади месторождения в значительной степени изменены. Контактный метаморфизм в пределах месторождения характерен для всей терригенной толщи. Осадочные породы в результате этого процесса приобрели зеленоватую окраску,

сильно уплотнились, имеют излом, близкий к полураковистому. При микроскопическом изучении для всех разновидностей пород обнаруживается перекристаллизация глинистого материала в тонкий агрегат хлорита и серицита.

Постмагматические пневмалито-гидротермальные процессы изменения охватывают дайки кварцевых порфиров и небольшую площадь осадочных пород в центре месторождения. Интенсивно измененные разновидности осадочных пород имеют сахаровидный облик, белую, светло-серую окраску, состоят из мелких зерен кварца, топаза (30—40%), флюорита (5%) и редких чешуек серицита. Текстура породы — массивная, тонкополосчатая, обусловленная чередованием полос с различной степенью изменения. В подобного рода грейзенах часто наблюдается арсенопирит в виде прожилков и гнездообразных скоплений.

Собственно гидротермальный этап проявился на месторождении относительно слабо. Встречаются единичные крупные кварцевые жилы, хотя мелкопрожилковое окварцевание в пределах контактово-измененных пород довольно широко распространено, иногда образует штокверкоподобные зоны.

Структура месторождения. Формирование структуры месторождения охватывает значительный период времени, который можно подразделить на следующие этапы: 1) складчатые дислокации верхнетриасовой осадочной толщи и возникновение трещинных структур; 2) возникновение структурных форм, связанных с предполагаемым внедрением интрузии гранитоидов; 3) постмагматические дорудные и внутрирудные дизъюнктивные подвижки; 4) пострудный.

Складчатые дислокации верхнетриасовой терригенной толщи окончательно оформились, по-видимому, в начале нижнего мела, так как верхнемеловая вулканогенная толща (в 6 км южнее месторождения) залегает с угловым несогласием на размытой нижнемеловой поверхности.

Наиболее крупная складчатая структура месторождения — антиклинальная складка северо-восточного простирания, ось которой проходит через центральную часть рудного поля. В южной части месторождения простирание пород постепенно изменяется от северо-восточного до субширотного, обуславливая брахиантиклинальное замыкание складки. В свою очередь, эта антиклинальная структура осложнена мелкими складками более высших порядков. Простирания и углы падения последних не выдержаны и часто на близких расстояниях (5—10 м) меняются на 10—30° и более.

Пликативные структуры в значительной степени осложнены подвижками по соскладчатым тектоническим трещинам. Последние выполнены дайками лампрофиров и диоритовых порфиров.

Следующий этап развития структуры связан с внедрением гранитоидной интрузии, еще не вскрытой современными эрозионно-денудационными процессами, но наличие которой вполне вероятно.

Внедрение интрузии в толщу осадочных пород в значительной степени осложнило складчатую структуру месторождения. В результате вздымания осадочной толщи гранитоидной интрузией над последней возникла куполообразная структура, угадывающаяся по элементам залегания осадочных пород. Такого рода движения при более или менее изометричном характере интрузирующего штока сопровождаются образованием радиальной системы трещин отрыва, отходящих от центральной части куполообразного поднятия (Белоусов, 1948; Уиссер, 1964). Для трещин отрыва в купольных структурах характерно постепенное уменьшение степени их приоткрывания с глубиной. В общем случае такое явление отмечается и для даек Эжугского месторождения, выполняющих эти трещины. Как показали буровые работы, мощность даек с глубиной уменьшается.

На месторождении выделяется большое количество постмагматических разрывных нарушений, которые по отношению к оловянному оруденению можно подразделить на дорудные и пострудные.

Среди первых преобладают разрывные нарушения северо-восточного простирания, сопровождающиеся зонами дробления мощностью 0,5—1,5, иногда до 15 м. Постмагматический этап формирования нарушений устанавливается по смещению ими даек кварцевых порфиров. В то же время местами они несут повышенную оловянную минерализацию и, следовательно, являются дорудными или по крайней мере внутрирудными. Для территории рудного поля характерно широкое развитие мелкой трещиноватости преимущественно по внешней стороне брахиантиклинали, являющейся одним из наиболее ослабленных участков.

В заключительный пострудный этап происходили небольшие подвижки по возникшим ранее нарушениям. Они часто охватывают и рудные тела, благоприятствуя развитию пострудных процессов: каолинизации и лимонитизации. К пострудным следует относить также трещины скола с небольшой амплитудой смещения, иногда сопровождающиеся глиной трения.

Вещественный и минеральный состав оловорудных тел.

Пространственное положение и морфология основных рудных тел Экугского месторождения контролируются дайками кварцевых порфиров, на которые в ходе пневмолито-метасоматических процессов накладывалось сульфидно-касситеритовое оруденение. Кроме оловоносных грейзенизированных даек кварцевых порфиров, на месторождении имеются другие типы оловорудных тел — штокверкоподобных мелкопрожилковые зоны окварцевания, зоны дробления и кварцевые жилы. Однако они, по сравнению с первыми, имеют подчиненное значение.

В пределах рудного поля известны четыре оруденелые дайки кварцевых порфиров: «Основная», 1, 2 и 3, имеющие длину несколько сот метров, крутое падение, выдержанную мощность по простиранию, по падению же мощность постепенно уменьшается.

Внутреннее строение оруденелых даек довольно простое. Отдельные интервалы их (по мощности) отличаются в основном интенсивностью пострудной каолинизации и лимонитизации, которые наиболее характерны для зон дробления и повышенной трещиноватости. Редко дайки пересекаются прожилками и жилами кварца.

Оловянное оруденение охватывает дайки на всю мощность, иногда на небольшом протяжении узкой полосой (до 1 м) распространяется во вмещающие околодайкивые породы. Оруденение равномерное, лишь изредка выделяются относительно слабо оруденелые участки. Оловянная минерализация не распространяется далее чем на 500—700 м от центральной части рудного поля. Более удаленные фланги даек, а также фланги даек, обращенные к центру рудного поля, практически безрудны.

Оловосодержащие кварцевые порфиры макроскопически представляют собой зеленовато-светло-серые порфиновые породы. Выветрелые разности пород светло-серого цвета, пористой, кавернозной текстуры, которая обусловлена наличием большого количества пустот выщелачивания, образовавшихся на месте сульфидов.

Как показали микроскопические исследования, описываемые породы являются топаз-кварцевым грейзеном, иногда со значительным количеством серицита и флюорита. На первоначальный их облик и состав указывает лишь бластопорфировая структура, обусловленная сохранившимися без изменения фенокристаллами кварца. Основная же масса и фенокристаллы других минералов в процессе грейзенизации полностью замещены новообразованными минералами. На фоне основной массы, наряду с бластопорфировыми вкрапленниками кварца, имеются гнездовые скопления различных новообразований: кварца, топаза, флюорита, сери-

цита, касситерита, сульфидов. Большая часть таких гнезд образовалась скорее всего за счет замещения фенокристаллов полевого шпата, о чем свидетельствуют прямоугольные очертания некоторых гнезд.

Структурно-текстурные особенности оруденелых даек в большей степени зависят от первичного облика кварцевых порфиров, охваченных процессами грейзенизации. Оруденелые грейзенизированные дайки 1 и «Основная» отличаются крупными размерами бластопорфировых вкрапленников кварца и гнезд рудных минералов. Соответственно и зерна касситерита в этих дайках более крупные. Дайка 2 и особенно дайка 3 характеризуются небольшими размерами вкрапленников кварца, не превышающих 10% объема породы. Основная часть рудных минералов представлена мелкими зернами, равномерно распределенными среди микрозернистой основной массы. В то же время здесь встречаются гнезда размером до 10 см касситерит-кварцевого состава без примеси других минералов.

Сравнивая участки даек с оловянной минерализацией и безрудные, можно сделать следующие выводы. Оловянное оруденение приурочено лишь к участкам топаз-кварцевой грейзенизации даек. С удалением от центральной части рудного поля топаз, постепенно уменьшаясь количеством, исчезает полностью, уступая место серициту. С уменьшением количества топаза интенсивность оловянной минерализации убывает, а затем она совсем исчезает. Наиболее удаленный восточный фланг дайки 3 характеризуется почти полным отсутствием каких-либо вторичных изменений.

Однако и в центральной части рудного поля дайки практически не оловоносны, хотя они грейзенизированы и содержат большое количество топаза. Здесь, в отличие от оловоносных участков, в них в значительном количестве присутствуют арсенопирит, флюорит и светло-зеленая слюда. Последняя по цвету, форме и размерам чешуек отличается от серицита во флангах даек краевых частей рудного поля.

Какой-либо зональности или закономерности в отношении интенсивности грейзенизации и характера оруденения по мощности рудных тел не наблюдается. До глубины 170 м визуальных изменений в составе руд не установлено.

Особенностью минерального состава основных рудных тел Экугского месторождения — грейзенизированных даек кварцевых порфиров — является резкое преобладание в них кварца и топаза (до 95%) по отношению к остальному, довольно разнообразному комплексу минералов.

Минеральный состав рудных тел следующий¹.

Нерудные минералы

Кварц, топаз, серицит, флюорит, хлорит, циркон, апатит, турмалин, сфен, гранат, каолинит (вторичный).

Рудные минералы

Гипогенные: арсенопирит, пирит, марказит, касситерит, халькопирит, сфалерит, леллингит (?), пирротин, станнин, галенит, борнит, молибденит, вольфрамит, гематит, магнетит, рутил, бравоит (?).

Гипергенные: лимонит, гетит, скородит, ковеллин, халькозин, церуссит, псиломелан, повеллит.

Кварц — основной минерал оловорудных даек. Он составляет от 50 до 70% объема породы. Выделяются три генерации кварца, соответствующие различным стадиям формирования рудного тела.

Кварц, связанный с магматическим этапом, представлен фенокристаллами, обуславливающими бластпорфировую структуру породы. Этот кварц составляет 5—30% объема породы. Он отмечается в виде отдель-

¹ Все минералы расположены в порядке убывания их содержания.

ных изометричных зерен дипирамидального габитуса размером до 2—3 мм.

Кварц метасоматического происхождения образует микрозернистые агрегаты с размером зерен до 0,5 мм. Он ассоциирует с выделениями топаза таких же размеров. Наиболее крупные зерна развивались по стенкам пустот, позднее выполненных сульфидами.

Для гидротермального этапа характерны тончайшие прожилки и линзовидные выделения мелкозернистого кварца в ассоциации с топазом, иногда флюоритом и серицитом.

Топаз — наиболее ранний из минералов пневматолитовой и гидротермальной стадий. Встречается в неправильных микрозернах, составляя до 35% перекристаллизованной основной массы. В отдельных гнездах образует лучистые агрегаты и относительно крупные (до 0,5 мм) хорошо оформленные кристаллы. В крупных зернах кварца пневматолитовой стадии он встречается в виде микропйкритовых включений. На отдельных участках разведается флюоритом. В зонах дробления за счет его разрушения развивается каолинит.

Серицит образует чешуйки размером около 0,02 мм. На флангах даек, обращенных к центру рудного поля, он образует более крупные с зеленоватым оттенком чешуйки, группирующиеся в гнездообразные скопления или прожилки. В других местах в виде мельчайших чешуек он рассеян среди основной массы дайки.

Флюорит зеленоватого и фиолетового цвета отмечается в виде изометричных зерен размером до 1,5 мм и тонких прожилков. Обычно разведает топаз и развивается в нем в виде бухточек либо тончайших (0,005 мм) каемок.

Рудные минералы довольно разнообразны, но неравноценны по степени распространения. Из них лишь пирит и арсенопирит постоянно присутствуют в значительном количестве.

Арсенопирит встречается в виде прожилков, крупных изолированных зерен и сростаний с пиритом и касситеритом. Распространен повсеместно, но преобладает в центральной части рудного поля.

Пирит присутствует повсеместно, в поверхностных условиях быстро выщелачивается. Образует агрегаты мелких, неправильных, редко идиоморфных зерен размером до 0,5 мм. В некоторых зернах пирита отмечаются вросстки касситерита, станнина, рутила.

Марказит ассоциирует с пиритом, образуя скопления пластинчатых выделений размером 0,1—1,0 мм. Встречается в значительно меньшем количестве, чем пирит.

Касситерит — основной оловосодержащий минерал. Он наблюдается в виде:

1. Мелких (0,1 мм и менее) изолированных зерен среди микрозернистой топаз-кварцевой основной массы. Особенно часто такого рода зерна отмечаются в дайке 3. Обогащенные таким касситеритом участки характеризуются темно-серой окраской и резко выделяются среди светло-серой безрудной массы.

2. Агрегатов более крупных (1—2, редко до 3—5 мм), зерен, развивающихся совместно с другими минералами на месте выщелоченных фенокристаллов. Здесь касситерит ассоциирует с топазом, иногда с серицитом.

3. Микроскопических включений и сростков с сульфидами (размер зерен 0,02—0,1 мм).

4. Рудных прожилков мощностью до 2—3 мм.

Мелкие зерна касситерита характерны для дайки 3 и отчасти для дайки 2. В дайках «Основная» и 1 преобладают более крупные зерна и сростки касситерита, причем в дайке «Основная» отмечались агрегаты зерен касситерита размером более 1 см.

Кристаллы касситерита макроскопически темно-серые с буроватым оттенком, а в очень мелких зернах — янтарно-желтого цвета. Под микроскопом окраска зерен неравномерная, чаще всего грязно-зеленовато-бурая, реже желто-коричневая. Касситерит обладает хорошо заметным плеохроизмом с обратной схемой абсорбции. Окраска по оси *Ng* оранжево-желтая и зеленовато-желто-серая, по оси *Np* оранжево-бурая и оранжево-серая.

Касситерит является наиболее ранним из рудных минералов. Его осаждение проходило в основном после кристаллизации топаза.

Халькопирит встречается повсеместно в незначительном количестве. Присутствует в виде изолированных микроскопических вкрапленников размером 0,02—0,1 мм среди топаз-кварцевой основной массы. Часто находится в сростании со сфалеритом и касситеритом, образует включения в пирите и эмульсионную вкрапленность в сфалерите и станнине.

На основании изучения взаимоотношения между различными минералами установлена определенная последовательность их выделения.

В результате воздействия на кварцевые порфиры пневматолито-гидротермальных растворов, из минералов магматического этапа сохранился лишь кварц в порфировых выделениях. Все другие минералы, а также кварц последующих генераций, составляющий основную часть породы, являются новообразованиями.

К наиболее ранним минералам относятся также рутил, сфен и апатит, образующие включения во всех других минералах. Топаз по отношению к кварцу пневматолитовой стадии минералообразования является более ранним, отличается большим идиоморфизмом и содержится в кварце в виде пойкилитовых включений. Из рудных минералов в первую очередь кристаллизовался касситерит, образующий нередко включения в пирите и других рудных минералах.

В приповерхностных условиях и в зоне окисления из рудных минералов устойчив лишь касситерит.

Сульфиды разрушаются с образованием различных вторичных гипергенных минералов или полностью выщелачиваются.

Генезис месторождения. Экугское оловорудное месторождение генетически, видимо, связано с нескрытой гранитоидной интрузией, залегающей на глубине более 170 м.

Внедрение интрузии, имевшее место в конце верхнего мела — начале палеогена, сопровождалось контактово-метаморфическим пневматолито-метасоматическим и гидротермальным процессами изменениями вмещающих пород. Пневмотермальный и гидротермальный процессы охватили также дайки кварцевых порфиров — жильных дериватов предполагаемого интрузива.

Контактово-метасоматические изменения, связанные непосредственно с внедрением интрузии, охватили всю массу вмещающих пород и выразились в преобразовании пелитового материала сланцев, алевролитов и песчаников и в уплотнении пород.

Пневмотермальный метасоматический процесс сопровождался грейзенизацией, приуроченной преимущественно к дайкам кварцевых порфиров и на небольшом участке — к осадочным породам. С этим процессом связан привнос и отложение преобладающей части олова.

Формирование рудных тел месторождения нам представляется в следующем виде¹.

В надкупольной части интрузива скапливались в значительном количестве летучие компоненты. По дайкам кварцевых порфиров проникали

¹ См. также: Левицкий, 1947; Коржинский, 1953, 1957, 1958, 1960; Вольфсон, 1962; Жариков, Омеляненко, 1965.

метасоматические растворы, чему способствовало наличие в них первичных тонких трещин и пор, а также благоприятный минеральный состав породы, легко поддающийся метасоматическому изменению.

В центральной части месторождения, расположенной ближе всего к поверхности интрузивного купола, происходило максимальное просачивание растворов, в результате чего метасоматическим изменениям оказались подвергнуты не только кварцевые порфиры, но и осадочные породы. Проникновение растворов в осадочные породы происходило по слоистости, что подтверждается их новообразованной тонкополосчатой текстурой. При этом наиболее легко поддавались замещению глинистые сланцы, хуже — алевролиты и песчаники.

Свободное проникновение метасоматических растворов по тончайшим трещинам и порам, а также интенсивное воздействие на породы свидетельствуют об их большой подвижности. Наличие в измененных породах большого количества топаза, отчасти флюорита дает основание полагать, что состав растворов характеризовался высоким содержанием фтора; существенную роль играли сера, железо, мышьяк, олово.

Рудоносная среда обладала высокой кислотностью. В результате воздействия кислых растворов на породы происходило полное выщелачивание и вынос оснований и отложение на их месте новообразований кварца и топаза.

Стадия кислотного выщелачивания проявилась на месторождении наиболее интенсивно, а более поздняя, щелочная стадия метасоматоза, весьма слабо. Выразилась она в отложении мусковита и флюорита в виде прожилков и гнездообразных скоплений. Видимо, небольшая часть топаза при этом была выщелочена. Пространственно эта стадия тяготеет к центру рудного поля.

В заключительную стадию общего постмагматического процесса на месторождении образовались кварцевые прожилки. Они состоят из кварца, резко подчиненно присутствуют топаз, флюорит, серицит, т. е. минеральный состав прожилков близок к составу самих измененных кварцевых порфиров.

Отложение рудных минералов, в частности касситерита, происходило на фоне общего метасоматического процесса изменения пород.

На месторождении можно выделить три стадии рудоотложения. В наиболее раннюю, кислотную, стадию метасоматического процесса отложилась основная часть касситерита, пирита, халькопирита, пирротина. Касситерит здесь отлагался в виде мельчайших зерен среди кварц-топазовой основной массы кварцевых порфиров, а также (видимо, несколько позднее) значительных по размерам зерен в ассоциации с пиритом и халькопиритом. В таких рудных скоплениях часто наблюдаются крупные, довольно хорошо образованные кристаллы флюорита, указывающие на отложение касситерита и в стадию пониженной кислотности метасоматических растворов.

Следует выделить в обособленную стадию рудоотложения образование секущих арсенопиритовых прожилков. Интенсивное развитие таких прожилков наблюдается в местах наибольшего проявления щелочной стадии метасоматоза. Пространственно они тяготеют преимущественно к грейзенизированным осадочным породам и кварцевым порфирам центральной части рудного поля. В эту стадию другие минералы отлагались в ограниченном количестве.

Заключительный этап рудоотложения — выделение рудных минералов в кварцевых прожилках. Несмотря на довольно широкое развитие кварцевых прожилков, секущих как кварцевые порфиры, так и осадочные породы, этот этап играет незначительную роль в обогащении месторождения оловом, хотя встречаются зоны интенсивного мелкопрожилкового окварцевания в осадочных породах с повышенным его содержанием.

Из других рудных минералов в значительных количествах встречаются арсенопирит и пирит в виде гнездообразных скоплений и секущих прожилков.

Глубина оруденения для большинства грейзеновых месторождений не превышает 100 м. Однако на Экугском месторождении до глубины 170 м уменьшения интенсивности оруденения не наблюдается. По-видимому, глубина оруденения зависит от глубины залегания невоскрытой интрузии. Следует иметь в виду, что апикальная часть невоскрытой интрузии может оказаться грейзенизированной и содержать рудную минерализацию.

По существующей в настоящее время генетической классификации (Левицкий, 1947; Радкевич, 1956) данное месторождение может быть отнесено к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации. В то же время оно обладает целым рядом особенностей, главной из которых является локализация промышленного оловянного оруденения исключительно в дайках кварцевых порфиров. Экугское месторождение не имеет себе подобных в Советском Союзе и наиболее сходно с месторождением Касситерайт-Крин Сьюардского п-ова Аляски (Штайдманн, Каткарт, 1934 г.).

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, 1948.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности — щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах.— Материалы к Всес. совещ. по разработке научн. основ поисков слепых рудных тел (тезисы доклада). М., 1958.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1947, вып. 82, № 8.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Уиссер Эд. Оруденение и купольные структуры в Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. Изд-во «Мир», 1964.
- Чайкозский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЧУКОТКИ

С. И. ГУРВИЧ, И. Е. ДРАБКИН, С. Ф. ЛУГОВ,
Ф. Э. СТРУЖКОВ, В. Б. ТЕРЕНТЬЕВ, Л. К. ХРУЗОВ

Основная часть мировой добычи олова приходится на россыпные месторождения, из которых получают наиболее дешевые и высококачественные концентраты.

В СССР наиболее перспективными оловоносными районами по-прежнему остаются Магаданская область и Якутия, где предусматривается резкое усиление поисково-разведочных работ на россыпное олово.

Территория Северо-Востока СССР весьма перспективна на выявление новых оловоносных россыпей, связанных как с погребенными, так и с современными континентальными и прибрежно-морскими отложениями. В пределах Магаданской области первоочередного внимания заслуживают районы Чукотки.

Чукотская складчатая зона с широко развитой эндогенной и россыпной оловоносностью входит в состав Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, составляющей часть Тихоокеанского рудного пояса.

В геологическом строении этого региона участвует обширный комплекс осадочных, вулканогенных и интрузивных пород широкого возрастного диапазона. Наиболее распространены мезозойские образования.

Осадочные породы представлены песчаниками и сланцами триаса, верхней перми и более древними образованиями, слагающими Чукотскую складчатую зону, протягивающуюся вдоль побережья Чукотского моря. Южнее расположены крупные поля туфо-эффузивов мелового возраста Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Интрузивные породы — граниты и гранодиориты — широко распространены и обнажены в виде отдельных массивов почти по всей территории района. Внедрение их происходило в два этапа.

Раннемеловой интрузивный магматизм выразился в образовании крупных батолитоподобных тел гранитоидного состава. Интрузии сопровождаются дайками и кварцевыми жилами, с которыми связано золотое и частично вольфрамовое и оловянное оруденение. С позднемеловой интрузивной деятельностью связана основная оловоносность региона (Лугов, 1965).

Оловянное и оловянно-вольфрамовое оруденение Чукотки относится к формации пегматитов и скарнов, касситерит-кварцевой, касситерит-кварц-сульфидной, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формациям. Источниками питания россыпей являются месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-кварц-сульфидной формаций, морфологически представленные штокверками и минерализованными зонами.

Не останавливаясь здесь на подробном анализе геолого-геоморфологического строения Чукотки, которому посвящены многочисленные работы, укажем лишь, что палеогеографические условия, господствовавшие на Чукотке в течение мелового, третичного и четвертичного времени, были благоприятны для формирования россыпных месторождений.

Теплый и влажный климат в меловое и третичное время способствовал формированию кор химического выветривания и переходу значительной части касситерита в свободное состояние. Реликты кор химического выветривания, которые могли возникнуть до появления вечной мерзлоты, т. е. до четвертичных оледенений, фиксируются в бассейнах рек Пыркакай, Млелювеем, Кайна и др. Зоны окисления развиты на многочисленных оловорудных месторождениях.

Н. А. Шило и Г. Ф. Павлов (1965) выделяют два типа зон окисления: окисдные зоны, образование которых происходило до появления вечной мерзлоты, и сульфатные, формировавшиеся в условиях, близких к современной физико-географической обстановке. Современные россыпи формируются за счет касситерита из дочетвертичных кор химического выветривания, а также за счет поступления свободного (и связанного) касситерита из кор выветривания и дополнительных коренных источников в четвертичное время в условиях субарктического климата. Этому способствовало не только интенсивное морозное выветривание, но и продолжающееся в условиях вечной мерзлоты своеобразное химическое выветривание. По-видимому, твердое состояние воды не только не препятствует, но нередко способствует течению различных химических реакций, ярким доказательством чего является широкое развитие в пределах многих оловорудных месторождений Чукотки водных сульфатов и алюмосульфатов в зонах вечной мерзлоты. Существование благоприятных условий для перехода касситерита из коренных источников в рыхлые образования на протяжении длительной истории развития региона обусловило формирование россыпей различных генетических типов в зависимости от тектонической и ландшафтной обстановки конкретных площадей.

Установлено, что большинство коренных и россыпных оловянных месторождений приурочено к узлам пересечения структур основного, северо-западного простирания с глубинными разломами северо-восточного направления. Авторами выделен на Чукотке новый район (Центрально-Чукотский) россыпной оловоносности. Он прослежен в настоящее время в виде полосы на протяжении свыше 150 км вдоль глубинного разлома, проходящего в северо-восточном направлении через бассейны рек Пегтымель, Кувет, Кусьвеем до побережья Восточно-Сибирского моря. Этот разлом является секущим по отношению к основным структурам региона и контролируется лаполитоподобными и штокообразными массивами гранитов. Наличие этого разлома подтверждается также результатами геофизических работ; он выделяется характерным гравитационным уступом. Приуроченные к нему интрузии гранитов и гранодиоритов также ориентированы в северо-восточном направлении и сопровождаются дайками различного состава. Характерно наличие в пределах разлома многочисленных зон нарушений различной амплитуды и ориентировки, к которым приурочены оловорудные кварц-жильные образования с переменным количеством флюорита, карбонатов, турмалина и сульфидов. Мощность жил от 0,1—0,3 до 2—4 м, протяженность от десятков до первых сот метров. Минерализованные зоны отличаются значительной мощностью (10—60 м) и относительно большой протяженностью (0,5—1,5 км). Несмотря на более низкое содержание касситерита в этих зонах, по сравнению с кварцевыми жилами, они являются основными источниками питания россыпей благодаря его значительным суммарным запасам. В тех случаях, когда отдельные элементы гидросети были заложены непосредственно по этим минерализованным зонам, сформировались наиболее богатые россыпи.

Выявленные к настоящему времени на Чукотке оловоносные россыпи представлены почти всеми известными генетическими типами. Они приурочены к различным элементам рельефа в зависимости от геоморфологического строения оловорудного района. Наблюдается довольно отчет-

ливая связь рельефа с геологическим строением, в первую очередь, с тектоникой и петрографическим составом слагающих пород. Эрозионно-тектонический тип рельефа характерен для районов с преимущественным развитием пород, наиболее устойчивых к процессам выветривания (граниты, роговики, эффузивы). Здесь наблюдаются также наиболее высокие абсолютные отметки (до 1100 м), значительные относительные превышения (300—500 м), резкие, до альпинотипных формы водоразделов и сравнительно глубокие долины асимметричного строения. В районах развития менее устойчивых пород (сланцы и песчаники) эрозионно-тектонический тип рельефа постепенно сменяется денудационным с выположенными поверхностями водоразделов (0,5—2 км), небольшими абсолютными отметками (200—400 м) и широкими (0,5—3 км), речными долинами с пологими выпукло-вогнутыми делювиально-солифлюкционными склонами. Наблюдаются иногда реликты древних поверхностей выравнивания.

В соответствии с такой разнообразной ландшафтно-тектонической обстановкой для отдельных оловорудных районов характерны определенные генетические типы россыпей.

На Чукотке известны следующие генетические типы россыпных месторождений олова: элювиальные, делювиальные, делювиально-аллювиальные, аллювиальные, прибрежно-морские и лагунные.

Элювиальные россыпи по своей морфологии обычно повторяют контуры коренных рудоносных образований и в зависимости от степени высвобождения касситерита из вмещающих пород отличаются различной степенью его концентрации в рыхлом горизонте.

В отдельных элювиальных россыпях Чукотки, несмотря на слабо выраженные в условиях вечной мерзлоты процессы химического выветривания, наблюдается высвобождение касситерита. Характерный пример — россыпь штокверка Первоначального, где в пределах зоны окисления отмечаются участки со «свободным» касситеритом до глубины 60—70 м.

В отличие от россыпей других генетических типов для них характерно отсутствие сортировки материала.

Делювиальные россыпи также отличаются слабой сортировкой материала. С элювиальными россыпями они обычно связаны постепенными переходами и располагаются по склонам. Значительная роль в формировании этих россыпей принадлежит солифлюкционным процессам. Делювиальные россыпи широко распространены во многих районах Чукотки (бассейны рек Пыркакай, Куйвиеем, Иультин и др.).

Делювиально-аллювиальные россыпи известны во многих районах Чукотки и как самостоятельный тип (смешанный) обычно характерны для мелких водотоков (1—3 км). В них более отчетливо выражена сортировка материала, обогащение нижней части пласта касситеритом и проникновение его в плотик. В разрезе продуктивных отложений иногда отмечаются два металлоносных пласта. Характерно наличие обогащенных участков и незначительных по протяженности, но весьма богатых струй, главным образом в конусах выноса и в устьевых частях мелких притоков, размывающих непосредственно коренные источники. Типичные делювиально-аллювиальные россыпи развиты по притокам рек Млелювеем, Пыркакай, Гыргычан, Куйвиеем и др.

Аллювиальные россыпи наиболее широко распространены и имеют на Чукотке промышленное значение. Для россыпей этого типа характерна значительная протяженность (до 12 км) и ширина (до 1 км); мощность продуктивных отложений достигает 7—9 м. Формирование аллювиальных россыпей происходило в результате многократного переотложения продуктов денудации, в связи с чем они характеризуются лучшей сортировкой материала. В отличие от россыпей других генетических типов

для них не всегда устанавливается четкая связь с конкретными коренными месторождениями. Чаще формирование их связано с несколькими месторождениями или рудопроявлениями. Иногда источниками питания служат протяженные убогие минерализованные зоны (россыпь рч. Олений и др.).

Касситерит, как известно, хорошо сохраняется в процессе выветривания коренных источников и является относительно устойчивым компонентом россыпей при неоднократном перемыве продуктивных отложений и транспортировке их на небольшие расстояния. В связи с этим при формировании аллювиальной россыпи ее масштаб, при всех прочих равных условиях, будет зависеть не от содержания полезного компонента в коренном источнике, а от его суммарных (эродированных) запасов. Следовательно, для формирования аллювиальных россыпей наличие богатых локальных коренных месторождений (концентрированных источников) не обязательно. Это положение довольно отчетливо подтверждается в ряде районов Чукотки, в частности, в Гыргычан-Куйвивеевском и Пыркакай-Млелювеевском. Характерным примером является россыпь рч. Олений (бассейн Пыркакай), где в плотике зафиксирован ряд слабо минерализованных зон мощностью от первых метров до 200 м, некоторые из них достигают русла р. Пыркакай. На участках, расположенных ниже по течению мест пересечения этих зон руслом, отмечается резкое обогащение аллювия касситеритом. Аналогичные выветрелые слаборудоносные зоны, но с видимым касситеритом установлены также в плотике кл. Ветвистый (бассейн р. Млелювеев). Вместе с тем в пределах этих рудных узлов россыпи «привязываются» к известным коренным месторождениям, которые приурочены к наиболее обнаженным участкам современного рельефа и, естественно, открыты были раньше в связи с малой мощностью перекрывающих их элювиально-делювиальных отложений. Наличие дополнительных источников питания подтверждается на крупнейшей аллювиальной Пыркакайской россыпи. Контуры этой россыпи (с учетом рельефа) не могут быть объяснены только размещением известных коренных месторождений (Незаметное, Первоначальное, Перевальное), выше которых по течению развиты оловоносные отложения. Несомненно, что дополнительное питание этой россыпи происходило за счет различных разобщенных рудопроявлений, слабо минерализованных зон и штокверков, перекрытых аллювиальными и делювиально-аллювиальными отложениями. Сказанное в значительной степени относится также к россыпям бассейна р. Куйвивеев, в верховьях которой оловоносные делювиально-аллювиальные отложения фиксируются на более высоких абсолютных отметках, чем известные коренные источники.

В свою очередь, в районах, благоприятных в геолого-структурном отношении для локализации эндогенного оруденения, отсутствие выявленных коренных месторождений не может являться критерием бесперспективности их россыпной оловоносности, например, погребенные россыпи в бассейнах рек Пегтымель и Млелювеев.

Среди аллювиальных россыпей известны русловые, долинные (пойменные) и террасовые. Большое значение, по-видимому, в будущем должны приобрести на Чукотке также россыпи, связанные с древней гидросетью.

Русловые россыпи встречаются повсеместно, но практическое значение их невелико.

Долинные (пойменные) россыпи — ведущий промышленный тип россыпных месторождений Чукотки. Для них характерны выдержанность оловоносного пласта, приуроченного в большинстве случаев к плотиковой части аллювия.

При многократном изменении режима накопления продуктивных отложений нередко образуется два оловоносных пласта; понижение бази-

са эрозии приводило к переотложению долинных россыпей в русловые и формированию террасовых. Обычно обогащенные участки и струи приурочены к выносам в основную долину отложений боковых оловоносных притоков или к местам пересечения руслом минерализованных зон.

Изменение концентраций касситерита и мощностей обогащенного пласта в продольном профиле долины зависит от ее уклона и поперечного профиля долины. Заметное повышение содержания касситерита, как правило, отмечается на выположенных участках при расширении долины.

Плотиком большинства россыпей Чукотки являются глинистые сланцы и песчаники, обычно разрушенные на границе с аллювием. Верхняя разрушенная часть плотика отличается иногда высокой концентрацией касситерита, составляющей в этом случае значительную долю от общих запасов олова в россыпи. Нижняя и верхняя границы пласта в общих чертах обычно повторяют рельеф плотика. В иных случаях возникают раздувы и пережимы.

В целом долинныя россыпи отличаются хорошей сортировкой материала, выдержанностью по простиранию, ширине и мощности и приуроченностью продуктивных отложений к пойменной части хорошо разработанных долин. Этот тип россыпей широко развит во многих районах Чукотки (бассейны рек Пыркакай, Млелуевея, Куививея, Гыргычан, Нанавама и др.).

Террасовые россыпи до сего времени остаются недостаточно изученными, хотя реликты их известны в Тамнеквунском, Пыркакайском и Пегтымельском оловоносных районах. Изучение террасовых россыпей различных уровней заслуживает самого пристального внимания и, в первую очередь, в районах Центральной Чукотки.

Россыпи древней гидросети на Чукотке не представляли до последнего времени практического интереса. Вместе с тем анализ палеогеографической обстановки многих районов указывает на возможность выявления крупных россыпных месторождений олова, связанных с отложениями древней гидросети. В частности, в бассейне р. Пегтымель, несмотря на современный среднегорный рельеф с относительно узкими долинами, довольно широко развита погребенная гидросеть. Начало четвертичного периода ознаменовалось здесь неотектоническими и эрозионно-денудационными процессами, приведшими к углублению существовавших долин и заложению новых с интенсивным размывом коренных оловоносных источников. В этом районе уже известны первые находки погребенных россыпей.

Отличительными чертами этой оловоносной площади являются приуроченность большинства водотоков к тектоническим зонам, наличие погребенных каньонов, асимметричных долин и широкое развитие террас нескольких уровней. В частности, по одному из притоков р. Пегтымель наряду с современной долинной россыпью установлен второй оловоносный пласт, залегающий гипсометрически ниже на 20 м и приуроченный к перекрытому каньону. В этой же долине наблюдаются четыре уровня террас, отложения которых отличаются повышенным содержанием касситерита.

При дальнейших поисково-разведочных работах особое внимание в этом районе необходимо уделить геофизическим методам поисков с целью составления карт погребенного рельефа.

Прибрежно-морские и лагунные россыпи промышленного значения на Чукотке пока не имеют.

Вместе с тем во многих районах широко проявлена эндогенная и россыпная оловоносность, прослеживаемая в прибрежной полосе на многие сотни километров от Чаунской губы на западе до Колючинской губы на востоке. Здесь выделяется целый ряд оловорудных узлов (Певекский,

Куйвивеемо-Гыргычанский, Куэвунь-Экеатапский и др.), в пределах которых развиты многочисленные россыпи, приуроченные к долинам водотоков, непосредственно впадающих в море и выносящих продуктивный материал в береговую зону (реки Куйвивеем, Тыкевеанканьев, Ергувеем, Гатля и др.). Значительный интерес представляет также бассейн нижнего течения р. Окваамкай, где прибрежные ручьи размывают делювиально-солифлюкционную россыпь, расположенную непосредственно в береговой полосе. Восточнее этой площади (побережье пролива Лонга) установлены повышенные концентрации касситерита в пляжевых отложениях лагун. Наличие повышенных концентраций непосредственно в прибрежно-морских отложениях установлено в Певекском (Чаунская губа) и Оквааамском (пролив Лонга) рудных узлах. В отличие от других районов оловоносность прибрежно-морских отложений Певекского рудного узла связана с размывом минерализованных зон, выходящих на побережье. Таким образом, формирование прибрежно-морских россыпей на Чукотке могло происходить как путем переотложения продуктивных континентальных отложений, так и за счет непосредственного размыва коренных оловорудных проявлений.

Принимая во внимание длительный период формирования оловоносных отложений в прибрежной зоне Восточно-Сибирского и Чукотского морей, при поисках россыпей обследованию должны подлежать шельфовые, пляжевые и террасовые отложения различных уровней. В целом изучение прибрежно-морских оловоносных отложений находится в начальной стадии, и этому вопросу следует уделить особое внимание.

Минеральный состав оловоносных россыпей Чукотки отличается специфическими особенностями. Из рудных минералов, в зависимости от источников питания и типа россыпи, в переменных количествах встречаются магнетит, гематит, лимонит, рутил, ильменит, золото, арсенопирит, пирит, халькопирит, вольфрамит, циркон, тантало-ниобаты и некоторые другие минералы.

Концентрация основного рудного минерала — касситерита — в известных промышленных россыпях колеблется в широких пределах.

Касситерит из россыпей различается по цвету, размеру и степени окатанности.

По цвету чаще выделяются черные, коричневые, красноватые и почти бесцветные разновидности, соотношение между которыми значительно колеблется не только в различных россыпях, но даже в пределах отдельных участков россыпи, как в продольном, так и в поперечном ее разрезе (р. Гыргычан, рч. Лукавый и др.).

Даже при относительно окатанных формах касситерит все же сохраняет отдельные грани кристаллов, но приобретает матовую поверхность в отличие от хорошо ограненных зерен, обладающих стекляннм или алмазным блеском.

Важнейшее прикладное значение приобретает вопрос о размерности зерен касситерита, остающийся дискуссионным. Наиболее хорошо изучены крупные фракции касситерита, как известно легко улавливаемые при опробовании и отработке россыпей. Размер крупных зерен нередко достигает десятков миллиметров. В зависимости от дальности переноса и многократности переотложения касситерит обладает различной степенью окатанности. Часто встречаются агрегаты и сростки зерен.

Наиболее сложен вопрос о количественном соотношении крупных и мелких фракций касситерита. Общеизвестным считается, что по мере удаления касситерита от коренного источника постепенно уменьшаются размеры его зерен. При этом количественные соотношения различных фракций крупности варьируют в широких пределах в зависимости от ряда природных факторов (характер минерализации коренного источника и условия высвобождения касситерита в элювии, режим водного по-

тока, гранулометрический состав продуктивных отложений и др.). При определении размерности касситерита допускается существенная ошибка из-за дефекта опробования, так как до сего времени почти повсеместно промывка и доводка шлихов проводится на лотках и при этом не улавливается значительная часть мелкого касситерита. В связи с этим результаты гранулометрического анализа выделяемых мономинеральных фракций не отражают истинного количественного соотношения классов крупности. Проводимые в настоящее время исследования показывают, что в отдельных россыпях касситерит фракции менее 0,5 мм достигает 60%, а фракции — 0,25 мм составляют до 40%.

Вместе с тем при отработке россыпей значительная часть касситерита мелких классов улавливается на концентрационных столах. В результате этого фактическое содержание на некоторых разрабатываемых россыпях значительно превышает среднее содержание касситерита, подсчитанное при разведке.

Из других полезных компонентов в оловоносных россыпях Чукотки встречаются золото, вольфрамит, шеелит и тантало-ниобаты. Концентрация золота в ряде случаев представляет практический интерес (Пыркайский узел; правобережье р. Кусьвеем, рч. Черный и др.). Золото обычно представлено тонкими пластинками и зёрнами размером до 3 мм. Вес отдельных золотин достигает сотен миллиграммов.

Содержание вольфрамита и шеелита в элювиально-делювиальных и реже делювиально-аллювиальных россыпях также представляет иногда практический интерес. Вольфрамит как минерал менее устойчивый в процессе транспортировки и переотложения концентрируется обычно вблизи коренных источников. Размеры его зёрен в россыпях нередко достигают 5—7 мм (Иультин, правобережье р. Млелуеюм).

Специального изучения в россыпях Чукотки заслуживают тантало-ниобаты, которые из-за сложности диагностики нередко пропускаются при анализе проб и пока установлены нами только в малых весовых концентрациях. Наличие в ряде районов высокотемпературных месторождений олова, метасоматически измененных гранитов и грейзенов позволяет положительно оценивать ряд площадей, где в оловоносных россыпях можно ожидать наличие тантало-ниобатов (Куйвиемо-Гыргычанский узел, Велиткенайский массив, верховье р. Пегтымель и др.).

Ряд россыпей могут оказаться по минеральному составу многокомпонентными, в связи с чем можно ожидать, что дальнейшее их комплексное изучение позволит отнести некоторые из них к числу промышленных, несмотря на забалансовые содержания в них основного компонента — касситерита. При этом следует учитывать низкую достоверность результатов опробования ряда россыпей при промывке проб на лотках, в связи с чем при проведении ревизионного опробования истинные содержания касситерита окажутся значительно выше ранее подсчитанных.

Таким образом, на территории Чукотки имеются значительные перспективы выявления новых оловоносных и в отдельных районах комплексных россыпей различных генетических типов, связанных как с современными, так и с погребенными отложениями.

Проведение дальнейших исследований позволит оценить промышленные перспективы Чукотки и уточнить современные научные представления по геологии оловоносных россыпей Северо-Востока СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
Шило Н. А., Павлов Г. Ф. Главнейшие черты россыпной оловоносности Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология россыпей Изд-во «Наука», 1965.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ р. МЛЕЛЮВЕЕМ

В. В. ЛОБАНОВ

Чукотка — один из старейших районов добычи олова на Северо-Востоке СССР. Россыпи оловянного камня изучаются здесь уже около 30 лет. На основании новых материалов, полученных при геологоразведочных работах в последние годы, нами делается попытка привязать россыпи к определенному стратиграфическому горизонту и геоморфологическим элементам долин.

Положение района в высоких широтах Арктики определяет характер его геоморфологического строения. Невысокие горы с мягкими очертаниями имеют плоские выровненные вершины. Характерны хорошо развитая гидросеть, широкие разработанные долины с пологим корытообразным поперечным профилем, отсутствие в рельефе контрастных форм. Коренные склоны, как правило, выпуклые, с едва заметным перегибом, переходят к пологовогнутому днищу долины. Отчетливо выражено в поперечном профиле лишь русло. Речные террасы выражены весьма слабо, преимущественно в долинах более крупных рек. Россыпи приурочены, как правило, к долинам низших порядков. Указанное обстоятельство является, по-видимому, не последним в ряду причин, по которым отсутствует привязка россыпей к определенным террасовым уровням.

Весьма характерен плановый рисунок гидросети района. Основная водная артерия района р. Млелювеем имеет субширотное направление на участке около 70 км. Система притоков, особенно правых, ориентирована почти перпендикулярно ей. Для правых притоков типично развитие всiachих долин. Сказанное, на наш взгляд, свидетельствует о наследовании речной сетью тектонически ослабленных направлений или линий тектонических нарушений, заложенных в дочетвертичное время.

Левые притоки Млелювеема, напротив, сильно меандрируют, а их долины постепенно сливаются с главной долиной.

Рассматриваемый участок располагается в пределах обширного поля осадочных образований верхнего триаса, значительно метаморфизованных и прорываемых в ряде мест интрузиями гранитоидов верхнего мела, с которыми связано оловянное оруденение. В пределах района известно несколько коренных месторождений касситерита штокверкового типа, которые послужили источниками россыпей. Россыпи имеют промышленную ценность и являются объектом эксплуатации, однако изучены недостаточно. Ниже приводится описание разреза рыхлых отложений, развитых в пределах данного участка.

Коры выветривания. Эти образования — наиболее древние из встречаемых послетриасовых осадков — слагают основание разреза рыхлых отложений. В естественных обнажениях они не наблюдались, но встречены многими разведочными выработками в долине рч. Кайны. Характерно постепенное изменение строения этой толщи сверху вниз. В верхней части разреза это бесструктурная, пылеватая, сизая до синевато-сизой, рых-

лая порода, жирная на ощупь, встречаются образования, напоминающие криотурбации, в незначительном количестве присутствуют обломки, напоминающие коренные породы (глинистые сланцы). Вниз по разрезу количество обломков увеличивается, они становятся более угловатыми, расположение их в массе породы все более упорядочивается, и, наконец, порода становится однородной, неотличимой от свежих сланцев в коренном залегании; иногда видны тонкие прожилки кварца. Исчезают видные линзочки льда. Однако порода по-прежнему в сухом состоянии легко растирается руками в жирную пылеватую массу. Постепенно порода переходит в крепкие глинистые сланцы. Мощность зоны выветривания различна. Наблюдаемая мощность превышает 10 м.

Существует заметная связь характера коры выветривания с составом материнских пород. Так, на правом берегу р. Млелюеве в скважинах были встречены желтые и желтовато-белые каолиновые глины со значительной примесью дресвы кварца и кварцевого песка. На этом участке развиты граниты.

Возраст коры выветривания предположительно палеогеновый, так как наиболее благоприятные условия для ее развития приходятся именно на этот отрезок геологической истории региона (Городинский, 1963; Резанов, 1964; Стрелков, 1965 и др.).

Все вышележащие отложения залегают на сильно размытой поверхности коры выветривания.

Неоген. Миоценовые отложения. На отдельных участках (погребенная цокольная правая терраса рч. Кайны, плотик отработанной русловой россыпи рч. Южный и др.) на размытой поверхности древней коры выветривания либо непосредственно на коренных породах залегают желто-красные и сургучно-красные песчаные глины, содержащие выветрелые до глинистого состояния щебень и галечник. В составе обломков встречаются сланцы, реже другие породы, первоначальный облик которых установить не удается. По-видимому, это аллювиально-делювиальные отложения. Органические остатки в них не обнаружены. Возраст данных отложений определяется их положением в разрезе. Палеогеографическая обстановка миоценового времени характеризуется спокойной тектонической обстановкой, существованием в пределах всего региона обширного пенеппена, а также жаркого климата (Резанов, 1964; Стрелков, 1965). Эти условия благоприятствовали накоплению красноцветных континентальных отложений, мощность их незначительна и, по-видимому, не превышает первых метров.

Четвертичные (антропогенные) отложения. Нижнечетвертичные отложения. В плиocene заканчивается период тектонической стабильности и наступает новый этап усиления неотектонических движений. Начинается интенсивное расчленение рельефа (Резанов, 1964; Стрелков, 1965). В это время подвергается значительной, хотя и неравномерной переработке поверхность выравнивания, сформировавшаяся в неогене. Образуются многочисленные углубления типа временных долин, оврагов, которые в дальнейшем нивелируются благодаря отложению мощной толщи палево-серых щебенчато-валунных суглинков. Исходным материалом для формирования этой толщи служили, по-видимому, образования коры выветривания и более молодые осадки. Отложение толщи описанных суглинков непосредственно предшествовало наступлению похолодания эпохи максимального (самаровского) оледенения. Мощность толщи суглинков превышает 15 м.

Среднечетвертичные отложения. Наступление эпохи максимального оледенения ознаменовалось накоплением горизонта серых илистых алевролитов с полуразложившимися обломками древесины. Иногда в этих осадках наблюдаются бобовидные выделения вивианита. Этот горизонт залегают либо на поверхности описанных выше суглинков (до-

лина рч. Ветвистый), либо непосредственно на коренных породах (долина рч. Майна). Во всех пунктах, где вскрыт этот горизонт, в нем обнаруживаются сходные спорово-пыльцевые спектры. В этих спектрах в группе древесных основную роль играет пыльца *Pinus* подрода *Harpoxylon*, *Betula*, *Alnaster*, повсеместно встречается пыльца ели (*Picea* sect *Eurpicea*) и лиственницы (*Larix*), в единичных случаях пыльца ольхи (*Alnus*). В группе спор в спектрах до 90% составляют споры сфагновых мхов (*Sphagnum*) иногда преобладают споры зеленого мха (*Bryales*). Травянистые представлены в основном верескоцветными (*Ericales*). Указанные спектры, по мнению палинологов Анадьрской комплексной экспедиции Северо-Восточного геологического управления, характеризуют эпоху самаровского оледенения (Q_2^2). Судя по скоплению в этом горизонте обломков древесины и отсутствию их в более молодых слоях, в эту эпоху наступившего значительного похолодания древесная растительность окончательно вымерла.

Мощность горизонта не превышает 2—2,5 м. Вверх по разрезу суглинки постепенно сменяются песчано-галечными отложениями со значительным содержанием глинисто-алевритовой фракции. Эти отложения имеют темно-серую окраску, обломочный материал хорошей окатанности и занимают самое низкое положение в разрезе аллювиальных отложений («серый» аллювий) ручьев Майна, Кайна и Ветвистый и выполняют наиболее глубокие участки погребенных долин этих водотоков. Кровля этих отложений залегает на глубине от нескольких метров до 12—15 м от дневной поверхности. Общая мощность горизонта самаровских отложений от 4—5 до 10 м.

Верхнечетвертичные отложения. Наступивший период относительного тектонического покоя с незначительными движениями отрицательного знака (эпоха бореальной трансгрессии) почти повсеместно для данного района отмечен накоплением тонких алеврито-илистых осадков с растительным детритом. Этот горизонт перекрывает все нижележащие грубообломочные отложения. В этом слое определен спорово-пыльцевой спектр с большим количеством пыльцы ольховника (20—80%) и разнообразных по составу травянистых. Среди последних, кроме пыльцы *Ericales*, *Igamineae*, *Suraceae*, встречена пыльца гвоздичных (*Caryophyllaceae*), гречишных (*Polygonaceae*), сложноцветных (*Compositae*), полыни (*Artemisia*), свинчатковых (*Polemoniaceae*) и онагриковых (*Onagraceae*). В заметном количестве появляются споры плаунка сибирского (*Selaginella sibirica*).

По комплексу спор и пыльцы алевролитово-илистые осадки можно предположительно отнести к эпохе зырянского оледенения.

На Северо-Востоке наиболее интенсивно проявилось не само зырянское оледенение, а его сартанская стадия или бохапчинское оледенение (Васьковский, 1963 и др.). Синхронными этому оледенению являются отложения верхнего аллювиального горизонта. Они представлены песчано-гравийно-галечным материалом с незначительной примесью глинисто-алевритовой фракции, с редкими валунами кварца и кварцевых брекчий («бурый аллювий»). Верхняя аллювиальная толща залегает в виде сравнительно маломощного (не более 3—5 м) покрова на широкой поверхности днищ нижневюрмских долин, перекрывая все более древние отложения. Накоплением этого горизонта завершается плейстоценовая история формирования сложно построенного комплекса осадков речных долин правых притоков р. Млелювеем.

Голоценовые отложения. После непродолжительного температурного оптимума, последовавшего за последним оледенением, устанавливаются климатические условия, существующие здесь и в настоящее время. Тектоническая обстановка характеризуется относительным спокойствием. Осадконакопление определяется морозным выветриванием и

силами гравитации. Широкое развитие получают солифлюкционные и делювиально-солифлюкционные отложения. Эти образования довольно мощным чехлом (в отдельных случаях до 10 м) маскируют все аккумулятивные формы речных долин, создавая плавные очертания поперечного профиля.

Мощность солифлюкционного покрова от 1 до 4—6 м.

Незначительно распространены современные аллювиальные отложения, представленные русловым аллювием. Состав их определяется составом продуктов солифлюкционного сноса. Еще менее распространены современные элювиальные образования.

Как видно из изложенного, общая история неотектонического развития района достаточно хорошо увязывается со схемой, предложенной С. А. Стрелковым (1965) для Севера Сибири. Наиболее древними формами рельефа, судя по комплексу развитых осадков, являются долины речек — правых притоков р. Млелювеем. Их днища — это реликты палеоген-неогеновой поверхности выравнивания. Это подтверждается также их формой и размерами, весьма значительными при скромных масштабах современных водотоков.

Весьма характерно строение долины р. Млелювеем. Долина эта резко асимметрична — с пологим левым бортом и крутым, порой обрывистым правым. При этом все правые притоки имеют висячие долины с высотой уступов при выходе в долину р. Млелювеем 6—10 м (рч. Майна). Левые притоки, напротив, имеют долины, постепенно сливающиеся с главной. Течение их значительно медленнее, и русла сильно меандрируют. Пологая левая сторона долины р. Млелювеема изобилует озерами, старицами и сильно заболочена.

Изложенное, на наш взгляд, свидетельствует о поднятии в настоящее время северной части района относительно южной по ранее заложенному субширотному тектоническому шву, совпадающему с правым бортом долины р. Млелювеем.

Различные исследователи указывали на присутствие в районе россыпей различных генетических типов — элювиальных, делювиальных, аллювиальных. Среди последних выделяются долинные и террасовые (Шило, Павлов, 1965). В возрастном отношении также существует значительное разнообразие. Однако основное промышленное значение имеют аллювиальные россыпи, а среди них главная роль, несомненно, принадлежит террасовым россыпям.

Вследствие своеобразия геоморфологического строения долин террасы и доголоценовые долины погребены под более поздними отложениями. Основные промышленные россыпи приурочены к погребенным участкам. Современные русла лишь в отдельных случаях совпадают в плане с рисунком погребенных долин. Русловые россыпи образуются при размывании на таких участках погребенных россыпей. Иногда такие же россыпи возникают за счет питания продуктами современного делювиально-солифлюкционного сноса. Однако, как правило, такие россыпи бедны и практического значения почти не имеют.

Как показывает анализ, основные россыпи приурочены к нижним частям погребенных долин, к горизонту «серого аллювия», т. е. формирование их относится к эпохе максимального самаровского оледенения.

ВЫВОДЫ

1. В исследованном районе представлен достаточно полный разрез рыхлых отложений, среди которых выделяются отложения от палеогена до современных. В генетическом отношении значительным распространением пользуются элювиальные, делювиально-пролювиальные, аллю-

виальные и солифлюкционные отложения. Ледниковых отложений не обнаружено.

2. Характерна широко разветвленная гидросеть, хорошо разработанные долины, днища которых являются реликтами палеоген-миоценовой поверхности выравнивания.

3. Район пережил сложный цикл неотектонических движений различного знака. Есть основания полагать, что в настоящее время его северная часть испытывает поднятие по отношению к южной по линии ранее заложеного тектонического шва, направление которого совпадает с направлением долины р. Млелювеем.

4. Касситеритовые россыпи приурочены к низким участкам погребенных долин. Формирование россыпей происходило в эпоху максимального (самаровского) оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

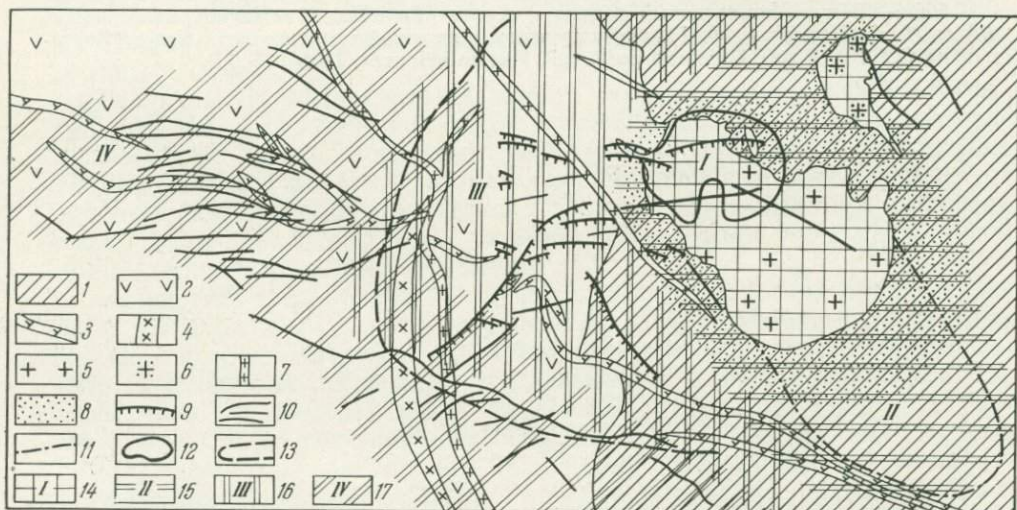
- Баранова Ю. П., Биске С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1964.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Городинский М. Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Орлова З. В. Геологический возраст долинных россыпей Западной Чукотки.— В кн.: Геология россыпей. Изд-во «Наука», 1965.
- Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР (сост. М. Д. Эльянов при участии Ф. А. Михайловой). Магадан, 1959.
- Стрелков С. А. Этапы проявления новейших тектонических движений на севере Сибири.— В кн.: Четвертичный период и его история. Изд-во «Наука», 1965.
- Шило Н. А., Павлов Г. Ф. Главнейшие черты россыпной оловоносности Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология россыпей. Изд-во «Наука», 1965.

ОСОБЕННОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В СВЯЗИ СО СТАДИЙНОСТЬЮ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬЮ ОРУДЕНЕНИЯ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Д. О. ОНТОВЕВ

Околорудные изменения вмещающих пород редкометальных месторождений Джидинского рудного поля частично освещены в работах предыдущих исследователей (Бесова, 1939; Кушнарев, 1954 г.; Повилайтис, 1960; Туговик, 1964); более детально их изучал А. Ф. Коржинский (1958а, б; 1962, 1967).

А. Ф. Коржинский, отмечая влияние вмещающих пород на минеральный состав околорудно-измененных пород и штокверковых прожилков, не учитывает явление прерывистости во времени процесса эндогенной минерализации в пределах рудного поля. В частности, он считает невозможным выделение раннего молибденового этапа минерализации, несмотря на то, что между молибденовым и поздним вольфрамовым этапами происходило внедрение даек сиенитового состава (Кушнарев, 1947; Повилайтис, 1960; Игнатович, 1959). По его данным, отложение



Фиг. 1. Схема горизонтальной зональности Джидинского рудного поля (геологическая основа по И. П. Кушнареву и В. И. Игнатович, минеральные зоны — по автору)

1—метаморфические сланцы (Pz) с прослоями порфиритов и альбитофиров; 2—диориты и кварцевые диориты (Pz); 3—дайки бостонитов; 4—дайки плагиигранитов; 5—биотитовые гранит-порфиры (Mz); 6—горкинские гранит-порфиры; 7—дайки гранитов; 8—зона интенсивного контактового метаморфизма; 9—рудные жилы ранних этапов минерализации; 10—рудные жилы позднего кварц-сульфидно-гюбнеритового этапа; 11—контур подземного продолжения гранитного массива; 12—контур молибденового штокверка; 13—контур вольфрамового штокверка; 14—17—минеральные зоны: 14—редкометально-молибденовое штокверковое оруденение и грейзенизированные, микроклинизированные гранит-порфиры, 15—редкометально-молибден-вольфрамовая минерализация, 16—редкометально-вольфрамовое штокверковое оруденение, 17—кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение жильного типа

молибденита в рудных жилах и штокверковых прожилках происходило после гюбнерита, одновременно с сульфидными минералами (пирит, сфалерит, блеклые руды, галенит и халькопирит) или несколько позже них, что не согласуется с наблюдаемыми фактами по данным большинства исследователей Джидинского рудного поля.

Пространственное обособление (зональность) молибденового и вольфрамового оруденения Джидинского рудного поля А. Ф. Коржинский объясняет только единственной причиной — влиянием состава вмещающих пород, так как отложение молибденита происходило только в гранитах, а гюбнерита — в сланцах и диоритах. Между тем значительная часть промышленного молибденового оруденения Первомайского штокверка локализуется именно в ороговикованных сланцах экзоконтактной зоны гранитного массива, а ореол редкометалльно-молибденовой минерализации за пределами выходов гранитов распространяется до 200—300 м, а местами даже до 1 км (к юго-востоку от массива).

В связи с изучением зональности оруденения редкометалльных месторождений Забайкалья автор настоящей работы в 1962—1963 гг. имел возможность собрать материалы по околорудным изменениям вмещающих пород Джидинского рудного поля с учетом возрастной последовательности образования рудоносных штокверковых прожилков и жил и в различных минеральных зонах по отношению к активному гранитному интрузиву. Результаты проведенных исследований по околорудным изменениям вмещающих пород Джидинского рудного поля и некоторые выводы, вытекающие из них, изложены в предлагаемой работе.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ВОЗРАСТНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ШТОКВЕРКОВЫХ ПРОЖИЛКОВ И РУДНЫХ ЖИЛ

Редкометалльная минерализация в пределах Джидинского рудного поля, пространственно и генетически связанная со штоком биотитовых гранит-порфиров мезозойского возраста, представлена штокверковым молибденовым оруденением в апикальной части гранитного штока (Первомайское месторождение), редкометалльно-вольфрамовым оруденением (Инкурское месторождение и Гуджирский участок) в его экзоконтактной зоне и жильным вольфрамовым месторождением (Холтосонское) к западу от гранитного массива. Зональность оруденения, выраженную в локализации молибденовой минерализации в апикальной части гранитного массива, а вольфрамовой — к западу от него, в сланцах и диоритах, одни исследователи (Кушнарев, 1954 г.; Повилайтис, 1960; Игнатович, 1959; Смолянский, 1959 г.) объясняли с точки зрения пульсационной теории, а именно центробежным развитием рудовмещающих трещин на фоне прерывистого стадийного процесса минерализации; другие исследователи (А. Ф. Коржинский), как уже отмечалось выше, исключительно влиянием состава вмещающих пород.

Уточненная нами схема горизонтальной зональности оруденения Джидинского рудного поля (фиг. 1) была в основных чертах охарактеризована в одной из работ автора (Онтоев, 1966). Здесь выделяются следующие минеральные зоны:

Зона I — штокверковое редкометалльно-молибденовое оруденение в апикальной части массива гранит-порфира (Первомайское месторождение). Преобладает минерализация ранних этапов и слабо проявлена минерализация поздних этапов.

- Зона II — редкометалльно-шеелит-молибденит-гюбнеритовая минерализация в ближайшей экзоконтактной зоне гранит-порфира в целом повторяет удлиненную форму гранитного массива и в пределах ее в основном проявлены редкометалльно-молибденовый и редкометалльно-вольфрамовый этапы минерализации и очень слабо — кварц-сульфидно-гюбнеритовый этап.
- Зона III — штокверковое редкометалльно-шеелит-гюбнеритовое оруденение к западу от гранитного массива (Инкурское месторождение) окаймляет полукольцом гранитный массив с запада, юго-запада и северо-запада. В пределах зоны наряду с минерализацией редкометалльно-вольфрамового этапа широко проявлена также и кварц-сульфидно-гюбнеритовая.
- Зона IV — жильное кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение вдоль крупных пологих разрывов на еще большем удалении к западу от гранитного массива (Холтсонское месторождение). Преимущественно развита минерализация позднего этапа.

Сложный процесс эндогенной минерализации Джидинского рудного поля, по данным большинства его исследователей (И. П. Кушнарев, М. М. Повилайтис, В. И. Игнатович и др.), подразделяется на два этапа: ранний — молибденовый и поздний — вольфрамовый, разделенные во времени внедрением даек сиенитов. В пределах каждого этапа отдельными авторами выделяются несколько стадий минерализации (от двух до восьми). Так, Кушнарев (1954 г.) всего выделяет 7, М. М. Повилайтис (1960) — 9, В. И. Игнатович (1965 г.) — 14 стадий.

Возрастные соотношения оруденения с внутриминерализационными дайками гранитов, аплитов и сиенитов, взаимоотношения разновременных штокверковых прожилков и рудных жил, характерные минеральные парагенезисы в них, особенности площадных и околожильных изменений вмещающих пород и др. позволяют выделить четыре этапа¹ минерализации при формировании рассматриваемых месторождений.

Дорудный этап выразился в площадном изменении гранит-порфиров в апикальной части Гуджирского массива, в их альбитизации (на нижнем горизонте) и микроклинизации с образованием на верхних горизонтах зон почти мономинеральных микроклинитов, кварц-микроклиновых (пегматитоподобных) метасоматитов и безрудных кварцевых и кварц-микроклиновых прожилков с редкой вкрапленностью пирита и молибденита. Эти метасоматические образования и жилы, как правило, рассекаются дайками аплита I, а обломки крупнозернистых микроклинитов и кварц-микроклиновых метасоматитов нередко сцементированы аплитом I.

Редкометалльно-молибденовый этап проявился в образовании многочисленных кварц-молибденитовых штокверковых прожилков и просечек, секущих дайки аплитов I и зоны микроклинитов и кварц-микроклиновых образований дорудного этапа. Кроме того, в этот этап образовались более поздние кварц-молибденитовые жилы, приуроченные к трещинным зонам северо-западного, северо-восточного и широтного простирания, сопровождаемые, как правило, грейзенизацией гранитов I. Рудоносные растворы этого этапа, кроме молибдена, содержали также висмут (айкинит), вольфрам (шеелит и гюбнерит) и другие элементы. Вслед за этим

¹ Здесь и далее термин «этап минерализации» применяется по А. Г. Бетехтину (Бетехтин и др., 1958), согласно которому под ним подразумеваются периоды минералообразования (в том числе и в течение гидротермального процесса), хотя и связанные с одним магматическим источником, но отвечающие разным этапам становления и развития (процессам дифференциации, по А. Г. Бетехтину) этого магматического очага. Часто этапы минерализации разделены дайками кислого и лампрофирового состава.

этапом происходит внедрение даек и жил (мощностью до 2—3 м) биотитового гранита II (возможно, горкинского типа, по В. И. Игнатович) и аплита II, которые отчетливо рассекают штокверковые кварц-молибденитовые прожилки и зоны грейзенизации, содержащие вкрапленность молибденита. К этому же времени, вероятно, относится и образование даек сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров («керсантитов»), хотя возрастные соотношения между этими группами дайковых образований еще неясны. По мнению М. М. Повилайтис, в промежутке между внедрениями аплитов II и «керсантитов» имело место образование кварц-микроклиновых прожилков с ильменорутилом.

Редкометалльно-вольфрамовый этап выразился в образовании кварцевых и кварц-микроклиновых прожилков и жил с редкометалльным оруденением (айкинит, реже молибденит), а также многочисленных малосульфидных кварц-гюбнеритовых жил и прожилков, сопровождаемых грейзенизацией.

Жилы и прожилки этого этапа пересекают дайки биотитового гранита II и аплита II, сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. В свою очередь, первые рассекаются поздними кварц-сульфидно-гюбнеритовыми жилами (Повилайтис, 1960).

Кварц-сульфидно-гюбнеритовый этап в отличие от предыдущего приурочен к крупным сколовым нарушениям глубокого заложения, характеризуется интенсивным проявлением наряду с вольфрамовым и полиметаллического (цинк, свинец, медь) оруденения и практически отсутствием висмута и молибдена.

Результаты определения абсолютного возраста отдельных этапов минерализации калий-аргоновым методом по мусковитам грейзенов и жил, выполненного И. В. Борисевич в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР, подтверждают в целом последовательность во времени выделенных этапов минерализации — 139 ± 7 млн. лет для редкометалльно-молибденового и 130 ± 7 млн. лет для редкометалльно-вольфрамового этапов, за исключением кварц-сульфидно-гюбнеритового этапа, для которого получена цифра 145 ± 7 млн. лет¹. Более сложно выделение стадий минерализации внутри отдельных этапов, ибо связь отдельных стадий минерализации с деятельностью магматического очага скорее предполагается, чем доказывается непосредственными геологическими наблюдениями. Однако общепринятыми критериями для выделения стадий минерализации являются: а) пересечение разновременных прожилков и жил с дроблением и брекчированием ранних минеральных ассоциаций более поздними (часто с изменением плана деформации) и учетом внутретапных подвижек и внутрирудного метасоматоза; б) характерные парагенетические минеральные ассоциации, нередко сопровождающиеся закономерной сменой в пространстве минеральных парагенезисов (зональность отложения); в) особенности окolorудных изменений вмещающих пород, свойственные каждой стадии минерализации; г) особенности распределения редких и рассеянных элементов в минералах и окolorудных метасоматитах.

На основании этих геологических и минералого-геохимических критериев в пределах отдельных этапов минерализации нами выделяется по две стадии минерализации, общее количество которых достигает семи. Схема последовательности эндогенной минерализации в различных минеральных зонах Джидинского рудного поля представлена в табл. 1.

Предлагаемая схема несколько отличается от соответствующих схем И. П. Кушнарева (1954 г.) и М. М. Повилайтис (1960) и существенно — от схемы В. И. Игнатович (1959, 1965 г.). По сравнению с этими схемами

¹ Абсолютный возраст биотитовых гранитов Гуджирского массива, по Л. М. Афанасьеву, 145 ± 3 млн. лет.

Таблица 1

Схема последовательности эндогенной минерализации в различных минеральных зонах Джидинского рудного поля

Этап минерализации	Стадия минерализации	Минеральная зона									
		I		II		III		IV			
		жилы и прожилки	околожилтные изменения гранитов	жилы и прожилки	околожилтные изменения роговиков, сланцев и диоритов	жилы и прожилки	околожилтные изменения диоритов	жилы и прожилки	околожилтные изменения диоритов		
Дорудный	Щелочного метасоматоза	Площадная альбитизация и микроклинизация I гранитов, образование гнезд, линз и жил микроклинитов и кварц-микроклиновых (негматоидных) обособлений		Кварц-альбитовые, реже кварцевые жилы и прожилки		Слабая альбитизация или изменений пет		—	—	—	—
Инъекция даек аплита I											
Редкометалло-молибденовый	Молибденитовая	Молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки и просечки	Микроклинизация II	Кварц-биотит-молибденитовые, микроклин-молибденит-кварцевые прожилки	Биотитизация и микроклинизация	—	—	—	—	—	—
	Кварц-редкометалло-молибденитовая	Кварц-молибденитовые жилы и прожилки с айкинитом и гюбнеритом	Грейзенизация I	Кварц-молибденитовые и кварц-микроклин-молибденитовые жилы и прожилки	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	Кварц-микроклиновые прожилки с молибденитом, айкинитом, гюбнеритом и др.	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	?	?	?	?
Инъекция биотитовых гранит-порфиров II и аплитов II Инъекция даек сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров											
Редкометалло-вольфрамовый	Редкометалло-кварц-микроклиновая	Пирит-кварцевые и микроклин-кварцевые прожилки с айкинитом	Микроклинизация III	Кварц-микроклиновые жилы и прожилки	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	?	?	?	?	?	?
	Кварц-редкометалло-гюбнеритовая (малосульфидная)	Кварц-гюбнеритовые жилы и прожилки с айкинитом и др.	Грейзенизация II	Кварц-гюбнеритовые и кварц-микроклиновые жилы	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	Кварцевые и кварц-микроклиновые жилы и прожилки с гюбнеритом, айкинитом и др.	Флюорит-пирит-слоудистый метасоматит	Кварц-микроклиновые жилы и прожилки	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	?	?
Сульфидно-вольфрамовый	Кварц-сульфидно-гюбнеритовая	Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы и прожилки	Окварцевание и серицитизация	Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы и прожилки	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы	Флюорит-пирит-слоудистые метасоматиты	?	?
	Халцедоно-видного кварца	Жилы халцедоно-видного кварца	Слабая аргиллизация	Жилы и линзы халцедоно-видного кварца	Слабая аргиллизация	—	—	—	—	—	—

мы дополнительно выделяем дорудный и редкометалльно-вольфрамовый этапы, а в позднем сульфидно-вольфрамовом этапе выделяемую другими авторами кварц-гюбнерит-родохрозитовую стадию объединяем с кварц-сульфидно-гюбнеритовой в одну стадию, ибо родохрозитсодержащие жилы (жилы 1, 2 и др.) по времени образования, по минеральному составу (богатство сульфидами) и характеру окolorудных изменений не отличаются от широко распространенных кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Различные по литологическому составу вмещающие породы палеозоя (сланцы, порфириды, диориты) были подвергнуты контактовому метаморфизму под действием мезозойской интрузии гранит-порфиров. В результате этого сланцы превращены в биотитовые и полевошпатбиотитовые роговики, а диориты — в ороговикованные, биотитизированные и эпидотизированные разновидности.

Краткое описание околожилных (околопрожилковых) изменений вмещающих пород приводится по выделенным этапам и стадиям минерализации, а в пределах каждой стадии — по минеральным зонам I—IV. Из рассмотрения исключены описания измененных пород дорудного этапа минерализации (площадная альбитизация и микроклинизация гранитов, а также дорудная локальная микроклинизация).

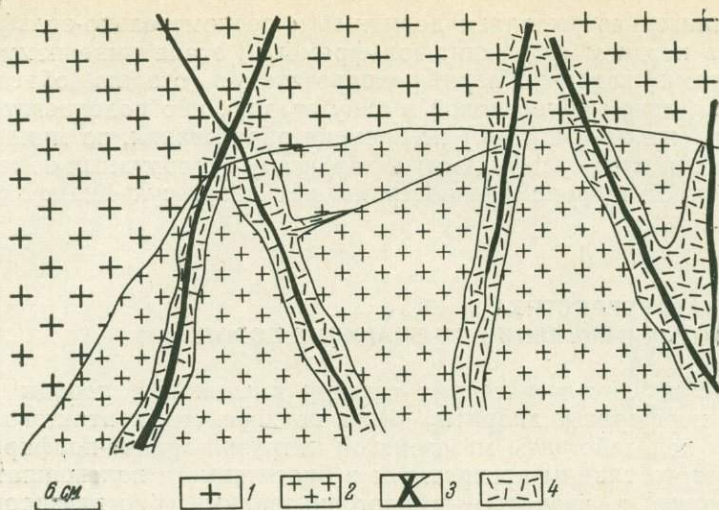
Околорудные изменения вмещающих пород в редкометалльно-молибденовый этап минерализации

В раннюю молибденитовую стадию минерализации данного этапа изменения вмещающих пород выразились в щелочном метасоматозе (микроклинизация, альбитизация и биотитизация), а в позднюю кварц-редкометалльно-молибденитовую — в их грейзенизации.

Щелочной метасоматоз в молибденитовую стадию минерализации

В пределах апикальной части массива гранит-порфиров (зона I) ранние молибденитовые и кварц-молибденитовые штокверковые просечки и прожилки сопровождаются микроклинизацией гранитов и даек аплитов, при этом околопрожилковая микроклинизация II наиболее контрастно проявлена в аплитах, а в гранит-порфирах она выражена менее четко (фиг. 2).

Микроклинизированные гранит-порфиры. Мощность околопрожилковой микроклинизации II не превышает 1—2 см. Гранит-порфиры приобретают светло-серый и светло-желтовато-серый цвет. Вкрапленники кварца исчезают или сохраняют лишь их реликты. Появляются порфиробласты микроклина. Под микроскопом порода состоит из таблитчатых и призматических зерен микроклина (преобладает) и альбита с небольшим количеством кварца и мусковита, среди которых рассеяны зерна пирита, флюорита, реже циркона, ильменорутила. Детальная микроскопическая характеристика микроклинизированного гранита дана М. М. Повилайтис (1960). Отметим лишь, что процесс околожилльной микроклинизации гранит-порфиров сопровождается не только замещением кварца и кислого плагиоклаза исходной породы микроклином, но также новообразо-



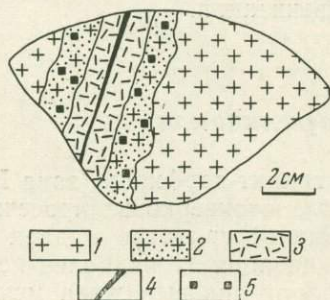
Фиг. 2. Микроклинизация аплита и гранит-порфира около ранних кварц-молибденитовых прожилков. Зарисовка штуфа

1 — гранит-порфир; 2 — аплит; 3 — молибденит-кварцевые прожилки и просечки; 4 — зона микроклинизации пород

ванием альбита, в результате чего возникли околопрожилковые, по существу альбит-микроклиновые метасоматиты.

Кроме околопрожилковых микроклиновых метасоматитов, в гранит-порфирах встречаются неправильные гнезда, линзы и зоны микроклинизированных гранитов с вкрапленностью молибденита, которые по минеральному составу и по времени проявления аналогичны первым.

Микроклинизированные аплиты. Околопрожилковая микроклинизация даек аплитов макроскопически выражена в образовании осветленной зоны мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см. Во многих



Фиг. 3. Схема метасоматической зональности (околопрожилкового изменения) аплита. Зарисовка полированного штуфа

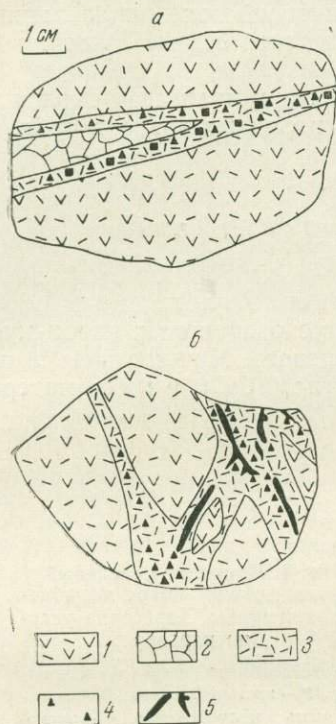
1 — аплит; 2 — грейзенизированный аплит; 3 — альбит-микроклиновый метасоматит; 4 — молибденит-кварцевый прожилок; 5 — обильная вкрапленность пирита

случаях за зоной микроклинизации наблюдается образование грейзенизированного и пиритизированного аплита. В общем случае намечается следующая околотрещинная метасоматическая зональность (фиг. 3): альбит-микроклиновый метасоматит, грейзенизированный и пиритизированный аплит, слабомусковитизированный аплит.

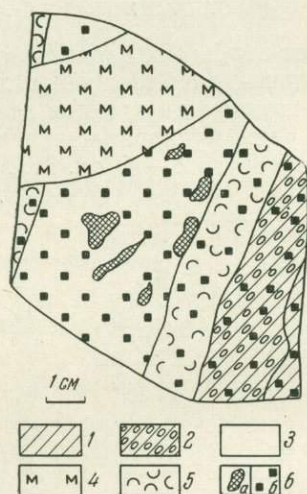
В ближайшей экзоконтактовой зоне гранит-порфиров (зона II) изменения биотитовых роговиков, сланцев и диоритов около ранних штокверковых молибденитсодержащих прожилков выражены в основном в биотитизации диоритов и альбитизации сланцев.

Биотитизация диоритов выражается либо в образовании тонкой (до 0,5 см) каемки мелкочешуйчатого биотита около молибденит-кварцевых, кварц-молибденит-полевошпатовых прожилков, либо в появлении непра-

вильных, сложно ветвящихся маломощных (до 2—3 см) зон и гнезд биотитизации с вкрапленностью молибденита, пирита, частично флюорита, апатита и других минералов (фиг. 4). Микроскопическое изучение подобных зон показывает, что они состоят из листоватых агрегатов биотита, сильно плеохраирующего от светло-бурого до темно-бурого, незначительного количества микроклина, альбита, молибденита, флюорита и



Фиг. 4. Биотитизация диоритов около молибденит-кварцевых (а) и молибденитовых (б) прожилков. Зарисовка штуфа
1 — биотитизированный диорит; 2 — жильный кварц; 3 — биотитовая оторочка и зоны биотитизации; 4 — вкрапленность молибденита; 5 — гнезда и обособления кварца среди биотитовой зоны



Фиг. 5. Зональность изменения биотитового роговика около ранних альбитовых прожилков. Зарисовка полированного туфа
1 — биотитовый роговик; 2 — флюоритизированный роговик; 3 — альбитовый прожилок; 4 — поздний микроклиновый прожилок; 5 — мелкозернистый альбитит; 6 — гнезда (а) и вкрапленность (б) пирита

пирита. Изредка встречаются шеелит, апатит и магнетит. Обломки роговикованного диорита с тонкочешуйчатым биотитом часто цементируются агрегатом указанных минералов.

Альбитизация роговиков. В локальных участках около альбит-кварцевых, кварц-альбитовых и альбитовых прожилков, содержащих молибденит, шеелит, пирит, флюорит, наблюдаются маломощные (до 1—2 см) зоны альбитизации биотитовых роговиков.

В строении таких альбитизированных пород наблюдается следующая зональность (фиг. 5): мелкозернистый альбитит, флюоритизированный и пиритизированный роговик, слабопиритизированный биотитовый роговик.

Зона альбита, мощностью 1—1,5 см, состоит из призматических и изометричных зерен альбита и небольшого количества микроклина с реликтами мелких чешуек биотита сланцев. Редкая вкрапленность флюорита и пирита.

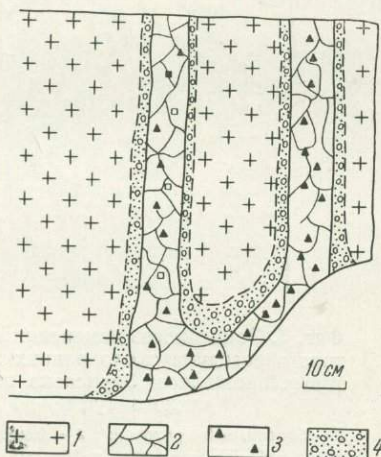
В следующей за альбитом зоне отмечается обильная неравномерная вкрапленность флюорита и пирита, образующая мелкие зерна в интерстициях листочков биотита, гнезда и неправильные обособления. В удаленной от прожилка зоне вкрапленность флюорита почти исчезает, а количество пирита резко уменьшается.

В целом микроклинизация гранит-порфиров и даек аплитов в апикальной части гранитного массива, биотитизация диоритов и альбитизация сланцев в ближайшей его экзоконтактовой зоне около ранних молибденитсодержащих штокверковых прожилков свидетельствуют о проявлении щелочного метасоматоза.

Поведение калия, натрия, фтора и серы при процессах околопрожилковой микроклинизации и альбитизации пород показано в табл. 2.

Грейзенизация I вмещающих пород в кварц-редкометалльно-молибденитовую стадию

В гранит-порфирах (зона I) около кварц-молибденитовых и кварц-редкометалльно-молибденитовых жил и прожилков наблюдается образование в основном двух типов грейзенов — мусковитового и кварц-мусковитового, реже мусковит-кварцевого и кварцевого. Мощность их от первых сантиметров до 5—10 см. М. М. Повилайтис (1960), а по ее материалам



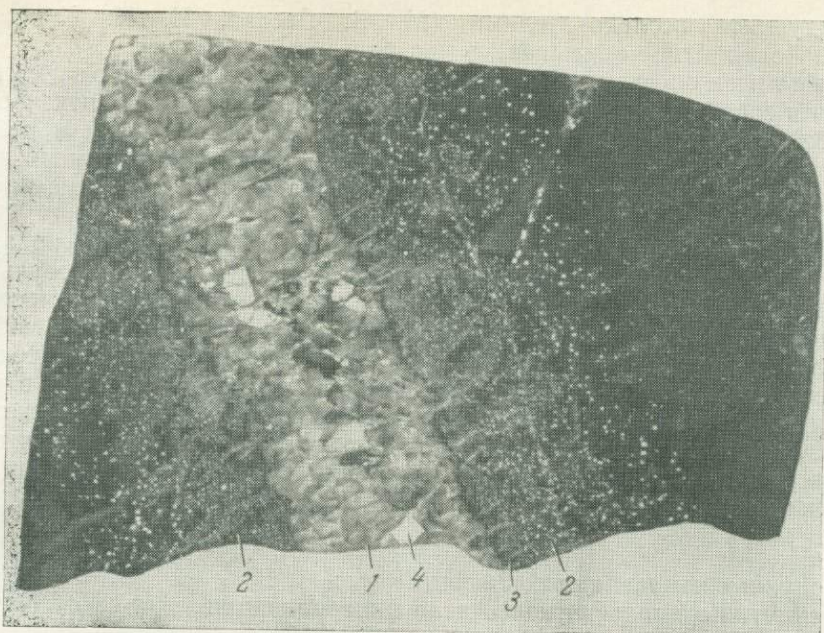
Фиг. 6. Мусковит-кварцевый грейзен около кварц-молибденитовой жилы. Зарисовка уступа карьера

1 — грейзенизированный гранит-порфир; 2 — жильный кварц; 3 — вкрапленность молибденита; 4 — мусковит-кварцевый грейзен

А. Ф. Коржинский (1958а, б) отмечают также образование полевошпат-мусковитового грейзена.

Мусковитовый и кварц-мусковитовый грейзены возникают не только около кварц-редкометалльно-молибденитовых и кварц-молибденитовых прожилков, но также около кварцевых прожилков, содержащих одновременно гюбнерит и молибденит в парагенезисе с флюоритом, айкинитом, пиритом и другими минералами. Такие же грейзены образуются около кварцевых прожилков с ильменорутилом, гюбнеритом и молибденитом. Более детальная характеристика этих грейзенов дана в работе М. М. Повилайтис (1960).

Мусковит-кварцевый и реже кварцевый грейзены, не отмечавшиеся предыдущими исследователями, образуются либо в местах раздувов молибденит-кварцевых прожилков, либо в местах их разветвления (фиг. 6). Мощность их не превышает 3—5 см. Они сложены в основном из неравномернозернистого новообразованного кварца (80—90%) с подчиненным количеством мусковита (10—20%) и с вкрапленностью флюорита, пирита, молибденита, реликтов микроклина и других минералов.



Фиг. 7. Молибденит-кварцевый прожилок (1) с зоной грейзенизации (2) в биотитовых роговиках (темное): в зальбандах прожилка — тонкая оторочка молибденита (3), в кварце — кристаллы пирита (4), в зоне грейзенизации — обильная мелкая вкрапленность пирита (светлое). Полированный штуф, натур. вел.

Эти грейзены постепенно переходят в мусковитизированный гранит, и между ними отсутствует промежуточная зона кварц-мусковитового или полевошпат-мусковитового грейзена.

Химические анализы грейзенов и грейзенизированного гранита приведены в табл. 3.

В ближайшей экзоконтактной зоне гранитного штока (зона II) вмещающие роговики и диориты около рассматриваемых рудных прожилков и жил повсеместно подвергнуты интенсивным изменениям с образованием специфических флюорит-пирит-слюдистых метасоматитов. Мощность зон околопрожилкового метасоматоза колеблется от долей сантиметров до 3—5, реже до 10—20 см. Наблюдается следующая метасоматическая зональность в строении зоны околопрожилкового изменения биотитовых роговиков (в стороны от прожилка): флюорит-пирит-слюдистый метасоматит, частично измененный биотитовый роговик, неизменный биотитовый роговик.

Флюорит-пирит-слюдистый метасоматит¹ представляет собой светло-серую и светло-буровато-серую породу очень тонко- и мелкозернистой структуры с обильной вкрапленностью пирита (фиг. 7). Под микроскопом порода состоит из тонкочешуйчатого агрегата слюды фенгитового типа, среди которого в большом количестве наблюдается вкрапленность мелких неправильных зерен флюорита и изометричных зерен пирита. В небольших количествах присутствуют кварц, микроклин, сфалерит, реликтовый биотит, сфен. По обилию содержащегося в породе пирита и чрезвычайно тонкозернистой его структуре такие метасоматиты

¹ Сходная метасоматическая порода образуется около ранних молибденитсодержащих штокверковых прожилков, залегающих в диоритах, дайках порфирита и т. д.

предыдущими исследователями (М. В. Бесова, И. П. Кушнарев, М. М. Повилайтис) описывались как березиты.

Частично измененный биотитовый роговик представляет собой сильно флюоритизированную и местами серицитизированную биотитовую породу с вкрапленностью магнетита, сфена и небольшого количества пирита. Флюорит в виде мелких неправильных зерен неравномерно рассеян в массе биотита, образует мелкие гнезда, просечки и прожилки.

В неизмененном биотитовом роговике не наблюдаются вкрапления флюорита, серицита и практически нет пирита. Результаты химических анализов флюорит-пирит-слюдистого метасоматита, частично измененного и неизмененного биотитового роговика помещены в табл. 3. Из приведенных данных следует, что при переходе одних и тех же штокверковых молибденитовых прожилков из гранит-порфиров в роговики и диориты кварц-мусковитовый и мусковитовые грейзены сменяются тонкозернистыми флюорит-пирит-слюдистыми метасоматитами, что отражает в значительной мере влияние вмещающих пород на состав околожильно-измененных пород.

Околорудные изменения вмещающих пород в редкометалльно-вольфрамовый этап минерализации

Изменения пород этого этапа также начинаются с микроклинизации гранитов и аплитов I и II фаз внедрения в кварц-микроклиновую стадию и завершаются грейзенизацией вмещающих пород в кварц-гюбнеритовую (малосульфидную) стадию.

Изменения пород в кварц-микроклиновую стадию

В пределах апикальной части гранитного массива (зона I) около кварцевых и микроклин-кварцевых прожилков, содержащих также пирит, айкинит, ильменорутил, реже гюбнерит и секущих дайки гранит-порфира и аплита II фазы, наблюдается микроклинизация III, мощностью до 3—5 см в стороны от прожилков. Наряду с этим наблюдаются неправильные зоны и участки микроклинизации III в гранитах. Иногда в таких зонах поздней микроклинизации отмечаются коррозия и замещение ранних кварц-молибденитовых штокверковых прожилков с перекристаллизацией молибденита, а местами также его выщелачиванием (Малиновский, 1961).

Поздняя грейзенизация II вмещающих пород в кварц-гюбнеритовую стадию минерализации

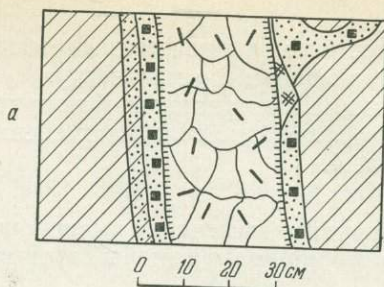
В апикальной части гранит-порфирового штока (зона I) около малосульфидных гюбнерит-кварцевых жил и прожилков образуются кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены, близкие по составу к описанным выше ранним мусковитовым и кварц-мусковитовым грейzenам около кварц-молибденитовых и кварц-гюбнерит-молибденитовых прожилков.

Мощность рассматриваемых грейzenов колеблется от первых сантиметров до 15—20 см около более крупных жил. Как правило, они постепенно переходят в грейзенизированный и мусковитизированный гранит.

В отличие от ранних сходных грейzenов поздние кварц-мусковитовые грейзены состоят в основном из светло-лилового и лилового мусковита, фиолетового флюорита и незначительного количества кварца и реликтов

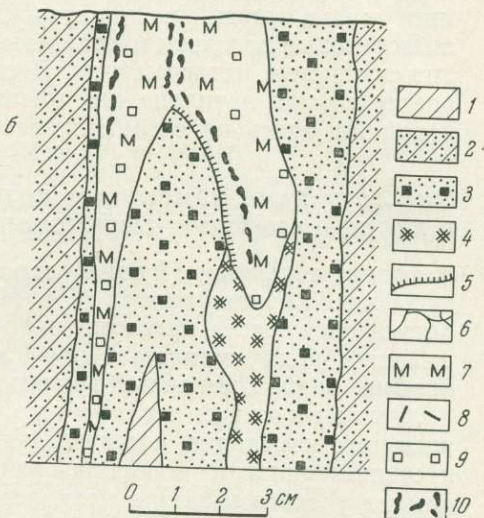
Фиг. 8. Зональность в изменении биотитового роговика около малосульфидных гюбнерит-кварцевых (а) и микроклиновых жил и прожилков (б)

1 — биотитовый роговик; 2 — флюоритизированный и частично пиритизированный роговик; 3 — флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; 4 — мономинеральный мусковитовый грейзен; 5 — мусковитозная оторочка; 6 — жильный кварц; 7 — микроклин; 8 — гюбнерит; 9 — флюорит, 10 — гнезда и обособления сульфидов (пирита, сфалерита и халькопирита)



микроклина; местами в них наблюдается заметная вкрапленность гюбнерита и меньше пирита.

Лиловый мусковит характеризуется меньшим значением оптических осей ($-2V=43^\circ$), несколько пониженным содержанием лития (0,058%) и повышенным содержанием рубидия (0,283%), чем серебристо-светлый мусковит ранних грейзенов (соответственно 0,074 и 0,274%), вследствие чего отношение L_2O/Rb_2O в первом ниже (0,208) по сравнению со вторым (0,26). Спектральными анализами в составе лилового мусковита обнаружено повышенное содержание W (до 0,1—0,2%). В ряде случаев наблюдались пересечения раннего молибденит-кварцевого прожилка лиловатым мусковитовым грейзеном с гюбнеритом.



Химические анализы позднего мусковитового грейзена и грейзенизированного гранита приведены в табл. 4.

Во вмещающих роговиках и диоритах экзоконтактной зоны гранитного массива (зоны II—IV) рассматриваемые гюбнеритсодержащие кварцевые, микроклин-кварцевые и микроклиновые жилы и прожилки повсеместно сопровождаются интенсивными изменениями пород с образованием околожильных, чрезвычайно мелкозернистых флюорит-пирит-слюдистых метасоматитов мощностью от долей сантиметра до 10—20 см. В строении околожильного изменения роговиков наблюдается следующая метасоматическая зональность¹ (фиг. 8): флюорит-пирит-слюдистый метасоматит, частично измененный биотитовый роговик, неизменный биотитовый роговик.

Флюорит-пирит-слюдистый метасоматит макро- и микроскопически почти тождествен аналогичным слюдистым метасоматитам около кварц-молибденитовых и кварц-гюбнерит-молибденитовых прожилков. Он также состоит из чешуйчатых агрегатов фегнитовой слюдки, обильной мелкой вкрапленности флюорита и пирита с незначительным количеством кварца, микроклина и других минералов.

В измененных биотитовых роговиках в заметном количестве присутствуют флюорит и серицит, замещающий биотит; в большом

¹ Метасоматическая зональность около рассматриваемых жил и прожилков в диоритах следующая: кварц — пирит — слюдистый метасоматит → серицитизированный и частично хлоритизированный диорит → биотитизированный и эпидотизированный диорит.

количестве мелкорассеянный магнетит и сфен; мало пирита, местами развивающегося по магнетиту.

Химические анализы флюорит-пирит-слюдистого метасоматита, частично измененного и неизмененного биотитового роговика приведены в табл. 4.

Околорудные изменения вмещающих пород в сульфидно-вольфрамовый этап минерализации

В кварц-сульфидно-гюбнеритовую стадию изменения гранитов, вмещающих жилы, выражены в интенсивном окварцевании и серицитизации, а биотитовые роговики и кварцевые диориты превращены в флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты. В стадии халцедоновидного кварца отмечается слабая аргиллизация вмещающих пород, на характеристике которой мы здесь не останавливаемся.

Околорудные изменения пород в кварц-сульфидно-гюбнеритовую стадию

В гранит-порфирах (I зона) около мощных и протяженных гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил (5 и 141) в нижних уступах карьера наблюдается следующая метасоматическая зональность: интенсивно окварцованная порода мощностью 0,2—1 м и более, серицитизированный гранит-порфир, слабоизмененный гранит-порфир.

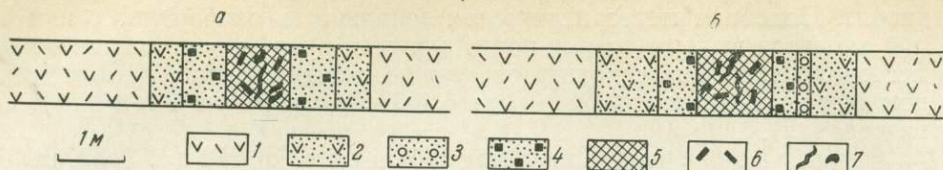
Окварцованная порода, слагающая внутреннюю зону около-жильного изменения, состоит главным образом из неравномерно мелко- и среднезернистого новообразованного кварца, среди которого наблюдаются участки и гнезда мелкочешуйчатого серицита, реликты корродированного микроклина и реже альбита; в небольших количествах отмечаются пирит, флюорит, сфалерит и редко гюбнерит. Отдельные линзы и полосы окварцованной породы наблюдаются и среди самой жильной массы. Реликтовая структура исходного гранит-порфира не сохранилась.

Зона серицитизированного гранит-порфира, мощностью 0,5—1 м, характеризуется широким развитием тонкочешуйчатого серицита, главным образом по полевым шпатам, преимущественно по альбиту и частично по микроклину, а также новообразованием мелкозернистого кварца. Порфировая структура исходной породы сохраняется. В качестве второстепенных минералов отмечаются флюорит, пирит, сфалерит и др.

Слабоизмененный гранит-порфир представляет собой мусковитизированную разновидность этой породы, в которой иногда встречаются реликты чешуек биотита, новообразования микроклина и частично альбита.

Весьма интересно, что на верхних горизонтах жила 5, по данным М. В. Бесовой (1939), имела полосчатую (шюсовую) текстуру, где вдоль одного из зальбандов прослеживалась сплошная полоса калиевого полевого шпата, к которой приурочена главная масса гюбнерита, а центральная часть жилы сложена серым кварцем с незначительным количеством гюбнерита. В полевошпатовой жильной массе наблюдались многочисленные ксенолиты измененного гранита и сланцев. Изменения гранита около жилы 5, по данным того же автора, были выражены в образовании кварц-мусковитового грейзена. Таким образом, на протяжении около 100 м по вертикали в гранитах устанавливается смена с глубиной около-жильных кварц-мусковитовых грейзенов кварцевыми.

В ближайшей экзоконтактной зоне гранитного массива (зона II) изменения биотитовых роговиков около гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил (1, 2 и другие) выражены в интенсивном окварцевании и грейзени-



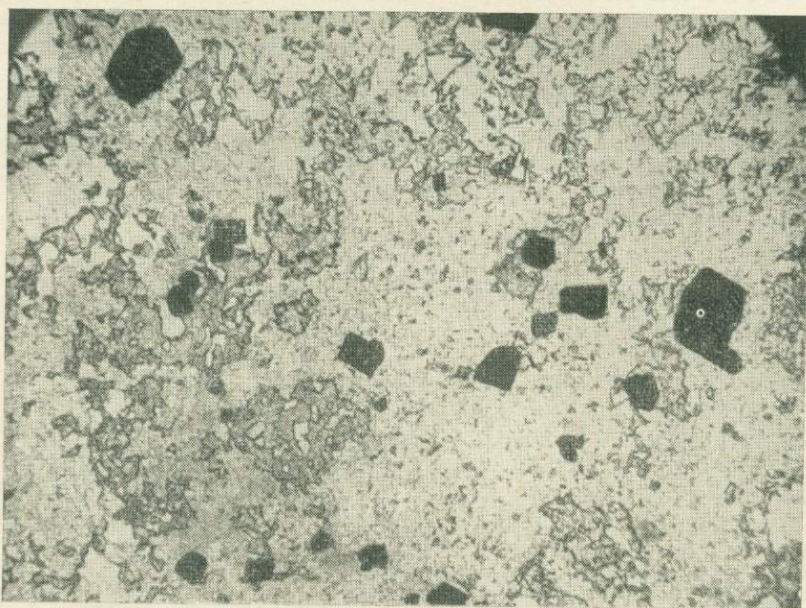
Фиг. 9. Строение зоны изменения диоритов около гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил Холтосона (*a* — жила 103, *б* — жила 28-бис). Зарисовки стенок штреков

1 — биотитизированный и эпидотизированный диорит; 2 — серицитизированный и частично хлоритизированный диорит; 3 — карбонат-слюдистый метасоматит; 4 — мелкозернистый флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; 5 — жильный кварц; 6 — включения и гнезда гюбнерита; 7 — включения и гнезда сульфидов (пирит, сфалерит, галенит и др.)

зации. Как известно, эти жилы обычно сложены кварцем, родохрозитом, флюоритом, гюбнеритом, пиритом, сфалеритом и галенитом с подчиненным количеством блеклой руды и сидерита. Непосредственно около жил залегает почти мономинеральный кварцевый метасоматит, сменяющийся флюорит-пирит-слюдистым метасоматитом и далее слабо измененными биотитовыми роговиками.

В удаленных к западу от гранит-порфиров (зоны III и IV) изменения вмещающих диоритов (и даек порфиритов) около рассматриваемых сульфидно-гюбнерит-кварцевых жил выражены в интенсивной грейзенизации и частичном окварцевании в местах раздува некоторых рудных жил.

Наиболее характерна околожильная грейзенизация (березитизация, по терминологии некоторых исследователей месторождений) вмещающих диоритов. Типичная метасоматическая зональность околожильно-измененных вмещающих диоритов представляется в следующем виде (в стороны от жил) (фиг. 9): флюорит-пирит-слюдистый метасоматит; карбонат-слюдистый метасоматит; серицитизированный, флюоритизированный



Фиг. 10. Пирит-флюорит-слюдистый метасоматит. Светло-серое — тонкошелушчатый агрегат слюды, темно-серое — флюорит; черное — пирит. Увел. 46, без анализатора

и хлоритизированный диорит; биотитизированный и эпидотизированный диорит. Подобная метасоматическая зональность околорудного изменения диоритов выдерживается почти для всех рудных жил Холтосонского месторождения. Она сохраняется также по падению жил на значительном вертикальном интервале — более 400 м (или почти 800 м в плоскости их падения).

Флюорит-пирит-слюдистый метасоматит, слагающий внутреннюю зону околорудного изменения, представляет собой плотную светло-серую породу мелко- и тонкозернистой структуры, состоящую из чешуйчатых агрегатов слюды типа фенгита, обильного количества флюорита и пирита (фиг. 10) с небольшим количеством кварца и альбита, а также редких зерен апатита, рутила, сфалерита и других минералов. Мощность грейзена колеблется от 0,1—0,2 до 0,5—1 м.

Карбонат-слюдистый метасоматит встречается в локальных участках и часто выклинивается по падению и простираению рудных жил. Мощность его не превышает 5—10 см. Обычно это серая и буровато-серая мелкозернистая порода, состоящая из мелкочешуйчатого агрегата слюды, неправильных обособлений и гнезд карбоната (анкерита, родохрозита) и изометричных зерен пирита. В подчиненном количестве встречаются кварц, серицитизированный плагиоклаз, флюорит и другие минералы. Структура исходной породы не сохранилась.

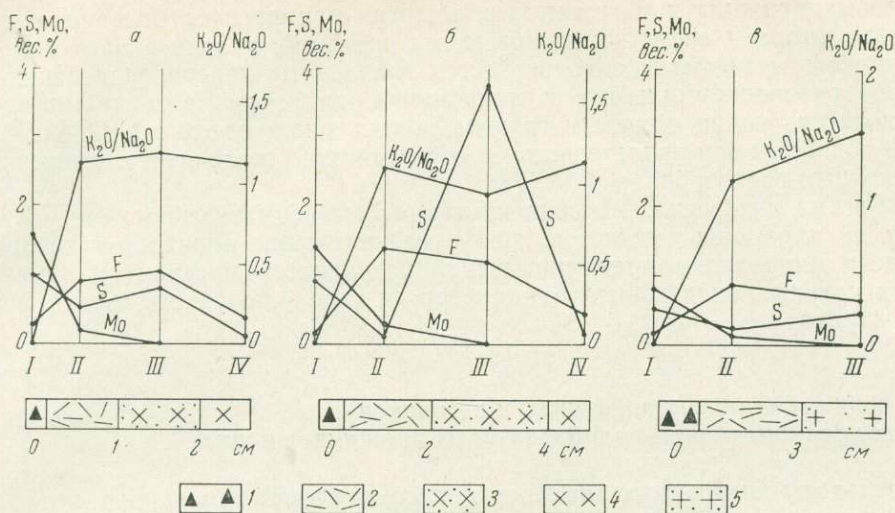
Серицитизированный, флюоритизированный и хлоритизированный диорит слагает внешнюю зону околорудного метасоматоза. Мощность этой зоны не превышает 0,5—1 м. Структура исходного диорита в значительной мере утрачена, однако она еще сохранилась в виде реликтов крупных зерен плагиоклаза. Макроскопически это темно-серая и зеленовато-серая порода, состоящая из чешуйчатых агрегатов серицита, реликтовых зерен серицитизированного плагиоклаза, реже кварца и незначительного количества хлорита и листочков биотита. В качестве второстепенных минералов встречаются пирит, анкерит, реже флюорит; из аксессуарных — апатит, магнетит, сфен и реже рутил.

Биотитизированный и эпидотизированный диорит представляет по существу частично контактово-метаморфизованный исходный диорит. Вкрапленники темноцветных минералов повсеместно замещены биотитом и эпидотом, которые также в виде прожилков и неправильных обособлений развиваются по плагиоклазам диорита. Чешуйки серицита и пирита наблюдаются в локальных участках. Флюорит практически не заметен. Чрезвычайно редко встречаются почти неизмененные диориты, которые не подверглись контактовому метаморфизму.

ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ ОКОЛОРУДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Для выяснения химизма процессов околорудного метасоматоза выполнены полные силикатные (16) и частичные химические (10) анализы измененных пород по отдельным наиболее характерным разрезам¹. В единичных случаях в работе использованы анализы пород по литературным данным. Для суждения о поведении отдельных компонентов в процессах околорудного изменения вмещающих пород силикатные анализы пород пересчитаны по методу Н. И. Наконника с учетом определения объемных весов анализируемых пород.

¹ Все химические анализы выполнены в центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Объемные веса пород определены Е. А. Саниной в лаборатории физико-механических исследований ИГЕМ АН СССР.



Фиг. 11. Поведение фтора, серы, молибдена и щелочей (K_2O и Na_2O) в зонах микроклинизации аплитов (а, б) и гранитов ранних кварц-молибденитовых прожилков

1—кварц-молибденитовый прожилок; 2—альбит-микроклиновый метасоматит; 3—сильно грейзенизированный и пиритизированный аплит; 4—слабо мусковитизированный аплит; 5—гранит-порфир, слабо мусковитизированный; вертикальные линии соответствуют интервалам опробования метасоматических зон; I—IV—номера анализов пород (см. табл. 2)

Результаты химических анализов и данные о поведении петрогенных и рудообразующих элементов в процессах окolorудного метасоматоза приводятся ниже для отдельных стадий минерализации.

Микроклинизация и альбитизация пород около кварц-молибденитовых прожилков и жил

Данные о содержании окисей натрия и калия, фтора и серы в зонах микроклинизации аплитов и гранит-порфиров приведены в табл. 2, а поведение этих элементов изображено на фиг. 11.

Таблица 2

Содержание F, S, K_2O и Na_2O (в вес. %) и отношение K_2O/Na_2O в зонах околпрожилковой микроклинизации аплитов и гранитов

Порода	F	S	K_2O	Na_2O	K_2O/Na_2O
Зоны микроклинизации аплитов					
Альбит-микроклиновый метасоматит	0,94	0,50	6,16	5,41	1,14
Сильно грейзенизированный и пиритизированный аплит	1,04	0,81	5,99	5,04	1,19
Слабо мусковитизированный аплит	0,39	0,11	5,83	5,13	1,13
Альбит-микроклиновый метасоматит	1,39	0,07	6,43	5,78	1,11
Сильно грейзенизированный и пиритизированный аплит	1,19	3,77	4,20	4,62	0,91
Зоны микроклинизации гранит-порфира					
Микроклинизированный и слабо пиритизированный гранит-порфир	0,84	0,20	4,97	4,29	1,13
Слабо грейзенизированный гранит-порфир	0,65	0,38	5,85	3,83	1,53

Как видно из этих данных, при образовании ранних кварц-молибденитовых прожилков в гранитах и аплитах привносится большое количество фтора и серы. Основная масса щелочей в зоне альбит-микроклинового метасоматита подвергается локальному перераспределению с новообразованием альбита и микроклина, при этом часть кремнезема выносится (кварц аплита и гранита в этих зонах исчезает). Образование подобных зон свидетельствует о воздействии щелочных и умеренно-щелочных растворов.

Весьма интересно, что зона щелочного метасоматоза по мере удаления от прожилка сменяется зоной грейзенизации аплитов, в которой вместо микроклина преимущественно развивается мусковит и отмечается максимальная концентрация фтора в виде флюорита и серы в форме пирита.

Ранняя грейзенизация гранитов и роговиков около редкометалльно-молибденитовых прожилков и жил

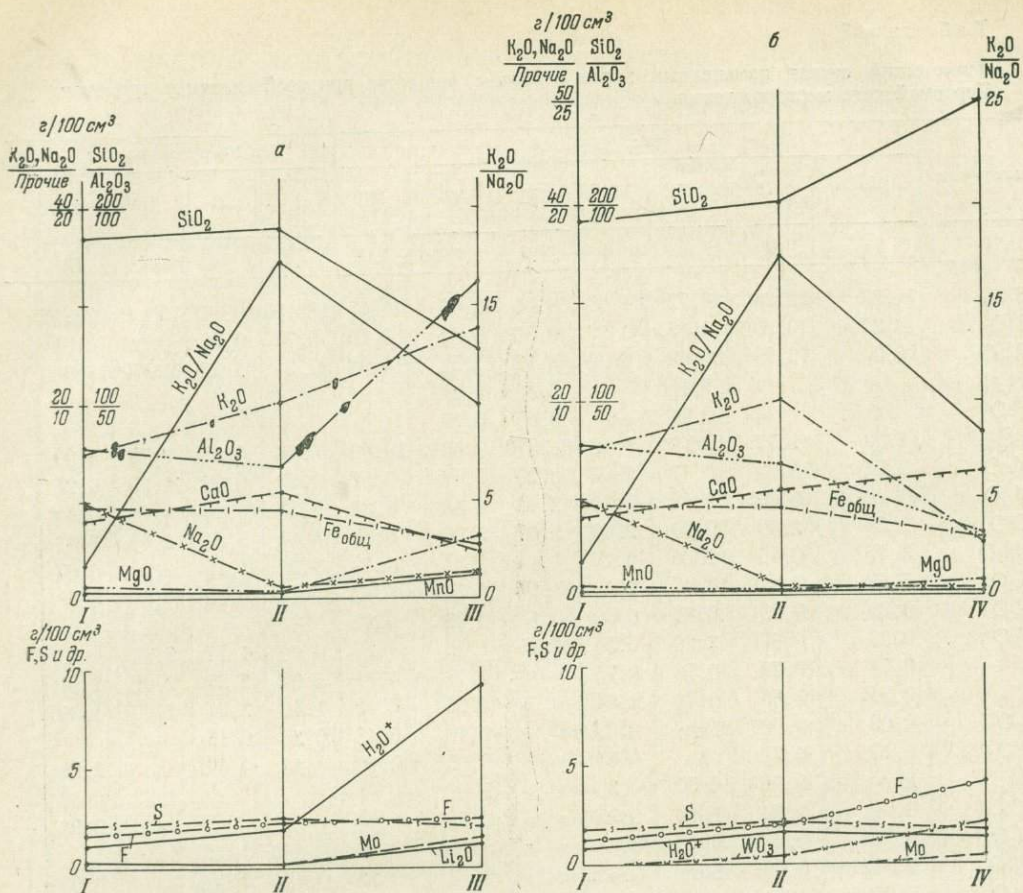
Результаты химических анализов метасоматически измененных пород и данные расчета баланса вещества в граммах на 100 см³ и в процентах к массе исходной породы приведены в табл. 3, а поведение петрогенных и рудных компонентов при процессах грейзенизации иллюстрировано фиг. 12, а, б.

При грейзенизации гранитов (см. графы 16 и 17 табл. 3; фиг. 12, а) в первую очередь выносится Na₂O (3,36%) при заметном привносе K₂O (2,08%), что связано с мусковитизацией и серицитизацией кислых плагиоклазов исходной породы. Освобождающаяся при этом CaO связывается с фтором в виде флюорита. При замещении биотита породы мусковитом железо фиксируется в форме пирита. Остальные петрогенные компоненты не испытывают существенных изменений, за исключением незначительного локального привноса CaO (0,58%) и SiO₂ (1,88%). Из летучих компонентов наблюдается небольшой привнос F, S и H₂O.

В общем балансе привнос вещества несколько превалирует (на 0,77%) над выносом.

При более интенсивном изменении исходного гранита с образованием мусковитового и кварц-мусковитового грейзенов (см. графы 18 и 19 табл. 3; фиг. 12, а) имеет место значительный вынос (в %) SiO₂ (23,4), частично CaO (1,18) и общего железа (0,71), привнос K₂O (2,67), Al₂O₃ (17,80) и частично MgO (1,09), а также рудных компонентов: H₂O (2,78), Mo (0,52) и LiO₂ (0,31). Наблюдаемый привнос Al₂O₃ и MgO (последняя входит в состав мусковита в количестве до 2,5—3%), вероятно, связан с местным перераспределением таковых в процессе грейзенизации гранитов. Наличие CaO и общего железа обусловлено присутствием в грейзенах флюорита и пирита. Общий баланс вещества при этом не изменяется (привнос почти равен выносу). Заметный вынос кремнезема с привносом K₂O и отчасти Al₂O₃ указывают, видимо, на слабощелочной характер растворов, вызвавших образование мусковитовых грейзенов.

При образовании мусковит-кварцевых и кварцевых грейзенов (см. графы 20 и 21 табл. 3; фиг. 12, б) отмечается существенно иное поведение петрогенных компонентов. Наблюдается значительный привнос SiO₂ (12,96%) при одновременном выносе K₂O (5,76%), Al₂O₃ (6,75%) и общего железа (0,61%). Количество CaO, связанной во флюорите, а также MnO и MgO остается почти без изменения. Вместе с тем имеет место привнос рудных компонентов — фтора (0,79%), молибдена (0,20%) и триоксида вольфрама (0,63%). В общем балансе привнос преобладает

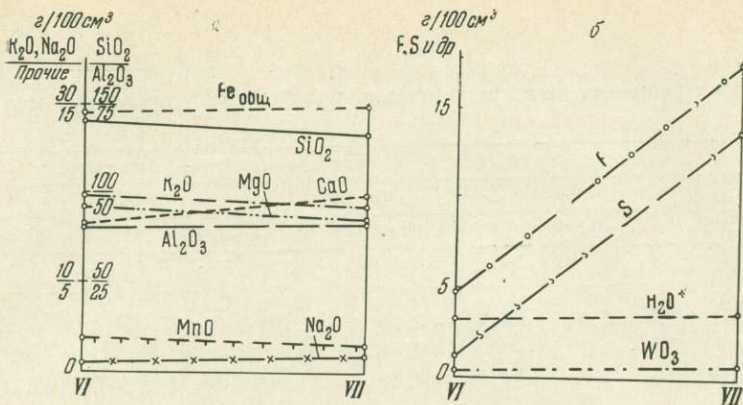


Фиг. 12. Поведение петрогенных, летучих и рудных компонентов при образовании мусковитового (а) и мусковит-кварцевого (б) грейзенов около кварц-молибденитовых жил
I—IV — номера анализов пород (см. табл. 3); вверху — петрогенные, внизу — летучие и рудные

над выносом на 1,91%. Вынос большинства петрогенных элементов, за исключением наиболее инертных (SiO_2 и TiO_2), указывает на кислотное выщелачивание восходящих растворов.

Мы отмечали ранее, что указанные типы грейзенов не образуют общую метасоматическую колонку и в большинстве случаев пространственно обособлены. Эти данные, а также поведение элементов при образовании этих грейзенов позволяют предполагать, что кислотное выщелачивание в одних участках гранитного штока, сопровождаемое образованием кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов, видимо, сменяется отложением частично выщелоченных элементов (Al_2O_3 , частично K_2O) в других местах. Некоторые наблюдения показывают, что кислотное выщелачивание более характерно для нижних горизонтов Первомайского штокверка, тогда как образование мусковитовых грейзенов — для верхних горизонтов, т. е. здесь проявлены элементы вертикальной зональности в изменении гранитов.

При переходе штокверковых прожилков и жил из гранитов во вмещающие биотитовые роговики и ороговикованные сланцы грейзенизация последних (см. графы 22—23 табл. 3; фиг. 13) сопровождается замещением (без привноса калия) биотита чешуйчатой Mg-содержащей



Фиг. 13. Поведение петрогенных (а), летучих и рудных компонентов (б) в процессе грейзенизации биотитовых роговиков около молибденит-кварцевого прожилка

VI, VII — номера анализов пород (см. табл. 3)

Таким образом, при ранней грейзенизации отчетливо проявляется влияние состава вмещающих пород на состав возникающих околожильных метасоматитов, а также на условия концентрации летучих (F, S) и некоторых рудных (W, Mo) элементов.

Поздняя грейзенизация около малосульфидных гюбнерит-кварцевых и гюбнерит-микроклиновых жил

Данные химического состава грейзенизированных пород и грейзенов, а также расчет баланса вещества приведены в табл. 4. Поведение петрогенных и рудных компонентов при процессах поздней грейзенизации иллюстрировано фиг. 14.

При образовании поздних мусковитового и кварц-мусковитового грейзенов около рассматриваемых прожилков и жил происходил привнос K_2O (2,62%), Al_2O_3 (22,10%), частично MgO (0,78%) и MnO (0,83%), а также летучих — фтора (1,93%), воды (3,07%) и серы (0,25%), значительный вынос SiO_2 (23,5%), очень небольших количеств CaO (0,80%), Na_2O (0,11%). Поведение петрогенных и рудных компонентов аналогично таковому при возникновении ранних мусковитовых и кварц-мусковитовых грейзенов по гранитам.

При образовании флюорит-пирит-слюдистого метасоматита по биотитовым роговикам и сланцам имел место заметный вынос SiO_2 (8,75%), частично MgO (0,73%) и Na_2O (0,55%) и привнос Al_2O_3 (2,56%) и CaO (3,22%) и больших количеств серы (6,97%) и фтора (2,18%). Частичный привнос Al_2O_3 и CaO , вероятнее всего, связан с локальным перераспределением этих компонентов в процессе грейзенизации. Основная масса K_2O при образовании слюдистых грейзенов по биотитовым роговикам и сланцам, в отличие от мусковитовых грейзенов по гранитам, не привносится растворами, а заимствуется из богатых K_2O вмещающих пород (роговиков). Концентрация летучих компонентов (фтора и серы) в этих грейзенах в 1,5—6 раз выше, чем в грейзенах по гранитам, что связано с богатством биотитовых роговиков и сланцев кальцием и железом, наиболее полно осаждающим указанные минерализаторы из растворов.

Таблица 4

Химический состав измененных пород и баланс вещества при процессах поздней грейзенизации около малосульфидных кварц-гюбнеритовых жил

Компо- ненты	Вес. %				На 100 см ³ породы, г				Привнос (+) и вынос (-) вещества			
	I ^{1*}	II	III	IV	I	II	III	IV	7-6 ^{2*}		9-8 ^{3*}	
									г/100 см ³	% ^{4*}	г/100 см ³	% ^{4*}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	72,26	45,02	54,68	46,36	190,76	128,76	160,91	136,76	-62,0	-23,50	-24,15	-8,75
TiO ₂	0,20	0,40	0,86	0,68	0,50	1,14	2,37	2,0	+0,64	+0,23	-0,37	-0,13
Al ₂ O ₃	12,99	32,48	16,45	17,69	34,29	93,89	45,50	52,15	+59,60	+22,10	+6,65	+2,51
Fe ₂ O ₃			6,04									
FeO			4,50									
Fe _{общ}	1,77	2,22	7,785*	6,775*	4,65	6,35	21,47	19,97	+1,70	+0,64	-1,50	-0,55
MnO	0,15	0,90	0,27	0,36	0,39	2,57	0,74	1,06	+2,19	+0,83	+0,32	+0,12
MgO	0,09	0,80	4,57	3,66	0,24	2,29	12,79	10,80	+2,05	+0,78	-1,99	-0,73
CaO	2,10	1,28	0,80	3,76	5,54	3,43	2,21	11,09	-2,11	-0,80	+8,88	+3,22
Na ₂ O	0,45	0,32	1,20	0,61	1,19	0,91	3,31	1,80	+0,28	-0,11	-1,51	-0,55
K ₂ O	7,81	10,27	6,88	7,13	20,62	27,52	18,98	21,03	-6,90	+2,62	+2,05	+0,75
H ₂ O ⁻	0,0	0,0	0,00	0,05								
H ₂ O ⁺	0,67	3,45	2,30	1,94	1,77	9,86	6,35	4,78	+8,09	+3,07	-1,57	-0,57
S	0,90	1,06	1,35	7,78	2,37	3,03	3,73	22,95	+0,66	+0,25	+19,22	+6,97
F	0,86	2,58	1,39	3,34	2,27	7,38	3,83	9,85	+5,11	+1,93	+6,02	+2,18
Cl	Нет	Нет	He опр.	Нет								
P ₂ O ₅	0,06	0,02	»	0,11	0,16	0,05		0,32	-0,11	-0,04		
WO ₂	0,22	0,05	»	Нет	0,59	0,143			+0,45	-0,17		
Mo	0,01	Нет	»	»								-0,06
CO ₂	0,00	0,25	»	»		0,71						
Li ₂ O	0,011	0,036	»	0,39	0,029	0,10		1,05	+0,071	-0,03	+1,05	+0,38
Rb ₂ O	0,097	0,193	»	0,19	0,256	0,55		0,56	+0,30	+0,11	+0,56	+0,20
Cs ₂ O	0,0014	0,0037	»	0,009								
Сумма	100,63	101,33	101,29	100,83	265,72	288,68	282,09	314,17	+87,31	+33,09	+42,75	+15,68
									-64,95	-24,61	-31,09	-11,25
Поправка	O/S 0,45	-0,53	-0,67									
	O/F ₂ 0,36	-1,08	-0,58	-1,40					+22,36	+8,48	+11,66	+4,43
Сумма	99,82	99,72	100,04	99,43								
Объемный вес	2,64	2,86	2,76	2,95								
K ₂ O/Na ₂ O	17,4	31,50	5,73	11,7								

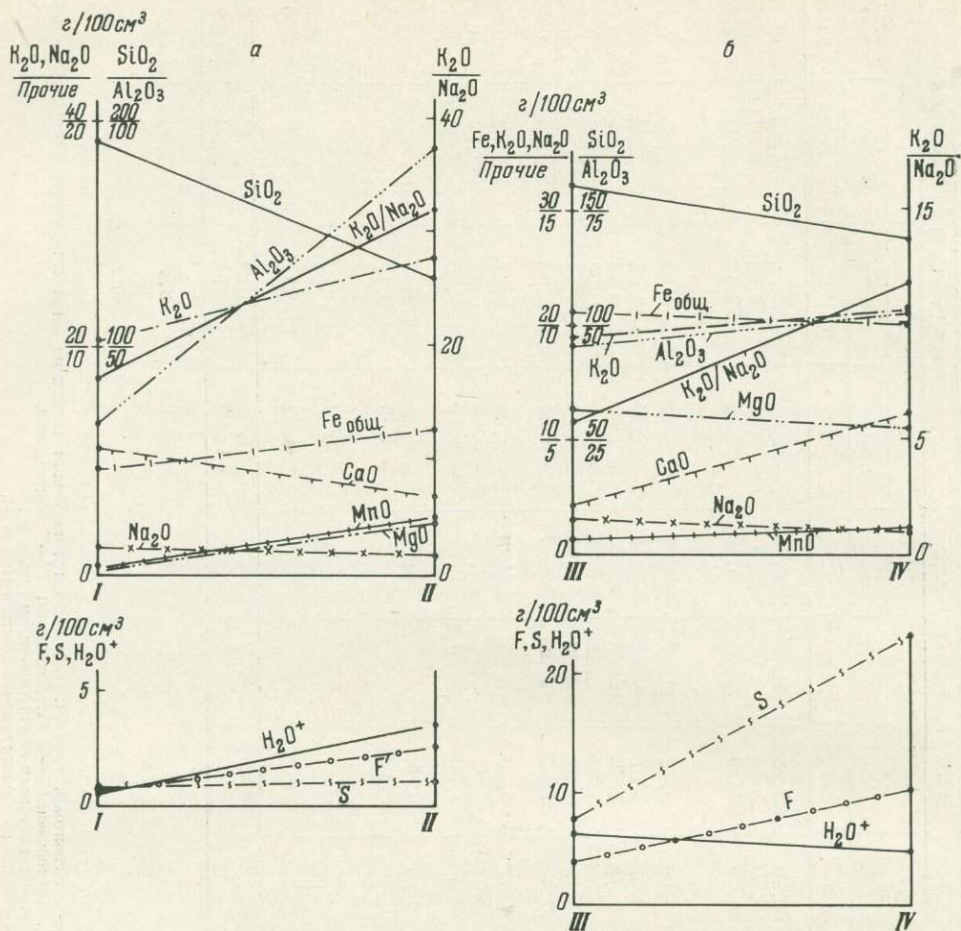
I^{1*} Анализированная порода: I — грейзенизированный гранит-порфир; II — мусковитовый грейзен; III — флюоритизированный и частично пиритизированный биотитовый роговик; V — флюорит-пирит-слюдястый метасоматит. Анализы выполнены: I, II — Е. Д. Кузнецовой, III — В. М. Некрасовой, IV — Т. Митюшиной.

^{2*} При образовании мусковитового грейзена (графа 7) по сравнению с грейзенизированным гранит-порфиром (графа 6).

^{3*} При образовании флюорит-пирит-слюдястого метасоматита (графа 9) по сравнению с биотитовым роговиком (графа 8).

^{4*} В % к исходной породе.

^{1*} Данные окисного и закисного Fe пересчитаны на общее Fe.



Фиг. 14. Поведение петрогенных (верхние графики) и летучих компонентов (нижние графики) в процессе грейзенизации гранитов (а) и биотитовых роговиков (б) около малосульфидных гюбнерит-кварцевых и микроклиновых жил и прожилков

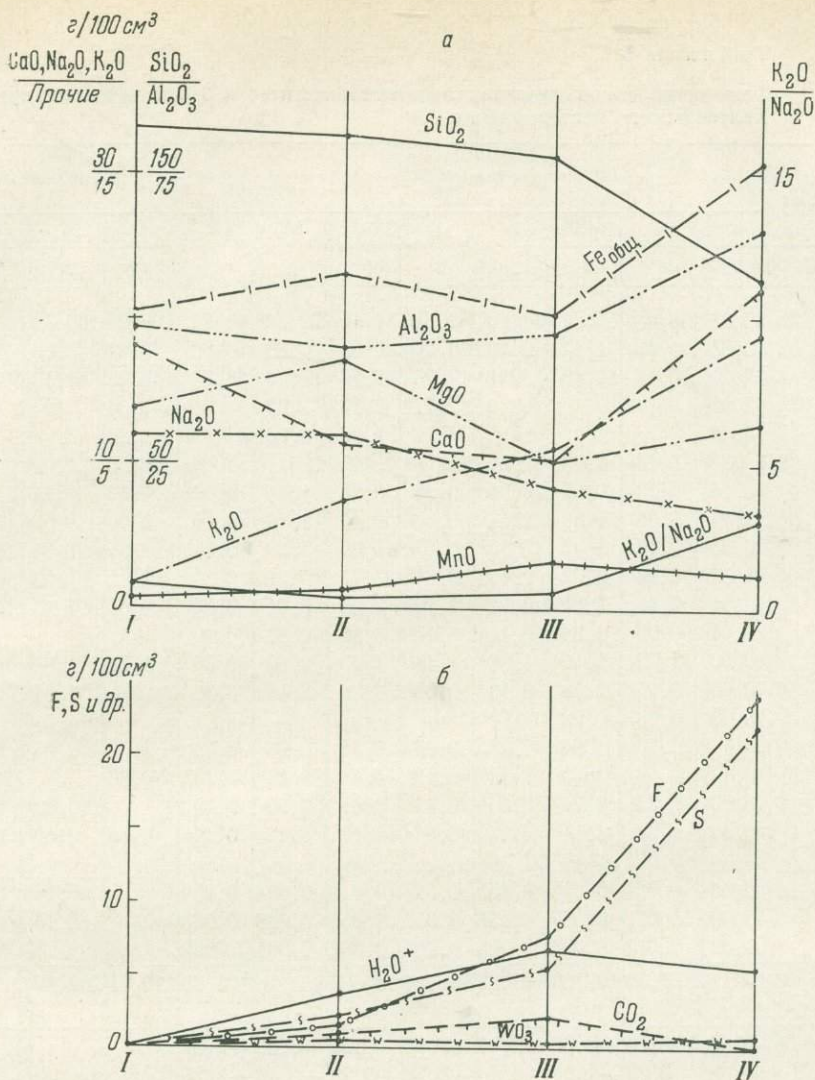
I — IV — номера анализов пород (см. табл. 4)

Грейзенизация кварцевых диоритов около гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил

Результаты химических анализов кварцевого диорита и возникающих по нему метасоматитов, а также расчет баланса вещества при грейзенизации диоритов около поздних гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил Холтосонского месторождения приведены в табл. 5, а поведение петрогенных и рудных компонентов по метасоматическим зонам иллюстрировано фиг. 15 и 16.

Мы уже отмечали, что грейзенизации подвергаются частично контактово-метаморфизованные кварцевые диориты. Судя по анализам пород I и II (см. графы 18 и 19 табл. 5) и фиг. 15, в процессе контактово-метаморфизма были привнесены главным образом K₂O (1,98% к массе исходной породы), частично MgO (0,58%), сера (0,73%), фтор (0,55%) и вода (0,37%). Немного выносится Al₂O₃ (1,37%), CaO (2,37%) и SiO₂ (1,29%). В общем баланс привнос вещества несколько преобладает (на 0,82%) над выносом.

В наиболее типичном случае при грейзенизации кварцевых диоритов во внешней зоне ореола околожильного метасоматита, в се-



Фиг. 15. Поведение петрогенных (а), летучих и рудных (б) компонентов в процессе околожильной грейзенизации кварца диоритов Холтосонского месторождения, жила 103
I — IV — номера анализов пород (см. табл. 5)

рицитизированном и хлоритизированном диорите (сравни графы 11 и 12 табл. 5; фиг. 16), отмечается частичный вынос SiO₂, Na₂O, MgO и общего железа, привнос K₂O и минерализаторов — воды, фтора и серы, отчасти углекислоты.

Во внутренней зоне при образовании собственно флюорит-пирит-слюдистого метасоматита (см. графы 20, 21 табл. 5; фиг. 16) имеет место значительный привнос K₂O (3,99%), CaO (3,72%), частично Al₂O₃ (6,80%), Fe (2,66%) и главным образом фтора (8,05%) и серы (7,20%). Параллельно с этим происходил вынос кремнезема (17,35%) и Na₂O (1,95%). Обычно последний почти полностью выносится из внутренней зоны, вследствие чего отношение K₂O/Na₂O во внутренней зоне, как правило, очень высокое. Однако в изученном разрезе часть Na₂O сохранилась в виде реликтов альбита среди флюорит-пирит-слюдистого агрегата. Исключительно высокая концентрация фтора и серы во внутренней зоне обусловлена тем, что вмещающие диориты, богатые FeO

Таблица 5

Химический состав околожильных метасоматитов и баланс вещества при процессах Холтосонского месторождения

Компоненты	Вес. %								На 100 см ³ породы, г			
	I*	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	59,38	58,08	55,54	38,10	57,54	59,10	52,24	46,84	166,24	162,62	155,94	113,16
TiO ₂	0,86	1,09	1,14	0,70	0,66	0,83	0,89	0,66	1,41	3,05	3,18	2,08
Al ₂ O ₃	17,60	16,19	17,10	18,31	17,78	17,76	18,20	18,73	49,23	45,33	47,15	64,38
Fe ₂ O ₃	2,63				2,17	2,86	2,93		7,36			
FeO	4,58				4,17	2,99	3,00		12,82			
Fe _{общ}	7,937*	8,18	7,26	10,24	6,357*	6,417*	6,517*	7,86	20,52	22,90	20,25	30,41
MnO	0,14	0,23	0,57	0,34	0,20	0,24	1,31	0,32	0,39	0,64	1,59	1,01
MgO	2,44	3,06	1,84	2,14	3,68	2,42	1,78	2,78	6,93	8,57	5,10	6,37
CaO	6,50	4,12	3,63	10,76	5,02	5,30	4,20	5,84	18,20	11,54	10,13	21,95
Na ₂ O	4,33	4,63	3,02	2,19	3,61	3,72	0,29	0,34	12,12	11,99	8,42	6,50
K ₂ O	0,66	2,64	3,89	6,32	2,78	2,58	5,01	7,35	1,85	7,36	10,85	18,77
H ₂ O ⁻	0,04	0,00	0,28	0,14	0,00	0,15	0,33	0,00				
H ₂ O ⁺	0,90	1,28	2,41	1,83	1,40	1,03	3,60	2,30	2,52	3,58	6,75	5,43
F	0,00	0,55	2,70	8,10	0,69	0,64	3,48	5,38		1,54	7,53	24,06
Cl	0,00	0,00	0,00	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет				
S	сл.	0,73	1,94	7,48	0,06	0,44	0,76	5,75		2,04	5,41	22,21
P ₂ O ₅	0,10	Не опр.	Не опр.	0,11	0,13	0,13	0,23	0,15	0,30			0,30
CO ₂	0,00	0,33	0,77	0,0	0,19	0,45	2,90	0,20		0,92	2,14	
WO ₃	0,10	0,21	0,15	0,25	0,05	0,17	0,07	0,10	0,03	0,59	0,42	0,74
Mo	Не обн.	0,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.				
Li ₂ O	0,006	0,022	0,044	0,132	0,023	0,019	0,028	0,20		0,06	0,12	0,39
Rb ₂ O	0,006	0,052	0,067	0,150	0,051	0,054	0,028	0,093		0,14	0,18	0,45
Cs ₂ O	0,000	0,003	0,003	0,004	0,007	0,007	0,001	0,0026				
Сумма	100,26	101,39	102,26	107,29	100,21	100,89	101,28	104,89	279,55	282,89	285,16	318,21
Поправки	-O/S	-0,36	-0,97	-3,74	-0,03	-0,22	-0,38	-2,87				
	-O/F ₂	-0,23	-1,13	-3,40	-0,28	-0,20	-1,46	-2,26				
Сумма	100,26	100,80	100,16	100,15	99,90	100,41	99,44	99,76				
Объемный вес	2,80	2,80	2,79	2,97	2,80	2,79	2,92	2,97				
K ₂ O/Na ₂ O	0,15	0,57	1,28	2,9	0,77	0,69	17,3	21,3				
Li ₂ O/Rb ₂ O	1,0	0,42	0,65	0,88	0,45	0,35	1,0	2,1				

* Анализированные породы: жила 103: I — неизмененный биотит-роговообманковый кварцевый диорит; II — биотитизированный и эпидотизированный кварцевый диорит; III — серицитизированный и хлоритизированный кварцевый диорит; IV — пирит-флюорит-слюдистый метасоматит; жила 28-бис: V — биотитизированный и эпидотизированный кварцевый диорит; VI — серицитизированный и хлоритизированный кварцевый диорит; VII — анкерит-слюдистый метасоматит; VIII — пирит-флюорит-слюдистый метасоматит. Анализ выполнены: I и IV — Н. Н. Никольской; II, III, V—VIII — Е. Д. Кузнецовой.
* При биотитизации и эпидотизации кварцевого диорита (графа II) по сравнению с неизмененным (графа I).

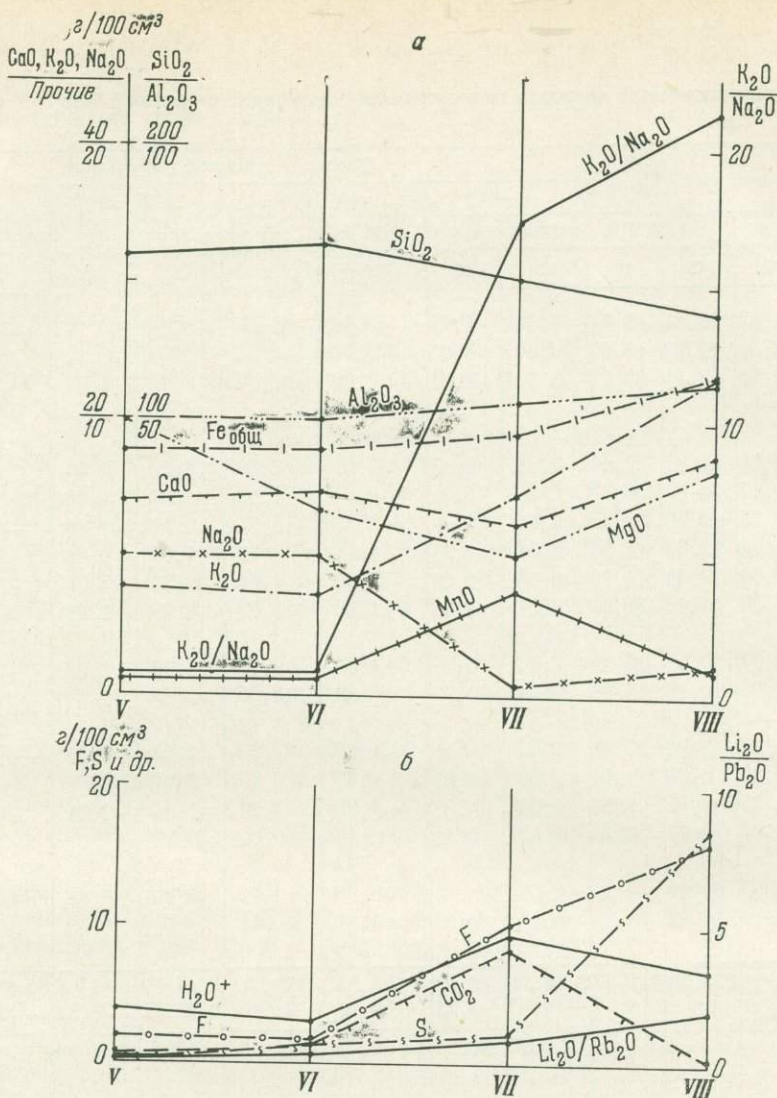
и CaO, способствовали почти полному осаждению из растворов летучих компонентов в форме труднорастворимых соединений (CaF₂ и FeS₂). В общем балансе привнос вещества резко преобладает над выносом и составляет 12,56% к массе исходной породы. В сравнительно редких случаях (жила 28-бис) образования промежуточной зоны карбонат-слюдистого метасоматита в ореоле околожильного изменения наблюдается (см. графы 22—23 табл. 5; фиг. 16) частичный вынос Na₂O (3,31%), SiO₂ (3,06%), MgO (1,83%) и CaO (0,61%); па-

грейзенизации кварцевых диоритов около гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил

V	VI	VII	VIII	Привнос (—) и вынос (—) вещества							
				10—14**		13—11**		16—14**		17—14**	
				d/100 см ³	%**	d/100 см ³	%**	d/100 см ³	%**	d/100 см ³	%**
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
161,4	164,89	152,54	139,21	-3,62	-1,29	-49,46	-17,35	-8,56	-3,06	-21,89	-7,84
1,85	2,31	2,60	1,94	+0,64	+0,22	-0,97	-0,35	+0,75	+0,27	+0,09	+0,03
49,78	49,35	53,54	55,62	-3,90	-1,37	+19,05	+6,80	+3,76	+1,34	+5,84	+2,09
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17,78	17,88	19,0	22,34	+2,38	+0,85	+7,51	+2,66	+1,22	+0,44	+5,56	+1,98
0,56	0,67	3,82	0,95	+0,25	+0,09	+0,37	+0,13	+3,26	+1,16	+0,39	+0,14
10,3	6,75	5,20	8,25	+1,64	+0,58	-2,20	-0,79	-5,10	-1,83	-2,05	-0,73
14,05	14,78	12,36	17,34	-6,66	-2,37	+10,41	+3,72	-1,69	-0,61	+3,29	+1,17
10,11	10,38	0,84	1,01	-0,16	-0,06	-5,46	-1,95	-9,27	-3,31	-9,10	-3,25
7,78	7,20	14,63	21,83	-5,54	+1,98	+11,38	+3,99	+6,85	+2,44	+14,05	+5,00
3,92	2,87	9,51	6,83	+1,06	+0,37	+1,85	+0,66	+5,59	+1,99	+2,91	+1,08
1,93	1,78	10,16	15,98	+1,54	+0,55	+22,52	+8,05	+8,23	+2,85	+14,05	+5,03
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,17	1,23	2,22	17,08	-2,04	-0,73	+20,17	+7,20	+2,05	+0,73	+16,91	+6,05
0,36	0,36	0,67	0,44	-0,30	-1,07	-0,30	+0,17	+0,31	+0,11	-0,08	+0,03
0,53	1,25	8,47	0,60	+0,92	+0,33	-0,92	-0,33	+7,94	+2,84	+0,07	+0,02
0,14	0,47	0,07	0,29	+0,56	+0,20	+0,15	+0,05	-0,07		+0,15	+0,05
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,067	0,064	0,082	0,59	+0,06		+0,33	+0,12	-0,15	+0,05	+0,52	+0,19
0,19	0,15	0,082	0,27	+0,14	+0,05	+0,31	+0,11	+0,08	-0,03	+0,08	+0,03
280,62	283,8	295,79	311,57	+16,19	-6,03	+94,33	+33,71	+40,27	+14,01	+64,00	+22,80
				-14,63	-5,21	-59,04	-21,15	-24,67	-8,82	-33,14	-11,80
				+2,16	+0,85	+35,29	+12,56	+15,54	+5,19	+30,86	+11,00

** При образовании пирит-флюорит-слюдистого метасоматита (графа 13) по сравнению с биотитизированным и эпидотизированным диоритом (графа 11).
** При образовании анкерит-слюдистого метасоматита (графа 16) по сравнению с диоритом (графа 14).
** При образовании пирит-флюорит-слюдистого метасоматита (графа 17) по сравнению с диоритом (графа 11).
** В % к исходной породе.
** Данные окисного и закисного Fe пересчитаны на общее Fe.

раллельно с этим имел место привнос K₂O (2,44%), MnO (1,16%), фтора (2,85%), углекислоты (2,84%), серы (0,73%) и воды (1,99%). Глинозем, железо и окись титана испытывали незначительный местный привнос. В целом привнос превалирует над выносом (5,19% к массе исходной породы). Однако во внутренней зоне околожильного метасоматоза карбонаты полностью исчезают, и здесь образуется обычный для месторождения флюорит-пирит-слюдистый метасоматит. Так же как и в случае с жилой 103, здесь происходил (см. графы 24 и



Фиг. 16. Поведение петрогенных (а), летучих и рудных (б) компонентов в процессе околожильной грейзенизации кварцевых диоритов Холтосонского месторождения, жила 28-бис

V — VIII — номера анализов пород (см. табл. 5)

25 табл. 5) вынос SiO₂ (7,84%), Na₂O (3,25%), частично MgO (0,73%) и значительный привнос K₂O (5,00%), фтора (5,03%), серы (6,05%) и воды (1,08%); Al₂O₃, железо, а также CaO испытали местное перераспределение. Весьма характерно очень высокое отношение K₂O/Na₂O (21,3). В общем балансе вещества привнос резко превалирует над выносом и составляет 11,00% к массе исходной породы.

Таким образом, околожильные изменения диоритов и кварцевых диоритов при образовании поздних гюбнерит-сульфидно-кварцевых жил Холтосонского месторождения сопровождаются выносом кремнезема и Na₂O при одновременном привносе больших количеств K₂O и летучих компонентов — фтора, серы, воды и местами углекислоты. Большинство петрогенных компонентов — Al₂O₃, железо, CaO, MgO, MnO, а также

TiO_2 , P_2O_5 не подвергается существенным перемещениям, а испытывает лишь локальное перераспределение. Поведение петрогенных, летучих и рудных компонентов в зонах околожильной грейзенизации ничем не отличается от поведения таковых в зонах ранней и поздней грейзенизации биотитовых роговиков и ороговикованных сланцев в экзоконтактовых зонах гранитного массива.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

(по результатам изучения околорудных изменений вмещающих пород)

Анализ поведения петрогенных и рудных компонентов при процессах околорудного метасоматоза разновозрастных минеральных штокверковых прожилков и рудных жил позволяет сделать некоторые общие выводы.

1. В процессе формирования редкометалльных месторождений постмагматическими растворами в различные этапы (и стадии) минерализации было привнесено большое количество минерализаторов (фтора, серы, воды и частично уголекислоты), щелочей (особенно калия) и металлов — молибдена, вольфрама, висмута, цинка, свинца, меди.

Намечается существенное изменение катионного состава рудоносных растворов в различные этапы и стадии минерализации. Так, в ранний редкометалльно-молибденовый этап растворы содержали главным образом молибден и калий, в меньшей степени висмут, вольфрам, цинк и др.

В следующий редкометалльно-вольфрамовый этап растворы были обогащены калием, вольфрамом, висмутом, частично цинком и медью и были лишены молибдена. В поздний сульфидно-вольфрамовый этап растворами привносилось большое количество вольфрама, калия и элементов сульфидных руд (цинк, свинец и медь); они были лишены молибдена и висмута (лишь небольшое количество висмута отмечается изоморфно в галенитах). Во всех этапах и стадиях минерализации привнос кремнезема не устанавливается, за исключением случаев образования кварцевых грейзенов и окварцованных пород, связанных с локальным перераспределением этого компонента.

Рудоносные растворы всех трех рудных этапов были сильно насыщены фтором и серой. Исходя из экспериментальных и геохимических данных (Ольшанский, Иваненко, 1958; Щербина, 1962, 1964; Barnes, 1962, 1963 и др.), наиболее вероятная форма нахождения серы в растворах — гидросульфидная. Следовательно, по анионному составу растворы указанных этапов были фторгидросульфидными.

2. При взаимодействии фторгидросульфидных растворов с вмещающими породами возникли разновременные околожильные метасоматиты, состав которых в значительной мере зависит от литологического состава вмещающих пород.

По гранит-порфирам и аплитам последовательно во времени возникают: альбит-микроклиновые метасоматиты около ранних кварц-молибденитовых прожилков; мусковитовый, кварц-мусковитовый и реже кварцевый грейзены около поздних кварц-молибденитовых и редкометалльно-молибденитовых прожилков; мусковитовые грейзены около малосульфидных кварц-гюбнеритовых жил и прожилков и, наконец, зоны окварцевания вдоль сульфидно-гюбнерит-кварцевых жил.

При этом процессы грейзенизации гранит-порфиров сопровождаются, как правило, привнесением K_2O , фтора, серы и воды при заметном выносе Na_2O и кремнезема. Частичный привнос Al_2O_3 связан с тем, что при разрушении полевых шпатов он полностью входит в состав слюд (мусковит, серицит) и испытывает в целом локальное перераспределение. Такие петрогенные компоненты, как CaO , Fe , MgO и др., при избытке в

растворах летучих ведут себя инертно, так как связываются соответственно в флюорит, пирит и мусковит. Сравнительно редко при образовании кварцевых грейзенов происходит вынос также Al_2O_3 и K_2O и привнос кремнезема. Этот процесс имеет локальное значение и, вероятно, связан с местным переотложением выщелоченного кварца.

При околотрещинном изменении пород более основного, чем граниты, состава (диориты и кварцевые диориты, биотитовые роговики и др.) на всех этапах и стадиях минерализации образуется однотипная метасоматическая порода — очень тонко- и мелкозернистый флюорит-пирит-слюдистый метасоматит.

Одни исследователи (Бесова, 1939; Кушнарев, 1954; Повилайтис, 1960; Игнатович, 1965) рассматривают их как березиты, возникающие при средне- и низкотемпературных условиях после типичных грейзенов. Другие исследователи (Коржинский, 1958а; Барабанов, 1961) подобные метасоматиты относят к грейзенам.

Необходимо отметить, что рассматриваемые метасоматиты существенно отличаются от типичных березитов обилием флюорита и отсутствием (или слабым развитием) карбоната. Вместе с тем исключительно большое количество пирита, тонкочешуйчатый характер слюды и очень мелкозернистая структура породы сближают эти метасоматиты с березитом.

С другой стороны, эти образования по высокому содержанию фтора (в виде флюорита) очень близки к грейзенам, хотя отличаются от них обилием пирита и тонкозернистой структурой. Таким образом, по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты занимают как бы промежуточное положение между типичными березитами и грейзенами. Некоторые исследователи (Щербина, 1940) процессы березитизации рассматривают как сульфидную грейзенизацию.

Фациальная смена околосредних грейзенов указанными метасоматитами при переходе одних и тех же рудных жил и прожилков из гранитов во вмещающие диориты и биотитовые роговики, сходство минерального состава этих образований, однотипное поведение в них летучих компонентов (фтора, серы и воды) и другие данные позволяют флюорит-слюдистые метасоматиты рассматривать как своеобразные грейзены, возникшие по породам более основного состава (диориты, кварцевые диориты, биотитовые роговики), чем граниты. В зависимости от литологического состава этих пород наблюдается несколько различное поведение петрогенных компонентов.

При грейзенизации богатых калием биотитовых роговиков и биотитизированных сланцев экзоконтактной зоны гранитного массива имел место незначительный вынос кремнезема и привнос очень больших количеств фтора и серы. Основные петрогенные компоненты, включая даже K_2O и Na_2O , остаются в целом малоподвижными, испытывая незначительные локальные перераспределения, в частности небольшое возрастание CaO . При этом MgO , Al_2O_3 , K_2O и железо при образовании флюорит-пирит-слюдистых метасоматитов почти полностью заимствуются из вмещающих пород. За счет биотита возникает магнетитовая слюда типа фенгита. Большая часть освобожденного железа, при замещении биотита фенгитом, а также железо из магнетита идет на образование пирита. За счет CaO плагиоклаза образуется флюорит.

При грейзенизации бедных калием диоритов и кварцевых диоритов происходил вынос кремнезема и натрия, привнос заметного количества калия и больших масс фтора и серы. Остальные компоненты — Al_2O_3 , MgO , MnO , CaO , окисное и закисное железо при избытке фтора и серы ведут себя как инертные компоненты, входя в состав соответствующих минералов (слюда фенгитового типа, флюорит и пирит).

Возникновение однотипной грейзенизации по породам более основного, чем граниты, состава в различные этапы и стадии минерализации обусловлено, вероятно, высокой активностью серы и фтора в рудоносных растворах, влияющей на геохимическое поведение (в частности, на подвижность) основных петрогенных элементов в зонах околожильного изменения вмещающих пород.

3. Устанавливается определенная связь между процессами околожильного изменения вмещающих пород и горизонтальной зональностью оруденения.

При переходе от зоны I (шток гранит-порфиров) в зоны II—IV (экзоконтактовая зона гранитного массива) состав разновозрастных околожильных метасоматитов существенно меняется. Так, например, зоны микроклинизации гранитов и аплитов около ранних молибденитовых прожилков сменяются зоной биотитизации диоритов и альбитизации сланцев; околожильные мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены в гранитах переходят около одних и тех же жил и прожилков в флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты; зона окварцевания около поздних сульфидно-гюбнерит-кварцевых жил в гранитах сменяется флюорит-пирит-слюдистыми метасоматитами в сланцах и диоритах.

Такая зональность околожильных метасоматитов, как отмечалось выше, связана с существенным влиянием вмещающих пород на состав возникающих околожильных метасоматитов.

По мере удаления от штока гранит-порфиров в разновозрастных околожильных метасоматитах постепенно уменьшаются более высокотемпературные минеральные ассоциации: так, например, в ближайшей экзоконтактовой зоне (зона II) около ранних кварц-молибденитовых прожилков часто наблюдаются биотитизация и альбитизация диоритов и сланцев; в удаленных от штока зонах (зоны III и IV) около тех же прожилков отмечается образование серицитсодержащих метасоматитов. Подобные изменения в характере околожильных метасоматитов одного и того же возраста в одинаковых вмещающих породах, вероятно, обусловлены влиянием температурного фактора.

4. Литологический состав вмещающих пород оказывает влияние не только на минеральный и химический состав околорудных метасоматитов, но и на состав самих штокверковых прожилков и в какой-то мере на локализацию редкометального оруденения. Ранее нами (Онтоев, 1966) было показано, что рудоносные кварцевые прожилки и жилы при переходе из гранитов в роговики, сланцы и диориты сменяются кварц-микроклиновыми и микроклиновыми, в которых в заметных количествах встречаются флюорит и шеелит (менее развитые в прожилках в гранитах), а также гюбнерит, молибденит, айкинит и другие минералы. Изучение редких и рассеянных элементов в основных минералах Джидинского рудного поля (Онтоев, Дудыкина, 1966) выявило, кроме других факторов (температура, кислотность — щелочность растворов), отчетливое влияние также вмещающих пород на распределение элементов-примесей в минералах. В частности, установлено, что максимальная концентрация некоторых элементов (Fe и Be в гюбнерите, Fe и Cu в сфалерите, Co, Ni и Si в пирите) приурочена к минералам штокверковых прожилков, залегающих именно в роговиках и диоритах (зоны II и III).

Наконец, при переходе из гранитов во вмещающие роговики, ороговикопованные сланцы и диориты заметно возрастает (в 2—3 раза) содержание молибдена, трехоксида вольфрама и условного металла (Онтоев, 1966). По разведочным данным, промышленное молибденовое оруденение наблюдается не только в апикальной части гранитов, но и в их экзоконтактовой зоне — в ороговикопованных сланцах и роговиках.

Приведенные данные свидетельствуют о заметном влиянии вмещающих пород на минеральный состав штокверковых прожилков и на лока-

лизацию редкометального оруденения. Именно возрастанием активностей некоторых катионов (Ca^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} и др.) в растворах, частично выщелоченных из вмещающих пород, можно объяснить заметную концентрацию в штокверковых прожилках флюорита, шеелита и пирита, минералов, богатых глиноземом (микроклин), а также максимальное содержание Fe в гюбнерите и сфалерите, Co, Ni и Cu в пирите и т. д. Резкое нарушение равновесия в растворах в результате их взаимодействия с вмещающими породами, при котором основная масса фтора и серы связывается в пирите и флюорите слюдистых метасоматитов, приводит к осаждению из растворов также Mo и W в форме молибденита и гюбнерита (и частично шеелита).

Подчеркивая важное влияние вмещающих пород на состав околожильных метасоматитов и рудных штокверковых прожилков и в конечном счете на локализацию редкометального оруденения, мы не можем полностью согласиться с выводами А. Ф. Коржинского (1958а, б, 1962, 1967) о том, что главным и единственным фактором локализации оруденения является литологический состав вмещающих пород, а именно — в гранитах образуется только молибденовое, а в диоритах и роговиках — исключительно вольфрамовое оруденение. Пространственное обособление (зональность) молибденового и вольфрамового оруденения на Джиндинском рудном поле обусловлено не одним каким-либо фактором, а сочетанием и совместным действием ряда многих геологических и физико-химических факторов, в частности пульсацией рудоносных растворов в различные этапы и стадии минерализации, изменением температурных условий, влиянием состава вмещающих пород и др.

5. Постмагматические растворы разных этапов и стадий минерализации заметно менялись по своим кислотно-основным свойствам. В дорудный этап минерализации растворы, вызвавшие площадные изменения гранитов (альбитизация и микроклинизация), были существенно щелочными и лишь к концу этого этапа приобрели слабощелочной характер (образование кварц-микроклиновых метасоматитов). В последующие редкометально-молибденовый и редкометально-вольфрамовый этапы намечаются элементы цикличности в изменении кислотности постмагматических растворов. На ранних стадиях минерализации обоих этапов (соответственно молибденитовой и редкометально-кварц-микроклиновой) рудоносные растворы, судя по интенсивной микроклинизации, частично альбитизации и биотитизации вмещающих пород, были щелочными или умереннощелочными, а на поздних стадиях (соответственно кварц-редкометально-молибденитовая и кварц-редкометально-гюбнеритовая) тех же этапов кислотность растворов заметно возрастает (образование кварц-мусковитовых и кварцевых грейзенов).

Наконец, в поздний сульфидно-вольфрамовый этап минерализации растворы были по своим свойствам существенно кислыми или умеренно-кислыми (окварцевание гранитов и частично сланцев и диоритов).

В целом намечается эволюция во времени кислотно-основных свойств постмагматических растворов в различные этапы минерализации — от щелочных и умереннощелочных на ранних этапах к кислым и умеренно-кислым на поздних. В пределах некоторых этапов минерализации сходная эволюция наблюдается при переходе от ранней стадии к поздней.

6. Наиболее вероятной формой переноса в рудоносных растворах ионов тяжелых металлов (Mo^{4+} , W^{6+} и др.) и калия явились, видимо, сложные комплексные соединения, в частности фторгидросульфидные и оксифторгидросульфидные комплексы вольфрама $\text{K}_2[\text{WF}_4(\text{HS})_4]$, $\text{K}_2[\text{WO}_2\text{F}_2(\text{HS})_2]$, $\text{K}_2[\text{WF}_3(\text{HS})_3(\text{OH})_2]$, молибдена $\text{K}_2[\text{MoF}_3(\text{HS})_3]$, $\text{K}_2[\text{MoOF}_2(\text{HS})_2]$, $\text{K}_2[\text{MOF}_2(\text{HS})_2(\text{OH})_2]$, (Онтоев, 1967). Одновременно с этим не исключается существование в какой-то мере и более простых комплексов,

в частности фторвольфрамов, фтормолибдатов, а также оксифтормолибдатов и оксифторвольфрамов и, возможно, аквакомплексных соединений вольфрама и молибдена (Спицын, 1957).

ВЫВОДЫ

1. Освещены особенности окolorудных изменений вмещающих пород разного литологического состава в различные этапы и стадии минерализации.

2. Показано, что по породам более основного, чем граниты, состава (диориты, порфириды, биотитовые роговики и ороговикованные сланцы) в различные этапы и стадии минерализации возникают однотипные флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты, рассматриваемые нами как своеобразные грейзены по указанным выше породам.

3. Намечается определенная эволюция кислотно-основных свойств постмагматических растворов от щелочных и умереннощелочных (альбитизация, микроклинизация и биотитизация) на ранних этапах к слабо- и умереннокислым (кварцевые грейзены, зона окварцевания) на поздних этапах минерализации. В пределах некоторых этапов отмечается цикличность в проявлении кислотно-основных свойств рудоносных растворов: ранние стадии минерализации, как правило, сопровождаются щелочным метасоматозом (микроклинизация), а поздние — кислотным выщелачиванием (грейзенизация).

4. Подчеркнуто значительное влияние литологического состава вмещающих пород (ороговикованных сланцев, диоритов, порфиритов и других пород) не только на состав окolorудных метасоматитов, но и на минеральный состав рудоносных штокверковых прожилков, а также на локализацию вольфрамового, редкометального и молибденового оруденения. Влиянием этого фактора обусловлена наблюдаемая зональность стложения в пределах отдельных этапов и стадии минерализации. Однако горизонтальная зональность Джидинского рудного поля, более сложная по своей природе, связана с совместным действием ряда геологических и физико-химических факторов (пульсация растворов в разные этапы и стадии минерализации, литологический состав пород, температура, изменение кислотности — щелочности растворов и т. д.).

5. Установлено отчетливое изменение катионного состава постмагматических растворов разных этапов и стадий минерализации, тогда как по анионному составу они были существенно фторгидросульфидными; высказано предположение о переносе тяжелых металлов, калия и летучих компонентов в форме сложных фторгидросульфидных, оксифторгидросульфидных и других комплексных соединений.

ЛИТЕРАТУРА

- Барabanов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов. Т. 1. М.—Л., 1939.
- Бетехтин А. Г., Шадлун Т. Н., Генкин А. Д., Филимонова А. А. Текстура и структура руд. Изд-во АН СССР, 1958.
- Игнатович В. И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение). — Сб. геол.-производ. информации (Бурят. геол. упр-ние), 1959, № 3.
- Коржинский А. Ф. О влиянии состава боковых пород на приуроченность оруденения на Джидинских месторождениях. — Докл. АН СССР, 1958а, 118, № 2.
- Коржинский А. Ф. Окolorудные изменения боковых пород редкометальных месторождений Джидинского района. — Труды Первого совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Иркутск, 1958б.

- Коржинский А. Ф.* Влияние состава гидротермальных растворов и боковых пород на отложения руд некоторых вольфрамовых и свинцово-цинковых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 1.
- Коржинский А. Ф.* Гидротермально-измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1967.
- Кушнарев И. П.* К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения.— Геология и горное дело (сб. научных трудов Моск. ин-та цветных металлов и золота), 1947, № 16.
- Малиновский Е. П.* Растворение и переотложение молибденита в процессе микроклиматизации на Первомайском месторождении.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
- Ольшанский Я. И., Иванченко В. В.* Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (экспериментальное исследование).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
- Онтоев Д. О.* О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометальных рудных формациях Забайкалья.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Онтоев Д. О.* О возможной роли фторгидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометальных месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Изд-во Ленингр. ун-та, 1967.
- Онтоев Д. О., Дудыкина А. С.* Закономерности распределения элементов-примесей в некоторых минералах Джидинского рудного поля.— В кн.: Геохимия эндогенных и экзогенных процессов. Изд-во «Наука», 1966.
- Повилайтис М. М.* Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
- Спицын В. И.* К вопросу о строении акваполи- и гетерополисоединений.— Ж. неорг. хим., 1957, 2, вып. 3.
- Туговик Г. И.* Грейзены и грейзенизированные граниты Юго-Западного Забайкалья.— Труды Бурят. комплексного н.-и. ин-та, серия геол., 1964, вып. 15.
- Щербина В. В.* Геохимия. Изд-во АН СССР, 1940.
- Щербина В. В.* Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах.— Геохимия, 1962, № 11.
- Щербина В. В.* Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? (по поводу статьи Н. Г. Тюрина).— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Barnes H. L.* A Mechanisms of mineral zoning.— Econ. Geol., 1962, 57, N 1.
- Barnes H. L.* Chemistry of ore transport in epithermal and telethermal deposits.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил». Т. 1. Прага, 1963.

О ВОЗРАСТЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ЭФФУЗИВОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

И. Н. ТОМСОН, Ю. П. ДЕЖИН, Г. М. ЛОБАНОВА,
И. Б. ИВАНОВ

До последнего времени возраст послескладчатых континентальных эффузивов Восточного Забайкалья, слагающих изолированные поля, определялся в значительной степени приближенно. Во внутренней части остаточной геосинклинали, замкнувшейся в начале среднеюрского времени, они несогласно перекрывают фаунистически охарактеризованные нижнеюрские морские и континентальные молассовые отложения, условно относимые к средней юре. В ряде мест на них налегают нижнемеловые континентальные толщи. В пределах «жесткой» рамы, где отсутствуют морские юрские отложения, недостаточно отчетлива и нижняя возрастная граница эффузивов. Многие покровы послескладчатых континентальных эффузивов Восточного Забайкалья до последнего времени относятся к шадоронской серии, возраст которой на основании довольно скурых геологических фактов оценивался как верхняя юра. Верхнеюрская флора среди вулканогенной толщи была обнаружена Ф. В. Старицыным, П. Т. Жуковским в Ундино-Даинской депрессии. В последние годы была собрана поздневерхнеюрская и нижнемеловая фауна в толщах, венчающих разрез верхнеюрских эффузивов в южном Приаргунье (Олейников, 1963; Шатков, Якобсон, 1964).

Значительно больше имеется данных по стратиграфии континентальных отложений, перекрывающих эффузивы шадоронской серии. Сводные работы по их стратиграфии появились еще в 40-х годах (Нагибина, 1946; Б. А. Иванов, 1949). Позднее, в 50-х годах, была опубликована схема стратиграфии мезозойских континентальных отложений Г. Г. Мартинсоном (1955, 1961) и Ч. М. Колесниковым (1964). В работах Ю. П. Писцова (1966а, б) выдвигается представление о структурно-фациальных зонах верхнемезозойского времени.

Разработка схемы стратиграфии эффузивов Восточного Забайкалья является весьма актуальной проблемой, так как образование верхнемезозойских эффузивов здесь происходило в эпоху интенсивного развития эндогенных процессов — внедрения интрузивных пород различного состава и образования большинства рудных месторождений. Отсутствие данных по детальному расчленению эффузивных толщ затрудняет во многом выяснение последовательности развития интрузивного и рудного процессов. До последнего времени прорывание вулканической толщи интрузивом считалось достаточным мотивом для вывода о верхнеюрском или послевеерхнеюрском возрасте последнего. Результаты проведенных исследований позволяют отказаться от представления о единой верхнеюрской шадоронской серии. Как выяснилось, шадоронская серия расчленяется на покровы среднеюрского, ранневерхнеюрского, поздневерхнеюрского — нижнемелового и нижнемелового возраста. Это, в свою очередь, позволит внести коррективы в представления об этапах развития интрузивного и рудного процессов.

Прежде чем перейти к изложению данных о возрасте континентальных эффузивов Восточного Забайкалья, кратко осветим основные черты его геологического строения.

Характеризуя тектонику Восточного Забайкалья, В. Н. Козеренко (1956) рассматривал эту территорию как остаточную геосинклиналь, превращенную в средней юре в складчатую область. При этом примыкающие к нижнеюрскому прогибу блоки раннепалеозойской консолидации относились им к краевым геантиклинальным зонам. Мы склонны считать эти области платформенными, ограничивающимися на севере и юге площадь нижнеюрской остаточной геосинклинали. К таким блокам рамы складчатой области относится Урулюнгуевский массив, расположенный в Южном Приаргунье и отделяющийся от юрской складчатой области глубинным разломом юго-восточного простирания, прослеживающимся несколько севернее пос. Кличка. На севере складчатая область ограничивается Пришилкинской зоной ранней консолидации, которая контактирует с нижнеюрской складчатой областью вдоль Монголо-Охотского краевого шва, расположенного в долине р. Шилки. Нижнеюрская складчатая область имеет овальные очертания, слегка вытянута в северо-восточном направлении. Во внутренней части складчатой области В. Н. Козеренко выделяет Центральную синклиналичную зону с наиболее мощными отложениями морской и прибрежной фаций нижней юры. С юго-востока ее обрамляет полукольцом Переходная зона, в пределах которой развиты преимущественно прибрежно-континентальные нижнеюрские отложения сокращенной мощности; далее расположена краевая Приаргунская зона, где известны отдельные прогибы с грубообломочными континентальными отложениями ниже-среднеюрского возраста небольшой мощности. Формация орогенной стадии геосинклиналичного развития в Восточном Забайкалье представлена среднеюрскими молассовыми отложениями верхнегазмурской свиты, которые отмечаются только в пределах контура Центральной геосинклиналичной области, тогда как более молодые вулканиты в равной мере распространены как в обрамлении этой области, так и в блоках платформенного типа. В этом смысле ранне-среднеюрские структурно-фациальные зоны теряют свое значение в верхнемезозойскую эпоху, когда происходит структурная перестройка области. Однако можно подметить некоторую специфику в составе и строении эффузивных толщ в пределах различных доверхнемезозойских структурно-фациальных зон. Поэтому ниже при характеристике различных вулканических полей мы будем отмечать их принадлежность к этим структурно-фациальным зонам.

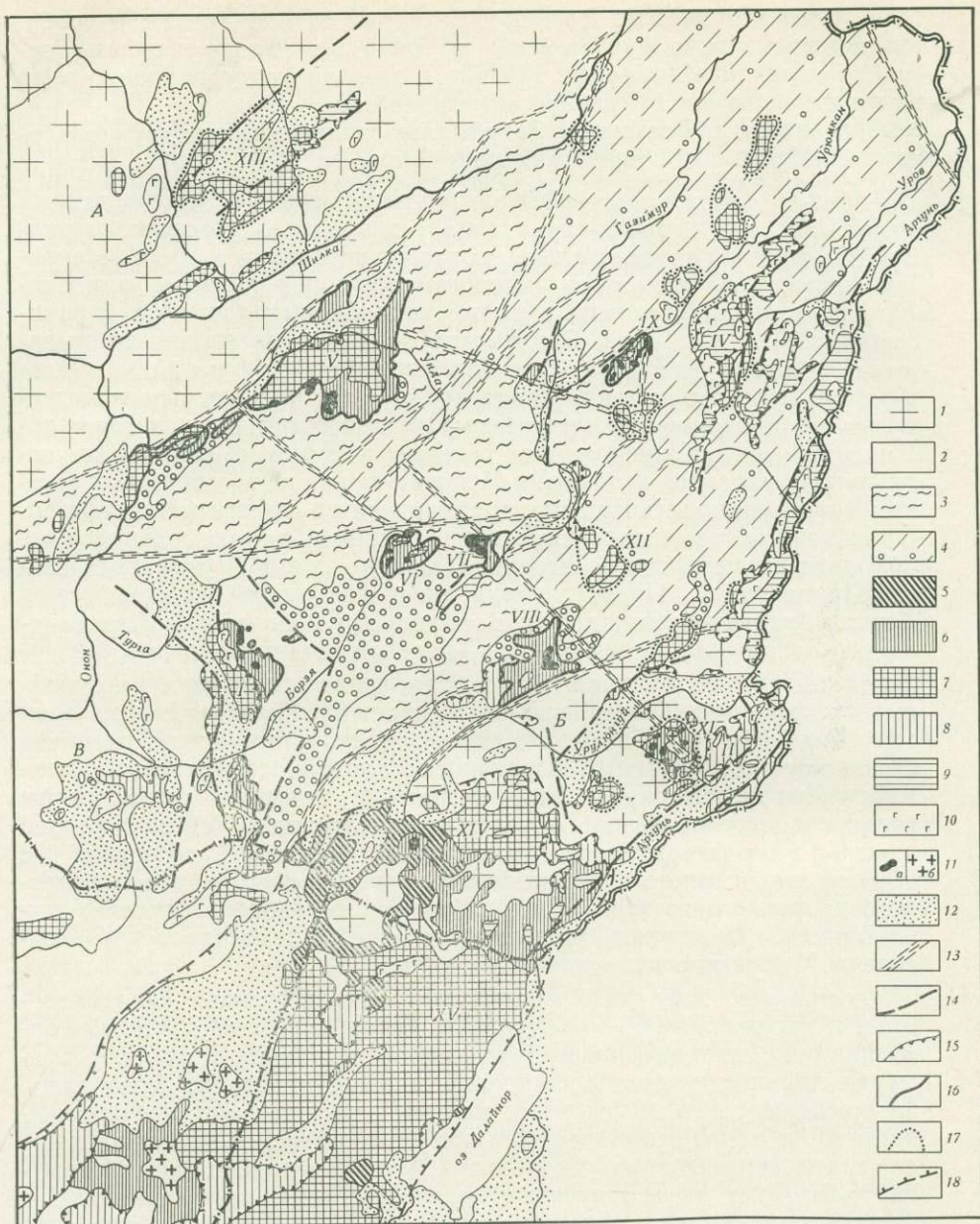
В неотектонический этап, после длительного периода покоя, вновь были возрождены основные элементы верхнемезозойского тектонического рельефа.

Как уже упоминалось, значительные трудности при сопоставлении разрезов эффузивных толщ Восточного Забайкалья связаны прежде всего с разобщенностью вулканогенных полей, непостоянством их состава и крайней скудностью биостратиграфических материалов. Прямых геологических данных в настоящее время оказывается недостаточно для расчленения эффузивных толщ, и поэтому мы использовали для этой цели массовые определения абсолютного возраста вулканитов, а также опирались на данные о морфо-структурных особенностях вулканических полей. В Забайкалье удается выделить несколько типов вулканических полей по их форме в плане и приуроченности к одному из основных неотектонических элементов: к глыбовым антиклиналям, которые испытывали поднятия и характеризуются гористым рельефом; к изометричным впадинам с мелкосопочным или равнинным рельефом; к линейным грабен-синклиналичным депрессиям, характеризующимся погружением и образованием аккумулятивных равнин в современном

рельефе. Неотектонические формы унаследуют обычно горсты и грабены, возникшие в позднемезозойское время в результате глыбовой перестройки складчатой области. Именно с этой эпохой совпадает время развития интенсивных вулканических процессов.

Мы различаем в Восточном Забайкалье следующие структурно-морфологические типы вулканических полей (см. фигуру).

- I — линейно-вытянутые поля эффузивов, залегающие в приразломных депрессиях типа грабен-синклиналей, в пределах которых локализируются также континентальные отложения нижнего мела. Наиболее характерны для этих вулканических полей покровы миндалекаменных трахиандезитов, а также санидиновых порфиоров (трахипаритов) и их туфов. Эти вулканогенные образования вскрываются в бортах впадин из-под нижнемеловых отложений, а также местами перекрывают их. Кроме того, они отмечаются непосредственно на продолжении нижнемеловых депрессий или слагают пониженные зоны в современном рельефе, которые не сопровождаются нижнемеловыми осадками. Местами в придепресссионных участках толщу миндалекаменных трахиандезитов подстилают туфогенно-осадочные и вулканогенные образования, в составе которых преобладает вулканогенный материал кислого состава (маякская свита Приаргунья). Подобные вулканические поля вскрываются в бортах Аргунской, Западно- и Восточно-Урулюнгуевской, Александровско-Заводской, Газимурской, Уровской и других депрессий.
- II. Слабо вытянутые вулканогенные поля (унаследованные прогибы), выполненные вулканогенными и осадочными образованиями мезозоя. Такие прогибы продолжают геосинклинальный тип развития более древних структур, сложенных мощной толщей верхнегазимурских конгломератов. Унаследованные прогибы расположены только непосредственно в обрамлении Центральной синклинальной зоны и характеризуются накоплением довольно мощных (до 1500 м) существенно вулканогенных толщ, главным образом основного и среднего состава. К прогибам такого типа относятся Ундино-Даинское, Клинское, Новоширокинское, Александровско-Заводское и Мулинское вулканогенные поля.
- III. Изометричные или слабо вытянутые поля эффузивов (палеокальдеры и наложенные мульды), расположенные в блоках ранней консолидации. Строение разреза вулканогенных толщ в таких структурах характеризуется сложностью и непостоянством. Преобладают исключительно эффузивные толщи (основные или кислые вулканы) и совершенно отсутствуют молассовые отложения (конгломераты верхнегазимурской свиты). К полям такого типа относятся Куйтунская и Тулукуевская палеокальдеры, расположенные в блоках ранней консолидации, а также Донинская, Шараканская и другие наложенные мульды, расположенные в пределах Переходной зоны. Мощность вулканогенного комплекса не превышает 600—700 м.
- IV. Обширные, слабо вытянутые наложенные прогибы типа «дива-регионов» протяженностью в сотни и шириной в десятки километров, выполненные мощными, главным образом терригенными отложениями типа континентальных, реже морских моласс, а также континентальными вулканогенными образованиями и прорванные интрузиями гранитоидов. К структурам такого типа мы относим Южно-Аргунскую впадину, представляющую собой северную часть Нилгинско-Чойбалсанского прогиба, прослеживающегося через территорию КНР в Монголию. Этот прогиб характеризуется длительным погружением, начиная, возможно, уже с верхнего



Мезозойские структурно-формационные зоны Восточного Забайкалья

1 — области ранней консолидации: А — Пришилкинская, Б — Заурулсингуевская; 2 — мезозойские глыбовые поднятия: В — Агинское палеозойское поле; 3 — центральная часть мезозойской геосинклинали; 4 — краевая часть мезозойской геосинклинали. Вулканогенные и вулканоплутонические комплексы, выполняющие мезозойские впадины и прогибы: 5 — нижнеюрские, 6 — среднеюрские, 7 — верхнеюрские, 8 — верхнеюрские — нижнемеловые, 9 — нижнемеловые, 10 — нижне-верхнемеловые образования, 11 — интрузивные и субвулканические образования: а — среднего, б — кислото состава; 12 — мезо-кайнозойские впадины, выполненные осадочными комплексами; 13 — глубинные разломы фундамента, ограничивающие различные структурно-фациальные зоны; 14 — сквозные разломы (контурные структурно-морфологических типов вулканогенных полей); 15 — грабен-синклинали: I — Тургино-Харанорский, II — Дуройский, III — Аргунский, IV — Урловский, XV — Южно-Аргунский; 16 — унаследованные прогибы: V — Ундино-Данский, VI — Клинский, VII — Александровско-Заводский, VIII — Мулинский, IX — Ново-Широкинский; 17 — кальдеры: X — Тулукуевская, XI — Куйтунская; надолженные мульды: XII — Донинская, XIII — Оловская; 18 — прогибы типа «дива-регионов»: XIV — Южно-Аргунский, XV — Нилгинско-Чойбалсанский

палеозоя. К началу мела опускание сменилось относительным воздыманием, причем дальнейшее погружение происходило лишь во вновь возникших грабен-синклиналях, являющихся по отношению к основной структуре наложенными.

Необходимо отметить, что в отдельных местах вулканические поля расчлененных выше типов непосредственно соприкасаются.

Для сопоставления эффузивных толщ, залегающих в изолированных полях, и для возрастного расчленения мезозойских эффузивов нами были использованы массовые определения абсолютного возраста эффузивных пород. Собранные нами образцы анализировались калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Определения проводились в большинстве случаев «по массе» породы без предварительного выделения калийсодержащих минералов. Это оказалось возможным потому, что вулканические породы Восточного Забайкалья отличаются повышенным содержанием калия, которое обычно сохраняется в пределах 2—5%.

Особенность Забайкальской петрографической провинции — субщелочной характер многих вулканитов, причем даже в породах повышенной основности преобладание натрия над калием незначительно (характеристика $n=0,65-0,45$ при нормальной для андезитов и базальтов по А. Н. Заварицкому $n=0,75$).

В отдельных случаях результаты определений по массе контролировались данными по биотиту, выделенному из этой же породы. Так, возраст оловских липарито-дацитов по массе определен в 154 ± 8 и 152 ± 8 млн. лет, а по биотиту 150 ± 8 млн. лет. Возраст куйтунских альбитофиринов по массе составляет 163 ± 7 млн. лет (данные И. В. Мельникова) и 159 ± 7 млн. лет, а по биотиту 173 ± 8 млн. лет. Всего было сделано 72 анализа возраста эффузивных пород, а также ряд определений возраста субвулканических тел и интрузивов.

Приводимые значения погрешностей в измерениях (t) содержаний радиогенного аргона и калия соответствуют средним квадратичным ошибкам (σ) для образцов с данным содержанием аргона и калия. Приводимые значения погрешностей определения возраста вычислены по ошибкам измерения содержания радиогенного аргона и калия, но для них дается удвоенное значение квадратичной ошибки (2σ). Таким образом, вероятность того, что истинное значение возраста лежит в указанных пределах, равна 95%. Отсутствие систематической ошибки в измерениях радиогенного аргона проверялось по контрольным пробам комиссии по определениям абсолютного возраста геологических формаций, а также периодическими прямыми измерениями коэффициента Трассера ($A^{38} + CO_2$). Вполне удовлетворительная точность геохронологических данных подтверждается геологическими наблюдениями, а также хорошей сходимостью цифр при нескольких определениях абсолютного возраста одних и тех же свит и при контрольных определениях возраста одних и тех же образцов.

Прежде чем обсудить полученные результаты, напомним данные абсолютного летоисчисления некоторых рубежей геохронологической шкалы. Верхняя граница юры принимается равной 137 млн. лет. Что касается возрастных интервалов отделов юры, то прямых данных пока не имеется. Очень важны недавно полученные сведения о возрасте границы между батом и байосом. Как установлено на материалах Кавказа и Крыма, байосские породы имеют возраст 165 млн. лет (Афанасьев и др., 1963). По Г. П. Багдасаряну, возраст границы верхнего байоса — бата составляет 159 ± 4 млн. лет. Исходя из этого, ориентировочно можно принять возраст границы между средней и верхней юрой в 157—155 млн. лет.

ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ПРИШИЛКИНСКОЙ ЗОНЫ

Эффузивы из различных структурно-фациальных зон были изучены с различной степенью детальности. Меньше всего материалов было собрано по Пришилкинской зоне, где удалось охарактеризовать лишь отдельные эффузивные комплексы. Распределение вулканитов в пределах этой территории весьма неравномерно. Вулканические образования сосредоточены в восточной части Пришилкинской зоны (к востоку от р. Нерчи здесь отмечаются вулканические поля первых трех намечаемых нами типов).

К числу вулканических полей второго типа относятся почти изометричные впадины Оловская и Зюльзинская, выполненные терригенными отложениями и вулканитами. Разрез отложений Оловской депрессии изучался Ч. М. Колесниковым (1964), Я. М. Кисляковым и другими исследователями.

Оловская впадина. Более детально разрез вулканогенно-осадочных толщ впадины охарактеризован М. В. Шумилиным (1966). По его данным, в основании разреза залегает нижнеоловская свита, сложенная вулканогенно-осадочными брекчиями, биотитовыми и пироксеновыми порфиритами (мощностью до 400 м). Выше залегает мощная угленосная толща, разделенная перерывами на три свиты: верхнеоловскую (120 м), тургинскую (до 500 м) и кутинскую (150—1000 м). Последняя локализуется в узких грабенообразных впадинах, осложняющих Оловскую депрессию. Фаунистически охарактеризована тургинская свита, где в песчаниках обнаружены конхостраки, *Bairdestheria* sp., *Bairdestheria middendorffii* (Jones), а также моллюски *Arguniella* sp. Распределение вулканогенных фаций в разрезе угленосной толщи неодинаково. Липариты образуют покровы в верхней части верхнеоловской свиты, витрокластические туфы развиты в основании тургинской свиты, андезиты и их туфы отмечены только в основании кутинской свиты. В прибортовых частях впадин средние части разреза часто выпадают, и нижнемеловая кутинская свита часто залегает на разных горизонтах нижнемеловой свиты. Это усложняет выяснение положения в разрезе эффузивных образований в Оловской впадине.

Толща порфиритов нижнеоловской свиты резко несогласно перекрыта вышележащим комплексом отложений и вскрывается лишь в отдельных участках в борту прогиба. Биотитовые порфириты из этой толщи содержат разрушенные вкрапленники биотита с редкими вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Биотиты в сильной степени замещены опацитовой каймой. В пироксеновых порфиритах вкрапленники представлены плагиоклазом № 25—35, ромбическим и моноклинным пироксеном, реже кварцем и калиевым полевым шпатом. Структура основной массы микропорфировая. По составу эти породы, по-видимому, соответствуют трахиандезитам (содержание калия — 3,08%). Абсолютный возраст этих пород из пади Корендаиха (образец А. М. Блоха) составляет 172 ± 8 млн. лет, что соответствует средней юре. В пределах верхнеоловской свиты, с которой, по-видимому, начинается комплекс отложений впадины, имеются покровы липарито-дацитов. Для них характерна порфировая структура, ассоциация санидина, биотита и реже кислого плагиоклаза во вкрапленниках, сферолитовая и флюидальная текстура основной массы. Эта толща часто слагается черными, а также серыми туфолавами, сложенными флюидальным стеклом, цементирующим обломки кристаллов санидина, кислого плагиоклаза, кварца, а также обломки стекла. Возраст липарито-дацитов, определенный по биотиту, составляет 150 ± 8 млн. лет, а по валовым пробам 152 ± 8 и 154 ± 8 млн. лет (образцы Я. М. Кислякова). Эти цифры свидетельствуют о верхнеюр-

ском возрасте эффузивов, что хорошо согласуется с данными о возрасте вышележащих осадочных отложений, содержащих верхнеюрскую фауну. Они также указывают на возрастной отрыв верхнеоловских липарито-дацитов от подстилающей толщи андезитов, что подтверждается характером залегания этих толщ.

Для андезитов и дацитов из средней части разреза отложений Оловской депрессии получены данные 158 ± 9 и 153 ± 8 млн. лет. Возможно, они несколько завышены, так как эти толщи подстилают нижнемеловые отложения кутинской свиты.

Установлен среднеюрский возраст (165 ± 8 млн. лет) вулканического поля в верховьях р. Жарчи близ пос. Усть-Теремки к северу от Дарасунского месторождения. Это вулканическое поле приурочено к глыбовому поднятию и может быть отнесено к вулканическим полям третьего типа. Оно слагается породами дацитового состава, среди которых выделяются полевошпатовые порфиры, фельзит-порфиры, их туфы и эксплозивные брекчии. Вкрапленники в этих породах представлены главным образом плагиоклазом (олигоклаз). Основная масса обладает флюидалной и полосчатой текстурой. Закономерного изменения состава толщ в разрезе подметить не удастся. Однако в порфирах верхней части разреза наряду с вкрапленниками плагиоклаза отмечается и роговая обманка.

В Пришилкинской зоне имеются также и линейно-вытянутые вулканические поля, вскрывающиеся в бортах депрессий и сложенные отложениями нижнего мела. Как уже упоминалось, нижнемеловые отложения и подстилающие их миндалекаменные трахиандезиты образуют грабенообразную линейно-вытянутую впадину, наложенную на толщу нижней части разреза Оловской депрессии. Широко распространены вулканиты и континентальные терригенные отложения в зоне Монголо-Охотского шва, где они слагают Арбагаро-Холбонскую и Куэнгинскую впадины. Нами было получено единичное определение возраста из биотит-полевошпатовых дацитов, которые вскрываются в обрамлении Арбагаро-Холбонской депрессии. Эти эффузивы перекрыты нижнемеловой осадочной толщей. Возраст их 151 ± 6 млн. лет. Дациты представляют собой темно-вишневые породы с мелкими вкрапленниками белого полевого шпата и биотита, представленными плагиоклазом. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру. Эти эффузивы, имеющие ранневерхнеюрский возраст, являются, таким образом, аналогами липарито-дацитов верхнеоловской свиты (Оловская депрессия). Однако здесь они не переслаиваются с осадочными отложениями и отделены от несогласно их перекрывающих нижнемеловых отложений значительным перерывом. Таким образом, изометричные впадины характеризуются непрерывным разрезом вулканогенно-осадочных отложений, а в линейно-вытянутых — эффузивные толщи отделены перерывом от осадочных толщ.

Кроме упомянутых мезозойских эффузивных комплексов, в пределах Пришилкинской зоны, по-видимому, развиты также нижнемезозойские эффузивы, которые широко распространены на западном продолжении Пришилкинской зоны в Центральном и Западном Забайкалье.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Непосредственно юго-восточнее Пришилкинской зоны расположена Переходная зона, являющаяся периферийной частью нижнеюрской складчатой области. Здесь имеется несколько изолированных вулканических полей, среди которых наиболее крупные — Ундино-Ононское и Ундино-Даинское, расположенные у границ Переходной и Центральной синкли-

нальной зон. По структурно-морфологическим признакам здесь различаются два типа вулканических полей: линейно-вытянутые и придепресссионные поля, расположенные в депрессии долины р. Унды, и изометричные поля, приуроченные к глыбовым поднятиям Ононского хребта.

Депрессионные вулканические поля смыкаются с расположенными южнее вулканитами глыбовых поднятий. К депрессионной зоне долины р. Унды приурочены два линейно-вытянутых в северо-восточном направлении вулканических поля. Одно из них прослеживается в низовьях р. Унды и распространяется в смежную часть долины р. Онона (Ундино-Ононское) и второе прослеживается от г. Балея до верховьев р. Даи (Ундино-Даинское).

Ундино-Даинское вулканическое поле пространственно сопряжено с нижнемеловой впадиной (в своей северной части). На юге вулканиты этого поля налегают на эффузивы изометричного вулканического поля, локализованного в пределах глыбового поднятия в междуречье Талангуй — Егье. Изучением мезозойских континентальных и эффузивных толщ Ундино-Ононского и Ундино-Даинского полей занимались в разные годы многие исследователи: В. П. Маслов, А. Д. Зиновкин, П. С. Бернштейн, С. Г. Мирчинк, В. Д. Гунбин, Г. Ю. Григорчук, Л. М. Алферьев, Ф. В. Старицын, В. Л. Фишер, А. Н. Олейников, Н. Т. Жуковский. Используя данные этих исследователей, А. Н. Олейников (1962а, б) и Ч. М. Колесников (1964) составили стратиграфические схемы верхнемезозойских толщ Ундино-Даинской депрессии. Еще раньше сводная схема стратиграфии верхнемезозойских толщ была составлена П. С. Бернштейном и С. Г. Мирчинк. Характеристика отдельных свит Ундино-Ононской и Ундино-Даинской впадин имеется в сводках Ю. П. Писцова (1966а, б) и А. Ф. Мушникова, К. К. Анашкиной, Б. И. Олексив (1966). Ундино-Даинское вулканическое поле — один из немногих районов, для которого имеются биостратиграфические данные, характеризующие возраст верхнеюрских вулканитов.

А. Н. Олейников (1962а), в основном повторяющий схему стратиграфии П. С. Бернштейна и С. Г. Мирчинк, расчленяет разрез мезозойских отложений рассматриваемого района на пять свит. В основании разреза выделяется верхнегазиму́рская свита грубообломочных отложений, сменяющаяся талангуйской, верхнеундинской и тергенской вулканогенно-осадочными свитами и далее бале́йской свитой осадочных отложений.

Верхнегазиму́рская (нижнеундинская) свита, сложенная преимущественно конгломератами и конглобрекциями, прослеживается в пределах водораздела рек Талангуй — Егье, на южной окраине Ундино-Даинского и Ундино-Ононского вулканических полей близ Ононского хребта. По нашим наблюдениям, в верхней части разреза этой свиты залегают горизонты туфо- и лавоконгломератов с галькой андезито-базальтов. В верхнегазиму́рской свите, по данным А. Ф. Мушникова, К. К. Анашкиной и Б. И. Олексив (1966), имеются пакки песчаников и алевролитов с прослоями кислых пепловых туфов. Мощность верхнегазиму́рской свиты 500—800 м. В верхнегазиму́рской свите Ф. В. Старицыным были найдены остатки растений *Cladophlebis laxipinnata* Pryn. и *Pseudotorellia* cf. *ensiformis* Heer. Dolud. Эти формы известны среди верхнеюрских отложений Дальнего Востока. Большинство исследователей Забайкалья склоняются к мнению о среднеюрском возрасте верхнегазиму́рской свиты на основании геологических данных.

Талангуйская свита составляет основную часть эффузивного разреза Ундино-Даинской депрессии. Позднее эта вулканическая толща стала выделяться под наименованием шадоронской серии (Гунбин, Чербянова, 1963). Свита имеет трехчленное строение, в ней выделяются

нижняя туфогенно-осадочная толща, сложенная конгломератами и туфами; средняя порфириновая толща, представленная порфиритами (андезитами), туфолавами, лавобрекчиями, лавоконгломератами, туфобрекчиями и редко туфами; и, наконец, верхняя туфогенно-осадочная толща, имеющая в своем составе туфопесчаники, туфоконгломераты, туфолавы, туфы и прослои андезито-дацитов. В составе конгломератов, подстилающих верхнюю туфогенно-осадочную толщу, нами найдены гальки диоритовых и сиенит-диоритовых порфиритов, прорывающих нижнюю и среднюю толщи талангуйской свиты. Общая мощность талангуйской свиты в районе Балея около 2000 м.

В нижней толще шадоронской серии Ю. П. Писцовым и Н. Т. Жуковским собраны остатки растений, из которых В. А. Вахрамеев определил: *Coniopteris* sp., *Cladophlebis tongusorum* Pryn., *Cladophlebis williamsoni* Brong., *Raphaelia diamensis* Sew., *Glossozamites burejensis* Pryn. В верхней толще П. С. Бернштейном обнаружены: *Cladophlebis whitbiensis* Brong., *Coniopteris* cf. *maakiana* Neck., *Czekanowskia setacea* Heer., *Phoenicopsis* sp., *Scleropteris daurica* Pryn.

По составу эффузивы талангуйской свиты сменяются снизу вверх от андезитов и андезито-базальтов до андезито-дацитов и дацитов. Андезито-базальты и андезиты представлены плотными, черными, иногда зеленоватыми и красноватыми разностями, переслаивающимися с раскристаллизованными потоками, в которых хорошо видны вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. Андезито-базальты состоят на 70—80% из вкрапленников лабрадора № 52—60, моноклинного бесцветного пироксена (авгит с $c:Ng=42-44^\circ$), измененного ромбического пироксена и хлорит-биотитовых и идингситовых псевдоморфоз по оливину. Основная масса интересерральная либо стекловатая. Андезиты характеризуются порфировым строением, часто со струйчатым расположением вкрапленников. Вкрапленники слагаются андезином № 43—45, бесцветным авгитом либо базальтической роговой обманкой. Соответственно выделяются пироксеновые и роговообманковые андезиты. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру.

Андезито-дациты имеют голубоватый оттенок, плотное строение и удлиненную форму вкрапленников. Развитые в верхних частях разреза андезито-базальты отличаются более кислым составом плагиоклазов и преимущественно трахитоидной структурой. Из темноцветных присутствуют главным образом роговая обманка (часто базальтическая), биотит и авгит. Эти толщи прослеживаются в виде полос северо-восточного простирания на левобережье р. Унды, где они вскрываются из-под более молодых осадочных отложений наложенных впадин.

Среди прослоев туфопесчаников верхней толщи Ф. В. Старицыным была собрана форма *Czekanowskia rigida* Heer., *Isostrobis heeri* Pryn. По мнению Н. Д. Василевской и А. А. Померанцевой, эти формы свидетельствуют о юрском возрасте отложений.

Верхнеундинская свита слагается песчаниками, туфопесчаниками, мелкогалечными конгломератами. Локализованы эти отложения в депрессионной зоне долины р. Унды. По данным Ф. В. Старицына, в восточной части депрессии эта толща содержит также покровы основных эффузивов. В нижней части разреза в покровах преобладают пироксеновые андезиты и андезито-базальты, а в верхней — миндалекаменные разности. Среди пироксеновых андезитов и андезито-базальтов нами отмечены горизонты лавоконгломератов, включающих гальки голготайских гранитов (j_3). Миндалекаменные андезиты и андезито-базальты черного цвета характеризуются очень плотным строением, местами шаровой отдельностью, обилием удлиненных миндалин.

Среди отложений верхнеундинской свиты были сделаны многочисленные сборы растительных отпечатков, а также остатков двустворчатых моллюсков рода *Arguniella*.

По мнению А. Н. Олейникова, характер растительного комплекса верхнеундинской свиты свидетельствует о нижнемеловом возрасте отложений.

Тергенская свита слагается конгломератами и песчаниками, фашиально замещающими друг друга. Эти отложения залегают в пределах депрессионной зоны. Среди них собраны растительные остатки и двустворчатые из рода *Arguniella*, а также остатки рыб, которые, по мнению В. Д. Принады, Г. Г. Мартинсона, позволяют сопоставлять заключающие их отложения с тургинским горизонтом Восточного Забайкалья. Среди различных видов *Lipposugena* отмечаются нижнемеловые формы, причем некоторые из них, по-видимому, могут находиться и в более нижних горизонтах.

Балейская свита слагается ритмично чередующимися песчаниками, конгломератами, алевролитами и залегают в пределах депрессий. По данным Ю. П. Писцова и Ф. В. Старицына, в этой толще отмечаются прослойки пепловых туфов, и они пересекаются дайками кварцевых порфиров. Многочисленные сборы флоры и фауны из этих отложений свидетельствуют, согласно обобщению, сделанному А. Н. Олейниковым, о нижнемеловом их возрасте.

Шилкинская свита. В Ундино-Даинской впадине вдоль предгорий Борщевочного хребта, по данным Ю. П. Писцова, прослеживается несколько разобщенных полей, сложенных отложениями этой свиты ($C_{11}S_{11}$). В составе свиты Ю. П. Писцовым выделены две толщи: угленосная (песчаники, алевролиты и углистые алевролиты) и конгломератовая. Заключение о возрасте свиты сделано на основании изучения споропыльцевого комплекса угленосной толщи, проведенного А. А. Сиротенко.

Несмотря на относительное обилие сборов органических остатков, особенно в верхней части разреза верхнемезозойских толщ, их возраст интерпретируется по-разному различными исследователями. Г. Г. Мартинсон (1961) возраст тургинской свиты считает нижнемеловым (готерив), Н. И. Новожилов (1963) и С. С. Красинец (1963) пришли к выводу о верхнеюрском возрасте тургинского горизонта на основании распространения рода *Bairdestheria* отряда конхострак. С тургинским горизонтом А. Н. Олейников сопоставляет тергенскую свиту и приходит к выводу об их нижнемеловом возрасте. По заключению Ю. П. Писцова, тургинская толща в Ундино-Ононской впадине залегают в основании березовской серии, непосредственно перекрывающей отложения верхней юры, и представлена толщей хорошо отсортированных тонкозернистых пород с тонкой слоистостью. Плохо сохранившиеся створки конхострак рода *Bairdestheria* характеризуют эти отложения как тургинский горизонт.

В работе Ч. М. Колесникова (1964) отмечается, что тергенская свита содержит пресноводные пелециподы верхней юры, а балейская свита — гастроподы и пелециподы, характерные для низов неокома и верхов мальма. Определение споропыльцевых комплексов тургинской свиты А. А. Сиротенко позволяет датировать ее как валанжин.

Таким образом, пресноводная фауна и флора не позволяют пока с достаточной точностью датировать возраст континентальных толщ. Поэтому особенно важны данные абсолютной геохронологии для корректировки возраста субаэральных эффузивов. Наиболее определенные данные получены о возрасте андезитовой толщи талангуйской свиты. Так, абсолютный возраст роговообманково-плагноклазового трахиандезито-базальта из средней толщи в низовьях р. Талангуя 150 ± 8 млн. лет, андезито-дацита той же толщи (устье пади Мунга) 154 ± 8 млн. лет. Шток кварцевого диоритового порфирита субвулканического облика из пади Алешкина, который прорывает нижнюю и среднюю толщи талангуйской свиты, имеет возраст 151 ± 9 млн. лет. Эти данные свидетельствуют

о ранневерхнеюрском возрасте эффузивов и субвулканов талангуйской свиты. Необходимо отметить, что верхняя толща талангуйской (шадоронской) свиты уже содержит гальку диоритовых порфиритов. Возраст же верхнегазимульской свиты грубообломочных отложений, которые несогласно перекрывают нижнеюрские морские осадки и, в свою очередь, перекрываются эффузивами талангуйской свиты, вероятно всего, соответствует средней юре. Был определен возраст андезитов из горизонта туфоконгломератов, залегающих в верхних частях разреза верхнегазимульской свиты в левобережье низовьев р. Унды. Их возраст оказался равным 176 ± 8 и 164 ± 9 млн. лет, что соответствует средней юре. Кроме того, был определен возраст диоритового массива из пади Средний Голготай, который прорывает дресвяники верхнегазимульской свиты. Возраст диоритов (по биотиту) оказался равным 175 ± 8 млн. лет.

Таким образом, судя по совокупности геохронологических и геологических данных, можно предварительно заключить, что в бассейне р. Унды грубообломочная толща, заключающая вулканогенный материал в верхних частях разреза (верхнегазимульская свита), имеет среднеюрский возраст и локализуется в пределах современных глыбовых поднятий. Вулканическая толща шадоронской серии (талангуйской свиты) ранневерхнеюрского возраста образует вытянутое в северо-восточном направлении поле в южном обрамлении депрессионной зоны долины р. Унды.

Широкинское вулканическое поле, расположенное к северо-востоку от пос. Газимурский Завод, относится к этой же структурно-формационной зоне. Оно значительно меньше по размерам в сравнении с Ундинскими полями, вытянуто в северо-восточном направлении и сложено преимущественно эффузивами основного и среднего состава. Эти вулканиды размещаются в области современного глыбового поднятия. В отличие от вулканидов Ундинского поля туфоконгломераты здесь распространены ограниченно, но здесь широко распространены туфобрекчии. Эффузивы Широкинского поля изучались М. Р. Дудиным, Н. Н. Морозовой, Б. В. Грибановым (1963), В. С. Кормилициным, А. А. Ивановой, М. Г. Кычаковым и другими. По данным этих исследователей, вулканиды имеют двухчленное строение. В основании нижней вулканогенно-осадочной толщи залегают песчаники, алевриты, туфоконгломераты, андезито-базальты, сменяющиеся выше по разрезу туфобрекчиями андезито-базальтов. Среди последних отмечается горизонт мелкообломочных туфов. Мощность нижней толщи 700—800 м. Верхняя вулканическая толща слагается двумя горизонтами. Нижний горизонт представлен литокластическими туфами, лавобрекчиями и лавовыми потоками андезитов (мощность 480 м) и верхний горизонт — преимущественно лавами кварц-плагиоклазовых андезитов (мощность 350 м). Эффузивы налегают на кластические толщи нижней — средней юры, и на этом основании их относят к верхней юре. Отмечается общее «раскисление» эффузивных толщ вверх по разрезу, причем в андезитах, венчающих толщу, присутствуют вкрапленники кварца.

Андезито-базальты и андезиты нижней толщи представлены зеленовато-черными порфировыми породами. Среди вкрапленников присутствуют авгит, оливин, лабрадор. Основная масса слагается стеклом, в котором заключены микролиты плагиоклаза № 44—46 и зерна авгита. Отдельные разности андезито-базальтов, по данным химических анализов, содержат повышенное количество щелочей и могут быть отнесены к группе трахиандезито-базальтов или трахиандезитов.

Андезиты верхней толщи являются отчетливо порфировыми породами. Количество вкрапленников в них колеблется от 10 до 40%. Во вкрапленниках присутствуют андезин-лабрадор, роговая обманка, кварц и иногда диопсид и биотит. Основная масса породы имеет пилотакситовую и микролитовую структуру.

Абсолютный возраст эффузивной толщи нижнего горизонта Широкинского поля: плагиоклазовые трахиандезито-базальты 175 ± 9 млн. лет, андезиты 172 ± 10 , трахиандезиты 168 ± 7 млн. лет (средняя юра). Абсолютный возраст дайки диоритового порфирита из пади Средней, секущей нижнюю толщу, 151 ± 8 млн. лет.

Абсолютный возраст эффузивов верхней толщи: андезит из района Кочковского месторождения 148 ± 7 млн. лет и роговообманково-плагиоклазовые андезиты близ Ново-Широкинского — 156 ± 6 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о верхнеюрском возрасте верхнего покрова.

Возраст одной пробы трахиандезита, залегающего на водоразделе падей Средняя и Верхняя Тайна, 137 ± 10 млн. лет. Этот покров занимает верхнее положение в разрезе, отличается от пород верхней толщи наличием вкрапленников кварца. Эти эффузивы по петрографическому облику сопоставимы с кварцевыми андезито-дацитами района Александровского Завода, где они более широко распространены и, как будет отмечено ниже, по возрасту соответствуют границе верхней юры и мела (137 млн. лет).

Особенностью Широкинского вулканического поля является то, что здесь и среднеюрские (нижняя толща), и верхнеюрские (верхняя толща) эффузивы слагают единую, вытянутую в северо-восточном направлении, вулканогенную мульду, причем верхняя толща приурочена к ее осевой части. Мульда залегаєт в ядре современного глыбового поднятия.

Уровское вулканическое поле расположено к востоку от Широкинского поля в пределах той же Переходной зоны. Оно приурочено к депрессионной зоне долины р. Урова и вытянуто в северо-восточном направлении.

Наиболее полно разрез Уровского эффузивного поля прослежен в бассейне рек Поперечного и Гидаринского Зерентуя. В основании разреза верхнемелозойской эффузивно-осадочной толщи залегают фаунистически охарактеризованные отложения J_{1-2} . На них с несогласием залегают покровы небольшой мощности (200—300 м) дацитов, андезито-дацитов и андезитов, редко туфов и лавобрекчий. Эта эффузивная толща условно относится к верхней юре. На эффузивы налегает мощная толща вулканогенно-осадочных отложений нижнего мела. Эти отложения выполняют впадину, вытянутую в северо-восточном направлении вдоль долин рек Урова, Урюмкана, Мотогора.

М. С. Нагибина (1951) разделила отложения депрессии на нижнюю и верхнюю толщ. Нижняя слагается глубокообломочными осадочными отложениями с прослоями и линзами песчаников и аргиллитов. В этой толще С. А. Призантом была найдена *Estheria middendorffii* Jones., которая свидетельствует о нижнемеловом возрасте осадков. Мощность нижней толщи 800 м. Верхняя толща представлена туфами кислого состава, туффитами, которые переслаиваются с аргиллитами и песчаниками. В верхних частях разреза залегают липаритовые и липарито-дацитовые лавы. Мощность верхней толщи 500—600 м. Характерно, что в различных частях разреза этой толщи отмечаются также горизонты базальтов, резко контрастирующие по составу с липаритовым составом преобладающих пород свиты. Для липаритов и липарито-дацитов характерно присутствие вкрапленников санидина и биотита. Основная масса, слабо раскристаллизованная, имеет сферолитовое или флюидальное сложение. Ноздреватые липаритовые лавы в пустотах содержат кварц либо анальцим. По составу вулканическое стекло в основном риолитовое, но местами соответствует дацитовому составу. Среди туффитов аргунской свиты были собраны *Pseudograptia khalfini* Krasinets, sp. nov., характерные для нижнего мела (Красинец, 1963).

По Ю. П. Писцову, Уровская впадина входит в Ундино-Уровскую структурно-фациальную зону, где осадочные толщ. депрессий объеди-

няются в устькарскую свиту (J_3-Cg_1). Устькарская свита подразделяется на две подсвиты: нижнеустькарскую и верхнеустькарскую, которые в Уровской впадине соответствуют охарактеризованной выше нижней и верхней толщам. Верхнеустькарскую свиту, вероятно, можно параллелизовать с аргунской свитой Шилка-Аргунской зоны, которая сложена кислыми вулканогенными породами, содержащими фауну конхострак.

Толща устькарской свиты перекрывается на отдельных участках более молодыми базальтами и андезито-базальтами, возраст которых до последнего времени многими считался неоген-четвертичным. Андезито-базальты, перекрывающие кислые эффузивы, характеризуются очень плотным сложением с мелкими вытянутыми миндалинами, выполненными халцедоном и хлоритом. Вкрапленники в андезито-базальтах представлены плагиоклазом с небольшим количеством пироксена. Нами были собраны материалы для определения абсолютного возраста вулканитов устькарской свиты и перекрывающих ее андезито-базальтов. Возраст липаритов, определенный по валовой пробе, взятой с водораздела рек Уров и Большой Зерентуй, составляет 129 ± 7 млн. лет. Эта цифра полностью соответствует имеющимся биостратиграфическим данным о нижнемеловом возрасте верхнеустькарской свиты. Возраст андезито-базальта из перекрывающей толщи 119 ± 9 млн. лет. Кроме того, получены данные о возрасте пироксеновых трахиандезитов (111 ± 5 млн. лет), залегающих в виде небольшого тела среди андезито-базальтов. Наиболее высокие части рельефа сложены небольшими покровами базальтов, абсолютный возраст которых 105 ± 8 млн. лет.

Данные абсолютного возраста свидетельствуют о поздне-нижнемеловом возрасте верхнего покрова андезито-базальтов и трахиандезитов и нижне-верхнемеловом — верхних базальтов. Уровское вулканическое поле — типичный представитель полей депрессионного грабен-синклинального типа. Неоднократные импульсы вулканизма, начиная, по-видимому, с верхней юры, локализовались здесь в зоне грабен-синклинального типа.

Донинское вулканическое поле расположено также в Переходной зоне, в правобережье среднего течения р. Газимур. Оно вытянуто в северо-западном направлении и совпадает с зоной пониженного рельефа. Это вулканическое поле находится среди позднепалеозойских гранитоидов Кутомарского массива.

Эффузивы представлены лавами и лавобрекчиями андезито-базальтового состава. Из-под покровов местами вскрывается толща конгломератов с прослоями туффитов и туффопесчаников. Последние, по-видимому, являются аналогами нижнемеловых отложений, залегающих в долине р. Газимур близ пос. Александровский Завод. Поэтому можно заключить, что вулканиты Донинского поля локализируются в грабен-синклинальной зоне, выполненной нижнемеловыми отложениями. Однако здесь развиты лишь покровы, перекрывающие кластические отложения впадины. В составе их различаются пестроцветные лавобрекчии и красно-буро-красные лавы андезитов и базальтов. Верхние части покровов, представленные вишнево-красными шлаками, содержат большое количество миндалин, выполненных халцедоном и хлоритом. Потоки лав рвутся дайками базальтов, которые иногда переходят в межслойные инъекции. По химическому составу среди андезитов и базальтов отмечаются щелочные разности — тефрито-базальты (при $K_2O = 2,35\%$ и $Na_2O = 3,63\%$) и трахиандезиты (при $K_2O = 4,29$ и $Na_2O = 3,63$). Вкрапленники в андезито-базальтах представлены в основном плагиоклазом и в меньшей степени (отношение 10:1) роговой обманкой и авгитом. Кирпично-красные пузыристые лавы сложены мелкими микролитами плагиоклаза ($N = 48-52$), красно-бурым стеклом с обильными миндалинами. Определе-

ния абсолютного возраста андезито-базальтов из двух проб дали сходные цифры 120 ± 9 и 120 ± 7 млн. лет.

Эти данные свидетельствуют о нижнемеловом возрасте эффузивов Донинского поля и согласуются с результатами определения возраста эффузивов, перекрывающих нижнемеловые осадки в Уровской депрессии.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ПЕРЕХОДНОЙ ЗОН

Кратко рассмотрим основные особенности строения вулканических полей, также расположенных на границе Центральной синклинали и переходной зон Восточного Забайкалья, которая соответствует области максимального прогиба нижнеюрской геосинклинали.

Александровско-Заводское вулканическое поле локализуется в долине верхнего течения р. Газимур, непосредственно на юго-западном продолжении Александровско-Заводской депрессии, выполненной меловыми отложениями, которые перекрывают эффузивную толщу. Небольшие вулканические поля имеются к северу от Александровско-Заводского поля в районе пос. Акатуй. Основная площадь развития вулканических пород вытянута в северо-восточном направлении вдоль долины р. Газимур. С северо-запада к этому вулканическому полю примыкает округлый Акатуевский шток сиенито-диоритов. Последний имеет активный контакт с толщей «рыжих» туфов и туфопесчаников, которые контактируют со штоком к северу от горы Кадакано-Меркурьевская. Эти вулканогенные породы, по данным Н. В. Горлова (1963), залегают в основании разреза вулканических толщ. Н. В. Горлов установил, что меланократовые сиениты центральной и западной частей Акатуевского штока образовались в результате замещения эффузивных пород, причем ксенолиты, заключенные в сиенитах, сохраняют реликтовые структуры замещенных порфиринов и их туфов. Это позволяет считать, что первоначально область распространения вулканических пород не была ограничена лишь полосой северо-восточного направления на продолжении депрессионной зоны, а образовала также изометричное поле в области современного глыбового поднятия. От этого поля, где ныне расположен изометричный Акатуевский шток, остались лишь небольшие участки вулканогенных толщ в его контактах. Как отмечает Н. В. Горлов, локализация эффузивов на месте современного Акатуевского штока среди поля нижнеюрских осадочных пород связана с «проседанием блока эффузивных пород на уровень более низких горизонтов юрской толщи». В обрамлении Акатуевского штока концентрируются трещинные тела сиенит-порфиринов, которые метаморфизуются штоком. Все это позволяет предположить, что вулканоплутоническая ассоциация Акатуевского штока приурочена к кальдере проседания. Следовательно, эффузивы района Акатуевского штока слагали самостоятельное в структурном отношении вулканическое поле, которое не связано с линейной грабен-синклинальной депрессионной зоной и приурочено к обособленной изометричной вулканотектонической депрессии, расположенной в области глыбового поднятия. Поэтому ниже мы отдельно рассмотрим особенности строения и возраста Акатуевской вулканоплутонической ассоциации и эффузивов линейно-вытянутого поля, тяготеющего к долине р. Газимур.

Вулканогенно-осадочная толща, вскрывающаяся в восточной части Акатуевского массива и, по заключению Н. В. Горлова (1963), относящаяся к самым нижним горизонтам вулканогенной юры, в районе горы Кадакано-Меркурьевская с угловым несогласием налегает на отложения акатуевской свиты нижней юры, а с фаунистически охарактеризованными отложениями бахтинской (J_{1-2}) и верхнегазимурской свиты

эта толща имеет тектонический контакт (северо-западный борт вулканогенного поля). В основании этой вулканогенно-осадочной толщи залегает горизонт туфоконгломератов и дресвяников, который сменяется толщей желтовато-бурых среднезернистых песчаников и «рыжих» туфопесчаников, которые, в свою очередь, сменяются покровом сильно измененных эффузивов желтовато-серой или бурой окраски. В последних под микроскопом устанавливаются реликты микролитовой структуры основной массы. Мощность нижней вулканогенно-осадочной толщи около 300 м. О верхнем возрастном пределе вулканогенно-осадочной толщи можно судить на основании того, что она прорывается и метаморфизуется Акатуевским штоком. Возраст сиенито-диоритов этого штока составляет 175 ± 5 млн. лет, габбродиоритов — 168 ± 3 млн. лет (по биотиту). Эти данные свидетельствуют о среднеюрском возрасте интрузивных пород штока, и, если они отвечают действительности, то их можно воспринимать как косвенное свидетельство среднеюрского возраста вулканизов, прорываемых штоком. Следует отметить, что, параллелизуемые с акатуевскими, диориты ранней фазы Шахтаминского массива имеют возраст 173 ± 6 млн. лет (по биотиту).

Строение вулканических толщ Александровско-Заводского поля, локализованного вдоль долины р. Газимур, детально изучалось Н. В. Горловым (1963). Он выделяет здесь три разновозрастных покрова вулканогенных пород. Нижний покров представлен андезитами и их туфами. Выше по разрезу залегает покров дацитов, который перекрывается санидиновыми порфирами и их туфами. Возраст этих эффузивов определяется ранее как верхнеюрский на том основании, что эти породы перекрывают конгломераты верхнегазимурской свиты ($J_2?$) и на них налегают кластические нижнемеловые отложения. По нашим наблюдениям, в основании разреза этой александровско-заводской вулканогенной толщи на рыжеватых туфопесчаниках нижней вулканогенно-осадочной толщи (юго-западный склон горы Яковлевская) залегают темно-вишневые и серые биотит-полевошпатовые андезито-дациты мощностью до 20 м. Абсолютный возраст этих андезито-дацитов 141 ± 7 млн. лет (подножье юго-западного склона горы Яковлевская). Породы характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники представлены альбитом и реже биотитом, а основная масса имеет микролитовую или криптокристаллическую структуру. Гипсометрически выше залегает 300-метровый покров вишневых, вишнево-серых туфобрекчий и туфов трахиандезитов с горизонтами миндалекаменных трахиандезитов, подобных тем, которые непосредственно подстилают кластические меловые отложения Южно-Аргунской и Дуройской впадин. Обломочный материал туфобрекчий и туфов состоит также из трахиандезитов, в которых порфирыво вкрапленники таблитчатого альбита, незначительное количество пелитизированного калиевого полевого шпата и измененные темноцветные минералы заключены в ортофиоровую основную массу. Абсолютный возраст туфобрекчий трахиандезитов, взятых в 10 км к северу от пос. Александровский Завод, — 136 ± 6 млн. лет. Более молодые эффузивные образования района — покровы черных афировых трахиандезитов, которые в 2,5 км северо-западнее горы Бородинская Сопка залегают гипсометрически выше туфобрекчий трахиандезитов и имеют абсолютный возраст 132 ± 7 млн. лет. Мощность афировых трахиандезитов не превышает 30 м. Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст покровов трахиандезитов близок к границе юры и мела. Кварцевые андезито-дациты и дациты распространены главным образом в юго-западной части Александровско-Заводского вулканогенного поля, где они слагают довольно большой покров мощностью до 200 м, и в меньшей степени они отмечаются в виде небольших «нашлепок», залегающих на туфобрекчиях трахиандезитов (гора Кулаковская), а также

на афировых трахиандезитах (2,5 км к северо-западу от горы Бородинская Сопка). Покров кварцевых андезито-дацитов и дацитов залегает с небольшим угловым несогласием на отмеченных выше трахиандезитах и их туфобрекчиях. Более молодой возраст пород этого покрова подтверждается и данными абсолютного возраста. Так, возраст дацита горы Кулаковской 127 ± 7 млн. лет. Кварцевые андезито-дациты, дациты представляют собой темно-серые, серые, реже розовато-серые породы с видимыми вкрапленниками кварца. Под микроскопом в этой породе наблюдаются редкие фенокристаллы пироксена, оплавленные зерна кварца и калиевого полевого шпата (санидин), заключенные в микролитовую, реже криптокристаллическую основную массу. На породах отмеченного выше покрова с угловым несогласием (левый борт пади Прямой Кудикан) залегает покров санидиновых трахилипаритов, их туфолав и туфобрекчий, а также сферолитовых порфиров и стекловатых липаритов мощностью более 300 м. При этом сферолитовые порфиры залегают в нижней части трахилипаритового покрова. Трахилипариты представляют собой светло-серую, светло-розовую, зеленовато-серую породу с видимыми вкрапленниками прозрачного полевого шпата. Под микроскопом видно, что это порфировая порода с фенокристаллами санидина, реже альбита и кварца. Основная масса имеет различную структуру: микрофельзитовую, сферолитовую, витрофировую. Абсолютный возраст трахилипарита 122 ± 6 млн. лет. Контакты между покровом трахилипаритов и нижнемеловыми отложениями Александровско-Заводской депрессии отсутствуют. Учитывая, что в нижнемеловых отложениях депрессии, сложенных зеленовато-серыми конгломератами и гравелитами, в которых обломки и галька представлены эффузивами среднего состава, но нигде не отмечаются кислые вулканы, а также то, что существует возрастная отрыв трахилипаритовой толщи от трахиандезитов, которые подстилают нижнемеловые отложения, мы склонны считать трахилипариты аналогами нижнемеловой аргунской свиты, залегающей в Приаргунье на нижнемеловых осадках.

Остается неясным возрастное положение небольших покровов и даек черных пироксеновых трахиандезито-базальтов и трахибазальтов, которые широко распространены в районе гор Кадакано-Меркурьевской и Кулаковской. Принимая во внимание, что эти дайки аналогичных по составу пород, являющиеся, вероятно, корнями покровов, рвут покров трахиандезитов (J_3 — Cg_1) и не прорывают трахилипариты и нижнемеловые осадки, можно предполагать нижнемеловой (додепрессионный) или по крайней мере синхронный с нижнемеловыми осадками возраст, так как в последних отмечается обилие вулканических продуктов, в том числе маломощные горизонты туфов основного состава.

Таким образом, в районе пос. Александровский Завод намечаются вулканические поля двух структурно-морфологических типов. Вулкано-плутоническая ассоциация Акатуевского штока слагает палеокальдеру в области современного глыбового поднятия. Возраст этой вулкано-плутонической ассоциации, по данным абсолютной геохронологии, — средняя юра. Покровы эффузивов, расположенные в долине р. Газимур, слагают вытянутое в северо-восточном направлении вулканическое поле на непосредственном продолжении нижнемеловой депрессии. Это вулканическое поле сложено верхнеюрскими — нижнемеловыми покровами трахиандезитов и нижнемеловым покровом трахилипаритов. Таким образом, ранне-верхнеюрские эффузивы в районе пос. Александровский Завод не установлены.

Вулканическое поле в окрестностях пос. Клин расположено к западу от охарактеризованного выше района. Оно имеет овальную форму и вытянуто в северо-восточном направлении. Эффузивы этого района изучались А. Ф. Мушниковым, В. Н. Костровым, И. Я. Центер и другими

исследователями. По нашим наблюдениям с учетом данных предыдущих исследователей здесь можно выделить две вулканогенные пачки (снизу вверх): нижнюю, которая состоит из эффузивно-осадочной и эффузивной толщ; и верхнюю, также включающую эффузивно-осадочную и эффузивную толщи. Суммарная мощность вулканогенных отложений, возможно, достигает 800 м.

В отличие от предыдущих исследователей мы выделяем в этом вулканогенном разрезе нижнюю эффузивно-осадочную толщу. Здесь, в основании этой толщи наиболее полный ее разрез наблюдается в правом борту руч. Муджен. На крупновалунных конгломератах верхнегазимурской свиты (J_2) с небольшим угловым несогласием залегает маломощный горизонт мелко- и среднегалечных конгломератов с туфогенным цементом, сменяющийся вверх по разрезу пачкой перемежаемости рыжеватых туфопесчаников и песчаников с редкими прослоями туфов. Вверх по разрезу отмечаются сильно измененные эффузивы среднего состава, которые через небольшой горизонт туфоконгломератов сменяются покровом темно-серых, вишнево-серых трахиандезито-базальтов и их туфов. Последние представляют собой афировую породу с небольшими фенокристаллами роговой обманки, пироксена и плагиоклаза, заключенными в микролитовую основную массу. Абсолютный возраст трахиандезито-базальта, взятого в правом борту рч. Муджен, 176 ± 7 млн. лет (средняя юра). Туфопесчаники этой толщи весьма напоминают подобные породы, вскрывающиеся в юго-восточном обрамлении Акатуевского штока (близ пос. Александровский Завод), и являются их возрастными аналогами по данным абсолютной геохронологии. Общая мощность нижней эффузивно-осадочной толщи более 300 м. Среднеюрский возраст этой толщи подтверждается также и тем, что небольшие штоки кварцевых сиенит-порфиров, которые их прорывают, имеют абсолютный возраст 160 ± 5 млн. лет. Кроме того, абсолютный возраст сиенито-диорит-порфиров, также прорывающих эту толщу, 140—141 млн. лет.

Нижняя эффузивная толща незначительного распространения вскрывается только в правом борту рч. Клин, где она налегает на сильно измененные среднеюрские эффузивы основного состава. Представлена эта толща исключительно маломощным покровом биотит-полевошпатовых дацитов. Это желтовато-бурая, вишнево-бурая порфировая порода с видимыми вкрапленниками биотита и белого полевого шпата. Под микроскопом видно, что она состоит из многочисленных коротко-таблитчатых фенокристаллов плагиоклаза (альбит-олигоклаз), калиевого полевого шпата (ортоклаз), чешуек биотита и редко мелких выделений измененной роговой обманки, заключенных в микролитовую основную массу. Абсолютный возраст дацита 156 ± 6 млн. лет.

Верхняя эффузивно-осадочная толща распространена только в восточной части вулканогенного поля. При этом в левом борту рч. Клин толща налегает на песчаники и туфопесчаники нижней эффузивно-осадочной толщи, она сложена кислыми туфами, иногда пепловыми, туфопесчаниками и мелкогалечными конгломератами с галькой подстилающих основных и средних эффузивов. В правом борту рч. Клин и к северу от одноименной деревни эта толща в виде отдельных небольших покровов залегает несогласно на породах нижней эффузивно-осадочной толщи и сложена стекловатыми туфолавами и туфобрекчиями липарито-дацитов, а также перлитами. Липарито-дациты представляют собой серовато-белую, желтовато-бурую, иногда пеструю породу со стекловатой основной массой, в которой заключены мелкие редкие обломки кристаллов санидина и кварца. Липариты характеризуются желто-бурой, вишнево-бурой окраской, порфировой структурой и стекловатой основной массой. Вкрапленники представлены санидином, альби-

том, кварцем, редко биотитом. Абсолютный возраст липарито-дацита этой толщи 134 ± 5 млн. лет.

Завершает вулканогенный разрез верхняя эффузивная толща, сложенная маломощными покровами и дайками черных массивных оливин-пироксеновых трахибазальтов предположительно мелового возраста. Нижняя граница устанавливается на том основании, что дайки трахибазальтов прорывают туфы и туфопесчаники верхней эффузивно-осадочной толщи, возраст которых близок к границе юры и мела. Следует также отметить, что трахибазальты района д. Клин аналогичны трахибазальтам Александровско-Заводского вулканогенного поля, которые, как отмечено выше, являются нижнемеловыми.

В верховьях рч. Клин отмечаются многочисленные дайки и субвулканические тела трахилипаритов. Кроме того, там же нами встречен небольшой покров, сложенный туфолавами трахилипарита (кварц-биотит-санидинового порфира), залегающий в виде «нашлепки» на туфах биотит-полевошпатовых дацитов. Более молодой возраст этих пород (послеверхнеюрский — нижнемеловой) основан на том, что дайки трахилипаритов прорывают туфопесчаники и кислые туфы верхней эффузивно-осадочной толщи.

Таким образом, Клинское вулканогенное поле сложено в основном породами нижней эффузивно-осадочной толщи среднеюрского возраста, а вулканы более молодых толщ развиты незначительно и приурочены лишь к юго-восточному флангу описываемого поля.

Породы верхней эффузивно-осадочной толщи, вероятно, можно сопоставить с аналогичными породами маякской свиты. Не исключена возможность, что субвулканические тела и дайки трахилипаритов (санидиновых липаритов) являются корнями вулканических покровов ар-гунской свиты.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЮРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Мулинское вулканогенное поле расположено в пределах южной окраины юрской складчатой области. Оно находится непосредственно на продолжении Западно-Урулюнгуевской депрессии к северу от пос. Кличка и имеет неправильную форму, слабо вытянутую в северо-восточном направлении. Породы, слагающие вулканогенный комплекс, залегают в пределах распространения ниже- и среднеюрских отложений, представленных здесь четырьмя свитами: акатуевской, бохтинской, базановской и верхнегазимуурской.

Строение вулканогенного разреза Мулинского поля изучалось А. Ф. Мушниковым, И. К. Абрамовым и другими исследователями. Учитывая данные предыдущих исследователей, нам представляется возможным дать следующий разрез вулканогенного комплекса. В основании вулканогенного разреза залегает самая распространенная нижняя эффузивно-осадочная толща, которая в районе правого борта пади Залгатуй несогласно перекрывает отложения базановской (J_1) и бохитинской свит (J_{1-2}) и без видимого несогласия налегает на конгломераты верхнегазимуурской свиты (J_2). Эта толща вполне сопоставима как по составу, так и по возрасту с эффузивно-осадочными толщами Александровско-Заводского и Клинского вулканогенных полей и сложена в основании мелкогалечными конгломератами, туфоконгломератами с прослоями песчаников, туфопесчаников и кислых туфов. В верхах эта толща сложена трахиандезитами и их туфами. Трахиандезиты представляют собой темно-серую, вишнево-серую афиртовую породу с микролитовой, реже пилотакситовой структурой основной массы,

состоящей главным образом из лейст плагиоклаза и небольшого количества неправильных зерен моноклинного пироксена. Абсолютный возраст трахиандезитов из верховья пади Кир-Кира 168 ± 8 млн. лет. Общая мощность нижней эффузивно-осадочной толщи около 700 м. Следует отметить, что эта среднеюрская толща прерывается дайками и штоком диоритов, сиенито-диоритов и гранодиоритов и диоритовых порфиритов.

Выше нижней эффузивно-осадочной толщи залегает верхняя эффузивная толща, которая распространена в западной и центральной частях вулканогенного поля. Породы этой толщи вскрываются в обрамлении нижнемеловых депрессий, где они резко несогласно налегают на подстилающие породы нижней толщи. В разрезе можно выделить две подтолщи: нижнюю — туфогенно-осадочную и верхнюю — эффузивную. Первая сложена туфоконгломератами с галькой подстилающих эффузивов, реже кислыми туфами и туфопесчаниками. К этой же подтолще мы относим локальный покров крупнопорфировых полевошпатовых дацитов, расположенный в правом борту пади Кольтуй, где они залегают на конгломератах и туфах андезитов нижней туфогенно-осадочной толщи и имеют абсолютный возраст 136 ± 8 млн. лет. Эти дациты представляют собой резкопорфировую буроватую породу с крупными вкрапленниками плагиоклаза (альбит — олигоклаз), заключенными в микролитовую основную массу, сложенную главным образом лейстами плагиоклаза и неправильными мелкими зернами темного минерала (биотита и роговой обманки). Верхняя эффузивная подтолща представлена двумя несколько отличными по составу покровами: миндалекаменными трахиандезитами и кварцевыми андезито-дацитами. Пространственное расположение этих двух покровов различно. Так, покров миндалекаменных трахиандезитов вскрывается непосредственно в обрамлении нижнемеловых осадков (в западной части Западно-Урулюнгуевской депрессии и в центральной части Мулинского вулканогенного поля), в то время как кварцевые андезито-дациты и дациты несколько удалены от депрессии и распространены только в западной части поля. Как тот, так и другой покров согласно залегают на породах нижней подтолщи, причем покров трахиандезитов полого (под углом не более 20°) падает в сторону депрессии. Миндалекаменные трахиандезиты представляют собой вишневою, вишнево-красную, зеленовато-серую, серую породу с миндалекаменной или пористой текстурой. Под микроскопом видно, что она состоит исключительно из микролитов плагиоклаза и стекловатого базиса. Миндалины размером до 3 мм выполнены халцедоном и в меньшей степени хлоритом. Кварцевые андезито-дациты и дациты аналогичны породам Александровско-Заводского поля. Суммарная мощность верхней эффузивно-осадочной толщи не превышает 280 м.

Взаимоотношение этих двух покровов не установлено. Абсолютный возраст миндалекаменного трахиандезита (к северо-востоку от д. Васильевский Хутор) 128 ± 7 млн. лет, а дацита — 136 ± 7 млн. лет. Учитывая, что аналогичные дациты, абсолютный возраст которых 127 млн. лет, в районе пос. Александровский Завод перекрывают трахиандезиты, мы склонны отнести дацитовый покров к более верхним частям подтолщи.

Таким образом, данные абсолютного возраста пород верхней эффузивно-осадочной толщи (128—136 млн. лет), а также тот факт, что эти породы залегают под осадочными отложениями депрессии, определяют возрастное положение этой толщи, соответствующее границе верхней юры и нижнего мела (додепрессионный этап).

К более молодым образованиям следует отнести небольшие покровы и дайки шаровых трахибазальтов и биотитовых трахилипаритов.

Биотитовые трахилипариты встречены только в одном месте (в 6 км юго-восточнее д. Васильевский Хутор). Здесь трахилипариты в виде небольшого маломощного покрова залегают на туфоконгломератах и туфопесчаниках верхней эффузивно-осадочной толщи и представляют собой белую, желтовато-белую порфиновую породу с видимыми вкрапленниками биотита. Под микроскопом устанавливается, что она состоит из вкрапленников биотита и санидина, находящихся в стекловатой основной массе. Молодой возраст этого покрова подтверждается тем, что его породы перекрывают верхнюю эффузивно-осадочную толщу (J_3 — C_{T1}), а аналогичные породы Дуройской впадины (аргунская свита), как будет описано ниже, имеют нижнемеловой (последепрессионный) возраст.

Более молодой возраст трахибазальтов, часто с шаровой отдельностью, основывается на том, что дайки этих пород, являющихся, вероятно, корнями покровов, в районе к югу от пос. Кличка секут туфогенно-осадочные образования верхней эффузивно-осадочной свиты, а в районе к северо-западу от д. Мулино эти базальты лежат на мицдалекаменных трахиандезитах. Кроме того, аналогичные трахибазальты в районе оз. Большой Чиндат залегают на нижнемеловых отложениях кутинской свиты. Для этих трахибазальтов характерны черный цвет, массивная текстура, обычно с шаровой отдельностью. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, псевдоморфозой хлорита по темноцветному минералу (биотиту). Структура основной массы главным образом долеритовая, реже микролитовая.

Из рассмотрения вулканогенного разреза видно, что строение Мулинского поля аналогично описанным выше Александровско-Заводскому и Клинскому полям. Как и последние, оно сложено среднеюрскими, верхнеюрско-нижнемеловыми и нижнемеловыми вулканогенными толщами.

Тургино-Харанорская впадина расположена на границе Центральной синклинали области и Агинского массива. Она вытянута в меридиональном направлении вдоль восточного края Агинского массива и имеет протяженность около 100 км. Эффузивные толщи вскрываются преимущественно в бортах впадины, выполненной нижнемеловыми континентальными отложениями.

Строение этой впадины изучалось многими исследователями: И. Г. Рутштейном, В. Ф. Королевым, Ч. М. Колесниковым, И. В. Шталь, И. Я. Ценер, В. Н. Костровым. Так, Ч. М. Колесников в строении впадины выделяет три свиты: туфогенно-эффузивную — кукульбейскую (J_3) и осадочные — тургинскую (J_3 — C_{T1}) и харанорскую (C_{T1}). В тургинской свите, залегающей с резким угловым несогласием на туфогенно-эффузивной свите верхней юры, найдена фауна конхострак, рыб и насекомых, в меньшей степени встречаются пресноводные моллюски (главным образом гастроподы). По мнению Ч. М. Колесникова, комплекс видов пресноводных моллюсков (гастропод) обычен для самых низов нижнего мела и для переходных отложений от верхней юры к нижнему мелу, а пелециподы рода *Arguniella* — для верхней юры (Колесников, 1959). В харанорской (кутинской) свите им же собрана фауна униоид и лимноцирен, которые характерны для средних и верхних горизонтов нижнего мела.

И. Г. Рутштейн (Мушников, Рутштейн, 1958) дает более детальное расчленение вулканогенной толщи. Он выделяет (снизу вверх): 1) базальный горизонт, 2) существенно туфогенную толщу и 3) эффузивную толщу.

В результате изучения разрезов этого вулканогенного поля, с учетом данных предыдущих исследователей, нам представляется возможным выделить несколько вулканогенных толщ, причем необходимо подчерк-

нуть имеющиеся существенные различия в строении западного и восточного борта впадины. Западный борт впадины, прилегающий к Агинскому массиву, сложен главным образом кислыми вулканитами, и здесь лишь незначительно развиты маломощные непротяженные покровы и дайки нижнемеловых основных эффузивов. В восточном борту впадины кислые вулканиты существенно уступают основным и средним эффузивам.

Разрез вулканогенного комплекса в восточном борту впадины начинается эффузивно-осадочной толщей, которая в северо-восточной части лежит на размытой поверхности карбоновых (?) диоритов, диорито-гнейсовых и пермских песчано-сланцевых отложениях, в юго-восточной части эта толща залегает резко несогласно на песчаниках перми и без видимого несогласия ложится на конгломераты верхнегазимурской свиты (J₂). В северо-восточной части впадины толща сложена фангломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками с маломощными прослоями кремнистых туфов, а также желтовато-белыми измененными эффузивами умеренного состава (трахиандезито-дацитами?). В юго-восточной части (район оз. Большой Чиндат) эта толща сложена в основании конгломератами и туфоконгломератами, сменяющимися вверх по разрезу покровом нацело измененных эффузивов, очень похожих на александровско-заводские аналоги среднеюрской эффузивной осадочной толщи. Состав обломков и галек пород этой толщи полностью соответствует составу подстилающих пород.

Так, в северной части впадины преобладают фангломераты с обломками диорито-гнейсов и трахиандезитов, а в южной части галька представлена гранитоидами, сланцами, песчаниками и иногда эффузивами. Следует отметить, что в районе горы Шунсын-Ундур (северо-восточная часть восточного борта Харанорской депрессии) в низах вулканогенного разреза залегают сильно измененные туфы умереннокислого состава (трахиандезито-дациты?), среди которых выделяются маломощные прослой кремнистых туфов. Выше этих туфов залегают фангломераты и туфоконгломераты. В нижней части преобладают фангломераты с обломками диорито-гнейсов, а в верхней — трахиандезитов. Мощность нижней эффузивно-осадочной толщи не превышает 250 м.

Возрастное положение нижней эффузивно-осадочной толщи не совсем ясно. Но учитывая, что гранодиориты, прорывающие трахиандезиты этой толщи в районе д. Хода-Булак, имеют абсолютный возраст 158 млн. лет (Лесняк, Демехина, 1966), а также большое сходство пород этой толщи в районе оз. Большой Чиндат с аналогами Александровско-Заводского, Клинского и Мулинского полей, можно предполагать среднеюрский возраст нижней эффузивно-осадочной толщи.

В юго-восточном обрамлении Соктуйского массива разрез этой толщи несколько отличен. Здесь на пермских отложениях, а возможно, и на отложениях нижней юры залегает небольшой горизонт туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников, который в подножье горы Обонская Сопка перекрывается покровом трахиандезитов и их агломератовыми туфами. Эти трахиандезиты представляют собой темно-серую порфирированную породу с крупными вкрапленниками плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и сильно измененными зернами биотита, реже роговой обманки. Структура основной массы микролитовая, реже ортофировая и пилотакситовая. Здесь же покров трахиандезитов, в свою очередь, перекрывается кварцевыми порфирами, а в некоторых случаях прорывается их субвулканическими разностями. Кварцевые порфиры представляют собой желтовато-серую, иногда темновато-серую порфирированную породу с вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата (ортоклаза), заключенные в микрофельзитовую основную массу. Возраст последних, вероятно, верхнеюрский, так как в районе падей Долгокыча и Гангата

дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и сферолитовых порфиров прорывают нижнюю эффузивно-осадочную толщу, а также покров афировых трахиандезитов верхнеюрского возраста. Кварцевые порфиры, в свою очередь, прорваны верхнеюрскими гранит-порфирами Соктуйского массива (абсолютный возраст 142 ± 5 млн. лет).

В северо-восточной части на эффузивно-осадочной толще согласно залегает покров афировых трахиандезитов. Трахиандезиты представляют собой темно-серую, вишнево-серую породу с микролитовой или гиалопилитовой основной массой. Абсолютный возраст этих пород 151 ± 8 млн. лет (низы верхней юры).

Афировые трахиандезиты в устье пади Уксахи согласно перекрываются пестрыми полосчатыми кислыми туфами, абсолютный возраст которых 156 ± 8 млн. лет. В западном же борту впадины (район пос. Шерловая Гора) на сильно дислоцированных отложениях карбона залегает эффузивно-осадочная толща, которая в низах сложена кварцевыми порфирами и их туфами, а в верхах — туфоконгломератами и туфопесчаниками. Абсолютный возраст кварцевых порфиров пади Заводская 144 ± 8 и 156 ± 9 млн. лет.

Кварцевые порфиры представляют собой светло-серую порфировую породу с видимыми вкрапленниками морионового кварца и микрофельзитовой основной массой.

В северо-западном и юго-западном бортах впадины, кроме того, наблюдаются небольшие покровы биотит-полевошпатовых трахиандезитов, которые представляют собой белую, желтовато-белую, желтовато-бурую до темно-серой крупнопорфировую породу с вкрапленниками плагиоклаза (альбита), биотита, реже калиевого полевого шпата, заключенными в стекловатую основную массу. В районе Хада-Булак и в верховьях пади Шарасун эти трахиандезиты перекрываются крупногалечными туфоконгломератами, галька которых состоит исключительно из крупнопорфировых подстилающих эффузивов. Возрастное положение этого покрова не вполне ясно. Так как в правом борту пади Уксахи вулканиты нижней эффузивно-осадочной толщи перекрываются покровом трахиандезитов, по всей вероятности, возраст этого покрова верхнеюрский. Суммарная мощность верхнеюрских вулканитов достигает 400 м.

Более молодые эффузивные образования описываемой впадины вскрываются только к западу от оз. Большой Чиндат непосредственно из-под нижнемеловых осадков, где они представлены локальными покровами миндалекаменных трахиандезитов, возраст которых 137 ± 6 млн. лет, и кварцевыми андезито-базальтами, аналогичными александровско-заводским эффузивам.

Данные абсолютного возраста миндалекаменных трахиандезитов этого района вполне подтверждают верхнеюрский — нижнемеловой возраст других вулканогенных полей, подстилающих нижнемеловые осадочные отложения.

Все описанные выше вулканогенные образования перекрываются фаунистически охарактеризованными нижнемеловыми континентальными отложениями. В правом борту пади Шарасун, а также в устье пади Малый Соктуй на нижнемеловых осадочных отложениях почти горизонтально залегают черные пироксеновые трахиандезито-базальты, трахибазальты и гиалобазальты, часто с шаровой отдельностью.

Интересно отметить, что в левом борту пади Шарасун нами наблюдались маломощные дайки кислых сферолитовых стекол, которые секут как угленосные отложения, так и шаровые трахибазальты.

Таким образом, Тургино-Харанорская впадина сложена разновозрастными толщами: среднеюрской — эффузивно-осадочной, верхнеюрской — эффузивной, верхнеюрскими — нижнемеловыми — эффузивной и осадочной (тургинская свита), нижнемеловой осадочной (кутинская сви-

та) и эффузивной. При этом наиболее развиты вулканогенные образования верхней юры. Следует также отметить, что породы среднеюрской эффузивно-осадочной толщи приурочены в северо-восточной части впадины к юго-западному контакту Соктуйского массива, а в южной части впадины выходы пород этой толщи редки.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАУРУЛЮНГУЕВСКОГО МАССИВА

Заурулунгуевская область ранней консолидации расположена в южном Приаргунье. В этой области вулканогенные поля представлены двумя типами: линейно-вытянутыми полями, залегающими в бортах приразломных депрессий (I тип), и изометричными полями, расположенными в пределах глыбовых антиклиналей (III тип). К первому типу относится Дуройская впадина, а к третьему — Куйтунская и Тулункуевская палеокальдеры. Обособленное положение занимает наиболее крупный Южно-Аргунский вулканогенный прогиб, характеристика которого будет приведена ниже.

Дуройская впадина расположена в юго-восточной части Приаргунья непосредственно на границе с КНР. Вопросами расчленения вулканогенного комплекса этой впадины занимались Г. А. Шатков, Ч. М. Колесников, Ф. В. Старицын, В. М. Строев, И. К. Абрамов, А. Н. Олейников и другие исследователи.

А. Н. Олейников (1963) приводит разрез эффузивно-осадочной толщи по левому борту пади Гарда (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Андезиты серые	1,5
2. Брекчии с обломками туфов, аргиллитов и подстилающих андезитов	1,5
3. Аргиллиты и алевролиты, серые и красноватые, чрезвычайно плотные, содержащие остатки филлопод, рыб и остракод	6
4. Андезиты миндалекаменные, сиреневые	3
5. Андезиты пористые, буроватые	1
6. Брекчии с обломками андезитов и аргиллитов	2,5
7. Алевропелиты серые и желтоватые, плотные	4,5
8. Андезиты зеленовато-серые	4
9. Аргиллиты и алевролиты светло-серые и темно-серые, плотные	6
10. Туфы кислых эффузивов сероватого и белесоватого цвета	2
11. Андезиты серые	1,5
12. Аргиллиты и алевролиты буровато-серые, плотные, с примесью туфового материала, с отметками раковин филлопод и остракод	4—5

На основании находок рыбы *Lycoptera*, остракод *Lycoptero cypris* и двух форм филлопод, характерных для нижнемеловых отложений ряда депрессий Забайкалья и Монголии, А. Н. Олейников датирует эти породы нижним мелом. Нижнемеловой возраст эффузивов, переслаивающихся с осадочными отложениями, подтверждается данными абсолютного возраста трахиандезитов (117 ± 6 млн. лет), которые к северо-западу от пади Кути залегают среди нижнемеловых осадочных отложений на туфогравелитах. Макроскопически это серая, плотная афировая порода, состоящая из микролитов плагиоклаза и стекловатого базиса.

Ф. В. Старицын (1965), кроме приведенного разреза эффузивно-оса-

дочной толщи нижнего мела, дает разрез подстилающей толщи (по пади Усть-Гарда), относимой им к верхней юре (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Порфириды зеленовато-серые, хлоритизированные, с прослоями желтовато-серых туфов	1150
2. Темно-серые, зеленоватые долериты, сильно измененные, карбонатизированные, с мелкими пустотками, выполненными кварцем	30
3. Мелкозернистые долериты, серые с зеленоватым оттенком, переслаивающиеся с маломощными прослоями порфиритов и мелкими карбонатными прожилками	30
4. Среднезернистые порфириды, зеленовато-серые или сиренево-серые, слегка измененные, карбонатизированные	40
5. Осветленные среднезернистые долериты, переходящие вверх по разрезу в серые, слегка сиреневые порфириды, измененные и железненные	30
6. Миндалекаменные карбонатизированные порфириды и дацитовые порфириды, зеленовато-серого или сиреневого цвета	40
7. Толща туфогенных пород с маломощными прослоями песчаников и аргиллитов	125

Сводный разрез толщ, выполняющих Дуройскую впадину, по Ф. В. Старицыну (1965), следующий:

	Мощность, м
J ₃ — вулканогенная толща (порфириды, их туфы и туфобрекчии с редкими горизонтами песчаников)	250—300
Сг ₁ ^a — базальная толща (конгломераты с прослоями и линзами песчаников и алевролитов)	До 250
Сг ₁ ^b — вулканогенно-осадочная толща (песчаники, аргиллиты, туфы и туфобрекчии с покровами андезитов и андезито-базальтов)	125—250
Сг ₁ ^c — угленосная толща	700—800
а) аргуниеловый горизонт (конгломераты, песчаники и редкие прослои углей);	
б) лимноциреновый горизонт (песчаники, аргиллиты, конгломераты с пластинами бурых углей).	

Более детальный разрез вулканогенного комплекса дает Г. А. Шатов (1966) (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Толща роговообманковых и афанитовых андезито-базальтов, вулканомиктовых гравелитов и песчаников с базальными конгломератами в основании (J ₃ —Сг ₁ ?)	До 300
2. Толща туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, лав, игнимбриков, туфов дацитов и липаритов (маякская свита) с фауной низших ракообразных и моллюсков (J ₃ —Сг ₁)	До 700
3. Покровы и трещинные тела андезито-базальтов и базальтов (J ₃ —Сг ₁)	250—350
4. Лавы, туфы, субвулканические интрузии дацитов и липаритов (Сг ₁)	До 200

- | | |
|---|-------|
| 5. Терригенная пресноводно-континентальная толща—конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами бурого угля. Фауна пелеципод (Сг ₁) | 800 |
| 6. Покровы андезито-базальтов, базальтов (Сг ₁ —Pg?) | 30—50 |

В качестве дополнений к этой схеме отметим следующее. Нам удалось наблюдать небольшой покров, расположенный в 10 км к запад-северо-западу от пос. Кути в поле развития угленосных отложений, сложенный туфами и туфолавами липаритов, туффитами и кислыми стеклами, абсолютный возраст которых оказался равным 124 ± 5 млн. лет. Этот покров перекрыт черными массивными плагиобазальтами и серовато-белыми биотитовыми липарито-дацитами.

Полученный нами абсолютный возраст кислых эффузивов подтверждает выводы Ю. П. Писцова (1961, 19666) и С. С. Красинца (1963, 1966), что аргунская свита, представляющая собой самостоятельное стратиграфическое подразделение, залегает непосредственно на угленосных отложениях кутинской свиты и датируется апт-альбом.

Ч. М. Колесников (1964), впервые выделивший маякскую свиту, приводит следующий разрез вулканогенной толщи Дуройской впадины, детально изученный В. М. Строевым (сверху вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1. Кварцевые порфиры, андезиты и их туфы | 800 |
| 2. Конгломераты, песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами, андезитами и кислыми туфами | 200—300 |
| 3. Андезиты и их туфы | 80—100 |

Нам представляется, что нижнюю толщу кварцевых порфиров и андезитов следует исключить из состава маякской свиты, так как она, вероятно, имеет более древний возраст. Единичное определение абсолютного возраста этих андезитов дало 174 ± 10 млн. лет (средняя юра).

По нашему мнению, маякская свита Дуройской впадины сложена в основании конгломератовой толщей, представленной туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями конгломератов, песчаников (алевролитов), кислых туфов и андезитов, а в верхах — монотонным покровом миндалекаменных трахиандезитов. Возраст маякской свиты, как будет обосновано ниже, — граница верхней юры и нижнего мела (Сг₁ — J₃).

Тулукуевская палеокальдера относится к полям III структурно-морфологического типа; расположена в пределах Заурулюнгуевского блока ранней консолидации. Она имеет овальную форму и северо-западным флангом примыкает к Восточно-Урулюнгуевской депрессии. Строение этой палеокальдеры изучалось Л. П. Ищуковой, Г. А. Шатковым и другими исследователями.

Л. П. Ищукова и др. (1966) дают следующий разрез вулканогенной толщи (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. На вариссийских гранитах залегает базальный горизонт валунных конгломератов и конгломератобрекчий | 10—50 |
| 2. Пироксеновые андезиты и андезито-базальты с лавобрекчиями в основании, нередко разделенные маломощным горизонтом конгломератов с галькой трахидацитового состава (абсолютный возраст 150 ± 7 млн. лет) | 10—180 |

3. Трахиандезиты массивные и полосчато-флюидальные с прерывистым горизонтом стекол в основании. Иногда отмечается горизонт туфолав и туфов трахидацитов с прослоями алевролитов (абсолютный возраст 149 ± 6 млн. лет)	1100—250
4. Оливиновые андезито-базальты, базальты, трахибазальты с невыдержанным горизонтом конгломератов в основании	10—130
5. Горизонт туфов и туфоалевролитов	5
6. Верхний покров трахиандезитов с линзами песчаников, стекол и стекловатых трахиандезитов (абсолютный возраст 153 ± 6 млн. лет)	20—60
7. Горизонт конгломератов с прослоями гравелитов	30—70
8. Плагноклазовые андезиты, переходящие местами в трахиандезиты и их лавовые брекчии	40—100
9. Сферолитовые и стекловатые тонкофлюидальные санидиновые липариты и их лавовые брекчии	60—80
Значительный перерыв	
10. Покров кислых эффузивов — фельзитов с горизонтом конгломератов или кислых туфолав и вулканических стекол в основании	250—300
11. Экструзии, дайки и субвулканические тела липаритов, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров и сиенитов	
12. Гравелиты и конгломераты с обломками липаритов, основных эффузивов, фельзитов. Изредка встречаются маломощные тела базальтов и кислых стекол (абсолютный возраст последних 108 ± 5 млн. лет). Суммарная мощность вулканогенной толщи	300—700

К приведенному разрезу следует добавить некоторые данные определения абсолютного возраста эффузивных пород палеокальдеры. Так, оливин-пироксеновые андезито-базальты (горизонт 4) в верховьях пади Бамбакайской, залегающие на палеозойских гранитах, имеют возраст 157 ± 12 млн. лет, а биотит-полевошпатовые дациты и их туфы, соответственно, 148 ± 8 и 146 ± 8 млн. лет (образцы Я. М. Кислякова). Л. П. Ищуква и др. (1966) все вулканогенные образования Тулукуевской палеокальдеры, за исключением гравелитов, конгломератов, мелких тел базальтов и кислых стекол, относит к верхней юре. Данные абсолютного возраста пород некоторых толщ вулканогенного комплекса Тулукуевского поля, а также сопоставление с аналогичными породами других вулканогенных полей свидетельствуют о том, что существуют и более молодые эффузивные толщи. Так, абсолютный возраст черного афирового андезита, залегающего гипсометрически выше биотит-полевошпатовых дацитов в правом борту пади Малый Тулукуй, составляет 124 ± 10 млн. лет (образец Я. М. Кислякова), а липаритов (правый борт Восточно-Урулюнгуевской депрессии), соответствующих горизонту 9 (см. выше разрез Л. П. Ищуквой и др.), — 125 млн. лет (Шатков, 1966). Кроме того, в левом борту пади Шорондукуй мы наблюдали обратное взаимоотношение пород горизонтов 9 и 10. Там серовато-белые, кремовые кварцевые порфиры и кислые стекла (горизонт 10) перекрываются горизонтом белых мелкогалечных конгломератов и туфогравийников (нижний мел, по Л. П. Ищуквой). В последних галька представлена серыми кислыми стеклами, а также кварцевыми порфирами урутуйского комплекса (Pz). Цемент туфоконгломератов — белый кислый туф. На туфоконгломератах, занимающая вершинки небольших сопок, залегают кварц-санидиновые порфиры (трахилипариты). Последние представляют собой серую, розовато-серую, вишнево-серую, массивную, реже флюидальную породу с

сбильными мелкими вкрапленниками морионового кварца, прозрачного санидина и стекловатой основной массой.

Таким образом, Тулукуевская палеокальдера сложена четырьмя разновозрастными вулканогенными толщами: верхнеюрской (горизонты 1—8); верхнеюрской — нижнемеловой (маякская свита Приаргунья, горизонт 10); нижнемеловой (аргунская свита, горизонт 9, 11, 12) и нижневерхнемеловой (базальты и кислые стекла, горизонт 12). Кроме того, не исключена возможность, что роговообманково-плагиоклазовые трахиандезито-базальты, вскрывающиеся в крайней юго-западной части палеокальдеры, могут быть среднеюрскими.

Куйтунская палеокальдера относится также к вулканогенным полям III типа и расположена в пределах Заурулюнгуевского блока ранней консолидации (Томсон, Дежин, 1963). Строение этой палеокальдеры изучалось Г. А. Шатковым, Б. И. Поляковым, Х. Д. Лемом, И. К. Абрамовым, Р. В. Лесняком и другими исследователями. Отличительной особенностью этого вулканического поля является то, что вулканогенные толщи прорваны близкими к ним по возрасту интрузивами, с которыми они образуют вулкано-плутоническую ассоциацию.

В результате картирования Куйтунского поля нам удалось выделить четыре толщи. В основании вулканогенного комплекса на палеозойских гранитах залегает маломощная туфогенно-осадочная толща (менее 50 м), которая обнажается главным образом на юге палеокальдеры, а также в верховьях пади Меримаче. Эта толща сложена туфопесчаниками, туффитами и реже кислыми туфами. Абсолютный возраст туффита из верховья пади Сухордыч — 192 ± 10 млн. лет (нижняя юра). Аналогичные по составу и абсолютному возрасту породы встречены также в пределах Южно-Аргунской впадины.

Нижняя туфогенно-осадочная толща в верховьях пади Большой Кодауэй несогласно перекрывается 300-метровой эффузивно-туфогенной толщей, которая под углами $15-20^\circ$ падает во внутрь кальдеры. В низах эта толща представлена ксенотуфами с обильными обломками гранитов фундамента, сцементированных андезитовым стеклом. Выше ксенотуфы сменяются покровом трахиандезитов и андезито-дацитов, в верхах которого появляются маломощные горизонты вишнево-красных фельзитовидных биотит-полевошпатовых дацитов. Абсолютный возраст трахиандезитов этого покрова 169 ± 9 , дацитов 173 ± 8 млн. лет. Покров трахиандезитов перекрывается покровом кварц-полевошпатовых трахиандезитов (кварцевых альбитофиров), их туфов и туфобрекчий мощностью около 150 м. Породы этого покрова наиболее распространены в центральной части палеовулкана. Эти трахиандезиты представляют собой желтовато-серую, белую массивную породу с вкрапленниками плагиоклаза (альбита) и микролитовой основной массой, состоящей из альбита, калиевого полевого шпата и кварца. Абсолютный возраст этих пород 159 ± 7 млн. лет.

Эффузивно-туфогенная толща прорвана многочисленными дайками и штоками среднеюрских гранитоидов (абсолютный возраст 161 ± 8 млн. лет), диоритовых порфиритов (абсолютный возраст 160 ± 6 млн. лет), сиенито-диорит-порфиров и граносиенит-порфиров. Следовательно, данные абсолютного возраста этих пород свидетельствуют о среднеюрском возрасте данного вулкано-плутонического комплекса.

В периферических частях Куйтунской палеокальдеры широко развиты желтовато-серые туфолавы и игнимбриты липарито-дацитов (абсолютный возраст 154 ± 8 млн. лет), часто образующие межпластовые тела, приуроченные к контакту нижней туфогенно-осадочной толщи с трахиандезитами эффузивно-туфогенной толщи. Для липарито-дацитов характерна витропорфировая структура, а стекловатая основная масса имеет отчетливо выраженную флуктуационную текстуру. Угловатые обломки,

заклученные в основной массе, представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и хлоритизированным биотитом. Мощность липарито-дацитов не превышает 70 м. Кроме того, в правом борту пади Куйтун отмечается небольшой покров лав и туфов кварцевых порфиров, залегающих с угловым несогласием на трахиандезитах. Абсолютный возраст кварцевых порфиров 159 ± 9 млн. лет. Они представляют собой желтовато-белую порфировую породу с изометричными зернами кварца, часто с фестончатыми «заливами», и калиевого полевого шпата (ортоклаза), заключенного в микрофельзитовую основную массу. Мощность покрова кварцевых порфиров не более 150 м. Несогласное залегание кварцевых порфиров и их туфов на среднеюрских трахиандезитах, а также данные абсолютного возраста указывают на более молодой их возраст (ранневерхнеюрский). Следует отметить, что липарито-дациты и туфы кварцевых порфиров прорываются дайками кварцевых порфитов (вероятно корни покровов), кварц-санидиновых порфиров и своеобразных лампрофиров с крупными овоидными вкрапленниками калиевого полевого шпата. Абсолютный возраст последних 142 ± 8 млн. лет. Дайки кварц-санидиновых порфиров и этих лампрофиров, кроме того, прорывают лейкократовые граниты Куйтунского штока, которые, в свою очередь, рвут породы среднеюрской эффузивной толщи.

В правом борту пади Тукулагда и в верховьях пади Малый Меримаце наблюдается 200-метровый покров чередования крупнопорфировых темно-серых трахиандезитов и вишнево-серых полевошпатовых дацитов, аналогичных породам Тулукуевской палеокальдеры и Южно-Аргунской впадины. Этот покров расположен несколько в стороне от основной кальдеры, залегает как на палеозойских гранитах, так и на трахиандезитах среднеюрской эффузивно-туфогенной толщи и прорван дайками кварц-санидиновых порфиров. Возраст этого покрова по аналогии с соответствующими породами Тулукуевской палеокальдеры (горизонт 8 разреза Л. П. Ищуковой) верхнеюрский.

Из приведенных выше данных абсолютного возраста вулканитов Куйтунской палеокальдеры следует, что она была заложена раньше Тулукуевской палеокальдеры, причем основным этапом формирования первой было среднеюрское время, а второй — верхняя юра.

К совершенно особому типу вулканогенных прогибов, не имеющих себе аналогов в Восточном Забайкалье, мы относим Южно-Аргунский прогиб, который является северным окончанием огромного Нилгинско-Чойбалсанского прогиба, расположенного на территории МНР и КНР. Этот прогиб дугообразной формы, меняет простирание от широкого в юго-западной части до северо-восточного в Приаргунье. Он протягивается на 1200 км при ширине около 200 км.

Нилгинско-Чойбалсанский прогиб сформировался на гетерогенном фундаменте в пределах как Восточно-Монгольского герцинского синклинория, так и Заурулюнгуевского массива раннепалеозойской консолидации. В современном рельефе область прогиба представляет собой низкогорье или всхолмленную равнину, на которой отмечаются отдельные участки аккумулятивных равнин, совпадающие с наложенными впадинами.

Геологическое строение этого прогиба изучали многие исследователи (В. Г. Васильев, В. С. Волхонин, Г. Л. Гришин, А. Х. Иванов, Н. А. Маринов, Н. Б. Мокшанцев и другие). По данным В. Г. Васильева и других исследователей (1959а, б), мезо-кайнозойский комплекс, выполняющий этот прогиб, представляется в следующем виде.

На интенсивно метаморфизованных и дислоцированных породах фундамента с резким угловым несогласием залегают отложения хойротской свиты (J), максимальная мощность которой 1500—2000 м. Начинается свита либо крупногалечными, валунными конгло-

мератами, либо туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров, сменяющимися вверх по разрезу конгломератами и песчаниками с покровами средних, реже кислых эффузивов. Верхняя часть свиты сложена толщей чередования конгломератов, песчаников и туфогенных песчаников.

На отложениях хоирмотской свиты часто со стратиграфическим несогласием залегают образования хамархубуринской свиты. Но в некоторых случаях эти две свиты разделяются покровами средних и кислых эффузивов. Хамархубуринская свита состоит из часто переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев с подчиненными прослоями конгломератов, известняков, мергелей и бурых углей; мощность ее 600—700 м. В отложениях этой свиты найдена фауна ферганокомах (по Г. Г. Мартинсону, низы доггера), а также флора, возраст которой определяется как ниже-среднеюрский. Таким образом, хамархубуринская свита относится к верхнему лейасу — низам доггера.

На отложениях эффузивно-осадочного комплекса нижней и средней юры залегают мощный комплекс верхнеюрских эффузивов, в составе которого выделяются нижняя свита основных и средних эффузивов и верхняя свита кислых эффузивов и их туфов. Нижняя свита (мощностью 150—200 м) сложена андезитовыми, роговообманковыми или биотит-роговообманковыми порфиритами, переходящими в андезин-олигоклазовые биотитовые порфириты, реже пироксеновыми, оливин-пироксеновыми андезито-базальтами. Иногда в основании свиты отмечаются туфы и туфоагломераты основных эффузивов.

Свита кислых эффузивов с некоторым несогласием залегают на порфиритах нижней свиты. Начинается свита толщей серых кварцевых порфиров, иногда с горизонтом туфопесчаников и туфобрекчий в основании. Выше лежат более светлые кварцевые порфиры и кварцевые плагиопорфиры. Верхняя часть свиты сложена пестрыми, обычно с фиолетовым оттенком липаритами с вкрапленниками кварца, санидина и биотита. Мощность свиты кислых эффузивов 200—400 м.

Верхнеюрский возраст эффузивных свит определяется по их залеганию между отложениями нижней и средней юры и породами нижнего мела.

Нижнемеловые отложения Нилгинско-Чойбалсанского прогиба делятся на три свиты (снизу вверх): шаралинскую, цаганцабскую и дзунбаинскую.

Шаралинская свита представлена нижней конгломератовой толщей мощностью 300—1500 м. Ввиду того, что органические остатки в шаралинской свите до сих пор не найдены, нижнемеловой возраст принимается условно, на том основании, что она с резким несогласием перекрывает юрские отложения и согласно перекрывается отложениями цаганцабской свиты.

Цаганцабская свита сложена в нижней части покровами андезитов и базальтов (часто миндалекаменных) с маломощными прослоями их туфов, туфогенных песчаников и конгломератов. Верхняя часть сложена аргиллитами, алевролитами с горизонтами туфопесчаников в верхах. Отложения цаганцабской свиты хорошо охарактеризованы палеонтологически. Наиболее характерны для нее: *Leptesthes quadratus*, *L. transbaicalensis*, *L. estheriaeformis*, *Mycetopus elongatus*, *Estheria middendorffii*, *E. daurica*, *Licoptera middendorffii*.

Дзунбаинская свита представлена двумя подсвитами: нижней — темно-серой и верхней — зеленовато-серой. Нижняя подсвита мощностью 700—800 м сложена глинами, алевролитами, песчаниками, реже аргиллитами, горючими сланцами, карбонатными породами, гравелитами и конгломератами с фауной циренид и других видов моллюсков. Верхняя подсвита (угленосная свита) состоит из песчано-глини-

стой толщи внизу и углистой толщи вверху. Мощность верхней подсвиты 400—500 м. Для зеленовато-серой свиты характерны гастроподы из семейства Viviparidae.

Среди верхнемеловых отложений Монголии выделяются две свиты: нижняя — сайншандинская и верхняя — байнширеинская. Сайншандинская свита делится на нижнюю — глинисто-конгломератовую и верхнюю — песчано-конгломератовую. При этом на границе нижней и верхнесайншандинской подсвит нередко отмечаются покровы базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их туфов, чередующихся с грубообломочными осадочными породами. Общая мощность этой эффузивно-осадочной пачки достигает 100—150 м.

В байнширеинской свите выделяются три пачки (снизу вверх): глинисто-гравелитистая, песчаная и глинистая. Общая мощность свиты 500—600 м.

Самые молодые образования Нилгинско-Чойбалсанского прогиба — покровы, некки и дайки базальтов, лимбургитов и трахиандезитов, часто пористые. Эти эффузивы мощностью 50—100 м содержат прослойки красных глин. Возраст этих образований, вероятно, третичный — четвертичный.

Южно-Аргунский прогиб, который является северо-восточной окраиной Нилгинско-Чойбалсанского прогиба, наряду с чертами сходства имеет и значительные отличия.

Расчленением вулканогенного комплекса, выполняющего эту часть прогиба, занимались многие исследователи: И. В. Лучицкий, Н. И. Толстихин, С. А. Музылев, Х. Д. Лем, В. М. Огнев, В. А. Гунин, М. А. Химка, А. П. Номоконов, Г. А. Шатков, Л. П. Ищукова, П. А. Строна и другие. Несмотря на то, что это вулканогенное поле изучалось многими геологами, единого мнения в возрастной последовательности вулканогенных толщ пока нет.

Так, П. А. Строна и др. (1963) дают следующий сводный разрез вулканогенной толщи Южно-Аргунского прогиба:

	Мощность, м
J_3^1 — тонкослоистые аргиллиты, алевролиты, полимиктовые и туфогенные песчаники с прослоями конгломератов	100
J_3^2 — основные эффузивы:	
а) базальты и анамезиты	50—100
б) андезиты и андезито-базальты	40—60
J_3^3 — дациты, андезито-дациты, трахиандезиты (лавы и туфы)	300—350
Sr_1 — липариты, кварцевые порфиры, перлиты (лавы и туфы), песчаники и алевролиты	700
Sr_1 — угленосные отложения	

Л. П. Ищукова (1966) дает несколько отличный разрез вулканогенной толщи. По ее данным, в основании толщи залегают базальные конгломераты, плохо сортированные гравелиты и андезитовые порфиры (до 100 м). Выше — пачка часто переслаивающихся, фациально изменчивых грубообломочных осадочных пород с прослоями алевролитов, андезитов, андезито-базальтов и их туфов (250—300 м). Эти породы, в свою очередь, перекрываются липаритами, перлитами, туфо- и лавобрекчиями липаритов с маломощным невыдержанным горизонтом туфогравелитов, туфопесчаников и туфоконгломератов (30—200 м). Возраст всех отмеченных образований, по Л. П. Ищуковой, донинемеловой (доугленосный).

Нами также было проведено изучение эффузивно-осадочных толщ этого прогиба. В пределах Заурулюнгуевского блока ранней консолида-

ции отсутствуют морские толщи мезозоя, и эффузивы здесь непосредственно налегают на палеозойские гранитоиды, кварцевые порфиры уртуйского комплекса (абсолютный возраст 304 ± 16 млн. лет), кварцито-видные и кремнистые песчаники и сланцы перми, а также метаморфические породы быстринской (Sp_{1-2}) и уровской свиты (Sn).

Разрез начинается нижней эффузивно-осадочной толщей. Эта толща (к западу от ст. Даурия) залегает на кремнистых сланцах перми и сложена темно-серыми, темно-вишневыми пироксеновыми андезито-базальтами, абсолютный возраст которых 206 ± 12 млн. лет (верхи триаса). В районе станции Билутой — Забайкальск эта толща залегает на палеозойских гранитоидах и представлена чередованием желтовато-белых туфопесчаников, туффитов с редкими горизонтами желтовато-белых до беловато-серых туфов и туфоконгломератов (с галькой измененных белесых эффузивов). Иногда в основании отмечается горизонт валунных конгломератов с галькой подстилающих палеозойских гранитов. Абсолютный возраст кислых туфов из этой толщи 197 ± 20 млн. лет (граница триаса и нижней юры). Кроме того, в правом борту пади Бугутур отмечается небольшой покров кварцевых порфиров, залегающий на палеозойских гранитах и перекрывающийся темно-серыми афировыми трахиандезитами средней юры. Кварцевые порфиры представляют собой серовато-белую порфировую породу с видимыми вкрапленниками прозрачного кварца и белого полевого шпата и микроаплитовой или фельзитовой основной массой. Абсолютный возраст кварцевых порфиров 190 ± 10 млн. лет.

Таким образом, абсолютный возраст этой эффузивно-осадочной толщи соответствует границе триаса и нижней юры. Следовательно, породы этой толщи по составу и возрасту вполне сопоставимы с низами хоирмотской свиты Монголии, которая залегает под фаунистически охарактеризованными отложениями ниже- и среднеюрской хамархубуринской свиты. Отличия заключаются в резко различной мощности сравниваемых толщ, а также в том, что в разрезе хоирмотской свиты значительное место занимают нормально-осадочные отложения (конгломераты и песчаники).

К западу от 84-го разреза на эффузивно-осадочной толще с небольшим угловым несогласием залегает нижняя эффузивная толща. Породы этой толщи широко распространены в юго-западной части Южно-Аргунского прогиба. Наиболее полный разрез этой толщи наблюдается в районе между ст. Белутой и горой Шелун-Тологой. Здесь в низах разреза нижней эффузивной толщи залегают светло-серые, желтовато-белые сильно измененные афировые трахиандезиты (?), иногда с миндалекаменной текстурой, их туфы и туфобрекчии, сменяющиеся вверх по разрезу вишневыми, вишнево-серыми афировыми роговообманково-плагиоклазовыми трахиандезито-базальтами и их туфами. Абсолютный возраст последних 170 ± 7 млн. лет. В крайней южной части Южно-Аргунского прогиба в районе между ст. Мацевская и пос. Средне-Аргунск на палеозойских гранитах или породах нижеюрской эффузивно-осадочной толщи залегает покров темно-серых, вишнево-серых афировых роговообманково-плагиоклазовых трахиандезитов, а также темно-вишневых порфировых пироксен-плагиоклазовых андезито-дацитов. Абсолютный возраст трахиандезитов района ст. Мацевская 163 ± 7 млн. лет, района рудника Абагайтуй 158 млн. лет, а андезито-дацитов района ст. Мацевская 161 ± 7 млн. лет. Суммарная мощность пород этой толщи 300 м.

Таким образом, абсолютный возраст вулканитов нижней эффузивной толщи колеблется в пределах 170—158 млн. лет, что соответствует средней юре. Следовательно, эту эффузивную толщу по возрасту можно сопоставить с эффузивной толщей, залегающей между породами ниже-

юрской хоирмотской и ниже-среднеюрской хамархубуринской свитами Монголии. В аналогичной по возрасту толще в Забайкалье кислые лавы неизвестны.

В северной части Южно-Аргунского прогиба широко распространена средняя эффузивная толща. Эта толща в верховьях пади Куку-Азарга с угловым несогласием почти горизонтально залегает на породах нижней эффузивной толщи, а в районе к северу от ст. Забайкальск — на вулканитах нижней эффузивно-осадочной толщи. Низы этой толщи представлены покровом темно-серых до черных плагиоандезитов. Для этих пород характерна резко порфировая структура с многочисленными вкрапленниками исключительно плагиоклаза (андезин) и микролитовой до ортофировой основной массой. Абсолютный возраст плагиоандезитов 153 ± 8 млн. лет (верховье пади Куку-Азарга), 157 ± 9 млн. лет (ст. Забайкальск) и 155 ± 9 млн. лет (д. Соктуй-Милозан). Мощность этого покрова не более 120 м. В районе д. Соктуй-Милозан покров плагиоандезитов перекрывается желтовато-белыми, светло-серыми кислыми туфами, последние, в свою очередь, перекрываются желтовато-серыми, вишнево-серыми крупнопорфировыми и плагиоклазовыми дацитами, аналогичными породам Тулукуевской и Куйтунской палеокальдер. Среди дацитов этой толщи выделяется несколько разновидностей: роговообманково-полевошпатовые, биотит-роговообманково-полевошпатовые и полевошпатовые. Для этих пород характерны крупные таблитчатые вкрапленники полевого шпата, представленного альбитом, реже небольшие выделения роговой обманки, биотита и кварца. Роговая обманка повсюду почти полностью сосюртитизирована, а биотит часто замещается хлоритом. Для дацитового покрова характерны эпигенетические изменения, выразившиеся в каолинизации, окварцевании и пиритизации. Абсолютный возраст наименее измененных разновидностей 150 ± 8 млн. лет. Мощность верхнего покрова толщи 250 м.

Таким образом, возраст средней эффузивной толщи находится в пределах 157—150 млн. лет и соответствует верхней юре. Весьма вероятно, что возрастным аналогом этой толщи в Нилгинско-Чойбалсанском прогибе является верхнеюрская эффузивная толща Монголии. Следует отметить, что липариты, залегающие в самых верхах верхнеюрской эффузивной толщи Монголии, имеют, вероятно, более молодой возраст.

Более молодыми вулканогенными образованиями Южно-Аргунского прогиба являются эффузивно-осадочные породы так называемой маякской свиты, распространенные главным образом в восточной части прогиба между горой Чир-Абагайтуйский и пос. Средне-Аргунск, а также в виде небольших покровов в бортах одноименной депрессии. Эта свита в низах разреза сложена крупногалечными туфоконгломератами с галькой вишнево-серых, серых крупнопорфировых эффузивов верхней юры, а также конгломератами, гравелитами с прослоями туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Кроме того, отмечаются небольшие покровы желтовато-белых липаритов, их туфолав и туфобречкий и светло-серых полевошпатовых липарито-дацитов, залегающих гипсометрически выше отмеченного дацитового покрова верхней юры. Для липаритов характерны вкрапленники морионового кварца и белого полевого шпата (ортоклаза, реже санидина), а для липарито-дацитов — вкрапленники сильно измененного полевого шпата и незначительное количество мелких зерен кварца. Абсолютный возраст липаритов из пади Цанкыр 140 ± 6 млн. лет, а липарито-дацитов (к югу от горы Балагау) — 138 ± 6 млн. лет (соответствует границе верхней юры и нижнего мела). Верхняя часть разреза маякской свиты прогиба сложена вишнево-серыми, зеленовато-серыми, серыми трахиандезитами с характерной миндалекаменной текстурой. Порода состоит исключительно из микролитов

плагноклаза и стекловатого базиса, а миндалины выполнены халцедоном, реже хлоритом. Мощность пород маякской свиты не превышает 200 м.

Возрастное положение нижней части маякской свиты (граница юры и нижнего мела) вполне подтверждается фаунистически. Так, в тонкозернистых туффитах этой свиты найдены ракообразные и пресноводные моллюски [*Nestoria Krasinetzi* (Novoj), *Arguniella elongata* (Ch. Kol.) и другие виды], по заключению А. Н. Олейникова и Ч. М. Колесникова, возраст этой свиты верхи юры — низы мела (Шатков, 1966).

Следовательно, низы маякской свиты Южно-Аргунского прогиба, сложенные туфоконгломератами, туфопесчаниками и кислыми вулканиками, можно сопоставить с шаралинской свитой Ниглинско-Чойбалсанского прогиба. Последняя отличается от маякской свиты отсутствием в ее составе кислых вулканитов, но сходна значительным развитием грубообломочных фаций. Трахиандезиты маякской свиты, вероятно, соответствуют низам цаганцабской свиты Монголии. Отличие заключается лишь в наличии горизонтов конгломератов в цаганцабской свите.

Все отмеченные выше вулканогенные толщи несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями кутинской свиты нижнего мела. К после-

угленосным образованиям мы относим кислые эффузивы аргунской свиты. Аргунская свита в Южно-Аргунском прогибе сложена пестрыми санидиновыми трахилипаритами, желтовато-бурыми, белыми, пестрыми биотитовыми липарито-дацитами, их туфами, туфолавами и туфобрекчиями. Мощность аргунской свиты около 150 м. Для трахили-

Абсолютный возраст вулканогенных комплексов Восточного Забайкалья

Вулканогенный комплекс	Средний абсолютный возраст, млн. лет	Пределы колебания абсолютного возраста, млн. лет	Количество определенных
J ₁	196	206—190	4
J ₂	168	176—150	13
J ₃	152	157—144	31
J ₃ —Cr ₁	136	144—127	14
Cr ₁	122	129—119	10
Cr _{1—2}	107	111—101	5

паритов, в отличие от кислых пород маякской свиты, характерно наличие вкрапленников прозрачного калиевого полевого шпата (санидина) и незначительное количество или полное отсутствие вкрапленников кварца. Липарито-дациты аргунской свиты отличаются от своих древних аналогов обилием биотита, меньшим количеством вкрапленников полевого шпата и полным отсутствием свободного кварца. Абсолютный возраст биотитовых липарито-дацитов из верховьев пади Куку-Азарга — 122 ± 7 млн. лет (нижний мел).

В Южно-Аргунском прогибе отмечаются многочисленные дайки и небольшие локальные покровы базальтов и андезито-базальтов кайнотипного облика, которые секут все доугленосные толщи. Среди этих эффузивов можно выделить несколько разновидностей: пироксеновые, оливин-пироксеновые, крупнопорфировые, плагиобазальты и их щелочные аналоги. Возрастное положение этих пород не совсем ясно. Но учитывая то, что П. А. Строна и Г. А. Шатков (1964) в районе Березовского месторождения выделяют нижнемеловые «ранние» базальты (послеугленосные, но до отложений аргунской свиты) и «поздние» (Cr₁—Pg), а также данные абсолютного возраста аналогичных пород Уровской депрессии, можно в Южно-Аргунском прогибе также выделить по крайней мере две возрастные вулканогенные толщи: нижнемеловую (до отложений аргунской свиты) и нижне-верхнемеловую. К первой следует отнести базальты и андезито-базальты, обладающие повышенной щелочностью, а ко второй — нормальные по щелочности базальты.

Из приведенного выше материала следует, что вулканическая де-

тельность в пределах Восточного Забайкалья происходила длительное время, с начала юры до начала верхнего мела. Данные абсолютного возраста позволяют заключить, что вулканические процессы происходили импульсивно, причем кратковременные вспышки вулканической деятельности сменялись более длительными периодами покоя. Таким образом, в Восточном Забайкалье намечается шесть вулканогенных комплексов (см. таблицу).

Выделенные вулканогенные комплексы развиты не повсеместно и приурочены к определенным тектоно-морфологическим структурам Восточного Забайкалья. Так, нижнеюрский вулканогенный комплекс выявлен только в пределах Заурулюнгуевского блока ранней консолидации. Значительно шире распространены вулканиты среднеюрского комплекса. Они локализируются в пределах так называемых унаследованных прогибов, расположенных в областях сочленения Центральной синклинальной зоны с Переходной зоной либо с Агинским 'глыбовым' поднятием. В консолидированных областях накопление вулканитов среднеюрского комплекса происходило в кальдерах опускания или наложенных мульдах. Верхнеюрские же вулканогенные комплексы отмечаются во всех структурно-фациальных зонах Восточного Забайкалья и локализируются в вулканогенных полях II—IV типов. Верхнемезозойские вулканогенные комплексы (J_3 — Cg_1 ; Cg_1 ; Cg_1 — Cg_2) развиты наиболее широко и приурочены к бортам депрессий, выполненных пресноводно-континентальными отложениями нижнего мела. Эти депрессии типа грабен-синклиналей накладываются на все структурно-фациальные зоны Восточного Забайкалья, исключая внутреннюю часть Центральной синклинальной зоны.

Таким образом, нередко разновозрастные вулканогенные комплексы оказываются в одних случаях пространственно обособленными, в других — совмещенными. Разновозрастные вулканогенные комплексы, совмещенные в одном структурно-морфологическом типе вулканогенных полей, получили наиболее полное развитие в Южно-Аргунском прогибе, являющемся северо-восточной частью громадного Нилгинско-Чойбалсанского прогиба. В этом прогибе более древние вулканогенные комплексы (J_1 и J_2) локализируются в его внутренней части благодаря тому, что в верхнеюрское время эта часть прогиба претерпела частичную инверсию и превратилась в систему внутренних поднятий. Верхнеюрские же комплексы локализируются по периферии этих внутренних поднятий. В пределах Южно-Аргунского прогиба к таким внутренним поднятиям можно отнести округлые купола близ ст. Мациевская, в ядре которых выходят породы фундамента.

Верхнемезозойские вулканогенные комплексы Нилгинско-Чойбалсанского прогиба, так же как и в других частях Восточного Забайкалья, приурочены главным образом к верхнемезозойским линейным грабен-синклиналям, которые накладываются на область прогиба, рассекая его под различными углами. В качестве примера можно указать на грабен-синклинальную впадину северо-западного простирания близ ст. Мациевской. В основании впадины широко развиты миндалекаменные трахиандезиты верхнеюрского — нижнемелового возраста.

В целом Нилгинско-Чойбалсанский прогиб представляет собой структуру особого типа, возникшую на разнородном фундаменте (герцинский синклинорий и раннепалеозойский консолидированный блок) в процессе активизации. Во время развития прогиб претерпел неполную инверсию, которая привела к образованию внутренних поднятий в его пределах. Он развивался длительно, практически синхронно с Восточно-Забайкальской геосинклиналью, в пределах которой в доинверсионную стадию вулканизм не проявлялся. Вулканогенно-осадочные толщи прогиба прорваны небольшими интрузивными телами гранитоидов. Таким образом,

здесь, так же как и в пределах палеокальдер, наблюдается вулканоплутоническая ассоциация. Аналоги этого прогиба широко известны в пределах Китая, где они выделяются под наименованием прогибов «дива» (Chen Kuo-da, 1960).

Намеченные типы вулканических прогибов с присущими им разновозрастными вулканическими и вулканоплутоническими комплексами создают основу для оценки перспектив их металлогении. В частности, среди разнообразной группы рудных формаций, тесно связанных с процессами вулканизма, можно выделить формации, присущие какому-то типу таких прогибов. Так, например, с палеокальдерами ассоциируют проявления низкотемпературной минерализации; с линейными грабен-синклиналями ассоциируют проявления или флюорита, или низкотемпературной золоторудной минерализации и т. д. Другим выводом, который следует из изложенного, является заключение о широком диапазоне тектонических условий, в которых проявляются континентальные эффузивы порфировой формации. Они, в частности, характерны для областей активизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Гарр М. А. и др. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Гостоптехиздат, 1959.
- Васильев В. Г., Гришин Г. Л., Мокшанцев Н. Б. Стратиграфия мезозойских отложений восточной части Монголии.— Сов. геология, 1959, № 2.
- Горлов Н. В. Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Гунбин В. Д., Чербянова Л. Ф. К стратиграфии верхнеюрских образований Шадоронского прогиба (Восточное Забайкалье).— Записки Забайкальского отд. геогр. об-ва СССР, 1963, вып. 19.
- Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкинское рудное поле.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Иванов А. Х. Стратиграфия и вулканизм крайнего северо-востока Монголии.— Сов. геология, 1959, № 4.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1949, вып. 32.
- Ищуква Л. П. К вопросу о возрасте флюоритового оруденения в южном Приаргунье.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», 1966.
- Ищуква Л. П. и др. Особенности строения Тулукуевского блока в Приаргунье и опыт применения геофизических методов для выяснения его структуры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 12.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Колесников Ч. М. Значение пресноводных моллюсков для стратиграфии континентального мезозоя Забайкалья.— В кн.: Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. Госгеолтехиздат, 1959.
- Колесников Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья.— Труды Лимнологического ин-та СО АН СССР, 1964, 4.
- Красинец С. С. О значении двустворчатых листоногих ракообразных для стратиграфии верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., 1963, вып. 1.
- Красинец С. С. К вопросу о стратиграфическом положении и геологическом возрасте аргунской свиты (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья (тезисы докладов Пятой геол. конф.). Чита, 1966.
- Лесняк Р. В., Демехина М. А. О продолжительности формирования юрского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., 1966, вып. 2.
- Маринов Н. А., Петрович Ю. Я. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 6.
- Мартинсон Г. Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Изд-во АН СССР, 1961.

- Мирчинк С. Г. Стратиграфия и условия накопления осадков мелового возраста в Бале́йской депрессии (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1958, вып. 25, кн. 2.
- Мишников А. Ф., Анашкина К. К., Олексив Б. И. Стратиграфия юрских отложений В. Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., 1966, вып. 2.
- Мишников А. Ф., Рутштейн И. Г. Новые данные по стратиграфии юрских морских отложений Восточного Забайкалья.— Бюлл. Читинского геол. упр. научн.-техн. горн. об-ва, 1958, № 4.
- Нагибина М. С. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия залегания.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1951, вып. 128, № 49.
- Новожилев Н. И. О геологическом возрасте тургинского горизонта Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., 1963, вып. 1.
- Олейников А. Н. Биостратиграфия верхнемезозойских отложений Удыно-Даинской впадины.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1962а, № 57.
- Олейников А. Н. К вопросу о стратиграфическом положении и возрасте тургинского горизонта.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, 1962б, вып. 8.
- Олейников А. Н. О находке фауны в эффузивно-осадочных отложениях пос. Кути.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 81.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Бале́йского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 45, ч. 1.
- Писцов Ю. П. Юрские и меловые континентальные отложения Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология СССР. Т. 36, ч. 1, 1961.
- Писцов Ю. П. Генетический подход к стратиграфии континентальных отложений на примере Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966а, № 4.
- Писцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., 1966б, вып. 2.
- Старицын Ф. В. О двух разновозрастных комплексах вулканогенных пород Приаргунья.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.
- Строна П. А., Соловьев Н. С., Шатков Г. А., Якобсон Л. Н. Геологическое строение Юго-Западного Приаргунья.— Материалы по геол. Дальнего Востока и Забайкалья, новая серия, 1963, 81.
- Строна П. А., Шатков Г. А. Геологическое строение района Березовского железорудного месторождения (Восточное Забайкалье) и его генезис.— Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Томсон И. Н., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых структур. Авторефераты работ ИГЕМ АН СССР за 1963 год.
- Шатков Г. А. О структурном расчленении верхнемезозойских вулканогенно-осадочных отложений и возрасте низкотемпературного гидротермального оруденения Приаргунья.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 1.
- Шатков Г. А., Якобсон Л. Н. О взаимоотношении вулканогенно-осадочных и угленосных отложений Аргунской впадины.— В кн.: Тезисы докл. Первой научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1964.
- Шатков Г. А., Якобсон Л. Н. Некоторые вопросы геологического строения Южно-Аргунской впадины (Восточное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 6.
- Шумилин М. В. О стратиграфии континентальных верхнемезозойских отложений в Оловской депрессии (Восточное Забайкалье).— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1966, № 6.
- «Chen Kuo-da. Characteristics and nature of the Diwa-region compared with so-called «para-platform».— Acta Geologica Sinica, 1960, 40, N 2.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД ДАВЕНДИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО И КЛЮЧЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Восточное Забайкалье)

Р. М. КОНСТАНТИНОВ, Г. А. ТАНАНАЕВА, И. Б. ИВАНОВ

В Восточном Забайкалье силами различных научно-исследовательских организаций были проведены обширные геохронологические исследования по определению абсолютного возраста горных пород и руд калий-аргоновым методом (Полевая, Чернова, 1960; Томсон и др., 1963, 1964; Комаров и др., 1963; Комаров, Демидова, 1966, и др.). Эти работы были необходимы в связи с широким развитием в Восточном Забайкалье полей изверженных пород и стратиграфически немых толщ осадочных пород, что затрудняло расшифровку истории геологического развития территории и формирования оруденения. Было установлено, в частности, что рудообразование происходило в несколько этапов минерализации, разделенных периодами 20—15 млн. лет (Томсон и др., 1964; Константинов, 1965).

Разрыв во времени между этапами минерализации оказывается, таким образом, сопоставим по длительности с периодами формирования отдельных интрузивов (Котляр, 1966).

Кроме того, при изучении абсолютного возраста рудных месторождений удалось дополнить представления о составе «рудных серий», выделенных в свое время С. С. Смирновым (1944) в Восточном Забайкалье. Как известно, С. С. Смирнов понимал под «рудными сериями» проявления постмагматической минерализации, принадлежащие к различным генетическим типам и рудным формациям и образовавшиеся в связи с одним магматическим комплексом. Проявления постмагматической минерализации, принадлежащие к одной «рудной серии», закономерно сменяют друг друга во времени, а иногда зонально располагаются в пределах отдельных рудных полей.

Длительность формирования подобных «рудных серий», судя по данным калий-аргоновых определений абсолютного возраста, составляет 50—40 млн. лет (Константинов, 1965; Комаров и др., 1965). При этом особенно много данных было получено для «рудных серий», содержащих оловянные, вольфрамовые и свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления.

Значительно меньше изучен абсолютный возраст золотых и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. Авторами были собраны материалы, позволяющие в какой-то мере судить об абсолютном возрасте пород и руд Давендинского молибденового, Ключевского золоторудного и других месторождений.

Давендинское молибденовое и Ключевское золоторудное месторождения находятся в северо-восточной части золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья в нескольких километрах одно от другого, но геологическая обстановка их формирования заметно различается.

Район Давендинского месторождения расположен среди гранитоидов олекминского комплекса, относимых одними авторами к про-

терозойскому (Кирилюк, 1964; Кирилюк и др., 1964), другими — к палеозойскому тектоно-магматическому циклу (Казицын и др., 1962). В непосредственной близости от месторождения находится крупный массив юрских гранитов амананского комплекса (Давендинский массив). Все эти породы пересекаются дайками верхнеюрского возраста (амуджикано-шахтоминский комплекс).

Последовательность внедрения даек, по Ю. В. Соломину (1966), следующая: 1) кварцевые порфиры и фельзит-порфиры; 2) ранние лампрофиры и диоритовые порфириты; 3) гранодиорит-порфиры; 4) кварцевые диоритовые порфириты и диоритовые порфириты амуджиканского типа; 5) гранит-порфиры; 6) ранние гибридные порфиры; 7) поздние гибридные порфиры; 8) поздние гибридные порфиры.

Седьмая и восьмая группы, по Ю. В. Соломину, имеют внутриминерализационный возраст: они секут кварц-молибденитовые и кварц-турмалиновые жилы, а сами секутся кварц-карбонатными жилами. Из перечисленных даек преобладают дорудные лампрофиры и диоритовые порфириты.

На рудоносной площади развиты дизъюнктивные нарушения преимущественно северо-восточного простирания (азимут простирания $50-60^\circ$) с крутым падением на юго-восток, залеченные разнообразными дайками и жилами. Последние развиваются чаще всего вдоль контактов даек лампрофиров и диоритовых порфиритов с вмещающими гранитами или залегают внутри даек.

Ключевское золото-сульфидное месторождение расположено в 10 км на северо-восток от Давендинского. По данным М. Б. Бородаевской (1958; Бородаевская, Шмидт, 1956), месторождение приурочено к участку широтного перегиба контакта гнейсов и гранитоидов варисского комплекса и нижнекиммерийских гранитоидов амананского комплекса (Давендинский массив). Этот контакт носит название Главного широтного разлома. В гранитоидах амананского комплекса прослеживается пояс даек и малых интрузий верхнекиммерийского возраста (амуджиканский комплекс).

Среди этих пород М. Б. Бородаевская выделяет три возрастные группы.

1. Породы группы гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов: гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты и диоритовые порфириты.

2. Породы группы гигантопорфировых гранитов, гранит-порфиров и гибридных порфиров: гигантопорфировые граниты Амуджикана, лейкократовые гранит-порфиры, аплиты, меланократовые гранит-порфиры и гибридные порфиры и аплиты.

3. Породы группы энстатитовых порфиритов.

М. Б. Бородаевская отмечает, что среди даек энстатитовых порфиритов имеются как дорудные, так и послерудные, секущие кварц-турмалиновые жилы.

Широко развиты в пределах месторождения трубообразные тела эруптивных брекчий, возникновение которых М. Б. Бородаевская связывает с газовыми взрывами.

Рудная минерализация на месторождении сосредоточена в основном в пределах Центрального участка, приуроченного к мощному раздуву дайки гранодиорит-порфиров. В пределах этого участка развиты кварц-турмалиновые тела и прожилки северо-западного ($320-330^\circ$) направления, на которые накладываются золото-сульфидные прожилки. К западу и востоку от этого участка мощность и интенсивность оруденения падает.

Были также изучены материалы из Косинского редкометального и Дмитриевского золоторудного месторождений.

Косинское редкометальное месторождение расположено к юго-западу от Давендинского месторождения и представлено зонами альбитов в мелкозернистых биотитовых гранитах. Альбититы и граниты подверглись грейзенизации и замещаются дымчатым кварцем и темной, зеленовато-серой слюдой. При грейзенизации в альбититах образуются характерные ритмично-полосчатые агрегаты, состоящие из чередующихся полос кварца, слюды и альбита. Эти агрегаты затем переходят в полосчатые кварц-слюдяные сростания и затем в сплошные массы светло-дымчатого слабо полосчатого кварца.

Дмитриевское золоторудное месторождение (Усть-Карский район Восточного Забайкалья) представлено жильными зонами, состоящими в основном из кварца, турмалина и золотосодержащего пирита, т. е. по минеральному составу оно сходно с Ключевским месторождением. Жильные зоны залегают в варисских гранитах и сопровождаются многочисленными дорудными дайками лампрофиров, гибридных порфиров и других пород.

Последовательность проявления во времени различных гидротермальных образований и связь рудных жил с околожильными метасоматитами представлены в табл. 1, составленной Г. А. Тананаевой.

Таблица 1

Типы жил и сопровождающие их метасоматические образования на Давендинском и Ключевском месторождениях

Давендинское месторождение		Ключевское месторождение	
Типы жил и прожилков *	Околожильные метасоматиты	Типы жил и прожилков	Околожильные метасоматиты
Кварц-молибденитовые	Калишпат-кварцевые	Кварцевые	
Кварц-турмалиновые	То же	Кварц-турмалиновые	Кварц-альбитовые, изредка калишпат-кварцевые
Кварц-молибденитовые 2	Не установлены	—	—
—	—	Кварц-адуляровые	Не установлены
—	—	Кварц-пиритовые (раннесульфидные, по Н. В. Петровской, 1956)	» »
Кварц-сульфидно-полиметаллические	Кварц-серицитовые	Кварц-сульфидно-полиметаллические с золотом (позднесульфидные, по Н. В. Петровской)	Березиты
Кварц-карбонатные с флюоритом и баритом	Кварц-серицитовые и карбонат-серицитовые	Кварц-карбонатные с флюоритом и баритом	Кварц-серицит-карбонатные
—	—	Кварц-хлорит-пиритовые	Кальцит-хлоритовые
Карбонатно-халцедоновые	Аргиллизация	Карбонатно-халцедоновые	Аргиллизация

* Перечень типов жил дается в возрастной последовательности, от более древних к молодым.

Метасоматические образования, связанные с привнесом во вмещающие породы калия (калишпат-кварцевые и кварц-серицитовые), использовались для определения абсолютного возраста. Материал для анализов метасоматических пород подготовлялся следующим образом. Около прожилков, сложенных какой-либо одной минеральной ассоциацией, по возможности без наложения других, тщательно изучалась метасоматическая колонка. Затем алмазной пилой выпиливались зоны максимального изменения пород, прилегающие к жиле и не содержащие реликтов вмещающих пород. Из этих пород выделялся минерал, содержащий калий (серицит или калиевый полевой шпат).

Таблица 2

Данные определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом пород и руд Давендинского и Ключевского месторождений

№ анализа	№ образца	Место взятия	Порода	Материал для анализа	Содержание		Возраст, млн лет
					К, %	Аг, мг/г	
	11-К-64	Косинское редкометальное месторождение, карьер	Грейзены, замещающие альбититы	Мусковитоподобная слюда	9,28±0,07	128,7±2,0	194±8
Давендинское молибденовое месторождение							
2618	197-64	Квершлаг, горизонт 400 м	Пегматитовые шлифы	Калиевый полевой шпат	1,83±0,03	21,7±0,04	168±10
4534	128	Квершлаг, горизонт 400 м, жила 6/12	Лампрофир неизменный	Вал	2,19±0,03	24,0±0,5	154±7
4537	247	Квершлаг, горизонт 400 м	Кварцевый порфир	»	3,26±0,04	34,7±0,7	150±6
4202	204	Штрек по жиле 3	Калишпат-кварцевый метасоматит по лампрофиру	Калиевый полевой шпат	1,86±0,02	19,0±0,4	146±9
4203	68	Штрек по жиле 2, зона «Пологая»	Кварц-серицитовый метасоматит по лампрофирам	Серицит	3,52±0,04	35,2±0,8	142±7
Ключевское золоторудное месторождение							
4198	233	Скважина 204	Граниты амананского комплекса	Биотит	6,28±0,05	75,8±1,6	170±6
4538	234	Скважина 204	Аплиты дорудные	Калиевый полевой шпат	5,09±0,04	55,2±1,2	154±6
4536	370	Скважина 226 (304 м)	Березиты	Серицит	11,84±0,1	128,0±2,0	154±5
4530	Д-361	Дмитриевское золоторудное месторождение, отвал шахты	Лампрофир дорудный	Вал	2,60±0,03	27,8±0,6	150±6

Данные определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом для пород и руд Давендинского, Ключевского и некоторых других месторождений этой части Восточного Забайкалья приведены в табл. 2.

Эти данные свидетельствуют о том, что наиболее древним проявлением постмагматической минерализации в районе является Косинское редкометальное месторождение, относящееся по времени возникновения к раннему мезозою.

Начало формирования «рудной серии», включающей молибденовую и золотую минерализацию, совпадает с периодом внедрения гранитов амананского комплекса (170 ± 6 млн. лет). Процессы образования рудной минерализации на Давендинском месторождении развивались более длительно (от 168 ± 10 до 142 ± 7 млн. лет) и закончились позднее, чем на Ключевском месторождении, так как возраст серицита из березитов, образовавшихся в контактах кварц-сульфидно-полиметаллических золотосодержащих жил Ключевского месторождения, составляет 154 ± 5 млн. лет. Из полученных данных также следует, что эти процессы частично перекрывались во времени. Это подтверждается данными Н. В. Петровской (1956), установившей на Ключевском месторождении пересечение турмалиновых брекчий кварц-молибденитовым прожилком.

Таким образом, постмагматическая минерализация Давендинского и Ключевского месторождений формируется в период верхней юры. Однако возраст других месторождений золото-молибденового пояса более древний. В частности, возраст серицита и калиевого полевого шпата Жирекенского молибденового месторождения, по материалам В. И. Рехарского, составляет соответственно 160 ± 7 и 164 ± 7 млн. лет, т. е. относится к средней юре, и сопоставим с возрастом калиевого полевого шпата из пегматоидных шлиров района Давендинского месторождения.

Образование молибденовых руд Жирекенского месторождения происходило, видимо, в более ранний этап (средняя юра) минерализации. В связи с этим может быть сделан вывод, что образование золотого и молибденового оруденения в северо-восточной части Восточного Забайкалья могло быть разновременным в разных геологических блоках. Рассматривая в целом период формирования золото-молибденовой «рудной серии», можно на основании изложенных данных заключить, что он охватывал отрезок времени от средней до конца верхней юры.

Авторы выражают признательность В. И. Рехарскому, любезно разрешившему использовать свои материалы по возрасту Жирекенского молибденового месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М. Б. Особенности структуры Ключевского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1958, вып. 25, кн. 1.
- Бородаевская М. Б., Шмидт А. И. Петрогенетические особенности формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста одного из районов Восточного Забайкалья.— Труды НИГРИзолото, 1956, вып. 21.
- Казыцын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Панов Е. Н. Мезозойские металлоносные интрузии Олекмо-Керчуганского района.— Сов. геология, 1962, № 9.
- Кирилюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита.— Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.
- Кирилюк В. П., Лейфман Е. М., Сиверопов А. А. и др. Новые данные по определению абсолютного возраста некоторых геологических образований Амазаро-Шилкинского междуречья (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1964, № 12.
- Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Комаров П. В., Комаров Г. Н., Гольцман Ю. В., Аракелянц М. М. Возрастные взаимоотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: Изу-

- чение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Недра», 1965.
- Котляр В. Н.* О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности.— В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных минеральных образований.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.
- Полевая Н. И., Чернова Н. Н.* Возраст пород Забайкалья по данным аргонового метода.— Труды 6 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
- Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- Соломин Ю. С.* О внутриминерализационных дайках Давендинского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 5.
- Томсон И. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М. и др.* Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. и др.* О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 7.

О ВЫДЕЛЕНИИ ТРИАСОВОГО И ВЕРХНЕЮРСКОГО ЭТАПОВ МАГМАТИЗМА В КЛИЧКИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (Восточное Забайкалье)

П. В. КОМАРОВ, М. М. АРАКЕЛЯНЦ

В настоящем сообщении излагаются материалы по возрасту интрузивных образований и минерализации Кличкинского рудного поля. Ранее нами (Комаров и др., 1965) была сделана попытка выделить основные этапы магматизма и минерализации рудного поля. Приводятся сведения, не вошедшие в предыдущую работу, дополняющие и уточняющие выделенные этапы.

Геологическое строение Кличкинского рудного поля описано в большом количестве отчетов и опубликованных работ, поэтому мы лишь коротко остановимся на вопросах, касающихся стратиграфии и тектоники рудного поля.

Западную часть рудного поля слагают осадочные породы, представленные сложно дислоцированными и в различной степени метаморфизованными карбонатными породами и сланцами нижнепалеозойского возраста. В юго-западной части рудного поля эта толща залегает на кварцитах, гранитной брекчии, сланцах и доломитах, условно отнесенных к докембрию и занимающих незначительную часть рассматриваемой территории.

Северную и южную части рудного поля слагают юрские породы, представленные конглобрекчией, фангломератами, полимиктовыми песчаниками, эффузивами и туфами.

Интрузивные породы распространены в восточной части рудного поля. Это — габбро, диориты, кварцевые диориты, граниты и сопровождающие их дайки гранит-порфиров, гранит-аплитов, лампрофиров и порфиритов.

Складчатые структуры и дизъюнктивные нарушения рудного поля детально изучались Д. И. Горжевским, В. В. Архангельской (1963) и другими исследователями.

В результате геологической съемки последних лет В. Г. Гладковым, В. А. Намоловым (Гладков и др., 1965а, б), С. Д. Сергеенко, В. В. Безсмертным установлено, что нижнепалеозойские породы Кличкинского рудного поля образуют крупную синклиналь широтного простирания, ядро которой сложено карбонатно-сланцевыми и сланцевыми породами алтачинской свиты, а крылья — карбонатными отложениями быстринской свиты. Складка имеет асимметричную форму и осложнена антиклинальным перегибом, а также мелкими складками более высоких порядков. В приближении к пади Цаган-Золотуй нижнепалеозойские породы в плане флексурно изгибаются к югу, принимая меридиональное направление.

Юрские эффузивно-осадочные породы смяты в более пологие складки северо-восточного направления. Они с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности нижнепалеозойского фундамента. Таким образом, пока отчетливо выделяются два геолого-структурных этажа.

Наиболее крупное тектоническое нарушение Кличкинского района — Кличкинско-Урулюнгуевская зона северо-западного простирания, выделенная и прослеженная Н. Ф. Шинкаревым и В. В. Архангельской (1963) на протяжении многих километров. В пределах Кличкинского рудного поля такой структурой является Цаган-Золотуевский разлом субмеридионального простирания, выявленный Д. И. Горжевским. Этот разлом прослежен к югу от месторождения Савинское 5 на протяжении 5—6 км. Видимо, этот разлом имел более значительное протяжение в северо-восточном направлении, так как крупный интрузив морионовых гранитов юрского возраста такого же направления картируется на его продолжении. Цаган-Золотуевский разлом вместе с примыкающими к нему с запада нарушениями северо-западного и субширотного направления является основной рудоконтролирующей структурой месторождений Кличкинского рудного поля. По этому разлому проходит граница двух блоков — западного, сложенного преимущественно осадочно-метаморфизованными породами нижнего палеозоя, и восточного, сложенного гранитоидами Урулюнгуевского массива. В последнем осадочные породы сохранились лишь в виде отдельных останцов различных размеров.

Цаган-Золотуевский разлом относится к числу долгоживущих тектонических нарушений. В пределах Гарсонуйского месторождения в нем установлены палеозойские дайки гранит-порфиров и скарновая минерализация. Образование флексурной складки палеозойских пород, изменяющей свое простирание с северо-восточного на меридиональное, обусловлено, возможно, движением Восточного блока на юг по Цаган-Золотуевскому разлому, как это уже отмечали В. Г. Гладков и др. (1965а, б).

В нижнемезозойское время в пределах разлома формировались триасовые кварцевые диориты и сиениты, а также связанные с ними скарны и грейзены. В верхнеюрское время на продолжении Цаган-Золотуевского разлома внедрились морионовые граниты, с которыми связаны широко распространенные скарны и грейзены верхнеюрского времени, обнаруженные в различных частях разлома и в сопряженных с ним нарушениях. Еще позже здесь же проявились дайки лампрофиров и порфиров ($J_3 - Cr$), а также полиметаллическая и флюоритовая минерализация.

Магматические породы, занимающие значительную часть рудного поля, слагают крупный Урулюнгуевский массив. Все гранитоиды в пределах рудного поля отчетливо прорывают только нижнепалеозойские породы, поэтому на протяжении многих лет детальных исследований возраст гранитоидов и генетически связанной с ними минерализации не был определен. Наиболее древние магматические породы Кличкинского рудного поля — силурийские гранито-гнейсы, которые располагаются в виде останцов в более молодых гранитоидах Урулюнгуевского массива. Минерализация этого этапа в пределах рудного поля пока не установлена. Силурийские скарны на контакте с гранито-гнейсами нами были обнаружены в 60 км от пос. Кличка в Досатуйском рудопроявлении. Это, по-видимому, наиболее древние скарны в Приаргунье.

Возраст гранитоидов Урулюнгуевского массива считался ранее карбоновым (варисский тектогенез). По нашим уточненным данным, значительная часть урулюнгуевских гранитов относится к пермскому возрасту. К образованиям этого же возраста относятся габбро и диориты, распространенные между падами Цаган-Золотуй и Каменка, граниты на юге Гарсонуйского месторождения и юго-восточнее Екатерининского и Каменского месторождений, дайки гранит-порфиров, установленные в правом борту пади Цаган-Золотуй и на Гарсонуйском месторождении, а также некоторые пегматитовые тела, секущие массив габбродиоритов. В пермское время в связи с проявлением этих гранитоидов образова-

лись часть скарнов Гарсонуйского и скарны Олимпийского и Мыльниково-Харкиринского месторождений (см. таблицу, анализ 17). После формирования интрузивных образований, связанных с варисским этапом тектогенеза, Урулюнгуевский блок консолидировался и с этого периода переживал полуплатформенное развитие. Последующая активизация магматизма в этом блоке проявилась в триасовое, а затем более интенсивно в верхнеюрское время.

Триасовый возраст изверженных пород и скарнов был установлен в зоне Цаган-Золотуевского разлома — кварцевые диориты Савинского штока, кварцевые диориты (анализ 13) и частично скарны Гарсонуйского месторождения (Комаров и др., 1965). Микроскопическое изучение кварцевых диоритов показало, что они являются гибридными породами, образовавшимися в результате гранитизации осадочных пород нижнего палеозоя, а также пермских габбро и диоритов. В них очень часто отмечаются неравновесные ассоциации минералов, например, при основном плагиоклазе (№ 50) и роговой обманке значительную площадь шлифа занимают калиевый полевой шпат и кварц. При более интенсивном преобразовании габбро в кварцевые диориты плагиоклаз обычно представлен андезином, роговая обманка частично или полностью замещена биотитом, отмечаются кварц и калиевый полевой шпат. Все это указывало на возможность воздействия на варисские габбро и диориты гранитных интрузий.

Граниты лейкократового облика, обнаруженные нами в виде небольших выходов и даек в пади Цаган-Золотуй, прорывают пермские габбро и диориты. Неясным оставался вопрос — прорывали ли они габбро и диориты в варисское время или кварцевые диориты в нижнемезозойское.

По данным В. В. Архангельской (1963), абсолютный возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом по полевым шпатам, 200 млн. лет. Однако эти данные нельзя считать убедительными, так как анализируемые породы могли быть более древними, претерпевшими изменения при интенсивном метаморфизме триасового времени.

Абсолютный возраст гранитов Гарсонуйского месторождения (скважина 223), определенный нами по полевым шпатам, — 200, а по мусковиту 276 ± 11 млн. лет (анализы 15, 16). Проверочный анализ этого мусковита рубидий-стронциевым методом подтвердил палеозойский возраст гранита — 278 ± 5 млн. лет.

Таким образом, определение абсолютного возраста пород по полевым шпатам в зоне Цаган-Золотуевского разлома оказалось нецелесообразным, так как отсутствовала возможность проверки его каким-либо другим путем. Биотит из лейкократовых гранитоидов удалось отобрать только из скважины 150. Анализированная порода по составу близка к сиенитам, ее возраст по биотиту 220 ± 6 млн. лет (анализ 14), т. е. формирование сиенита, как и кварцевых диоритов, относится к триасовому времени. Проверочно определялся возраст гранитов, прорывающих пермские габбро и диориты в районе между падами Цаган-Золотуй и Каменка. Пробы на анализы абсолютного возраста отобраны из гранита в левом борту пади Цаган-Золотуй, из дайки гранит-порфира на водоразделе падей Цаган-Золотуй и Микишиха и из биотит-роговообманковых гранитов на водоразделе падей Каменка и Солдатская. Биотиты оказались сильно хлоритизированы, поэтому для анализа вначале были использованы полевые шпаты, которые показали возраст 208—118 млн. лет (анализы 7, 9, 11).

Впоследствии из дайки гранит-порфира и гранитов в левом борту пади Цаган-Золотуй были выделены частично хлоритизированные биотиты, анализы которых также подтвердили их триасовый возраст (анализы 8, 12).

Абсолютный возраст магматических пород и метасоматитов Кличкинского рудного поля*

№ п/п	№ образца автора № лабор.	Место взятия	Порода	Минерал	Содержание			Возраст, млн. лет
					K, %	Радиогенного A, мг/г	$\frac{A_{\text{рад}}}{A_{\text{общ}}}, \%$	
Меловые и верхнеюрские породы (J₂-C₁)								
1	K-132 2125	Савинская шахта	Порфирит (дайка)	Вал	2,60±0,03	23,8±0,5	49; 45	128±6
2	K-483 4377	Каменское месторождение	Лимпрофир (дайка)	»	3,91±0,04	36,6±0,8	40; 70; 87	133±6
3	K-675 4374	Северное рудопроявление	Гранит-аллит (дайка)	Полевой шпат	4,95±0,04	49,4±1,0	62; 62	142±6
4	K-638 4394	То же	Скарн	Флогопит	8,29±0,07	87,0±1,8	72; 88	150±6
5	K-464 4476	Падь Солдатская	Гранит	Биотит	5,94±0,05	60,0±1,2	68; 63	144±6
6	K-903 3408	Падь Каменка	»	»	6,54±0,05	72,4±1,5	69; 80	156±5
Нижнемезозойские гранитоиды (T)								
7	K-79 2124	Левый борт пади Цаган-Золотуй	Гранит-порфир (дайка)	Кальцевый полевой шпат	6,43±0,04	91,8±1,8	73; 87	200±10
8	K-79 4140	То же	То же	Биотит	3,46±0,04	45,3±2,5	31; 40	184±20
9	K-365 2729	Водораздел падей Каменка и Солдатская	Биотит-роговообманковый Гранит	Кальцевый полевой шпат	5,61±0,05	83,9±1,7	87; 86	208±10
10	K-454 4373	Падь Солдатская	Гранит-порфир (дайка)	Биотит	6,57±0,06	89,3±1,8	38; 56; 75	192±8
11	K-77 2123	Левый борт пади Цаган-Золотуй	Гранит	Кальцевый полевой шпат	7,33±0,05	94,3±1,8	23; 71	181±10
12	K-440 4369	То же	»	Биотит	2,03±0,03	30,2±0,6	57; 88	208±10
13	G-159-24** 4031	Гарсонуйское месторождение	Кварцевый диорит	»	6,16±0,05	97,0±2,0	93; 95	220±8
14	G-150-72** 4139	То же	Сyenит	»	6,41±0,05	101,5±1,5	42; 49	220±6
Палеозойские породы (P, S)								
15	223** 1597	» »	Лейкократовый гранит	Кальцевый полевой шпат	3,13±0,03	130,6±2,0	70	200±20
16	223** 1598	» »	То же	Мусковит	7,96±0,06	159,5±2,4	75; 80	276±11
17	K-311 2575	Мыльниково-Харкириновское месторождение	Флогопитовый апоскарн	Флогопит	7,37±0,05	146,5±2,2	90; 87	274±12
18	K-950 3348	Восточнее Екатеринбургского месторождения	Гранит	Биотит	6,24±0,05	116,0±1,6	83; 88	256±8
19	K-296 2738	Юго-западнее Мыльниково-Харкириновского месторождения	»	»	6,82±0,06	145,0±2,2	90; 94	292±12
20	ДС-19 3519	Досатуйское рудопроявление	Флогопитовый апоскарн	Флогопит	7,90±0,06	251,0±4,0	91; 92	418±13

* Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР под руководством Л. Л. Шанина.
** Материалы Г. Н. Комаровой.

Хотя некоторые расхождения результатов анализов по полевому шпату и биотитам имеют место, все же их совокупность дает возможность с большей уверенностью отнести эти граниты к триасовым. На водоразделе падей Каменка и Солдатская эти граниты прорываются дайкой гранит-порфира, в которой нередко отмечаются участки с пегматоидной структурой. Возраст этой дайки, определенный по биотиту хорошей сохранности, — 192 ± 8 млн. лет (анализ 10), т. е. триасовый.

Таким образом, в Кличкинском рудном поле достаточно широко проявлен этап триасового магматизма, в результате которого образовались небольшие интрузивные тела гранитов, сиенитов, кварцевых диоритов, дайки гранит-порфиров и недифференцированных пегматитов. Рассматриваемые интрузивные тела сравнительно небольших размеров. Они обычно контролируются зонами тектонических нарушений. В составе гранитоидов отмечаются фациальные разновидности гранитов повышенной основности и щелочности.

Следующий — верхнеюрский этап тектогенеза отличается от триасового более крупным масштабом проявления как тектонических движений, так и магматизма. На некоторых участках рудного поля фиксируется перемещение отдельных блоков пород, относящихся к этому времени, например надвиг палеозойских пород на юрские, вскрытый скважиной № 295 на Северном рудопроявлении. Г. Н. Князев (1957) эти дислокации отнес к глыбово-складчатым. Интрузивы верхнеюрских гранитов по своим размерам значительно больше триасовых и картируются на протяжении многих километров. Они установлены нами в падах Цаган-Золотуй, Кир-Кире, Каменка, Солдатская, Микишиха (анализы 5, 6). Эти граниты пока точно не оконтурены, так как все исследователи принимали их за палеозойские.

Верхнеюрские граниты Кличкинского района по времени образования и составу идентичны гранитам кукульбейского комплекса, имеющего в Восточном Забайкалье широкое распространение (Комаров, Демидова, 1966). С этим комплексом генетически связана редкометаллическая минерализация многих месторождений региона.

Наряду с дополнительными сведениями о распространении триасовых и верхнеюрских гранитоидов в районе Кличкинского рудного поля уточнен генезис и возраст магнезиальных скарнов с разнообразным оруденением Северного рудопроявления, а также распространены здесь гранит-аплитов. Абсолютный возраст скарнов по флогопиту — 156—162 млн. лет, поэтому мы (Комаров и др., 1965) условно отнесли их к средней юре. После детальных работ на этом участке установлено, что все скарны Северного рудопроявления возникли в результате воздействия на нижнепалеозойские доломиты и частично сланцы верхнеюрских морионовых гранитов. Анализы абсолютного возраста аплитов и магнезиальных скарнов подтвердили их верхнеюрский возраст (анализы 3, 4). Следует заметить, что возраст некоторых пород, ранее определенный нами условно как среднеюрский, пока не подтверждается.

К числу интрузивных образований, проявившихся позже юрских гранитов, относятся дайки лампрофиров и порфиритов. Многие исследователи Восточного Забайкалья считают формирование свинцово-цинкового оруденения близким по времени внедрению этих даек. Правда, на протяжении многих лет продолжается дискуссия о том, проявились ли эти дайки до оруденения или после него. Н. М. Чумаченко (1965), детально изучавший взаимоотношения даек со свинцово-цинковыми рудными телами на глубоких горизонтах месторождения Савинское 5, приводит убедительные доказательства, что дайки порфиритов проявились здесь после формирования рудных тел, это совпадает также с нашими наблюдениями (Комаров и др., 1965). На Каменском месторождении нами выявлена дайка лампрофиров, которая пересекалась полево-

шпатовыми прожилками с галенитом. Отсюда следует, что проявление даек лампрофиров и порфириров практически совпадает по времени с формированием свинцово-цинковой минерализации, хотя в одних случаях они оказываются дорудными, а в других послерудными. Абсолютный возраст этих даек 133 ± 6 и 128 ± 6 млн. лет (анализы 1, 2).

Приведенные выше данные показывают, что магматизм Кличкинского рудного поля проявился в течение каледонского, варисского, нижне- и верхнекеммерийского этапов тектогенеза.

Наличие триасовых и верхнеюрских интрузивов в области консолидировавшейся палеозойской геосинклинали свидетельствует об активизации магматической деятельности не только в геосинклинальных условиях, но и внутри жестких блоков. В Кличкинском рудном поле установлено, что с каждым этапом магматизма связана определенная минерализация. В частности, скарны и грейзены генетически связаны с формированием интрузивов всех этапов. В отдельных случаях, например, в Цаган-Золотуевском разломе, разнообразная минерализация различных этапов совмещена в одной тектонической зоне и даже в одном рудном теле.

Полученные данные, кроме чисто практического значения, расширяют также наши представления по некоторым вопросам магматизма и минералообразования. В частности, для описываемого района сейчас по-новому рассматриваются такие вопросы, как рудная и метасоматическая зональность вокруг интрузивов; взаимоотношения скарнов и грейзенов; соотношения скарнов, грейзенов с редкометаллической полиметаллической минерализацией; проявления этапов и стадий минералообразования; образование сложных рудных формаций и т. д.

Ранее все эти вопросы решались, исходя из одноактного образования скарнов и грейзенов, связанных с палеозойскими гранитами.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье).— Труды ИГЕМ, 1963, вып. 93.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Гладков В. Г., Былино Л. В., Намолов В. А. Некоторые геологические особенности флюоритовых месторождений Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Научн. труды ИРГИРЕДМЕТ, 1965а, № 12.
- Гладков В. Г., Намолов В. А., Санин Б. П. Новые данные по геологии и перспективам Кличкинского рудного поля.— Научн. труды ИРГИРЕДМЕТ, 1965б, вып. 12.
- Князев Г. Н. Приаргунский полиметаллический пояс.— Труды Читинского геол. упр., 1957, вып. 1.
- Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Комаров П. В., Комарова Г. Н., Гольцман Ю. В., Аркельянц М. М. Возрастные соотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Чумаченко Н. М. О взаимоотношении даек со свинцово-цинковыми рудами Савинского № 5 месторождения.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 1. Чита, 1965.
- Шикарев Н. Ф. Некоторые закономерности формирования верхнекеммерийских тектонических структур и интрузивных тел в Кличкинском рудном районе (Восточное Забайкалье).— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и географ., 1958, вып. 1, № 6.

ОБ ОСОБОМ ТИПЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ, СВЯЗАННЫХ С НАЛОЖЕННЫМИ ВПАДИНАМИ

В. С. КРАВЦОВ

Среди оловорудных площадей советской части Тихоокеанского рудного пояса можно выделить особый тип рудных районов, приуроченных к своеобразным наложенным прогибам Мелового возраста.

Излагаемый ниже сравнительный материал позволяет сделать вывод об особенностях строения подобных впадин и обосновать особенности геологического строения оловорудных районов рассматриваемого типа.

Среди большого числа наложенных мезо-кайнозойских впадин, развитых в различных регионах Востока СССР (Северо-Восток, Дальний Восток, Забайкалье), выделяются немногочисленные прогибы, с которыми связано оловянное оруденение. Прогибы отличаются своеобразием геологического строения и истории развития. В их развитии можно выделить следующие этапы: осадконакопления, инверсии геотектонических условий и частичной складчатости, интенсивного эффузивного и интрузивного магматизма, внедрения гранитоидных массивов и связанных с ними процессов рудообразования. Рассматривая характер развития этих прогибов, нетрудно заметить, что в конце мела, а затем в неогеновое — четвертичное время они стали ареной интенсивных тектонических движений, превративших депрессионные формы рельефа в горные сооружения (инверсия рельефа).

Наложённые прогибы с оловянным оруденением, сформировавшиеся на гетерогенном фундаменте (мезозониды, ранние каледониды), имеют много общих черт как в характере и направленности геологического развития, так и в синхронности проявления тех или иных геологических процессов.

Своеобразные черты развития оловоносных наложенных прогибов и формирование их как в областях мезозойской складчатости, так и на блоках древней консолидации позволяет связывать их возникновение и развитие с процессами тектоно-магматической активизации, охватившей в мезо-кайнозойское время территорию восточной Азии. Закономерная приуроченность оловорудных месторождений к подобного рода структурам дает основание рассматривать наложенные прогибы, претерпевшие инверсию, как особый тип оловорудных районов, свойственный областям тектоно-магматической активизации.

Новый тип оловорудных районов будет рассмотрен нами на примере Омсукчанского, Хингано-Олонойского и Мяо-Чанского районов.

Омсукчанский район. Месторождения Омсукчанского оловорудного района локализируются в пределах Омсукчанского (или Балыгычан-Сугойского) мелового наложенного прогиба, расположенного на между-речье правых притоков р. Колымы — рек Балыгычан и Сугой.

При характеристике особенностей геологического строения прогиба мы использовали результаты исследований В. Т. Матвеевко, И. М. Сперанской, С. И. Филатова, Л. В. Иевлева, М. Г. Руб и др.

Омсукчанский прогиб сформирован в послегеосинклинальный этап развития мезозойд Северо-Востока СССР. Заложение и развитие его связано с подвижками в южной части зоны Приколымского тектонического шва, являющегося одним из крупных разломов в фундаменте складчатой области (Матвеевко, 1957). Прогиб ориентирован в субмеридиональном направлении вкрест простирания структурно-фациальных зон Верхояно-Чукотской геосинклинали. Складчатым фундаментом прогиба служат дислоцированные песчаниково-сланцевые отложения юрского и триасового возраста, входящие в состав верхоянского комплекса. Заложение прогиба относится к неокому (?), в течение которого сформировалась толща континентальных эффузивов кислого состава (аскольдинская свита), обнажающаяся в настоящее время по восточной окраине прогиба. Продолжавшиеся в апт-сеноманское время нисходящие движения привели к образованию в прогибе мощной (2500—3000 м) терригенной континентальной толщи флишоидного облика, представленной преимущественно песчаниково-сланцевыми, зачастую угленосными осадками, содержащими редкие маломощные прослои кислых эффузивов (омсукчанская и тапанская свиты). Процесс осадконакопления завершился в сеномане образованием молассовых отложений (зоринская свита). На границе нижнего и верхнего мела произошла общая инверсия тектонических условий в пределах прогиба, сопровождающаяся складчатостью. При этом дислоцированность отложений, выполняющих Омсукчанский прогиб, на отдельных участках оказалась существенно различной. Наряду с брахиформными складками с пологими углами наклона крыльев (20—30°), характерными для южной части прогиба, наблюдаются зоны интенсивных дислокаций с крутизной залегания пород до 80° (бассейн р. Джагын).

В турон-сеноманское время район Омсукчанского прогиба стал ареной интенсивной вулканической деятельности, в результате которой образовалась толща континентальных эффузивов (андезит-риолитовая формация), максимальная мощность которой, по данным С. И. Филатова, 2200—2300 м.

Есть основания полагать, что в период, предшествующий заключительному, турон-сеноманскому этапу магматической деятельности, район Омсукчанского прогиба испытал общее сводовое поднятие, сопровождавшееся усилением эрозии. Об этом свидетельствует тот факт, что кислые и средние эффузивы перекрывают эродированную терригенную континентальную толщу.

Формирование верхнемеловой вулканогенной толщи происходило в сравнительно узком линейно вытянутом трогe (грабене), заложившемся в западной части сводового поднятия, возникшего в предтуронское время на территории Омсукчанского прогиба.

Образование вулканогенной толщи происходило в два этапа. В течение первого этапа формировались средние и кислые эффузивы — андезиты, андезито-базальты, липариты, фельзолипариты, местами чередующиеся и, по-видимому, фациально замещающие друг друга (таватумская свита). Основываясь на результатах определения ископаемой флоры, С. И. Филатов относит образования таватумской свиты к турону — низам сенона. Со вторым этапом вулканической деятельности связано образование однообразной толщи туфолов и игнимбригов липаритов наяханской свиты, абсолютный возраст которых, по данным М. Г. Руб, составляет 88—84 млн. лет¹, что соответствует сенону.

Накоплением турон-сеноманских вулканитов завершился период проявления нисходящих тектонических движений в пределах Омсукчанско-

¹ Все упоминаемые здесь и далее определения абсолютного возраста проводились калий-аргоновым методом.

го прогиба. В дальнейшем, на протяжении значительного времени (от дата до четвертичного периода) эта территория представляла собой область сноса.

В верхнемеловое время (турон — сенон) в Омсукчанском районе формировались интрузивные тела различного состава — от основного до ультракислого. Образование интрузивных пород происходило в следующей последовательности: габбро-диориты, диориты-гранодиориты — биотитовые и лейкократовые (до аляскитовых) граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

Наиболее широко развиты в районе массивы биотитовых гранитов, становление которых происходило в две субфазы. Абсолютный возраст крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов первой субфазы, по данным Л. В. Фирсова (1962) и М. Г. Руб, 94—86 млн. лет, а мелкозернистых гранитов второй субфазы, по нашим данным, 83 ± 4 млн. лет.

М. Г. Руб, проводившая петрогеохимические исследования в Омсукчанском районе, обоснованно объединяет все изверженные образования этого района в два магматических комплекса (андезито-диоритовый и липарито-гранитный), характеризующихся вполне определенными минералогическими и петрохимическими особенностями. Первый объединяет средние и кислые эффузивы таватумской свиты и интрузивные образования габбро-диоритового, диоритового и гранодиоритового состава; второй комплекс включает кислые эффузивы наяханской свиты и интрузивы гранитного ряда.

Различные петрогеохимические характеристики комплексов и чередование кислых и средних эффузивных пород в разрезе таватумской свиты позволяют предполагать связь отдельных комплексов пород с различными магматическими очагами.

В Омсукчанском районе широко развиты гидротермальные процессы, с которыми связано оловянное оруденение касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций.

Наиболее распространены здесь месторождения касситерит-силикатной формации, представленные кварц-турмалиновым и кварц-турмалин-хлоритовым минеральными типами. Эти месторождения размещаются как в массивах верхнемеловых биотитовых гранитов, так и в осадочных породах в зонах экзоконтакта гранитов или на значительном от них удалении. Отдельные месторождения встречаются в угленосных нижнемеловых осадках и в интрузиях диоритовых порфиритов.

Месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций имеют ограниченное распространение. Среди месторождений касситерит-кварцевой формации наиболее распространен грейзеновый тип минерализации, развитый в основном в апикальных частях массивов биотитовых гранитов. Касситерит-сульфидная формация представлена одним месторождением, залегающим в андезитах таватумской свиты.

Формирование оловянного оруденения происходило в сеноне. Это подтверждается определением абсолютного возраста оруденения Ново-Джыгынского касситерит-силикатного месторождения и Айгурских оловоносных грейзенов. В первом случае абсолютный возраст оруденения, по нашим данным, 86 млн. лет, во втором, по данным М. Г. Руб, — 85 млн. лет.

Нами был также определен абсолютный возраст пострудной дайки диабазовых порфиритов месторождения Начальное, который позволяет установить верхнюю возрастную границу формирования этого месторождения. Дайка диабазовых порфиритов, считавшаяся ранее палеогеновой, сечет рудовмещающие биотитовые граниты Лево-Омсукчанского массива и рудные тела месторождения. Абсолютный возраст дайки 87 млн. лет, что соответствует среднему сенону. Учитывая, что абсолютный возраст рудовмещающих гранитов в данном случае составляет 94—83 млн. лет,

время образования месторождения Начальное можно также с уверенностью относить к сенону.

Развитие Омсукчанского прогиба в верхнем мелу завершилось внедрением даек кислого и среднего состава, прорывающих верхние горизонты туфолав липаритов наяханской свиты и имеющих абсолютный возраст, по нашим данным, 80 млн. лет (верхний мел). Ранее эти дайки также считались палеогеновыми.

Как уже указывалось выше, своеобразие развития Омсукчанского наложенного прогиба, которое отличает его от впадин межгорного типа, проявилось в общей инверсии тектонических условий в предтуронское время и в преобразовании депрессии в горное сооружение. Вторично восходящие тектонические движения охватили территорию прогиба в конце верхнего мела, после формирования турон-сенонской вулканогенной толщи. Неотектонические движения унаследовали характер верхнемеловых тектонических движений; в настоящее время с зоной мелового прогиба совпадает серия хребтов, возвышающихся над сопредельными участками, сложенными отложениями верхоянского комплекса.

Приведенное описание показывает, что развитие Омсукчанского прогиба характеризуется рядом особенностей.

1. Извержение кислых эффузивов в период заложения прогиба.
2. Высокая литофикация осадков и смена осадочных формаций во времени от монотонных терригенных отложений флишоидного типа типичными молассами.
3. Общая инверсия тектонических условий и брахиформная складчатость (в локальных зонах даже линейная).
4. Активная магматическая деятельность (внедрение гранитоидных массивов) в заключительный этап развития прогиба.
5. Широкое проявление постмагматических процессов и связанного с ними оловянного оруденения преимущественно касситерит-силикатной формации.
6. Инверсия рельефа на границе нижнего и верхнего мела, преобразовавшая депрессию в горное сооружение.
7. Формирование в пределах мелового прогиба четвертичного высокогорного рельефа.

Эти особенности свойственны скорее геосинклиналям, чем наложенным послегеосинклинальным прогибам, и убедительно подчеркивают своеобразие структурной позиции Омсукчанского оловянного района.

Хингано-Олонойский район приурочен к одноименному наложенному меловому прогибу, сформировавшемуся в совершенно иной структурной обстановке, но прошедшему во многом сходный путь развития с Омсукчанским районом.

Хингано-Олонойский прогиб располагается в южной части Хабаровского края, ориентирован в северо-восточном направлении и протягивается более чем на 150 км. Большая (северо-восточная) часть его, охватывающая бассейны рек Хинган и Олоно, находится на территории СССР; юго-западное окончание прогиба уходит в пределы Китая. Геологические особенности прогиба, по данным С. А. Музылева, М. И. Ициксона, Г. В. Ициксон и других исследователей, определяются его положением в юго-западной части так называемой Переходной зоны, представляющей восточную часть Буреинского массива, частично переработанную мезозойскими движениями (Музылев и др., 1960; Ициксон и др., 1961). В отличие от восточных и северных районов Переходной зоны, которые в мезозое (Т₃—J₃) испытывали более дифференцированные вертикальные движения, территория прогиба на протяжении огромного промежутка времени от позднего кембрия до верхней юры включительно являлась областью устойчивого поднятия. Фундаментом прогиба служат архейские, протерозойские, рифейские и нижнекембрийские породы, прорван-

ные интрузиями раннегерцинских пранитоидов. Заложение Хингано-Олонойского прогиба связано, как указывает Г. В. Ициксон (Ициксон и др., 1961), с блоковыми перемещениями, вызванными дальнейшей переработкой в нижнемеловое время Хинганской зоны разломов, возникших в конце верхней юры в малохинганской части Переходной зоны.

Формирование прогиба началось в неокоме с образования континентальной терригенной толщи, представленной в низах конгломератами, переходящими выше по разрезу в песчаники, алевролиты и сланцы с маломощными прослоями каменного угля (ургальская свита). Эти отложения, развитые вдоль восточного борта прогиба, содержат флору нижнемелового возраста. Ургальская свита перекрывается, а местами, возможно, замещается по простиранию континентальными эффузивами андезито-риолитовой формации (Федчин, 1964).

Вулканическая деятельность началась с излияния андезитов и андезито-базальтов (станолитская свита), абсолютный возраст которых, по сведениям Ю. А. Наварнова, 136 млн. лет (начало мела). В апт-альбе характер вулканической деятельности на территории прогиба изменился. В этот период здесь накапливалась мощная толща вулканитов преимущественно кислого состава, формирование которой протекало в два этапа. В течение первого этапа образовалась толща, состоящая в основном из фельзит-порфиров, сферолитовых порфиров, фельзолипаритов и липаритов (солонечная свита). В отдельных случаях наблюдается переслаивание кислых пород с порфиритами и андезито-дацитами. Во второй этап сформировалась однообразная толща липаритов и фельзолипаритов (обманийская свита).

Раннемеловой возраст кислых эффузивов достаточно четко определяется альб-сеноманской (или сеноманской) ископаемой флорой, найденной В. Ф. Синицким и А. В. Палагиным в перекрывающих их осадочных породах. Данные абсолютного возраста, приводимые этими исследователями (95, 102, 105, 106, 108, 109, 119, 125 млн. лет), позволяют отнести время образования пород солонечной и обманийской свит к верхней половине нижнего мела (апт-альб, возможно, самые верхи неокома — низы сеномана).

Заключительный, верхнемеловой этап развития Хингано-Олонойского прогиба был отмечен новой вспышкой вулканической деятельности, в результате которой сформировалась толща безкварцевых сферолитовых фельзолипаритов, залегающая, по данным А. В. Палагина, на туфогенно-осадочном горизонте, содержащем верхнемеловую (сеноманскую?) флору (богучанская свита).

В западной части прогиба в это же время накапливалась толща галечников, песчаников, глин, аргиллитов, алевролитов, песков с прослоями каменного угля (кундурская свита). В. Ф. Синицкий, основываясь на данных споро-пыльцевого анализа, считает возраст этих отложений сеноманским, а Г. В. Ициксон (Ициксон и др., 1961) сеноман-сенонским. Отложение пород кундурской свиты знаменует начало заложения нового грабен-синклинального прогиба, косо секущего Хингано-Олонойский прогиб и Буреинский массив. Г. В. Ициксон (Ициксон и др., 1961) выделяет этот прогиб в самостоятельную Архаро-Буреинскую структурно-фациальную зону, развивавшуюся вплоть до палеогена (цагайская и кивдинская свиты) и соответствующую началу консолидации мезозойской геосинклинали Восточно-Азиатского подвижного пояса.

Начало формирования Архаро-Буреинской грабен-синклинальной зоны знаменуется резким изменением плана развития Хингано-Олонойского прогиба. В этот период прогиб претерпевает общую инверсию и превращается из депрессионной формы рельефа в приподнятую интенсивно размываемую область. Об этом свидетельствует состав отложений кундурской и цагайской свит, выполняющих Архаро-Буреинский прогиб,

среди которых, по данным Ф. Г. Федчина (1964) и В. Ф. Сеницкого, значительная роль принадлежит гальке кислых эффузивов обманьской и солонечной свит.

После длительного периода пенепленизации, приходящегося на палеоген и неоген, территория Хингано-Олонойского прогиба была охвачена интенсивными неотектоническими движениями. В результате этих движений территория Хингано-Олонойского мелового наложенного прогиба превратилась в горное сооружение — хребет Малый Хинган. В настоящее время зона Хингано-Олонойского прогиба является более возвышенной и более расчлененной, нежели соседние районы — Бурейнский массив и Переходная зона.

Специфика развития Хингано-Олонойского прогиба в меловое время, наряду с перечисленными выше особенностями, определяется также интрузивной деятельностью и постмагматическими процессами, с которыми связана оловянная минерализация.

Интрузивные породы, слагающие многочисленные дайки, штоки и субинтрузивные тела, по данным Ф. Г. Федчина (1964), представлены кислыми и средними разностями (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, гранит-порфиры, плагиопорфиры, кварцевые, плагиоклазовые, диабазовые порфириты, микрогранит-порфиры). Внедрение их происходило в указанной последовательности. Наиболее широко в районе распространены гранит-порфиры, среди которых по петрохимическим особенностям Г. В. Ициксон, Б. И. Лови и М. В. Чеботарев (1961) выделяют две разновидности — хинганские (или олонойские, по Ф. Г. Федчину) и обманьские. Преобладают хинганские гранит-порфиры, они более молодые и характеризуются слабым воздействием на вмещающие верхнемеловые эффузивы. Обманьские гранит-порфиры, в отличие от олонойских, распространены менее широко, но отличаются более активным контактовым воздействием на окружающие породы.

В последнее время в отчетах о геологосъемочных работах, производившихся в пределах прогиба, появились сообщения о находках в делювиальных отложениях в области развития липаритов обманьской свиты обломков биотитовых и аляскитовых гранитов. Это свидетельствует о существовании в районе только что начавших вскрываться интрузий биотитовых и аляскитовых гранитов, вероятно, верхнемелового возраста.

Анализируя петрохимические характеристики изверженных пород района, Ф. Г. Федчин (1964) пришел к выводу о развитии мелового магматизма в Хингано-Олонойском прогибе в виде двух параллельных ветвей. Направленное и самостоятельное развитие каждой из ветвей привело к формированию двух комплексов изверженных пород, один из которых представляет собой ассоциацию эффузивных пород среднего, а другой — кислого состава. Ф. Г. Федчин рассматривает параллельное и самостоятельное развитие обеих ветвей мелового магматизма как результат функционирования двух параллельно действовавших магматических очагов.

С меловой эпохой магматизма связана оловянная минерализация, широко проявленная в Хингано-Олонойском прогибе.

Оловорудные месторождения и рудопоявления района отнесены Г. В. Ициксон и другими (1959) к трем формациям — касситерит-сульфидной, переходной и риолитовой. Хинганское месторождение относится этими исследователями к касситерит-сульфидной формации и является пока единственным ее представителем в Хингано-Олонойском районе. Однако минеральный состав и парагенетические ассоциации этого месторождения, на наш взгляд, позволяют отнести его к хлоритовому типу касситерит-силикатной формации, по классификации Е. А. Радкевич (1956). Принадлежность Хинганского месторождения к хлоритовому типу касситерит-силикатной формации (несмотря на присутствие в руд-

ных телах сульфидных прожилков), по нашему мнению, определяется следующим: а) нахождением касситерита в ассоциации с такими минералами, как кварц, хлорит, флюорит, которые преобладают в составе рудных тел; характерно, что хлорит при этом принадлежит к самым железистым разновидностям тюрингита; б) присутствием в рудных телах гипогенных гематита (широко распространенного) и магматита, а также лёллингита, что указывает на недостаток свободной серы в определенные этапы минералообразования; в) отсутствием пересечений и постепенным взаимным переходом прожилков различных парагенезисов минералов, что свидетельствует об отложении сульфидов лишь в локальных участках, возможно, из остаточных растворов. Следует отметить, что присутствие сульфидов в месторождениях касситерит-силикатной формации — обычное явление. Они наблюдались, например, во многих месторождениях Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, принадлежность которых к касситерит-силикатной формации не вызывает сомнения.

Хинганское месторождение штокверкового типа является в настоящее время наиболее крупным месторождением этого района. Рудные тела локализуются в основном в зонах предрудных взрывных брекчий, размещающихся в интрузии гранит-порфиров хинганского типа. Г. В. Ициксон (1965) предполагает, что интрузии и рудные тела связаны с единым глубинным магматическим очагом.

Месторождения переходной формации более многочисленны. К ним относятся месторождения Карадубской группы и Олонойское месторождение. По данным Г. В. Ициксон и др. (1961), «для всех месторождений переходной формации характерно теснейшее сочетание минерализации двух оловорудных формаций — кварц-касситеритовой (топаз, мусковит, кварц) и железистого ряда сульфидно-касситеритовой (турмалин, сидерофиллит, магнетит, гематит)».

Вмещающими породами месторождений переходной формации служат порфириты станолирской свиты и различные породы кислого состава солонечной и обманийской свит, прорванные интрузиями кварцевых порфиров, олонойских и обманийских гранит-порфиров, дайками порфиритов и фельзит-порфиритов (Федчин, 1964). Г. В. Ициксон и другие исследователи предполагают генетическую связь месторождений переходной формации с гранит-порфирами обманийского типа.

Риолитовая формация в Хингано-Олонойском районе представлена одним Джалиндинским месторождением, локализирующимся в приповерхностной части экструзии кварцевых порфиров, с которой генетически связана оловянная минерализация. Абсолютный возраст оруденения Хинганского месторождения, определенный Г. Г. Грушкиным (Дальневосточное геологическое управление), равен 80—75 млн. лет (верхний мел). Этот же исследователь указывает на верхнемеловой возраст (90 млн. лет) и рудовмещающих хинганских гранит-порфиров.

Учитывая сходство геологической позиции, подобный же возраст должны иметь и месторождения переходной формации.

Джалиндинское месторождение может оказаться древнее. Если справедливо предположение Г. В. Ициксон о его генетической связи с кварцевыми порфирами, то время образования этого месторождения должно приходиться на границу нижнего и верхнего мела.

Таким образом, для Хингано-Олонойского прогиба характерны те же особенности, что и для Омсукчанского прогиба.

Сходство в развитии обоих прогибов весьма примечательно, поскольку Хингано-Олонойский меловой наложенный прогиб, в отличие от Омсукчанского, сформировался на жестком, консолидированном участке земной коры, испытывавшем устойчивое воздымание на протяжении огромного промежутка времени от позднего кембрия до верхней юры включительно. Подобное сходство Омсукчанского и Хингано-Олонойского

прогибов, несомненно, свидетельствует о принадлежности их к одной генетической группе структур.

Мяо-Чанский район расположен в Хабаровском крае. Формирование оловорудных месторождений этого района тесно связано с развитием послегеосинклинального мелового наложенного прогиба, заложившегося в конце раннего мела на мезозоидах Сихотэ-Алиньской складчатой области. Фундаментом прогиба служат интенсивно дислоцированные отложения юрского возраста. Прогиб имеет в плане подковообразную форму, состоит из двух параллельных ветвей, протягивающихся в северо-восточном направлении более чем на 40 км. Западная, более протяженная ветвь приурочена к осевой части хребта Мяо-Чан. В северо-восточном направлении она расширяется до 15 км (междуречье Хурумли-Гайчан), а в юго-западной части ширина ее не превышает 3—4 км. Ширина восточной ветви прогиба, пересекающей водораздельные пространства рек Силянка, Холдоми и Сыркуль, — 5 км. Крутизна залегания вулканогенно-осадочных пород, выполняющих прогиб, 20—50°.

К началу верхнего мела в пределах прогиба накопилась 700-метровая вулканогенно-осадочная толща конгломератов, песчаников, алевролитов и глинисто-углистых сланцев, переслаивающихся с горизонтами кварцевых порфиров и их туфов (холдоминская свита). Время формирования холдоминской свиты (верхи нижнего — низы верхнего мела) достаточно четко датируется данными палеофитологического анализа и определением абсолютного возраста кварцевых порфиров. Так, комплекс ископаемой флоры, собранной из этих отложений, позволил М. М. Кошман отнести холдоминскую свиту к верхам нижнего мела (Руб и др., 1962). В то же время, по данным М. Г. Руб и Н. И. Полевой, абсолютный возраст кварцевых порфиров, определенный калий-аргоновым методом, 100 млн. лет.

В верхнемеловое время характер вулканической деятельности в пределах прогиба изменился. В эту эпоху в Мяо-Чанском районе сформировалась толща разнообразных порфиритов и их туфов, переслаивающихся в низах разреза с горизонтами кварцевых порфиров (амутская свита). По сведениям Б. В. Макеева, покровы верхнемеловых эффузивов среднего состава ранее охватывали более широкое пространство, но впоследствии были в значительной степени размыты. Мощность амутской свиты 700 м. Верхнемеловой возраст этих пород определен М. М. Кошман и М. И. Борсук по ископаемой флоре и подтвержден определением абсолютного возраста порфиритов. Последний, по данным М. Г. Руб и Н. И. Полевой, составляет 94—84 млн. лет, что соответствует сенону.

Верхнемеловой период в развитии прогиба ознаменовался интенсивной интрузивной деятельностью и связанными с ней постмагматическими процессами, приведшими к образованию целого ряда оловорудных месторождений. Формирование интрузивных пород Мяо-Чанского района, по данным М. Г. Руб и Б. В. Макеева (Руб и др., 1962), происходило в течение нескольких последовательных фаз и субфаз. В первую фазу образовались габбродиориты, диориты, монцониты и гранодиориты, во вторую — крупно- и среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, в заключительную субфазу второй фазы — мелкозернистые биотитовые, турмалинсодержащие и аляскитовые граниты. М. Г. Руб приводит следующие цифры абсолютного возраста интрузивных пород: габбро-гранодиориты первой фазы — 95—80, граниты второй фазы — 93—77, граниты заключительной субфазы второй фазы — 90—75 млн. лет.

Постмагматические процессы, широко проявившиеся в Мяо-Чанском районе и связанные с верхнемеловой магматической деятельностью, привели к образованию целого ряда оловорудных месторождений и рудопроявлений касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Наиболее широко распространены месторожде-

ния касситерит-силикатной формации. Размещаются они как в гранитоидах, так и в песчанико-сланцевых и вулканогенных отложениях юрского, нижне- и верхнемелового возраста.

Нижняя возрастная граница постмагматических образований, по данным М. Г. Руб., определяется пересечением рудными телами гранитоидов заключительной субфазы второй фазы. Верхняя же граница, по геологическим данным, не может быть опущена ниже неогена. Тем не менее М. Г. Руб., В. В. Онихимовский и др., исходя из времени становления интрузивного комплекса, ограничивают время рудообразования верхним мелом. Это подтверждается также результатами определения абсолютного возраста оловоносных грейзенов (85 млн. лет) и околожильных кварц-серицитовых метасоматитов (98 млн. лет), приводимыми М. Г. Руб.

В конце верхнего мела территория Мяо-Чанского района была вовлечена в сводовое поднятие и превратилась в область размыва и сноса обломочного материала. Процессы аккумуляции здесь прекратились и возобновились лишь в неогене, когда в отдельных впадинах начала формироваться толща вулканитов основного состава с линзами глин и лигнитов. Все это свидетельствует о том, что и Мяо-Чанский меловой наложенный прогиб в конце верхнего мела претерпел общую инверсию, превратившую его в горное сооружение.

В четвертичное время Мяо-Чанский район, как и вся Сихотэ-Алинская складчатая область, стал ареной интенсивных неотектонических процессов.

Неотектонические движения унаследовали направленность тектонических движений конца верхнего мела и привели к возникновению в зоне прогиба резко расчлененного высокогорья — хребта Мяо-Чан.

Таким образом, Мяо-Чанский оловорудный район, так же как и оба описанные выше района, приурочен к наложенному меловому прогибу, для которого характерны те же особенности, что и для Омсукчанского и Хингано-Олонойского прогибов.

Приведенная выше сравнительная характеристика трех оловорудных районов (Омсукчанского, Хингано-Олонойского и Мяо-Чанского) достаточно убедительно подчеркивает своеобразие их геологической позиции. Основной особенностью, присущей всем трем районам, является приуроченность к наложенным меловым прогибам, развитие которых в мезокайнозой характеризуется рядом специфических черт.

1. Активной магматической деятельностью и в особенности внедрением гранитных интрузий.

2. Широким проявлением постмагматических процессов и связанного с ними оловянного оруденения преимущественно касситерит-силикатной формации.

3. Общей инверсией в верхнемеловое время, преобразовавшей меловые наложенные прогибы в горные сооружения.

4. Унаследованным характером неотектонических движений и возникновением в четвертичное время в пределах зон прогибов горного рельефа.

Интересно, что перечисленные особенности в равной степени свойственны всем рассмотренным прогибам независимо от той структурной обстановки, в которой они сформировались. Напомним, что Омсукчанский прогиб возник на территории бывшей мезозойской (Верхояно-Чукотской) геосинклинали, превратившейся в область заверченной складчатости в конце юрского времени; Хингано-Олонойский прогиб заложился на блоке древней консолидации — Буреинском массиве; Мяо-Чанский прогиб сформировался в пределах бывшей мезозойской (Сихотэ-Алинской) геосинклинали, завершившей в целом геосинклинальный этап развития только в верхнем мелу.

Чрезвычайно интересной особенностью, также присущей всем трем рассмотренным оловоносным прогибам, является синхронность внедре-

ния гранитоидов и процессов рудообразования. Время становления интрузий кислого состава в Омсукчанском, Хингано-Олонойском и Мяо-Чанском районах приходится на сенон (90—75 млн. лет), а образование оловорудных месторождений охватывает узкий интервал времени — 90—80 млн. лет. Эти цифры с уверенностью позволяют говорить об одном общем этапе рудообразования, проявившемся во всех трех районах, независимо от их истории развития.

Верхнемеловой этап рудообразования, как показали И. Н. Томсон и В. С. Кравцов (1966), широко проявился и в других районах Востока Азии. Анализ пространственного, структурного положения и возраст оловорудных месторождений Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Китая и стран Юго-Восточной Азии позволили этим авторам выделить для азиатской части Тихоокеанского рудного пояса верхнемеловую эпоху оловянного оруденения. При этом они показали, что образование здесь оловорудных месторождений, имеющих возраст 90—80 млн. лет, не связано с определенными этапами развития геосинклинальных областей, в пределах или вблизи которых они локализируются. Широкое проявление в верхнемеловое время рудообразующих процессов в данном случае носило планетарный характер и явилось результатом тектоно-магматической активизации, охватившей в мезозое огромные площади Востока Азии, включающие как древние платформы (Сибирскую, Китайскую), так и молодые (мезозойские) складчатые области. Особенности развития Омсукчанского, Хингано-Олонойского и Мяо-Чанского меловых наложенных прогибов, в частности синхронность различных геологических процессов, свидетельствуют о том, что формирование их также является результатом мезозойской тектоно-магматической активизации.

Учитывая общую направленность и синхронность развития Омсукчанского, Хингано-Олонойского и Мяо-Чанского районов, мы считаем целесообразным выделить эти и подобные им оловорудные районы в особый тип — оловорудные районы инверсионных меловых прогибов. Выделение нового типа оловорудных районов подчеркивает определенную закономерность в развитии соответствующих участков земной коры и, следовательно, имеет практическое значение.

Вопрос о связи меловых наложенных структур, подобных Омсукчанской, Хингано-Олонойской и Мяо-Чанской, с процессами мезозойской активизации рассматривался и раньше.

Одним из первых исследователей, подчеркнувших своеобразие развития наложенных мезозойских прогибов Китайской платформы, является Чэнь Го-да (Chen Kuo-da, 1960), выделивший эти структуры в особый элемент земной коры — «дива». Среди специфических особенностей, присущих «дива», Чэнь Го-да отмечает складчатость, активную магматическую деятельность (особенно внедрение гранитов) и интенсивные неотектонические движения, приведшие к образованию в районе «дива» высокогорного рельефа. Таким образом, комплексу процессов, сформировавших «дива», этот автор придает значение, соответствующее понятию «тектоно-магматическая активизация».

В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий (1963), развивая идею Чэнь Го-да, расширяют значение понятия «дива», указывая, что «дива» может развиваться не только на месте древних платформ, но также и в областях завершенной складчатости самого различного возраста. Они относят к «дива» все новообразованные наложенные структуры, возникшие в мезо-кайнозое на территории Восточной Азии, в том числе и наложенные прогибы и впадины Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

Разделяя мнение В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого о принадлежности большинства прогибов и впадин к особому структурному элементу, мы считаем необходимым выделить среди них две группы. В первую группу объединены прогибы и впадины, не претерпевшие в мезо-кайнозое

инверсии рельефа, представляющие и в настоящее время депрессии. К ним могут быть, в частности, отнесены Гусиноозерская, Джидинская, Букачанская и другие впадины и прогибы Забайкалья, Момо-Зырянская впадина Северо-Востока СССР, Тырмо-Буреинский прогиб Дальнего Востока и ряд других. Магматизм в прогибах этого типа проявился сравнительно слабо, продукты вулканической деятельности представлены преимущественно породами основного и среднего состава, гранитоидные интрузии отсутствуют, проявления оловянной минерализации неизвестны.

Ко второй группе отнесены прогибы и впадины, преобразованные в результате мезозойской инверсии рельефа в горные сооружения. Для прогибов этого типа характерны: интенсивная магматическая деятельность с внедрением гранитных интрузий, широкое проявление постмагматических процессов, образование многочисленных и часто оловорудных месторождений. К этой группе прогибов, которые наиболее соответствуют «дива» в понимании Чэнь Го-да, относятся рассмотренные выше Омсукчанский, Хингано-Олонойский и Мяо-Чанский меловые наложенные прогибы. Сюда же следует отнести и Раучуанский прогиб на Северо-Востоке СССР, обладающий всеми перечисленными особенностями. Как известно, в восточной его части находится Певекокий оловорудный узел.

Выделение среди активизированных структур прогибов второго типа (т. е. преобразованных в горные сооружения) имеет определенное практическое значение. При проведении металлогенических исследований и поисковых работ на олово необходимо выявлять инверсионные меловые наложенные прогибы, так как с ними, как было показано выше, связано проявление оловянной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Ицксон Г. В. Эволюция форм связи оловянного оруденения с магматизмом в процессе развития позднемезозойского вулканогенного комплекса Малого Хингана.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Изд-во «Недра», 1965.
- Ицксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 55.
- Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, 27.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 85.
- Матвеев В. Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла.— Труды ВНИИ-1, геол., 1957, вып. 31.
- Музылев С. А., Ицксон М. И., Ицксон Г. В. и др. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана.— Материалы к Первой всек. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 2.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Руб М. Г., Онихимовский В. В., Макеев Б. В. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62.
- Томсон И. Н., Кравцов 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.
- Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. Изд-во «Наука», 1964.
- Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Труды 10 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- Chen Kuo-da. Characteristics and nature of the Diwa — region compared with so-called «para-platform».— Acta geologica Sinica, 1960, 40, N 2.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИН КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

К. В. ЯБЛОКОВ

Колымский срединный массив окружен на севере, западе и юге своеобразными тектоническими структурами, получившими название окраинных антиклинориев, или поднятий. Эти тектонические структуры, сложенные в основном палеозойскими породами, отделяют жесткое ядро срединного массива от мезозойской складчатой зоны, представленной терригенными осадками верхоянского комплекса (фиг. 1). В зоне сочленения складчатой области и Колымского срединного массива проходят глубинные разломы, с которыми связано размещение крупных батолито-подобных тел гранитоидного состава. Завершение складчатости в Верхояно-Чукотской складчатой области, окончательное формирование поднятий по окраине срединного массива, активизация глубинных разломов и внедрение по ним огромной массы гранитоидов происходило в основном в конце юры — начале мела.

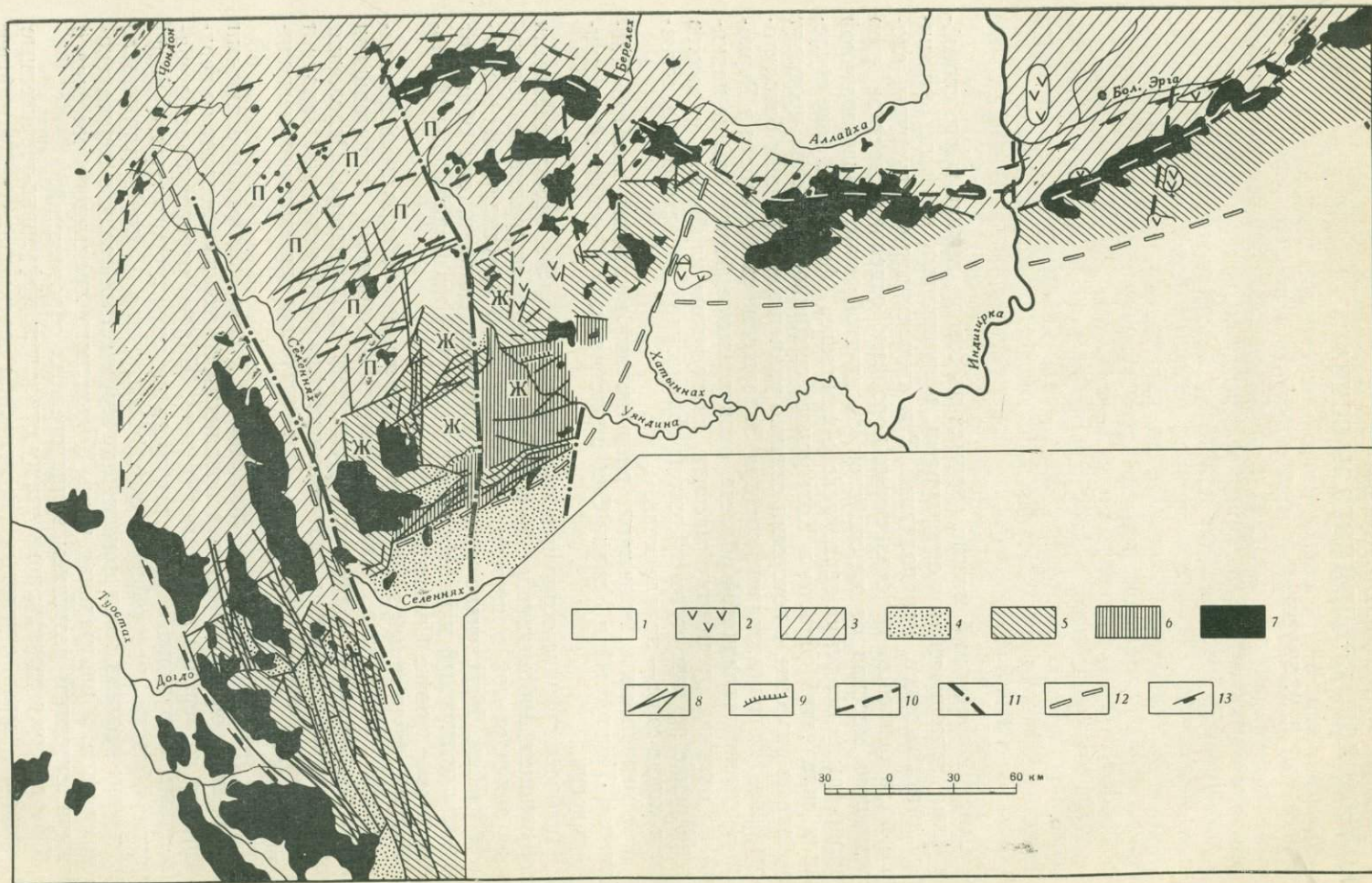
Рассматриваемая территория расположена в районе хребтов Тас-Хаяхтах, Полоусный и Улахан-Сис, опоясывающих Колымский срединный массив.

Наиболее древние осадочные породы представлены нерасчлененными отложениями протерозоя и синия. Это в основном терригенные образования значительной мощности, превращенные в кристаллические сланцы и гнейсы. Интенсивно смятые в сложные складки, они образуют нижний структурный этаж. Их выходы известны на незначительной площади в междуречье Селеннях и Уяндина.

Второй структурный этаж сложен в основном карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя различной мощности, испытавшими складкообразование в связи с герцинскими движениями. Отложения этого времени обнажены в виде сравнительно узкой полосы на западе и юге рассматриваемой территории. Магматические проявления незначительны и не играют заметной роли.

Третий структурный этаж представлен слабо метаморфизованными осадочными и эффузивными образованиями, имеющими возраст от верхней перми до верхней юры включительно. Широко распространены гранитоидные интрузивы. В пределах третьего структурного этажа выделяются: область мезозойской складчатости, для которой характерно накопление мощных толщ монотонных терригенных осадков верхоянского комплекса, и центральная часть Колымского срединного массива с преимущественным развитием вулканогенных образований.

К четвертому структурному этажу относятся эффузивно-терригенные образования мела, с угловым несогласием перекрывающие все более древние отложения. Они обнажены небольшими пятнами в пределах почти всей рассматриваемой территории.



О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ ОКРАИННЫХ ПОДНЯТИИ

В работе Н. А. Богданова (1963) подобно рассмотрена история геологического развития в палеозое западной части Колымского срединного массива и территории, прилегающей к нему с запада. Начиная с нижнего ордовика на месте современного хребта Тас-Хаяхта формируется крупный прогиб, выполненный осадками геосинклинального типа, которые вклиниваются по направлению на восток.

Область, расположенная восточнее хребта Тас-Хаяхта, с ордовика до нижнего карбона включительно представляла собой устойчивую часть земной коры и существенно отличалась от районов, окружающих ее с юго-запада.

Наблюдения о положении северной границы Колымского массива в нижнем и среднем палеозое в настоящее время отсутствуют. Произвести анализ фаций и мощностей палеозойских образований вкостр простирающейся предполагаемой границы не представляется возможным, так как они образуют слишком узкую полосу выходов. Вдоль северного обрамления Колымского массива развиты преимущественно отложения девона и верхнего силура, причем преобладают первые. В отличие от хребта Тас-Хаяхта ордовикские и нижнесилурийские отложения отсутствуют. При этом суммарная мощность девонских и верхнесилурийских отложений в хребте Улахан-Сис (на востоке) уменьшается по сравнению с Уяндино-Селенняхским междуречьем и хребтом Тас-Хаяхта (на западе) и составляет соответственно —900, 1760 и 2550 м.

Таким образом, восточная часть описываемой территории была вовлечена в прогибание с некоторым запозданием по отношению к западной части, и интенсивность прогибания была меньшей.

В конце девона — начале карбона прогибание и осадконакопление на периферии Колымского массива прекращается и сменяется общим поднятием. Тектонические движения этого времени оставили достаточно ясные следы своей деятельности. В хребте Тас-Хаяхта отложения ордовика, силура и девона смяты в крутые складки. На смятых в складки средне-нижнепалеозойских породах лежат почти горизонтально юрские отложения.

Несогласное залегание пород можно наблюдать и в других местах. Например, в наименее затронутом молодыми нарушениями районе на левобережье р. Уяндина (реки Инач, Тарын-Юрях) господствующее простираение силурийских образований 20—50°. Среди девонских отложений отчетливо наблюдаются и дешифрируются по аэрофотоснимкам складки с простираемостью осей 50°. В примыкающих к ним с севера отложениях верхнего триаса простираение осей линейных складок 70—80°. Аналогичная картина наблюдается в хребте Улахан-Сис, где базальные конгломераты верхоянского комплекса с угловым несогласием перекрывают среднепалеозойские породы.

Угловое несогласие и различное простираение среднепалеозойских пород и пород верхоянского комплекса свидетельствуют о наличии герцинских складкообразовательных движений, в результате которых на

Фиг. 1. Тектоническая схема северного и северо-западного обрамления Колымского срединного массива

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые эффузивы; 3 — отложения верхоянского комплекса; 4 — мезозойские отложения наложенных впадин; 5 — палеозой; 6 — протерозой; 7 — мезозойские гранитоиды; 8 — основные разрывные нарушения мезозойского возраста; 9 — древние надвиги; 10 — предполагаемые разрывы мезозойского возраста; 11 — предполагаемые разрывы кайнозойского возраста; 12 — границы тектонических районов; 13 — граница Колымского массива. П — участки пологих залеганий верхоянского комплекса, Ж — жесткие блоки среди протерозойских и палеозойских образований

месте прогиба, примыкающего к Колымскому массиву, возникло складчатое сооружение.

Начало нового тектонического цикла, наступившего вслед за завершением герцинских орогенических движений, приходится на пермское время. Начиная с перми, территории, испытавшие поднятие в герцинское время, вновь прогибаются и становятся областями накопления морских осадков. Наиболее интенсивное прогибание этого времени отмечается на западе от рассматриваемой территории, в области современного Верхоянского прогиба. Постепенно, по мере развития тектонических движений, приведших к созданию горных сооружений Верхоянского хребта, в прогибание вовлекаются все новые площади как на запад от него (Верхоянский краевой прогиб, Вилюйская впадина), так и на восток (западные предгорья современного хребта Черского, хребта Полоусный и Улахан-Сис), где накапливаются мощные толщи верхоянского комплекса.

При этом, как и в палеозойское время, четко выделяются две области, отличающиеся по характеру осадконакопления. Одна из них, расположенная во внешней зоне Колымского срединного массива, характеризуется накоплением мощных, однородных по составу песчано-глинистых морских отложений верхоянского комплекса (Р — J₃), вторая область, расположенная в центральной части массива, характеризуется накоплением юрских терригенно-вулканогенных образований. Последние не только развиты в пределах жесткого ядра Колымского массива, но и заходят на площадь развития герцинских горных сооружений, возникших на месте окраинных областей, примыкающих к ядру срединного массива. Наблюдается явное расширение площади массива, имеющего в мезозое сходный характер осадконакопления с жестким древним ядром. Геосинклинальный прогиб сместился на запад, за пределы консолидированных палеозойских структур.

Последующие за этим тектонические движения смяли в крутые складки отложения верхоянского комплекса. Конфигурация складок следует очертаниям консолидированной в палеозое области. Если в области мезозойской геосинклинали тектонические движения сопровождались образованием складчатых структур, то в окраинных поднятиях, сложенных в основном палеозойскими породами и лишь частично вулканогенно-осадочными породами верхней юры, так же как в ядре Колымского срединного массива, широко представлены разрывные нарушения мезозойского возраста, образующие систему блсков, горстов и грабенов с горизонтальным (или почти горизонтальным) залеганием мезозойских отложений.

Приведенные выше факты позволяют рассматривать окраинные поднятия, сложенные палеозойскими отложениями, как периферийные части Колымского срединного массива, образующие с ним с конца палеозоя единую жесткую область.

О СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЕ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Граница между осадочными образованиями верхоянского комплекса и более древними породами, кроме крайней восточной части региона (хребет Улахан-Сис), тектоническая. Подавляющее большинство разрывов имеет мезозойский возраст. Повсеместно они пересекают и смещают как палеозойские, так и мезозойские отложения вплоть до верхней юры включительно.

Часть разрывов, преимущественно субмеридионального простирания, продолжает оставаться активными вплоть до четвертичного времени,

образуя наложенные впадины (современные долины рек Селеннях, Уяндина и др.).

В отдельных случаях можно наблюдать, что некоторые разрывные нарушения закончили свое существование до проявления мезозойских движений (например, смещение плоскости некоторых надвигов в древних образованиях по мезозойским разломам в Уяндино-Селенняхском междуречье).

Таким образом, вполне обоснованно можно поддержать высказанное В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1958) предположение о большой роли мезозойских разрывов, приведших в начальных стадиях развития Верхояно-Чукотской геосинклинали к опусканию территории под уровень моря. «Наиболее ранними из них, видимо, являются разрывы, вызвавшие распад кристаллического фундамента геосинклинали и постепенное погружение ее раздробленных блоков под уровень моря» (стр. 180).

Однако в разных частях региона интенсивность погружения была неодинакова. Так, вдоль западных предгорий современного хребта Тас-Хаяхта отложения верхоянского терригенного комплекса выполняют глубокий и узкий Иньяли-Дебинский синклиниорий. Он развивался на месте палеозойского Чибалахского (Богданов, 1963) прогиба; мощность мезозойских отложений в нем достигает более 10 км. Непосредственный контакт мезозойских образований верхоянского комплекса с отложениями палеозоя проходит по крупному региональному разлому, прослеживающемуся в северо-западном направлении на сотни километров. К разлому приурочены выходы протяженных гранитных тел Колымского магматического комплекса. Часто можно наблюдать, что гранитоиды разделяют разновозрастные осадочные образования. Окраинные поднятия Колымского массива по тектоническому нарушению резко обрываются в сторону Иньяли-Дебинского синклинория.

Резкую смену глубинного строения земной коры фиксируют в этом районе и данные геофизики. На месте Иньяли-Дебинского синклинория вырисовывается длинная и узкая аномалия с отрицательными значениями силы тяжести.

Не менее контрастны и вертикальные подвижки окраинного поднятия хребта Тас-Хаяхта. В последнем развиты разломы двух направлений — субширотные и северо-западные. Разломы относятся к мезозойскому возрасту, однако субширотные более ранние и повсеместно смещены северо-западными нарушениями. Преобладают разломы северо-западного направления. Проходя параллельно контакту палеозойских и мезозойских пород на западном ограничении Колымского срединного массива, они образуют системы вытянутых горстов и грабенов. Размеры последних колеблются в больших пределах. Догдинский грабен длиной 140 км, шириной 20 км с амплитудой до 2100 м (Гребенников, 1961); в более мелких структурах они имеют длину до 10—15 км, ширину 1—2 км. В свою очередь, горсты и грабены разбиты более мелкими разломами. Как правило, крупные разломы представлены сериями параллельных нарушений с крутыми, почти вертикальными углами падения. Общая мощность нарушенных пород нередко достигает 0,5 км.

О подвижках свидетельствуют полосы вертикально стоящих пород нижнего палеозоя. Они имеют параллельное крупным разломам простирание и представлены интенсивно рассланцованными, будинированными и разлинзованными породами с отчетливо видимыми зеркалами скольжения по плоскостям напластования. Мощность одной из таких зон в среднем течении р. Кыра достигает 1 км. Несомненно, что и по ним вертикальные перемещения достигали значительных размеров.

В отличие от разломов северо-западного простирания субширотные разломы распространены значительно меньше. Они сосредоточены в

сравнительно узких зонах, образующих в хребте Тас-Хаяхта несколько ступеней, погружающихся на север. Наиболее высокая ступень сложена в основном отложениями ордовика и силура (среднее течение р. Догдо). Севернее этой реки значительно распространены отложения девона и отчасти нижнего карбона (?), которые образуют следующую, более низкую ступень. По зоне широтных нарушений палеозойские образования контактируют с отложениями триаса верхоянского комплекса, которые на севере (хребет Черского) тектонической зоной отделяются от отложений средней и верхней юры.

В итоге можно сказать, что окраинное поднятие хребта Тас-Хаяхта представляет собой огромную ослабленную тектоническую зону с чрезвычайно активным проявлением разрывной тектоники в мезозойское время.

Иное тектоническое строение имеет северо-западное окончание Колымского срединного массива в районе Уяндино-Селенняхского междуречья. Разрывные нарушения мезозойского возраста приурочены к узким (5—10 км) и протяженным зонам субмеридионального простирания, разбивая протерозойские и палеозойские образования на ряд жестких блоков размером до 2000—3000 км². Блоки смещены относительно друг друга на несколько сотен, реже тысяч метров. Строение зон интенсивных дизъюнктивных нарушений напоминает структуру хребта Тас-Хаяхта. Это узкие и протяженные горсты и грабены длиной 10—15, редко 30 км, при ширине 1—2—редко до 7 км. Простирание последних согласно с общим направлением ослабленной зоны. Амплитуда по отдельным разломам внутри ослабленных зон велика. В них повсеместно контактируют породы разного возраста — нередко рядом с нижним палеозоем располагаются верхнеюрские вулканогенно-терригенные отложения.

Характерной особенностью отложений верхоянского комплекса, развитых к северу от выходов палеозоя, является наличие участков с пологим залеганием мезозойских пород, разделенных зонами интенсивных пликативных нарушений шириной 15—20 км (Мизеев, Яблоков, 1963), напоминающих по форме жесткие блоки среди древних осадочных образований. В отдельных местах на продолжении зон интенсивных дизъюнктивных нарушений, проходящих в палеозойских образованиях, наблюдаются зоны интенсивных пликативных нарушений среди отложений верхоянского комплекса.

Приведенные данные позволяют говорить, что участки с пологим залеганием мезозойских пород и зоны интенсивных пликативных нарушений, развитые на площади распространения верхоянского комплекса, отражают в верхнем структурном этаже тектонические деформации палеозойского фундамента.

Суммарная мощность отложений верхоянского комплекса в этом районе 5000—6000 м — почти в два раза меньше, чем в Иньяли-Дебинском синклинии.

В бассейне рек Чук и Нельчан (правые притоки р. Уяндины) нами был изучен контакт палеозойских отложений окраинного поднятия Колымского массива с мезозойскими образованиями верхоянского комплекса. Контакт представлен мощной (около 100 м) зоной дробления, падающей под углами 60—75° на запад (замеры проведены по зеркалам скольжения). Палеозойские породы, расположенные восточнее описываемого нарушения, разбиты на отдельные, вытянутые в меридиональном направлении, блоки — клинья. При пересечении пограничной зоны вкрест простирания наблюдаются крупные разломы, представленные зонами дробления в палеозойских породах, которые раздроблены ими на ряд горстов и грабенов, вытянутых в субмеридиональном направлении длиной 20 км, шириной 3—5 км. Кроме мощных нарушений протяженностью

в первые десятки километров, широко развиты более мелкие разрывы. В большинстве случаев они имеют субпараллельное основным разломам простирание и разбивают породы на ряд более мелких блоков, ширина которых колеблется в пределах сотен метров, а длина до тысячи метров.

К западу от контакта, в толще мезозойских отложений, наблюдается чередование спокойно лежащих песчаников и сланцев, угол наклона которых колеблется от 0 до 40°, с зонами интенсивно перемятых пород. При этом переход спокойных залеганий в зону смятия выражен в подавляющем большинстве случаев флексурным перегибом. Размеры полос вкрест простирания спокойно лежащих пород колеблются в пределах сотен метров, постепенно увеличиваясь к западу. Зоны интенсивно смятых пород несколько меньше по размерам (фиг. 2). Соединяя на карте участки интенсивно смятых пород, наблюдаемые по соседним ручьям, текущим вкрест простирания Нальчанской зоны, получаем картину, на которой очертания участков спокойно лежащих пород мезозоя по форме и размерам ничем не отличаются от блоков — клиньев в палеозое.

Приведенные данные позволяют утверждать, что в районе развития мезозойских отложений, непосредственно примыкающих к палеозою, план тектоники тот же. Отличие состоит лишь в том, что в области развития палеозойских пород видны непосредственные разломы в жесткой карбонатной толще, а в толще мезозоя, перекрывающей палеозойские породы, видны отражения разломов в более пластичных образованиях верхоянского комплекса. Небольшой размер участков со спокойными залеганиями и интенсивной складчатостью позволяет предполагать неглубокое залегание палеозойского основания.

Материалы аэромагнитной съемки показывают, что палеозойские породы Уяндино-Селеняхского междуречья характеризуются отрицательными величинами значений ΔT . В отличие от этого мезозойские образования верхоянского комплекса характеризуются положительными значениями ΔT . В зоне непосредственного контакта мезозоя и палеозоя происходит постепенный переход от положительных к отрицательным значениям ΔT . Полоса мезозойских пород в непосредственной зоне контакта имеет магнитную характеристику, сходную с палеозойскими породами, и только на удалении нескольких километров приобретает положительное значение.

Разлом, отделяющий палеозойские отложения от мезозоя, а также разломы среди палеозойских пород аэромагнитной съемкой не фиксируются. Меридионально расположенная положительная магнитная аномалия устанавливается среди мезозойских отложений на расстоянии 3—5 км от контакта их с палеозоем. С ней совпадает цепочка даек и небольших интрузивных тел так называемого Нальчанского ряда. Совокупность этих данных дает основание утверждать, что основной разлом Нальчанской зоны проходит западнее контакта мезозоя и палеозоя, а непосредственный контакт проходит по одному из параллельных главному нарушению разрывов.

Единый план деформаций среди палеозойских и мезозойских отложений и полоса мезозойских образований, имеющая геофизическую характеристику, близкую к палеозойским породам, дают основание предполагать постепенное погружение карбонатных пород палеозоя под отложения верхоянского комплекса. Подобный характер границы резко отличается от контакта, наблюдаемого на западе хребта Тас-Хаяхта. К сожалению, отсутствуют данные геофизических работ, позволяющие определить глубину залегания палеозоя под мезозойскими осадками. Сделанная нами совместно с В. А. Белошитским попытка рассчитать глубину залегания палеозойского фундамента приблизительно в 15 км западнее Нальчанского разлома дала цифры порядка от 300 до 900 м.

Подтверждением неглубокого залегания палеозойского основания

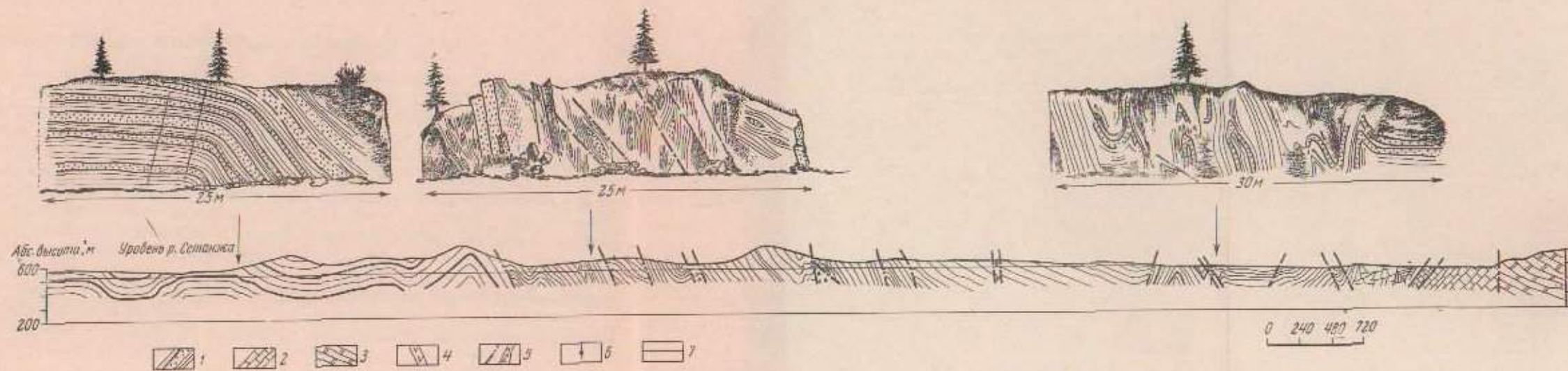
служит и тот факт, что среди терригенных образований верхоянского комплекса, ранее условно относимых к верхней юре, в хребте Полоусном в последние годы были выделены по фауне отложения верхнего триаса, что никак не согласуется с прежними представлениями о максимальном прогибании палеозойских структур в данном районе.

При рассмотрении строения северной окраины Колымского массива видно, что поднятия восточной части хребтов Полоусный и Улахан-Сис, сложенные отложениями среднего палеозоя, по интенсивности тектонических движений отличаются как от хребта Тас-Хаяхта, так и от Уяндино-Селенняхского междуречья. На смену блоково-глыбовому строению окраинных поднятий, сложенных палеозоем на западе и северо-западе срединного массива, в восточной части (хребты Полоусный и Улахан-Сис) отложения верхнего силура и девона образуют пологие простые складки; часто наблюдаются широкие брахиструктуры. Наклоны крыльев в складках хребта Улахан-Сис не превышают 20—40°. Разрывы занимают подчиненное положение и представлены в основном локальными нарушениями, по которым не происходило вертикальных перемещений.

Мощность отложений верхоянского комплекса трудно определить из-за недостаточной фаунистической изученности и монотонности разреза. Вероятно, она невелика, так как в одном из левых притоков р. Эрчи нами был прослежен непрерывный разрез, начиная от верхней перми (низы верхоянского комплекса) до верхней юры включительно, на протяжении около 3 км. При этом наклоны слоев колебались от 5—10 до 90° (Яблоков, Некрасов, 1960). В связи с этим большой интерес представляют геофизические данные, полученные К. К. и К. Н. Шапошниковыми (1961). Проведенные ими электропрофилирование и гравиметрические наблюдения по профилю вдоль р. Индигирки от устья и далее на юг через весь Колымский массив показали, что северная часть массива практически имеет те же геофизические характеристики, что и площадь развития мезозойских отложений, примыкающая к нему с севера. Поэтому можно высказать предположение о незначительной мощности отложений верхоянского комплекса на востоке описываемого региона.

В отличие от рассмотренных выше районов в хребте Улахан-Сис контакт между отложениями верхоянского комплекса и осадочными образованиями девона стратиграфический. На размытой поверхности карбонатных пород среднего палеозоя с угловым несогласием лежат конгломераты верхней перми, относящиеся к низам верхоянского комплекса. Плоскость контакта полого погружается к северу, в сторону от Колымского срединного массива. В зоне контакта расположено крупное пластообразное тело гранитоидов мощностью 500—800 м, полого, под углами 5—15°, погружающееся на северные румбы (Яблоков, Некрасов, 1960). Граниты на большом протяжении маскируют истинное взаимоотношение между породами верхоянского комплекса и среднего палеозоя, а непосредственный контакт между осадочными толщами виден лишь на востоке хребта.

Зоны сочленения Колымского срединного массива с окружающими его структурами мезозойской складчатой области имеют неоднородное строение. Если на западе, в хребте Тас-Хаяхта, крайнее поднятие срединного массива резко обрывается по тектоническому нарушению в сторону Иньяли-Дебинского синклинория, то на северо-западе и севере палеозойские образования постепенно погружаются под более молодые отложения верхоянского комплекса. Очевидно, это исключает проведение резкой границы Колымского массива на севере и определяет ее условный характер. Наиболее приемлемый, с нашей точки зрения, вариант был предложен С. Г. Эповым (1961), который включает в площадь Колымского массива на севере районы развития мезозойских пород вплоть до хребта Полоусный.



Фиг. 2. Характер тектонических структур на контакте мезозоя и палеозоя в районе р. Сестрижа

1—песчаники и сланцы верхоянского комплекса (T_2 — J_2); 2—известняки девона; 3—карбонатные отложения ордовика; 4—дайки диорита; 5—разрывы и зоны дробления; 6—места зарисовки на профиле; 7—уровень р. Сестрижа

О СВЯЗИ ТЕКТониКИ С МАГМАТИЗМОМ

В описываемом районе широко развиты интрузивные образования. От общей площади в 14 000 км², занятой изверженными породами, 13 700 км² занимают гранитоиды Колымского магматического комплекса, внедрившиеся в конце юры — начале мела (Яблоков, Иванов, 1964). Не останавливаясь на достаточно сложной эволюции магматизма региона и анализе различных точек зрения, касающихся этого вопроса, разберем морфологию интрузивных тел и положение их среди тектонических структур района.

Все выходы гранитоидов вдоль окраины Колымского срединного массива в зависимости от размера и формы можно объединить в следующие группы.

Крупные «батолитоподобные» массивы

1. Сильно вытянутые в плане массивы (отношение длины к ширине от 3 : 1 до 10 : 1). Контакты с вмещающими породами крутые или вертикальные; в древних толщах хребта Тас-Хаяхта — согласные с вмещающими породами, в отложениях верхоянского комплекса — секущие их по падению и в общем согласные с простиранием (Хадараньинский, Догдинский, Верхне-Тирехтяхский, Бакынский, Ньюлку и др.).

2. Вытянутые в плане крупные массивы, представляющие собой межформационные залежи мощностью 0,5—1 км с пологими (до 25—30°) углами падения контактов (Верхне-Полоусненский, Улахан-Сисский).

3. Изометричные в плане массивы:

а) с вертикальными контактами, в виде крупных штоков, уходящие на глубину без существенного уменьшения сечения (массивы Саханьинский, Явтахский и др.);

б) воронкообразные, сужающиеся на глубине (Илин-Эмникенский массив; Некрасов, 1962).

Мелкие и средние по размерам магматические образования

1. Штоки — небольшие по площади магматические тела, имеющие в плане изометричные очертания с крутыми или вертикальными контактами (Суланечанский, Светлый и др.).

2. Линзы и линзообразные тела, залегающие в общем согласно с напластованием вмещающих пород. У некоторых из них наблюдается подводящий канал в виде дайки (Нижний Тахыланский, Коханнахский, несколько выходов в бассейне р. Иргичан и др.).

3. Дайки и дайкоподобные тела со значительным преобладанием длины над шириной и обычно крутыми контактами (бассейн рек Иргичана, Нальчана, юго-западный склон хребта Полоусный и др.).

4. Разрозненные мелкие выходы гранитоидов, по геофизическим данным представляющие собой выступы крупных тел, морфология которых неясна (Мокринские и Лево-Уядинские выходы).

Устанавливается четкая закономерность в размещении различных по форме интрузивных тел колымского магматического комплекса в зависимости от особенностей тектонического строения территории.

Так, в хребте Тас-Хаяхта, представляющем собой грандиозную ослабленную зону с разрывами северо-западного простирания, преобладают крупные линейно вытянутые массивы с крутыми, до вертикальных, контактами. Мелкие тела практически отсутствуют или являются спутниками крупных массивов. Гранитные массивы концентрируются в зонах

тектонических нарушений, часто располагаясь в разломах. Простираение разломов и вытянутых массивов совпадает (массивы Верхне-Тирехтяхский, Хадараньинский, Догдинский и др.).

В районе развития блоковых структур, между реками Селенях и Хатынгах, преобладают небольшие тела гранитоидов в виде даек, штока и линз. Основное количество крупных массивов имеет изометричную или воронкообразную форму, и только вдоль северной границы Колымского срединного массива расположены три крупных, вытянутых в плане массива гранитоидов, образующих субширотный пояс, — Бакынский, Ньюлку, Верхне-Эликчанский. Как и в хребте Тас-Хаяхта, последние приурочены к региональной зоне разлома, проходящей по периферии Колымского срединного массива.

Крупные, изометричные в плане, батолитоподобные и воронкообразные массивы гранитоидов расположены в местах пересечения ослабленных тектонических зон, разделяющих жесткие блоки. Непосредственно к ослабленным зонам тяготеет большинство даек. При этом наиболее мощные дайки и линзообразные тела, как правило, расположены по краям ослабленных зон в местах сочленения их с жесткими блоками. Линзовидные тела нередко по слоистости заходят в жесткие блоки. Небольшие штоки в большинстве случаев приурочены к местам пересечения или сочленения тектонических нарушений, разделяющих жесткие блоки на отдельные глыбы.

На востоке района, в бассейне нижнего течения р. Индигирки, где разрывные нарушения развиты незначительно и видно угловое несогласие между отложениями среднего палеозоя и верхоянского комплекса, расположены два крупных межформационных тела гранитов, полого погружающихся на север согласно с погружением поверхности несогласия (массивы Восточно-Полоусный и Улахан-Сис).

Таким образом, устанавливается закономерная связь формы гранитоидных тел колымского магматического комплекса и тектонического строения западного и северного обрамления Колымского срединного массива. При этом наиболее активные в тектонических проявлениях районы хребта Тас-Хаяхта характеризуются наибольшей массой гранитных тел и крупными размерами массивов. При движении на восток значение разрывной тектоники постепенно уменьшается, уменьшается масса внедрившихся гранитоидов и изменяется морфология интрузивных тел.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ ТЕКТОНИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Связь полезных ископаемых с гранитоидами колымского магматического комплекса разобрана во многих печатных работах (Некрасов, 1962; Матвеевко, Шаталов, 1958, 1962, и др.). Рассмотрим кратко особенности распространения проявлений олова и молибдена, непосредственно связанных с гранитоидами. Как олово, так и молибден присутствуют в гранитоидах колымского комплекса, давая незначительные колебания средних величин содержания в различных магматических телах (Некрасов, 1962).

Иная картина вырисовывается, если рассматривать частоту встречаемости проб с различным содержанием этих элементов в гранитах из разных тектонических районов (фиг. 3). Отчетливо устанавливается различие между гранитами хребта Тас-Хаяхта, Уяндино-Селеняхского междуречья и хребта Улахан-Сис по распределению в них проб с разным содержанием Sn и Mo.

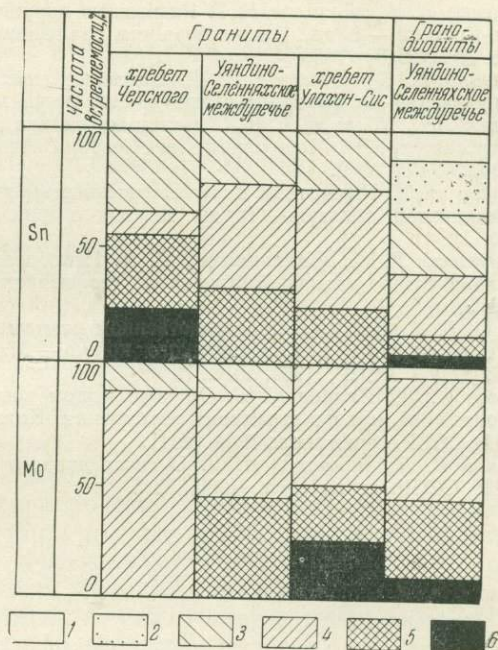
Различие сохраняется и в распределении рудопоявлений этих металлов в разных тектонических районах. Так, в хребте Тас-Хаяхта олово

и молибден в виде скоплений самостоятельных рудных минералов встречаются чрезвычайно редко. В области развития блоковой тектоники (междуречье Селенных и Хатыннх), наоборот, касситерит является наиболее характерным минералом в пегматитах, грейзенах и сульфидных жилах. На восток от р. Хатыннх касситерит уступает место молибдениту, который становится ведущим рудным минералом для рудопроявлений этого района.

Необходимо подчеркнуть, что вмещающие породы во всех случаях представлены монотонной терригенной толщей верхоянского комплекса, а гранитоиды по составу и возрасту не различаются между собой. Меняется лишь тектоническая обстановка, в которой происходит становление интрузивных массивов и образование рудных проявлений.

Фиг. 3. Диаграмма частоты встречаемости проб с различным содержанием олова и молибдена в гранитоидах по данным количественного и спектрального анализог выполненных в ИГЕМ АН СССР под руководством А. С. Дудыкиной (143 анализа)

1 — элемент отсутствует; 2 — содержание ниже кларка; 3 — кларковые содержания; 4 — 6 — содержание больше кларка; 4 — в 2—5 раз, 5 — в 5—10 раз, 6 — более чем в 10 раз (по А. П. Виноградову, 1962)



Описанные выше закономерности распределения в пространстве рудопроявлений различного состава носят эмпирический характер и не объясняют конкретных причин появления той или иной минерализации. Изучение этих причин — самостоятельный раздел исследований. Ключ к разрешению этой проблемы лежит в количественной оценке тектонических напряжений, присущих каждому из описанных районов.

ВЫВОДЫ

1. Окраинные поднятия по периферии Колымского срединного массива с конца палеозоя образуют с последним единую тектоническую структуру.

2. Граница Колымского срединного массива имеет неоднородное строение. На западе (хребет Тас-Хаяхта) она проходит по отчетливо выраженной мощной ослабленной зоне, и массив резко обрывается в сторону мезозойской складчатой области. На севере палеозойские отложения Колымского срединного массива постепенно погружаются под более молодые осадки верхоянского комплекса, и граница между массивом и мезозойской складчатой областью носит условный характер.

3. Морфология и размер интрузивных тел колымского комплекса тесно связаны с разрывными нарушениями и определяются положением массивов в структурах региона.

4. Распределение полезных компонентов, генетически связанных с гранитоидами, также зависит от положения последних в тектонических структурах региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н. А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 99.
- Гребенников Г. А.* О мезо-кайнозойских образованиях и истории развития северо-западной окраины Колымского срединного массива.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 5.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
- Михеев Г. И., Яблоков К. В.* О тектонике района пологих дислокаций в юго-западных отрогах хребта Полоусного на Северо-Востоке СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
- Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Труды Якутского фил. СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. 12.
- Шапошников К. К., Шапошникова К. Н.* Некоторые вопросы тектонического районирования северо-восточной Якутии по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
- Эпов О. Г.* К вопросу о пространственном размещении раннемеловых интрузивов хребта Полоусного и Селенняхского кряжа.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 7.
- Яблоков К. В., Иванов И. Б.* Об абсолютном возрасте некоторых мезозойских гранитоидов на северо-западном обрамлении Колымского срединного массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.
- Яблоков К. В., Некрасов И. Я.* О геологическом строении хребта Улахан-Сис.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

О ТОПАЗАХ ОДНОГО ИЗ МАССИВОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ОЛОВОНОСНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

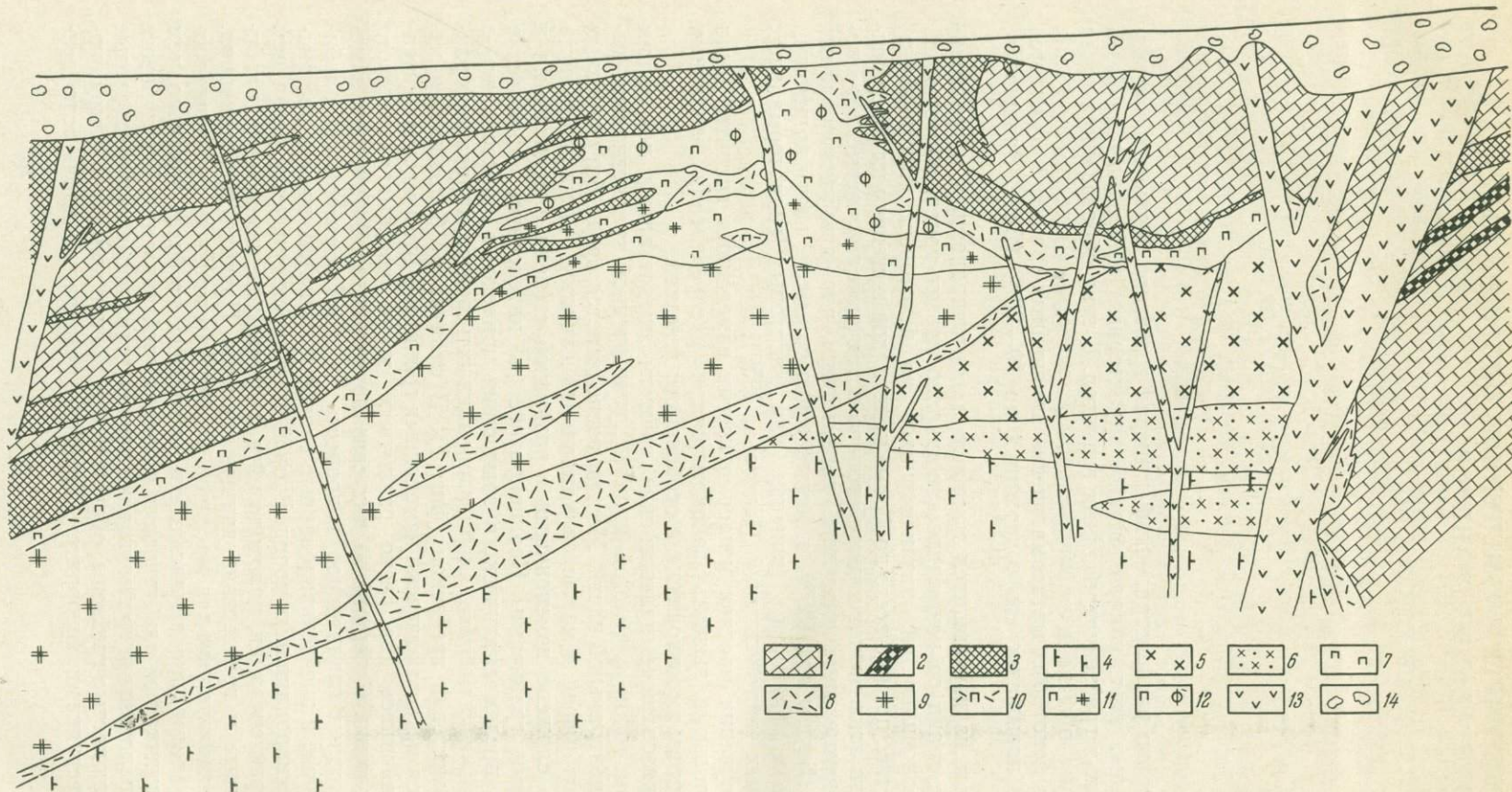
Г. П. ЛУГОВСКОЙ, А. К. РУБ

Топаз, широко распространенный минерал грейзенов, пегматитов и гидротермальных жил, является также характерным минералом альбитизированных и грейзенизированных гранитов. В этих образованиях топаз присутствует обычно в незначительном количестве (Беус и др., 1962), и только в некоторых метасоматически измененных гранитах отмечается локальное повышение его содержания до 10—20% (Беус, Залашкова, 1965).

В одном из изучавшихся массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитов исключительно широко развит топаз, образующий серию разновидностей, различающихся по некоторым типоморфным особенностям, прежде всего по форме кристаллов и степени их совершенства. Среди этих разновидностей топаза встречаются ячеистые короткопризматические метакристаллы, характерные для альбитизированных гранитов (Беус и др., 1962), и весьма тонкозернистые, почти криптокристаллические разновидности, типичные для некоторых гидротермальных оловорудных месторождений (Павлова, 1959).

При изучении массива метасоматически измененных гранитов была сделана попытка выявить закономерности распределения различных топазов, их взаимоотношения и особенности генезиса.

Преобразованные палеозойские граниты представлены небольшим трещинным телом с пологой кровлей, усложненной гребневидным выступом в центральной части. Массив располагается среди битуминозных известняков рифея в крыле синклинальной складки. Апикальная часть интрузива сложена измененными в различной степени аляскитовыми и биотитовыми гранитами. Неоднократное и интенсивное проявление процессов послемагматического замещения привело к образованию в апикальной части массива альбитизированных и грейзенизированных разновидностей гранитов и грейзенов (фиг. 1). В отличие от большинства известных тел метасоматически измененных гранитов в этом массиве интенсивно проявились два резко различных этапа послемагматического преобразования. С первым из них связано аутометасоматическое замещение исходных гранитоидов, в процессе которого образовались альбитизированные и грейзенизированные разновидности гранитов, зоны и прожилки кварц-микроклиновых пород. Второй этап характеризуется развитием поздней грейзенизации, наложившейся на ранее уже измененные, альбитизированные и грейзенизированные граниты. Поздняя грейзенизация, обычно не характерная для массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитов, проявлялась здесь интенсивно, но более локально, чем предшествующая ей альбитизация и ранняя грейзенизация. В результате развития наложенной грейзенизации возникли типичные кварц-топазовые и кварц-слюдистые грейзены, обогащенные, вблизи контактов с вмещающими известняками, флюоритом. Грейзены развивались вдоль ослаблен-



Фиг. 1. Геологический разрез массива метасоматически измененных гранитов

1 — известняки; 2 — скарны; 3 — слюисто-флюоритовые породы; 4 — альбитизированные граниты; 5 — альбитизированные и грейзенизированные аляскитовые граниты; 6 — грейзенизированные аляскитовые граниты; 7 — кварц-микроклиновые породы блоковой структуры; 8 — кварц-сланцевые грейзены; 9 — кварц-топазовые грейзены; 10—12 — грейзены, образовавшиеся по породам блоковой структуры: 10 — кварц-сланцевые, 11 — кварц-топазовые, 12 — кварц-флюорит-топазовые; 13 — диоритовые порфиры; 14 — рыхлые отложения

ных трещиноватых зон и особенно интенсивно заместили граниты в апикальной части массива. По мнению большинства геологов, изучавших район, одновременно происходило преобразование вмещающих известняков во флюорит-слюдистые породы.

Помимо этих более высокотемпературных преобразований отмечается развитие низкотемпературных проявлений: кварц-сульфидных прожилков, прожилков кальцита, темно-фиолетового флюорита, гидрослюд. Наиболее поздние образования локализуются в трещинах, зонах дробления и вдоль контактов даек диоритовых порфиритов, прорывающих метасоматически измененные граниты.

Прежде чем перейти к характеристике топазов, приведем краткое описание главных типов пород, слагающих массив.

Слабо грейзенизированные граниты образовывались в результате грейзенизации исходных биотитовых гранитов и в целом сохраняют основные особенности замещенных пород. Они сложены микроклином (30—35%), кварцем (30—32%), альбит-олигоклазом (30—35%), циннвальдитом (3—5%). По сравнению с неизменными биотитовыми гранитами других массивов района эти породы характеризуются появлением циннвальдита, заместившего биотит, и частично деанортитизированного альбит-олигоклаза. Последний образует такие же призматические и тонкосдвойникованные кристаллы, как и в неизмененных гранитах, но имеет состав альбита № 5—7. В кристаллах альбита наблюдаются тончайшие зерна флюорита и игольчатого топаза. Появляются также и более крупные кристаллы топаза и флюорита. Граниты средне- и крупнозернистые, иногда порфириовидные с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой. Взаимоотношения породообразующих минералов и последовательность их выделения аналогичны таковым в неизмененных гранитах. Слабо грейзенизированные граниты встречаются в виде реликтовых полос и гнезд среди интенсивно альбитизированных пород в глубоких горизонтах апикальной части массива и на северном, наименее измененном фланге интрузива.

Альбитизированные граниты сформировались в результате более интенсивного преобразования биотитовых гранитов, выразившегося в интенсивной альбитизации и последующей грейзенизации исходных пород. В составе альбитизированных гранитов преобладает мелкозернистый призматически-кристаллы альбит (40—50%) и встречаются реликты более крупных зернистых кристаллов микроклина (20—30%), кварца (15—20%), альбит-олигоклаза (1—5%), пластинки лепидолита, заместившего биотит (около 1%), а также новообразования порфиробластового кварца и топаза. С процессом грейзенизации связано появление 3—5% топаза и лепидолита. Структура пород метасоматическая такситовая или порфиробластовая. Альбитизированные граниты слагают наиболее глубокие горизонты апикальной части массива (см. фиг. 1).

Альбитизированные и грейзенизированные аляскитовые граниты — мелко- и среднезернистые породы, в составе которых существенную роль играют такие реликтовые минералы исходных аляскитовых гранитов, как микроклин и кварц, содержащиеся примерно в равном количестве (40—45%), и новообразованные минералы: пластинчатый альбит (5—20%) и зернистый топаз (5—10%). При относительно умеренном развитии процессов замещения порода сохраняет первичную гипидиоморфнозернистую структуру. В более интенсивно преобразованных участках типично сочетание различных структур замещения. Альбитизированные и грейзенизированные аляскитовые граниты располагаются в виде зон над альбитизированными гранитами.

Грейзенизированные аляскитовые граниты — среднезернистые образования гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из микроклина (45—50%), кварца (35—40%) и зернистого топаза (8—20%). Альбити-

зация в этих породах не отмечается, тогда как топазизация проявилась наиболее значительно. Грейзенизированные аляскитовые граниты приурочены к апикальной части массива и местами постепенно переходят в альбитизированные и грейзенизированные разности, располагающиеся ниже по разрезу.

Кварц-микроклиновые породы блоковой структуры представлены крупными (до 10 см) кристаллами микроклина (60—70%) и ксеноморфными по отношению к ним выделениями кварца (30—40%). Между блоками микроклина и кварца местами развиты агрегаты пластинок и розеток лепидолита. Кварц-микроклиновые образования приурочены к эндо-контактной зоне массива и слагают серию пологих и диагональных прожилков в более глубоких частях интрузива, пересекающих альбитизированные и грейзенизированные граниты. Образование подобных пород обычно рассматривается как результат проявления процесса микроклинизации, сопряженного с альбитизацией и грейзенизацией (Беус и др., 1962).

Грейзены. Эта группа пород возникла в процессе поздней грейзенизации уже измененных альбитизированных и грейзенизированных гранитов. При интенсивном развитии поздней грейзенизации полевые шпаты были нацело замещены тонкозернистым кварц-топазовым или кварц-слюдистым агрегатом, а более ранние минералы — топаз, кварц и цинквальдит — не претерпели существенных изменений. Избирательное замещение и сохранение гаммы ранних минералов способствует наследованию грейзенами структуры исходных пород. Разновидности структур грейзенов определяются различным сочетанием тонкозернистого агрегата и мелко- или среднезернистого кварца и топаза. Наблюдаются сочетания, весьма сходные с мелко- или крупнозернистыми гранитами и породами блоковой структуры. В зависимости от минерального состава грейзены подразделяются на три главные разновидности, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

Кварц-слюдистые грейзены объединяют группу пород с переменным содержанием тонкозернистого агрегата кварца и литиевого мусковита (30—60%), более крупных зерен кварца (20—30%) и топаза (5—20%); постоянно присутствует флюорит (5—7%). Они приурочены к периферии участков интенсивной поздней грейзенизации, развиты около ксенолитов и вдоль контактов с вмещающими породами.

Кварц-топазовые грейзены локализируются в центральных частях зон поздней интенсивной грейзенизации. В их составе вместо агрегатов тонких чешуек мусковита широко развиты волокнистые массы топаза, а также весьма тонкокристаллические, иногда криптокристаллические агрегаты игольчатого топаза (40—60%). В ассоциации с тонкозернистым топазом почти всегда в переменном количестве встречаются тонкозернистый кварц и флюорит (5—10%). Так же как и в слюдяных разностях грейзенов, здесь находятся зерна реликтового топаза (5—20%) и кварца (20—30%). В кварц-топазовых грейзенах присутствуют длиннопризматические кристаллы топаза, образующие розетковидные агрегаты, прожилки и гнезда тесно сросшихся зональных призматически-зернистых кристаллов топаза. Между кварц-слюдистыми и кварц-топазовыми грейзенами существуют постепенные переходы, выражающиеся в проявлении среди агрегатов тонкокристаллического топаза мельчайших чешуек мусковита, количество которых постепенно возрастает до появления мономинеральных агрегатов.

Кварц-флюорит-топазовые и кварц-флюорит-слюдистые грейзены отличаются от охарактеризованных выше разновидностей более значительным содержанием флюорита (10—40%). В них отмечается уже существенное замещение, помимо полевых шпатов, других ранних минералов — кварца и топаза; минеральный состав еще

более невыдержанный. При весьма интенсивном преобразовании исходных пород появляются флюорит-топазовые и флюорит-слюдистые грейзены, сложенные исключительно новообразованиями, иногда в них содержатся небольшие скопления и прожилки диаспора. Флюоритсодержащие грейзены появляются вблизи контактов с вмещающими флюоритизированными известняками и ксенолитами.

Топаз образуется на всех этапах постмагматического изменения гранитов и в переменном количестве содержится в охарактеризованных породах. Нередко совместно встречается несколько разновидностей топаза. С каждым типом пород генетически связаны определенные его разновидности. По наиболее ярко проявляющемуся морфологическому признаку топазы подразделяются на четыре типа.

1. *Короткопризматический топаз*. Кристаллы его — бесцветные, прозрачные, обычны метакристаллы с неровными уступчатыми поверхностями, а также зерна и скелетные образования. Однако встречаются индивиды с относительно хорошо развитыми призматическими гранями, завершающимися одной пирамидой. Короткопризматический топаз распространен в гранитах, претерпевших в той или иной степени альбитизацию и раннюю грейзенизацию.

В относительно слабо измененных грейзенизированных биотитовых гранитах топаз сравнительно редок, и содержание его не превышает 0,5%. Он образует относительно крупные (0,5—3 мм) выделения, приуроченные к границам зерен породообразующих минералов. Такие кристаллы имеют весьма сложные очертания, нередко возникают ветвистые формы в связи с развитием топаза по системе тончайших трещин между ранними минералами (фиг. 2). Последние обычно разъедены топазом и сохраняются в нем в виде реликтовых включений. Даже наиболее крупные кристаллы топаза насыщены в краевых частях множеством реликтов вмещающих минералов (альбит-олигоклазом, микроклином, кварцем) и напоминают симплектитовые срастания.

В интенсивно альбитизированных гранитах распространен короткопризматический топаз с ярко выраженной ячеистой структурой (фиг. 3). Ячеистое строение метакристаллов обусловлено обилием реликтовых включений альбита и реже микроклина, которые располагаются без видимой закономерности по всему объему кристаллов. Встречаются сравнительно хорошо сформировавшиеся кристаллы, имеющие отчетливую огранку и скелетные образования, состоящие как бы из разобоченных выделений топаза с одной и той же оптической ориентировкой (фиг. 4). Между этими «зародышевыми» разностями и относительно хорошо ограненными кристаллами существуют постепенные переходы. Следует отметить, что скелетный рост минералов особенно характерен для метасоматических образований (Руденко, 1966). Одним из условий такого роста считается повышенная анизотропия замещаемых пород и их минеральный состав. Ячеистые и скелетные кристаллы топаза наиболее типичны для интенсивно альбитизированных гранитов, характеризующихся наибольшей неоднородностью, сочетанием крупных зерен микроклина и кварца, разъеденных в значительной степени мелкозернистым агрегатом разноориентированных пластинок альбита. Топаз начинал развиваться вдоль стыков различных минералов, более «охотно» замещая ранний микроклин и кварц. Размеры его кристаллов (0,5—3 мм) соизмеримы с размерами этих минералов. Обилие плоскостей соприкосновения в исходной породе и ее разнородный состав приводят к появлению скелетных форм, переполненных включениями альбита.

В аляскитовых грейзенизированных и иногда умеренно альбитизированных гранитах наблюдаются более совершенные кристаллы короткопризматического топаза (фиг. 5). Они имеют в большинстве своем четкие, хотя и ступенчатые границы с замещаемыми минералами и почти



Фиг. 2. Короткопризматический топаз (*Tn*) на стыке кристаллов альбит-олигоклаза (*A*) и микроклина (*M*) в слабо грейзенизированном биотитовом граните. Увел. 72, с анализатором



Фиг. 3. Ячеистый кристалл топаза (*Tn*) в альбитизированном граните. Увел. 30, с анализатором



Фиг. 4. Скелетный кристалл топаза (*Tn*) в альбитизированном граните.
Увел. 72, с анализатором



Фиг. 5. Короткопризматический топаз (*Tn*) в грейзенизированном аляскитовом граните, К — кварц, М — микроклин. Увел. 72, без анализатора

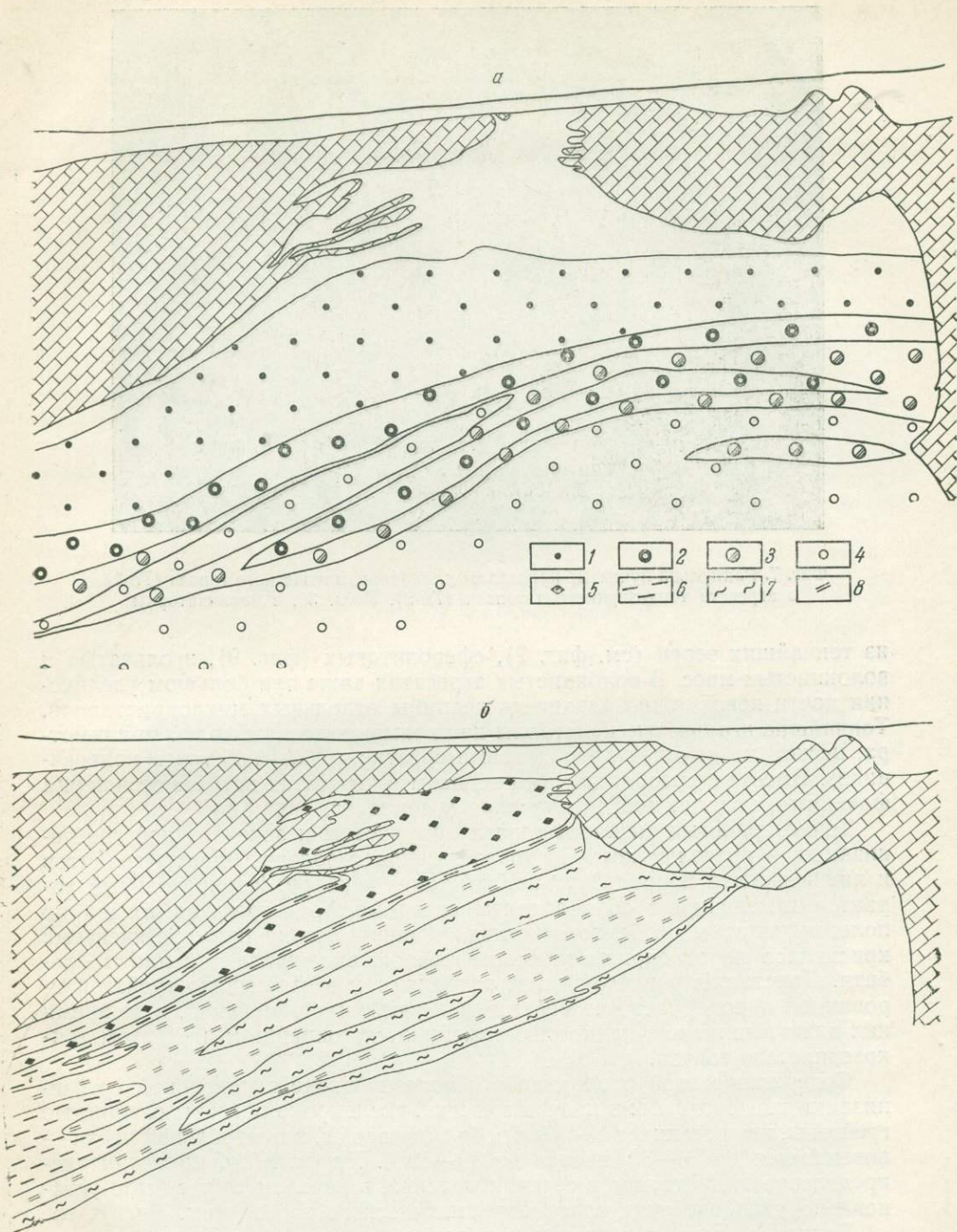
не содержат их реликтовых включений. Так же как и в интенсивно альбитизированных гранитах, топаз иногда группируется в небольшие скопления из 3—5 зерен. Размеры его кристаллов здесь меньше (0,3—1,5 мм) и в целом соответствуют размерам зерен замещающей мелкозернистой породы.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах, образующих ряд зон, субпараллельных кровле массива (см. фиг. 1), топаз распределен относительно равномерно; наблюдается постепенное увеличение содержания к апикальной части массива. При переходе от альбитизированных гранитов, образовавшихся за счет крупнозернистых биотитовых гранитов, к грейзенизированным и слабо альбитизированным мелкозернистым аляскитовым гранитам меняется характер выделений топаза. Ячеистые и скелетные крупнозернистые разности сменяются более совершенными мелкозернистыми короткопризматическими кристаллами. Содержание топаза хотя и увеличивается от 1—3 до 8—20%, но при этом не происходит заметного скачка, и переход осуществляется плавно. На фиг. 6, а приведено распределение короткопризматического топаза в одном из сечений массива, полученное на основании количественного подсчета в шлифах, отобранных через 0,5 м из керна скважин.

2. *Длиннопризматический топаз* представлен радиально-лучистыми и розетковидными сростками удлинённых призматических кристаллов восьмигранного сечения (фиг. 7). Лучистые кристаллы завершаются обычно усеченными пирамидами. Некоторые наиболее крупные агрегаты включают осевидные образования меньших размеров, располагающиеся между основными лучами. Топаз бесцветный, прозрачный, иногда слабо замутненный. Размер одиночных кристаллов 1—5 мм, а радиально-лучистых агрегатов 1—1,5 см. Длиннопризматический топаз обнаруживается сравнительно редко в виде гнезд и линейно вытянутых скоплений в кварц-микроклиновой породе блоковой структуры, на участках, замещенных поздними грейзенами.

3. *Призматически-зернистый топаз* встречается в виде призматических, иногда дипирамидальных кристаллов и зерен, образующих зернистые мозаичные агрегаты и друзоподобные сростки, которые (в шлифах) состоят из полигональных зерен с весьма четкими, нередко прямолинейными границами между индивидами (фиг. 8). Многие из кристаллов характеризуются несимметричным развитием в связи с преобладающим разрастанием только некоторых граней. Макроскопически агрегаты имеют вид плотной массивной породы матово-белого цвета. Одиночные кристаллы мутно-белые, почти непрозрачные. Под микроскопом в них наблюдается множество тончайших газовой-жидких включений с преобладанием жидкой фазы. Значительная часть включений группируется в изгибающиеся концентрические полосы, фиксирующие зоны роста кристаллов. Минеральные включения, типичные для короткопризматического топаза, не обнаруживаются в этой разновидности. Размеры зерен варьируют даже в пределах одного агрегата от 0,5 до 3 мм. Призматически-зернистый топаз слагает прожилки в различных типах пород, заполняет трещины дробления, что особенно часто наблюдается в блоковых кварц-микроклиновых образованиях. Мощность таких трещин выполнения и прожилков 0,5—10 см. Вместе с топазом в прожилках встречается в переменном количестве кварц и иногда флюорит. В некоторых участках преобладает кварц, в других — топаз. Кварц, ассоциирующийся с этим топазом, образует совершенные кристаллы или идиоморфные зерна.

4. *Тонкозернистый топаз* встречается в виде агрегатов, сложенных тончайшими, нередко почти криптористаллическими выделениями. Макроскопически агрегатные скопления и прожилки тонкозернистого топаза имеют вид массивных роговиковых образований голубого и серовато-белого цвета. Под микроскопом выявляются участки, состоящие



Фиг. 6. Распределение короткопризматического (а) и тонкозернистого (б) топаза в сечении массива метасоматически измененных гранитов (геологическое строение массива в этом сечении отображено на фиг. 1)

Содержание топаза (в объемн. %): 1—>11; 2—7—11; 3—3—7; 4—>3; 5—>30; 6—20—30; 7—5—20; 8—<5



Фиг. 7. Радиально-лучистые кристаллы длиннопризматического топаза (*Tn-1*) в агрегате тонкозернистого топаза (*Tn-2*). Увел. 30, с анализатором

из тончайших зерен (см. фиг. 7), сферолитовых (фиг. 9), игольчатых и волокнистых масс. В волокнистых агрегатах даже при большом увеличении почти невозможно различить границы отдельных микрокристаллов. Тончайшие игольчатые кристаллы не превышают сотых долей миллиметра, несколько крупнее сферолитовые сростки (0,02—0,03 мм в поперечнике). Вместе с преобладающим топазом в агрегатах встречаются зерна флюорита, кварца, иногда диаспора и селлаита.

Тонкозернистые разновидности топаза приурочены к зоне поздней грейзенизации, в пределах которой топаз замещает полевые шпаты гранитов и лишь изредка корродирует ранний топаз и кварц. Избирательный характер замещения с образованием псевдоморфоз агрегатов топаза по полевым шпатам особенно отчетливо проявляется на примере ячеистых кристаллов короткопризматического топаза, включающих реликты альбита. Кристаллы раннего топаза сохраняются в интенсивно грейзенизированной породе, часто не претерпевая заметных изменений, в то время как включения в них полностью замещаются тончайшим агрегатом тонкозернистого топаза.

Содержание этой разновидности топаза в зоне интенсивной грейзенизации непостоянное: в краевых частях, где широко развиты слюдястые грейзены, не превышает 1—5% от объема породы, в центральной части — повышается до 20—30, иногда до 30—50%. На фиг. 6, б показано распределение этого топаза в сечении массива, в котором также было установлено распределение короткопризматического топаза (см. фиг. 6, а).

Тонкозернистые и сферолитовые топазы впервые были охарактеризованы Г. В. Ициксом (1956) и М. Г. Руб (1957), сферолитовый топаз из Кародубского и Олонойского оловорудных гидротермальных месторождений детально изучен И. Г. Павловой (1959). Однако природа появления столь тонкозернистых образований осталась не расшифрованной. По-видимому, возникновение такой разновидности топаза связано с прохождением через замещаемые породы пересыщенных растворов с высокой концентрацией фтора и алюминия, что приводило к зарождению множества центров кристаллизации. Этому процессу сопутствовала



Фиг. 8. Агрегат призматически-зернистого топаза.
Увел. 72, с анализатором



Фиг. 9. Агрегат волокнистых и сферолитовых кристаллов топаза
(светло-серое). Флюорит — черное.
Увел. 160, с анализатором

резкая смена физико-химических условий, которые не способствовали более полной и совершенной раскристаллизации возникшего агрегата тонких кристаллов.

Охарактеризованные выше морфологические типы топаза по особенностям распределения в массиве, взаимоотношениям между собой и с другими породообразующими минералами, а также по гамме ассоциирующихся с ними аксессуарных минералов подразделяются на три генерации.

К первой генерации относятся все разновидности топаза короткопризматического типа, образующиеся на раннем этапе преобразования гранитов в процессе их относительно равномерной грейзенизации. Короткопризматический топаз развивается главным образом за счет замещения первичных минералов гранита — микроклина, кварца и альбит-олигоклаза. В тех участках массива, где альбитизация проявилась не столь значительно или вообще отсутствует, образуются сравнительно совершенные кристаллы; для пород, претерпевших интенсивную альбитизацию, характерны скелетные и ячеистые кристаллы с многочисленными реликтами альбита. В парагенезисе с короткопризматическим топазом находится ряд аксессуарных и рудных минералов — циркон (обычно малакон), колумбит, стрюверит и касситерит (в виде тончайших кристаллов темно-бурого, почти черного цвета), которые тесно срastaются с топазом и нередко находятся в нем в виде включений. Примечательно, что в слабо измененных гранитах, где встречаются лишь единичные пластинки колумбита, они обнаруживаются исключительно в срastании с топазом. Короткопризматический топаз равномерно распределяется в измененных гранитах различных разновидностей; содержание его плавно повышается к апикальной части массива вплоть до эндоконтактовой зоны, сложенной кварц-микроклиновой породой. Последняя образовалась несколько позднее ранней грейзенизации, при процессах сопряженной микроклинизации, и короткопризматический топаз, как и сопутствующие ему аксессуарные и рудные минералы, здесь не обнаруживается.

С повышением содержания короткопризматического топаза постепенно возрастает концентрация тантало-ниобиевого оруденения. В апикальной части массива (см. фиг. 6, а) с наиболее высоким содержанием этого топаза (11—20%) устанавливается максимум тантало-ниобиевого оруденения. Параллельно повышается отношение тантала к ниобию от 1:4—1:5 в участках с низкой концентрацией топаза (менее 3%) до 1:1 в зоне, где короткопризматический топаз составляет 11—20%. Теснейшее срastание стрювертита и колумбита с топазом и корреляция их содержаний указывают на генетическую связь процесса редкометального рудообразования с ранней грейзенизацией.

Вторая генерация топаза представлена длиннопризматическими и призматически-зернистыми разновидностями, образующими прожилки и гнезда в более ранних альбитизированных и грейзенизированных гранитах. Кристаллизация этого топаза происходила в трещинах, полостях, и он не содержит включений альбита или микроклина. В ассоциации с топазом второй генерации встречаются кварц, касситерит в виде сравнительно крупных (до 2—3 мм) кристаллов и сростков светло-бурого цвета и призматические кристаллы вольфрамита. Кварц-топазовые прожилки пересекают зоны альбитизированных и грейзенизированных гранитов и особенно часто обнаруживаются среди блоковых кварц-микроклиновых пород, где они нередко развиваются по различным трещинкам в кварце и микроклине. Мощность таких трещин от нескольких миллиметров до 10—20 см. По минеральному составу и структуре они сходны с рудными кварц-топазовыми жилами, типичными для оловорудных месторождений кварц-касситеритовой формации.

В пределах характеризуемого массива наиболее высокие концентрации вольфрамита и касситерита связаны с участками преобладающего развития топаза второй генерации; содержание тантала и ниобия обычно не превышает нескольких тысячных долей процента. Вслед за образованием кварц-топазовых прожилков проявилась поздняя интенсивная грейзенизация, в процессе которой кварц-топазовые прожилки резорбировались и частично замещались вдоль трещинок тонкозернистым кварц-топазовым или кварц-слюдястым агрегатом.

Третья генерация — тонкокристаллические разновидности топаза. Встречаются исключительно в виде агрегатных скоплений мономинерального топаза или в теснейшем прорастании с тонкозернистым кварцем и флюоритом; в сростании с кварцем чаще находятся тонкоигльчатые кристаллы. Волокнистые и сферолитовые агрегаты более характерны для мономинеральных выделений и сростков с флюоритом. В ассоциации с этим топазом обнаруживаются также литий-содержащий мусковит и местами диаспор, селлаит, а из рудных минералов тонкозернистый светло-бурый касситерит. Тонкозернистый топаз преимущественно замещает полевые шпаты, но иногда корродирует топаз первой и второй генераций (см. фиг. 7), встречается он также в трещинках этих минералов. Однако в большинстве случаев более ранние минералы (кварц, топаз, протолитионит) сохраняются среди агрегатов тонкозернистого топаза, не претерпевая заметных изменений. Не происходит при этом и перераспределения ранее образовавшихся редкometальных минералов (колумбита, стрюверита), сохраняющихся в тонкокристаллическом агрегате и в топазе первой генерации.

Тонкокристаллический топаз нередко образует значительные концентрации, и местами содержание его в породе достигает 30—50%. Приурочен он исключительно к зоне развития поздней грейзенизации. Распределение его в массиве (см. фиг. 6, б) заметно отличается от распределения топаза первой генерации (см. фиг. 6, а) и топаза второй генерации, образующего серию прожилков и гнезд. Тонкокристаллический топаз наиболее интенсивно развит на западном фланге массива. Участки с различным содержанием вытягиваются в виде полос субпараллельно кровле интрузива и захватывают гребневидный выступ; за пределами зоны грейзенизации этот топаз практически не встречается.

Все три генерации топаза близки по своим оптическим и физическим свойствам, а также химическому составу (табл. 1). Химические анализы топаза выполнены из тонкозернистых минералов, нередко тесно сростающихся с другими минералами, особенно с флюоритом (1—5%), поэтому полученные данные пересчитаны на «чистый» топаз. Колебания содержаний в анионной группе, по-видимому, связаны с трудностью определения этих компонентов микрохимическими методами, которые использовались нами при анализе топазов. Все разновидности топаза характеризуются примерно одинаковым соотношением гидроксила и фтора. В химическом составе тонкокристаллического топаза отмечается пониженное содержание анионной группы, и, напротив, повышенное содержание алюминия. Соответствует этому некоторое уменьшение дву-преломления данной разновидности топаза.

Несмотря на близость химического состава, различные генерации топаза различаются по содержанию элементов-примесей: германия, галлия. С. А. Боровиком (1941) установлено повышенное содержание германия в топазах ранних генераций и пониженное — в более поздних образованиях. Это положение подтверждается и в нашем случае. В табл. 2 приведены данные определения германия и галлия для всех генераций топаза данного массива; количество германия уменьшается, а галлия увеличивается от ранней генерации к поздней.

Таблица 1

Химический состав и некоторые физические и оптические свойства топазов *

Компо- ненты	Короткопризматический топаз									
	28**					23				
	вес. %			молеку- лярные количе- ства	количе- ство ато- мов	вес. %			молеку- лярные количе- ства	количес- тво ато- мов
	общие	примеси флюорита	топаза			общие	примеси флюорита	топаза		
SiO ₂	32,63	—	32,99	0,5495	1,01	32,53	—	32,78	0,5458	1,02
Al ₂ O ₃	54,20	—	54,85	1,0770	1,98	53,80	—	54,22	1,0644	1,98
Fe ₂ O ₃	0,12	—	0,12	0,0015		0,08	—	0,08	0,0010	
MgO	Не обн.	—	—	—		Не обн.	—	—	—	
CaO	0,85	0,85	—	—		0,60	0,60	—	—	
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	—	—		Не обн.	—	—	—	
H ₂ O ⁺	2,34	—	2,37	0,2630	0,48	2,34	—	2,36	0,2620	0,49
F	18,14	0,51	17,75	0,9342	1,72	19,54	0,36	19,28	1,0147	1,89
	108,28		108,08			108,89		108,72		
F=0	7,62		7,46			8,21		8,10		
Сумма	100,66		100,62			100,68		100,62		
ОН·100 (F+OH)			11,8					10,9		
Уд. вес			3,53					3,53		
Ng			1,622					1,622		
Np			1,612					1,613		
Ng—Np			0,010					0,009		
—2V			62					62		

* Химические анализы топазов выполнены микрохимическим методом в ИГЕМ АН СССР (аналитики —

** 28, 23, 15, 205 — номера образцов (см. табл. 2).

Таблица 2

Содержание германия и галлия в топазах (вес. %)

Разновидность топаза	№ об- разца	Ge	Ga
I генерация			
Короткопризматический топаз			
Из слабо грейзенизированных гра- нитов	28	0,012	0,00072
Из интенсивно альбитизированных гранитов	81 62	0,030 0,020	0,0011 0,0011
Из грейзенизированных аляскитовых гранитов	25 26	0,008 0,008	0,0013 0,0016
II генерация			
Длиннопризматический топаз	15	0,008	0,0022
Призматически-зернистый топаз	200 201	0,0037 0,0033	0,0028 Не опр.
III генерация			
Тонкозернистый топаз	205	0,0011	0,01

Длиннопризматический топаз					Тонкозернистый топаз					
15					205					
вес. %			молекулярные количества	количество атомов	вес. %			молекулярные количества	количество атомов	
общие	примеси флюорита	топаза			общие	примеси				топаза
			флюорита	сел-лаита						
30,21	—	32,02	0,5332	0,99	31,43	—	—	32,20	0,5360	0,96
52,26	—	55,41	1,0882	2,01	56,94	—	—	58,33	1,1426	2,04
0,11	—	0,11	0,0011		0,10	—	—	0,1	0,0010	
Не обн.	—	—	—	0,80	—	0,80	—	—	—	—
4,36	4,36	—	—	0,93	0,93	—	—	—	—	—
Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—
2,44	—	2,59	0,2870	0,53	1,31	—	—	1,34	0,1488	0,26
19,05	2,60	17,05	0,8943	1,66	14,5	0,55	0,75	13,46	0,7084	1,26
108,43		107,18			106,01			105,43		
8,00		7,12			6,09			5,66		
100,43		100,06			99,92			99,77		
		13,1						9,1		
		3,55						3,52		
		1,624						1,618		
		1,613						1,611		
		0,011						0,007		
		61						—		

Р. Л. Телешова, Л. С. Абрамова).

ВЫВОДЫ

1. Неоднократно проявившиеся процессы постмагматического замещения гранитов (воздействие растворов, богатых фтором) способствовали интенсивному развитию топазизации и образованию обогащенных топазом альбитизированных и грейзенизированных гранитов, а также формированию кварц-топазовых жил и широкому развитию кварц-топазовых грейзенов. С каждым этапом процесса замещения связаны определенные разновидности топаза, различающиеся по условиям образования. Это отражается на морфологических особенностях кристаллов и на содержании в них элементов-примесей.

2. Подтверждается установленная С. А. Боровиком (1941) тенденция понижения содержания германия в более поздних генерациях топаза. Параллельно с этим происходит увеличение содержания галлия. Указанные элементы-примеси являются типоморфными для топаза и могут быть использованы для разделения его генераций, имеющих даже близкий химический состав.

3. Детальное изучение массива позволило не только выявить разновидности топаза, но и установить закономерности их пространственного размещения:

а) относительно равномерное распределение топаза I генерации и плавное возрастание его содержания по направлению к апикальной части массива;

б) приуроченность топаза II генерации к небольшим жило- и гнездообразным телам кварц-топазового состава;

в) развитие поздней топазизации (топаз III генерации) в локальных

участках поздней интенсивной грейзенизации (северо-западная часть массива).

4. С топазами различных генераций ассоциирует рудная минерализация. Рудные минералы — колумбит, стрюверит, касситерит, вольфрамит — тесно срastaются с кристаллами топаза и нередко заключены в них. Установлены следующие закономерности распределения рудной минерализации:

а) редкометальное (танталовое и отчасти оловянное) оруденение связано с процессами автометасоматического замещения, главным образом ранней топазизации, и распределено сравнительно равномерно, образуя, как и топаз, повышенные концентрации в апикальной части массива;

б) вольфрамит-касситеритовая минерализация (касситерит II генерации) ассоциирует с топазом II генерации и развита в кварц-топазовых прожилках, гнездах и жилах;

в) процессы поздней грейзенизации и сопутствующее им развитие топаза III генерации обуславливают появление высоких концентраций флюорита и незначительной касситеритовой минерализации.

5. Поскольку с различными генерациями топаза, обладающими рядом характерных типоморфных особенностей (морфологических, геохимических и других), ассоциирует комплекс рудных и акцессорных минералов, то нахождение определенных типов топаза может служить одним из поисковых признаков на редкометальную и оловянно-вольфрамовую минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О танталовой минерализации в метасоматически измененных гранитах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Боровик С. А. О содержании германия и других редких элементов в топазах и бериллах СССР.— Докл. АН СССР, 1941, 31, № 1.
- Ицксон Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения. Госгеолтехиздат, 1956.
- Павлова И. Г. О сферолитовых агрегатах топаза.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 82, вып. 2.
- Руб М. Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис.— Труды ИГН АН СССР, 1957, вып. 5.
- Руденко С. А. Скелетный рост кристаллов в породах и рудах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 2.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ТЕТЮХИНСКОГО (БРИНЕРОВСКОГО) ПОЛЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Ф. И. РОСТОВСКИЙ

Большинство опубликованных работ, посвященных генезису вторичных кварцитов, относится к районам Казахстана и Камчатки. Приморье, где эта формация довольно широко распространена, охарактеризовано сравнительно слабо. В данной статье излагаются материалы об условиях образования одного из приморских полей вторичных кварцитов, расположенного вблизи устья р. Тетюхе, к югу от мыса Бринера (см. фигуру).

На этой территории широко развиты вулканы позднемелового возраста, относящиеся к ольгинской серии. Нижняя часть разреза этой серии отличается крайне пестрым литологическим составом: в ней, наряду с кварцевыми порфирами и их туфами, присутствуют линзы дацитов, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. В последних обнаружены остатки флоры раннесенонского возраста. Верхняя часть разреза ольгинской серии представлена мощной толщей спекшихся туфов кварцевых порфиров сенон-датского возраста. Мощность вулканогенных образований на данном участке превышает 600—700 м.

Накопление туфов ольгинской серии было обусловлено активной вулканической деятельностью, о чем свидетельствует существование в прибрежной части Сихотэ-Алиня большого количества вулканических аппаратов, приуроченных к многочисленным различно ориентированным тектоническим нарушениям, образование которых связано с зарождением Восточного Сихотэ-Алиньского структурного шва.

В конце мелового — начале палеогенового периода в связи с дальнейшим развитием Восточного структурного шва характер проявления вулканизма несколько изменился. Многочисленные, сравнительно небольшие, тектонические нарушения сменились протяженными разломами более глубокого заложения. Активная вулканическая деятельность в этот период проявилась локально, вблизи крупных разломов. С ней было связано образование пород андезитового состава, сопровождающееся внедрением гранитоидов. В частности, одним из таких участков палеовулканической деятельности (поздний мел — ранний палеоген) является площадь, расположенная в устье р. Тетюхе.

В отличие от других полей развития пород андезито-гранодиоритовой формации (гора Солонцовая, падь Николаевская и др.), где андезиты развиты в виде покровов с подводящими каналами, на изученном участке они проявились преимущественно в виде экструзивных куполов. Контакты их с вмещающими туфами ольгинской серии обычно крутые (70—85°).

Наиболее крупный экструзивный купол андезито-дацитов расположен в устье р. Тетюхе. В плане он имеет форму полукруга, остальная его часть скрыта под водами Японского моря. Породы, слагающие экструзив, преимущественно темно-серого цвета, порфировой структуры с флюидально-полосчатой и массивной текстурами. Они подверглись интенсив-

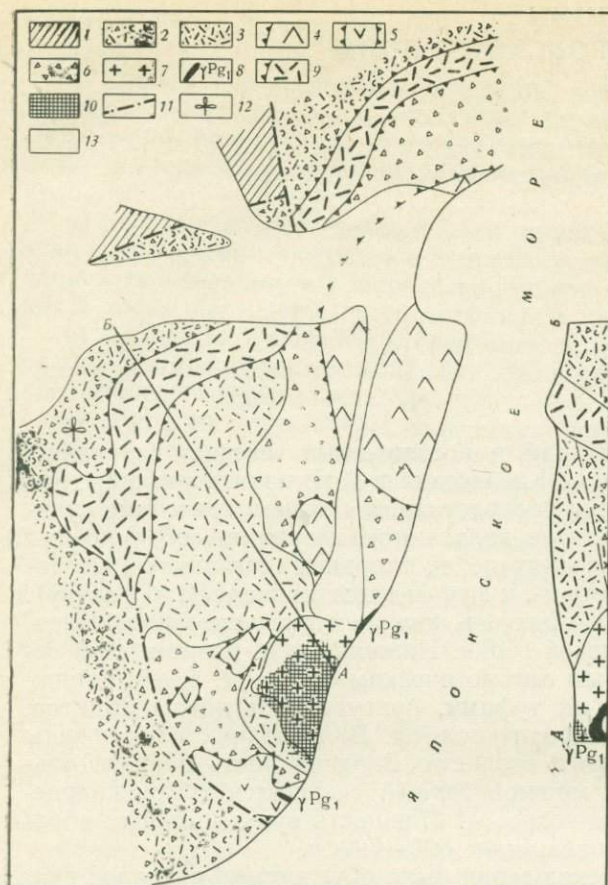


Схема геологического строения района мыса Бринера

1 — раннемеловые осадочные породы; 2 — туфы кварцевых порфиров, туффиты и туфопесчаники нижней части ольгинской серии; 3 — туфы кварцевых порфиров верхней части ольгинской серии; 4 — экструзивные купола андезито-дацитов; 5 — экструзивные купола андезитов; 6 — брекчиевая мантия; 7 — диориты, гранодиориты и граниты I и II фаз Берегового интрузива; 8 — аляскитовые граниты (III фаза Берегового интрузива); 9 — кольцевой экструзив риолитов; 10 — поле вторичных кварцитов; 11 — нарушения; 12 — место сборов флоры; 13 — аллювиальные отложения

ной гидротермальной переработке, поэтому первичная порода их распознается с трудом. В слабо измененных разностях этих пород, встречающихся крайне редко, вкрапленники состоят из андезина, авгита и псевдоморфоз биотита по пироксену. Обычно плагиоклазы вкрапленников нацело замещены альбитом, а основная масса окварцована и альбитизирована. Эти породы ранее описывались как альбитофиры.

Несколько южнее этого экструзива отмечается большое количество аналогичных образований меньших размеров и разнообразной формы, представленных андезито-дацитами и андезитами. Наиболее интересный из них — экструзив гора Черная Скала, сложенный андезитами, переходящими местами в диориты. Породы имеют темно-серый и черный цвет, порфировую структуру с гиалопилитовой и витрофиновой основной массой. Во вкрапленниках — альбитизированный андезин и роговая обманка. Акцессорные минералы — циркон, апатит и рудные. В эндоконтактах этого экструзива отмечается зона закалки мощностью до нескольких метров, насыщенная прожилками эпидота в ассоциации с гематитом, а в апикальной части — глыбовые агглютинаты и брекчиевые лавы.

Все экструзивы на участке окружены породами, состоящими преимущественно из агломератовых и лапиллиевых туфов пестрого состава (андезиты, дациты, кварцевые порфиры). Присутствуют многочисленные обломки андезитов и андезито-дацитов размером до 2—3 м, аналогичные таковым из экструзива. Эта толща является брекчиевой мантией, развитой вокруг экструзивных куполов. Мощность ее около экструзива в устье р. Тетюхе 500 м.

Химический состав пород участка (в %)

№ п/п	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺ , H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	Автор, аналитик
1	Андезито-дацит (падь Васькова)	62,24	1,02	16,42	2,94	3,94	0,23	0,80	4,24	4,00	2,39	0,05	0,25	1,69	100,21	Еремеева (Приморское геологическое управление)
2	Андезит (гора Черная Скала)	58,08	0,96	16,59	3,06	5,42	0,08	2,80	5,49	3,02	2,08	—	0,12	1,80	99,50	То же
3	Диорит (I фаза Берегового интрузива)	59,20	0,94	16,30	2,82	4,93	0,11	2,60	6,23	3,10	1,85	0,34	—	1,45	99,88	Б.В. Кузнецов, 1965
4	Гранодиорит (II фаза Берегового интрузива)	62,60	0,60	15,04	3,54	3,33	0,10	3,23	4,41	2,94	2,70	0,40	—	1,50	100,42	То же
5	Аляскитовый гранит (III фаза Берегового интрузива)	73,90	0,27	13,19	0,83	1,34	0,09	0,79	0,77	3,26	4,94	0,29	—	0,56	100,17	» »
6	Риолит (кольцевой интрузив)	73,64	0,27	12,56	3,20	2,40	0,11	0,30	0,69	7,00	0,26	—	0,02	0,14	100,59	Еремеева (Приморское геологическое управление)

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	S	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	Q
1	12,1	5,0	7,3	75	92,3	2,9	4,8	—	72	1,23	35,8	19,6
2	10	6,6	13,4	70	60,7	36,7	2,6	—	68,5	1,23	20	13,4
3	9,8	6,3	13,5	70,3	55	34	11	—	71	1,3	17,7	14,8
4	10,3	4,9	12,2	72	51,6	44	4,4	—	61	0,7	25	19,1
5	13,8	0,9	4,5	80,8	41,2	29,4	—	29,4	50	0,2	11,8	33,1
6	14,8	0,5	5,5	79,2	86,1	8,2	5,7	—	97,5	0,3	46,5	28,3

Заключительная стадия формирования описанных выше экструзивов совпала с началом внедрения многофазного Берегового интрузива, расположенного на побережье моря, южнее мыса Бринера. Этот интрузив — типичный представитель так называемых приморских гранитов. Площадь интрузива (на поверхности) не превышает 2 км². Кровля его неровная, с многочисленными апофизами. Внедрение интрузива происходило в три фазы: наиболее ранняя фаза представлена диоритами, следующая — гранитами и гранодиоритами и в заключительную стадию происходило внедрение аляскитовых гранитов. Абсолютный возраст пород второй интрузивной фазы, по данным Б. В. Кузнецова, 88, третьей — 66 млн. лет.

Диориты первой фазы развиты в юго-западной части интрузива (вблизи экструзива Черная Скала) и в виде ксенолитов отмечаются среди гранитов и гранодиоритов в его северо-восточной части. Они зеленовато-серого цвета, порфиroidной структуры, с офитовой и пойкилитовой основной массой. Во вкрапленниках наблюдаются зональные кристаллы плагиоклаза, центральные части которых состоят из андезина. По периферии кристаллов содержание альбитовой составляющей заметно возрастает. Плагиоклазы в той или иной степени альбитизированы. Во вкрапленниках отмечается роговая обманка. Акцессорные минералы — циркон, апатит, рудные, изредка сфен.

Экструзивные купола и диориты первой фазы Берегового интрузива — одновозрастные образования, связанные с единым магматическим очагом. Об этом свидетельствуют их сходный химический состав (см. таблицу), состав акцессорных минералов, тесная пространственная связь этих образований и аналогичный характер вторичных изменений. Экструзивные купола (гора Черная Скала), так же как и породы наиболее ранних фаз Берегового интрузива, прорваны дайками аляскитовых гранитов — наиболее поздними дифференциатами этой интрузии.

Породы второй интрузивной фазы широко развиты и представлены разностями от биотитовых гранитов до роговообманковых гранодиоритов. Последние отмечаются преимущественно вблизи контактов, и образование их, очевидно, связано с процессами ассимиляции вмещающих пород.

Граниты и гранодиориты имеют порфиroidную структуру с гранитовой, микропегматитовой, реже аплитовой основной массой. В порфиroidных выделениях отмечаются кристаллы плагиоклазов (андезин-олигоклаз), темноцветные зерна кварца, редко калиевый полевой шпат. В эндоконтактах интрузива количество темноцветных зерен кварца резко увеличивается. Основная масса этих пород состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рудные, реже ортит.

К третьей интрузивной фазе относятся аляскитовые граниты, развитые в северо-восточной части массива, где они обособляются в виде небольшого тела с многочисленными апофизами. В виде даек они прорывают граниты второй фазы и экструзивные андезиты. Аляскитовые граниты представлены мелкозернистыми разностями розовато-серого цвета. Структура их аллотриоморфно-зернистая, участками гранофиroidная и порфиroidная. Состоят они преимущественно из калиевого полевого шпата и кварца, часто образующих микропегматитовые сростания, отмечается серицитизированный плагиоклаз, иногда биотит. Акцессорные минералы — апатит, сфен и лейкоксен. Для аляскитовых гранитов характерна интенсивная грейзенизация с развитием турмалина. Последний образует радиально-лучистые агрегаты, часто в сростании с кварцем равномерно импрегнирует породу или локализуется в пологих прототектонических трещинах. В последнем случае он образует с кварцем и мусковитом маломощные прожилки, характеризующиеся повы-

шенным содержанием висмута, молибдена и редких элементов. Интенсивная турмалинизация отмечается также в экзоконтактах аляскитовых гранитов.

В апикальной части Берегового интрузива развиты вторичные кварциты, причем отмечается ассоциация высокоглиноземистых фаций вторичных кварцитов с серным оруденением. Г. М. Власов (1964) выделяет два генетических типа вторичных кварцитов: приконтактный и сольфатарный. Первый связан с высокотемпературным метасоматозом, в котором существенную роль играли галогенные кислоты; ко второму типу относятся низкотемпературные продукты сольфатарной деятельности.

Основная масса вторичных кварцитов этого участка относится к приконтактному типу. Они локализируются в виде плащеобразного тела, приуроченного к кровле Берегового интрузива в его центральной и в южной частях. Представлены вторичные кварциты каолиновой, пиррофиллитовой и диаспоровой фациями с широким развитием турмалина. В них также отмечается цуннит, андалузит, дюрмюртерит, реже флюорит и очень редко алузит. В южной части интрузива, где наиболее полно проявлены все фации вторичных кварцитов, намечается, по данным Б. В. Кузнецова, следующая вертикальная зональность: сверху развиты диаспор-диксит-пиррофиллитовые кварциты, которые книзу постепенно сменяются диксит-пиррофиллитовыми, а затем пиррофиллитовыми и серицитовыми кварцитами. Последние на глубине около 200 м переходят в грейзенизированные граниты и гранодиориты.

Характерно изменение с глубиной окраски турмалина, который присутствует здесь почти повсеместно: в приповерхностной части вторичных кварцитов белая и светло-серая, с глубиной она постепенно становится темно-серой и зеленовато-серой.

В плане зональность кварцитов выражена неясно, да и сами контуры тела вторичных кварцитов в северо-восточном направлении как бы «расплываются», делаются нечеткими.

Центральная часть поля вторичных кварцитов сложена диаспор-диксит-пиррофиллитовыми кварцитами. Они образуют несколько вытянутое в субмеридиональном направлении тело, которое по периферии окаймляется каолиновыми, а затем серицитовыми кварцитами. Последние захватывают не только интрузивные породы, но и вмещающие пирокластические образования.

Серицитовые кварциты, развитые по гранитам и гранодиоритам, представлены порфиroidными породами, в которых полевой шпат и темноцветные минералы полностью замещены серицитом.

В туфах, на которые наложена серицитовая фация, сохраняются текстурные особенности породы. Серицит образует гнездовидные скопления по плагиоклазам и обломкам пород.

Во вторичных кварцитах отмечается повышенное содержание молибдена и меди по сравнению с содержанием их в исходных породах.

Образование вторичных кварцитов связано с сернокислотным выщелачиванием продуктов вулканических извержений под влиянием ультракислых гидротермальных растворов. На околоконтактный характер выщелачивания указывает также относительная стабильность Al_2O_3 при изменяющихся содержаниях SiO_2 . Вторичные кварциты, так же как и аляскитовые граниты, с которыми они генетически связаны, прорваны дайками андезитовых и диабазовых порфиритов, в очень слабой степени подвергшихся гидротермальной переработке.

Генетическая связь Берегового интрузива с экструзивными куполами, синхронность их образования, гидротермальная переработка пород — все это позволяет считать, что вулканическая постройка располагалась вблизи периферического магматического очага (Власов, Василевский, 1962).

В заключительную стадию формирования этого «вулкана над интрузией» (по выражению Г. М. Власова) в связи с изменением объема магматического очага образовался кольцевой разлом, к которому было приурочено выжимание экструзивного купола риолитов. Контакты с внутренней стороны этого экструзива круто ($70-90^\circ$) наклонены к центру вулканического аппарата. С наружной стороны участками отмечается пологое ($10-15^\circ$) залегание пород, что обусловлено наличием небольших покровов, отходящих от экструзива.

Риолиты сиреневого и красновато-коричневого цвета, флюидальной текстуры, олигофировой структуры с микрофельзитовой и стекловатой основной массой. В порфировых выделениях — андезин, кварц и редко роговая обманка. Основная масса состоит из бурого вулканического стекла. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, редко апатит и ортит. Среди этих пород часто отмечаются сферолитовые разности. Абсолютный возраст риолитов, по данным А. И. Жамойды, 50 млн. лет. Данные образования являются аналогом богопольской свиты палеогенового возраста, широко развитой южнее рассматриваемой территории. Образование этой свиты происходило позже внедрения многофазных интрузивов, сходных с Береговым, и сопровождалось интенсивной фумарольной деятельностью. Последняя проявилась в повсеместной опалитизации и цеолитизации пород богопольской свиты.

С этим этапом связано образование многочисленных прожилков цеолитов (шабазита) и опала в слабо измененных породах. К этому же времени относится и формирование серного оруденения, причем его распространение не заходит за пределы приконтактных вторичных кварцитов. Серусодержащие породы залегают в виде узких карманов глубиной до 100 м и приурочены к тектоническим нарушениям. Сера локализуется по тонким трещинам во всех типах вторичных кварцитов, кроме серицитовых. Наряду с трещинной присутствует также метасоматическая сера, по данным Р. И. Романовой, приуроченная к диккит-пирофиллит-диаспоровой фации вторичных кварцитов, замещающая все минералы, за исключением диаспора. С глубиной содержание серы резко падает. С этими сероносными кварцитами ассоциируют аурипигмент, реальгар и мельниковит. Происхождение серы связано с фумарольной переработкой ранее образованных приконтактных вторичных кварцитов, богатых сульфидами. Эти образования относятся уже к сольфатарному типу вторичных кварцитов.

Таким образом, в прибрежной части Сихотэ-Алиня, на участках, где тесно ассоциируют позднемиловые андезиты (самаргинская свита) и приморские гранитоиды, и особенно там, где намечаются реликты позднемиловых — раннепалеогеновых вулканических аппаратов, можно ожидать нахождения вторичных кварцитов приконтактного типа. Последние, как известно, часто сопровождают полиметаллическое, оловянное, а также медное и молибденовое оруденение. К таким перспективным участкам, в частности, относятся бассейны рек Иодзыхе, Сахамбе и Белембе, а в Тетюхинском районе площадь, тяготеющая к горе Солонцово́й, и бассейн р. Малая Синанча.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В. А.* Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. Изд-во «Наука», 1965.
- Власов Г. М.* О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам.— Труды Лаб. палеовулканологии (Казах. н.-и. ин-т мин. сырья), 1964, вып. 3.
- Власов Г. М., Василевский М. М.* Генезис и взаимоотношения рудных формаций вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта.— В кн.: Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Наковник Н. И.* Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцев СССР и полезные ископаемые, связанные с ней.— В кн.: Материалы Межведомственного совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Онихимовский В. В.* Приамурье — характерное звено Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

ЧТО ТАКОЕ КАССИТЕРИТОВО-СИЛИКАТНАЯ ФОРМАЦИЯ? (К вопросу о классификации оловорудных месторождений на формационной основе)

В. Н. ДУБРОВСКИЙ

В основу настоящей статьи положены многолетние наблюдения автора, сделанные на различных оловорудных месторождениях Приморья и Северо-Востока СССР. Непосредственным поводом для ее написания явились непрекращающиеся в периодической геологической литературе дискуссии о путях создания рациональной классификации месторождений олова, которая, будучи научной в своей основе, верно ориентировала бы поиски новых и способствовала бы правильной прогнозной оценке уже обнаруженных оловорудных районов и отдельных объектов. В настоящее время практически нет разногласий относительно того, что такая классификация может быть построена только на основе представления о рудных формациях.

Одним из уязвимых мест существующих классификаций автору представляется выделение касситеритово-силикатной формации, самостоятельность которой доказана недостаточно тщательно. Отнесение конкретных месторождений к этой формации зачастую выглядит искусственным ввиду их несомненной близости к традиционным сульфидно-касситеритовым месторождениям в понимании С. С. Смирнова (1937). Для иллюстрации этого тезиса выбраны некоторые оловорудные месторождения Кавалеровского района Приморского края, относительно формационной принадлежности которых сейчас существуют различные мнения.

Статья состоит из двух частей. В первой сделана попытка конкретизировать представление о рудных формациях в целом и о формациях оловорудных месторождений в частности. Вторая часть посвящена рассмотрению формационных особенностей ряда оловянных месторождений Кавалеровского района.

О РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Есть ли необходимость говорить вначале о том, что такое рудная формация? По-видимому, есть, и вот почему. Тридцать лет назад этот термин получил права гражданства¹ благодаря работам С. С. Смирнова (1937), но лишь в последние годы сделаны попытки полнее вскрыть его объективное содержание, научиться пользоваться им в применении ко всем без исключения рудным месторождениям, разработать основы так называемого формационного анализа, наметить ряды рудных формаций и их генетические циклы (Константинов, 1966; Эндогенные рудные формации..., 1966). Всем этим вопросам была посвящена специальная сессия Научного совета по теории рудообразования, состоявшаяся в Новосибирске в мае 1964 г. (Дубровский, Константинов, 1964; Эндогенные рудные формации..., 1966).

¹ Нельзя не отметить, что известный «Геологический словарь» (Госгеолтехиздат, 1955) эти права игнорирует.

Представляется очевидным и не требующим специальных доказательств, что материалы Сессии и ее решение еще не дают нам готовых рецептов, а, напротив, призывают всех работающих в различных областях геологии рудных месторождений к переосмысливанию накопленных фактов, к отделению главного от второстепенного, к конкретизации и стандартизации широко укоренившихся терминов, к повышенной ответственности при введении новых.

Не будет преувеличением сказать, что оловорудным месторождениям как бы «повезло». Первые значительные успехи в их изучении на территории СССР связаны с именем выдающегося ученого-энтузиаста С. С. Смирнова, энергия и заслуженный авторитет которого на долгие годы определили единство подхода к решению задач, возникавших при создании оловорудной базы страны. Представители созданной С. С. Смирновым школы геологов-оловянщиков (из многих назовем здесь О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич, М. П. Материкува, С. Ф. Лугова) в своих работах опирались на уже созданный фундамент и намеченные направления дальнейших исследований. Ослабевал или вновь усиливался в ходе последних десятилетий интерес к проблеме рудных формаций, безотносительно к этому во всех классификациях оловорудных месторождений формация всегда была основной единицей и всегда понималась как группа месторождений, характеризующихся сходными по составу минеральными ассоциациями и образовавшихся в близких геологических условиях, независимо от времени возникновения.

Полученное в наследство от С. С. Смирнова трехчленное деление всех оловорудных месторождений не могло за эти годы остаться неизменным, в частности, и потому, что сам автор этого деления не подходил к нему догматически, говоря не о пегматитовой формации, а о пегматитовых и пегматоидных формациях, не о кварцево-касситеритовой, а о группе кварцево-касситеритовых формаций и т. д. Позднее С. С. Смирнов (Смирнов и др., 1941) выступил с классификацией сульфидно-касситеритовых месторождений, которые он, однако, подразделял не на формации, а на типы. Таких типов было выделено четыре; характеристика их широко известна, и ее можно здесь опустить.

Основными этапами в развитии этих идей С. С. Смирнова явились классификации, предложенные О. Д. Левицким (1947а, б) для оловорудных месторождений вообще и для кварцево-касситеритовой группы месторождений в частности, Е. А. Радкевич (1951, 1956) — для сульфидно-касситеритовых и позднее для всех месторождений олова. Со своими вариантами общей классификации месторождений олова совсем недавно выступили М. П. Материкув (1964) и В. Т. Матвеенко¹. Частным вопросом, дополнениям и уточнениям посвящены статьи Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой (1956), И. Н. Говорова (1958), И. И. Гусельникова (1955) и др.

Последовательное усложнение схемы С. С. Смирнова было обусловлено естественным стремлением охватить все многообразие природных объектов, найти в них общие черты, объяснить их индивидуальные особенности. Этим требованиям на первых порах отвечала классификация Е. А. Радкевич (1956), с воодушевлением встреченная геологами, работающими на оловорудных месторождениях, но... Дело в том, что накапливались факты, конкретизировалось содержание термина «рудная формация», появлялись месторождения, которые в равной мере можно было относить к разным типам одной формации и даже к разным формациям. Становилось ясно, что дальнейшая детализация классификации хотя и возможна, но вряд ли нужна, так как ее применение, сколь это

¹ Выступление на сессии Ученого совета ВСЕГЕИ, посвященной 70-летию со дня рождения С. С. Смирнова, в апреле 1966 г.

ни неожиданно, становится затруднительным. Например, попытка лаконично характеризовать какое-то месторождение как относящееся к турмалиново-сульфидному подтипу турмалинового типа касситерито-силикатной формации силикатно-сульфидной группы не может избавить исследователя от необходимости пусть более пространно, но доступно для восприятия другими описать морфологию и размеры рудных тел, парагенетические ассоциации и стадии рудообразования, окolorудные изменения и закономерности пространственного распределения минеральных комплексов. Только такое описание способно дать представление о том, с каким же именно рудным объектом мы имеем дело. Пусть не поймут это читатели как призыв полностью отказаться от детальных классификаций. Сказанное, напротив, представляется призывом лишь не возлагать на классификацию несвойственных ей функций давать ответы на все вопросы, призывом выработать твердые принципы выделения рудных формаций вообще и формаций оловорудных месторождений в частности. В каком направлении должна идти разработка этих принципов? Это прежде всего разработка методов сравнения минеральных ассоциаций, это решение проблемы типизации геологической обстановки становления оруденения. Немалое значение имеет также создание рациональной стандартной терминологии и утверждение единого подхода к вопросу о том, следует ли при формационном анализе включать в рассмотрение рудопроявления и концентрации полезного компонента, по каким-то причинам считающиеся ныне непромышленными (например, концентрации олова в людвигитовых скарнах).

В ходе решения первоочередных задач этого краткого перечня острее всего, как нам кажется, станет вопрос об отделении главного от второстепенного при характеристике как минеральных ассоциаций, так и геологических условий. По сути к тому же призывает М. П. Материков (1964), когда не без иронии по адресу некоторых авторов пишет: «Надо попытаться перестроить классификацию оловорудных месторождений, опираясь на видимые признаки и по возможности избегая трудно доказываемых предположений». К таким предположительным критериям, если говорить о сульфидно-касситеритовых месторождениях, в конкретных случаях, к сожалению, все еще относятся и глубина формирования оруденения, и генетическая связь с магматическим источником, и расстояние от рудогенерирующего очага.

Сделаем попытку облечь эти рассуждения в плоть, пользуясь в основном данными по геологии оловорудных месторождений Кавалеровского района Приморского края, а для сравнения — и по некоторым другим объектам.

Принятое ныне большинством геологов определение рудной формации содержит предостережение относительно независимости этого понятия от возраста оруденения. Целесообразно подчеркнуть, что такая важная в других случаях характеристика, как возраст оруденения, при формационном анализе низводится до разряда даже не второстепенной, а вообще не имеющей значения. Это важно подчеркнуть потому, что и те особенности любых сравниваемых месторождений, которые связаны с возрастными различиями, при определении формации можно также не принимать во внимание. О том, что такие возрастные особенности могут быть, по-видимому, много говорить не нужно.

Отделить главное от второстепенного особенно трудно при сравнении минеральных ассоциаций ряда месторождений. Главными критериями здесь могут быть признаны, как нам кажется, общая последовательность проявления определенных стадий рудообразования, окolorудные изменения и, возможно, типоморфные особенности касситерита. Строгие сравнения в этой области, во всяком случае по литературным материалам, до сих пор крайне затруднены прежде всего из-за того, что выделе-

ние стадий во многих случаях всецело зависит от вкуса исследователей, даже если эти последние и объявляют себя последовательными сторонниками определения А. Г. Бетехтина (Бетехтин и др., 1958, стр. 334). На Дальнем месторождении (Приморье) М. И. Новикова выделила три стадии, а В. П. Соляников — пять; на Депутатском месторождении (Якутия) И. Я. Некрасов (1960) остановился на пяти стадиях, В. В. Иванов (1960) — на шести, а Б. Л. Флеров (1965) — на четырех этапах, из которых каждый делится на стадии. Список аналогичных примеров при желании можно значительно расширить.

Однако объективное выделение стадий минерализации — дело не безнадежное. Поскольку вопрос о стадиях и их природе уже выходит за рамки настоящей статьи, отметим только, что наиболее перспективной нам кажется фиксация ряда последовательных волн (пульсаций) рудообразующих растворов (а ведь только в том случае, если они доказаны, можно вообще говорить о стадиях) по обособленным циклам кислотно-основной дифференциации растворов, которые устанавливаются при изучении окolorудных изменений. Это направление наиболее последовательно развивается И. Н. Кигаем (1966б), сходные идеи высказаны также Г. Ю. Григорчуком (1965).

Сравнения минеральных ассоциаций затруднены, но и сейчас возможны, если абстрагироваться от частностей и сосредоточить внимание на основной закономерности становления сульфидно-касситеритового оруденения в понимании С. С. Смирнова (Смирнов и др., 1941). Эта закономерность сводится к неизбежному проявлению для чрезвычайно большой группы жильных оловянных месторождений трех комплексов минералов. К первому относятся кварц, касситерит, турмалин, хлорит и ряд второстепенных окислов и силикатов, ко второму — сульфиды (пирротин, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит и многие другие), к третьему — безрудному — повторно отлагающиеся кварц и хлорит, флюорит, разнообразные карбонаты и глинистые минералы.

Во всех подобных месторождениях касситерит чаще всего представлен мелкозернистыми кристаллами призматического габитуса, нередко встречаются радиально-игольчатые агрегаты касситерита, а также его скрытокристаллические колломорфные разновидности. Наиболее распространенные элементы-примеси в касситеритах — железо, вольфрам, марганец, ванадий, титан, индий. Характерно полное отсутствие тантала.

Эта общая характеристика минерального состава верна для таких месторождений, как Хрустальное и Лифудзинское, Силюинское и Левицкое, Арсеньевское и Верхне-Кенцухинское, Смирновское и Дальнее, Тернистое и Звездное в Приморье, Депутатское и Эге-Хайское в Якутии, Хапчерангинское в Забайкалье и т. д.

Имеют ли значение количественные соотношения между минеральными ассоциациями различных стадий? Безусловно, имеют, но не такое большое, чтобы повлиять на принадлежность месторождения к той или иной формации, в нашем случае к сульфидно-касситеритовой. Частные случаи выпадения одних стадий процесса и гипертрофированного проявления других, в результате чего возникает обогащение того или иного месторождения турмалином, хлоритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами, отнюдь не свидетельствуют о какой-то особой линии развития оруденения, если, конечно, базироваться не на предположениях, а на видимых признаках. Подобные случаи позволяют выделять подчиненные единой формации типы, что и делается авторами ряда классификаций. Заслуживает внимания

¹ Выступление на сессии Научного совета по теории образования и размещения эндогенных рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. См. также: Дубровский, Константинов, 1964.

предложение С. Ф. Усенко¹ о выделении «фаций формации» — на наш взгляд, типы тождественны именно таким фациям и, как можно в ряде случаев показать, проявляются в связи с частными особенностями геологической обстановки. Силикаты (преимущественно в начальные стадии процесса оруденения, наряду с окислами) и сульфиды (в подавляющем большинстве случаев соответствующие более поздним стадиям) в месторождениях не противостоят антагонистически друг другу, а лишь отражают две стороны одного и того же процесса, в течение которого роль серы меняется. В начальные стадии, когда серы в растворах нет, образуются турмалин, хлорит, серицит, касситерит; последующее увеличение роли серы способствует интенсивному отложению сульфидов, в том числе станнина. Эта общая тенденция не может быть затусшевана никакими частными случаями преимущественного проявления того или иного комплекса минералов.

Представление о «фациях формации» и отождествление «фаций» с типами, на которые подразделяются формации, избавляет нас от необходимости прибегать к искусственным гипотезам о «скрещивании» различных формаций в пределах одного месторождения и относить две рядом расположенные жилы к разным формациям лишь на том основании, что одна из них сложена кварцем и хлоритом, а другая — кварцем и сульфидами.

Выделение типов (фаций), конечно, возможно и в ряде случаев необходимо, но придавать каждой фации значение классификационной единицы вряд ли следует, ибо тогда неизбежно мы придем к тому, что в общей классификации получают отражение региональные, а стало быть, второстепенные особенности месторождений. М. П. Материков (1964) справедливо и своевременно без лишнего слов называет региональные варианты классификаций вредными.

Трудно, вероятно, найти сульфидно-касситеритовое месторождение совсем без халькопирита — это обычная составная часть многих сульфидных жил, единственным полезным компонентом которых до сих пор остается касситерит. Есть месторождения, заметно обогащенные халькопиритом. Следует ли в общей классификации выделять халькопиритовый тип? Можно, но не нужно, так как нетрудно предвидеть, что в одних случаях обогащение будет одновременно и пирротинным, в других халькопирит будет резко индиеносным, а в третьих — в нем установят лишь следы этого элемента. Если же быть последовательным, придется выделять новые типы и подтипы, что сделает классификацию громоздкой и еще более приблизит ее к простому перечню, в котором каждой классификационной единице соответствуют всего один-два примера.

Кроме того, нелишним представляется напомнить, что геолог, приступая к разведке месторождения (предположим, что его промышленная ценность не вызывает сомнения), не имеет всей картины, т. е. располагает лишь видимыми признаками оруденения в узком смысле слова. В большинстве случаев формационная природа будущего промышленного объекта, как нам кажется, может быть определена уже на основании этих признаков, вне зависимости от того, как изменится минеральный состав рудных тел с глубиной. Научная же и практическая ценность отнесения месторождения последовательно к касситеритово-силикатной, затем к сульфидно-касситеритовой, а еще позднее к классу (?) гибридов между этими двумя формациями должна быть оценена в лучшем случае как минимальная. Примером именно такого месторождения может служить Верхне-Кенцухинское в Приморье, которое первоначально было известно как представленное серией зон дробления с кварцево-хлоритовой минерализацией и касситеритом.

Уместно здесь же поставить вопрос о том, следует ли при формацион-

ном анализе определять принадлежность к той или иной формации рудопроявлений и до поры непромышленных объектов. Кто-то, не задумываясь, ответит на него отрицательно. Признавая, что в этом отрицании есть некоторая логика, подкрепленная сильной традицией, нам кажется, что формационная оценка рудопроявлений представляет собой один из существенных элементов металлогенической оценки любой территории. А коль скоро это так, то необходимость правильно определить рудную формацию по немногим признакам становится еще более очевидной.

Нельзя закрывать глаза и на то, что данные о количественной роли в составе рудных тел тех или иных минеральных ассоциаций в литературе, как правило, сопровождаются лишь такими эпитетами, как много, мало, повсеместно, спорадически и т. д. Только для отдельных месторождений известны точные цифры, полученные при обработке многочисленных анализов и позволяющие вычислять отношения между галенитом и сфалеритом, пиритом и халькопиритом. Для оловянных месторождений, насколько автору известно, такие цифры, в особенности для нерудных минералов и сульфидов, не публиковались.

В неменьшей мере усилия геологов должны быть направлены на то, чтобы научиться при рассмотрении месторождений типизировать геологические условия. Из большого перечня элементов, характеризующих эти условия, определяющее значение имеют, по мнению М. П. Материкова (1964), типы магматических и вмещающих комплексов пород, в большинстве случаев дающие представление и о том, с какой структурно-фациальной зоной мы имеем дело. Согласно указанию М. П. Материкова, для геологической обстановки формирования месторождений силикатно-сульфидной группы формаций характерны малые интрузии повышенной основности, по типу близкие к контаминированным, с признаками глубинного гибридизма, располагающиеся среди терригенных и вулканогенных алюмосиликатных пород, часто в интрагеосинклиналях и наложенных прогибах, иногда в полуплатформенных условиях.

В качестве дополнительного классификационного признака М. П. Материков берет также типичные околорудные изменения. Этот признак уже упоминался нами в качестве существенного для определения формационной принадлежности месторождений, когда речь шла о сравнении минеральных ассоциаций. Упоминание о нем еще раз правомерно постольку, поскольку околорудные изменения при поисках и разведке часто имеют самостоятельное значение и до детального выяснения их связей с рудами и отдельными стадиями рудообразования могут рассматриваться как важный элемент геологической обстановки. Учитывая, что тип околорудных изменений достаточно надежно определяет характер оруденения и поддается общей характеристике на самых ранних этапах изучения месторождений, его следует считать важным формационным признаком. По-видимому, нет необходимости перечислять разнообразие типов изменения, присущие тем или иным из уже выделенных формаций. Отметим только, что сравнение этих изменений для так называемой силикатно-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций не обнаруживает сколько-нибудь существенных различий между ними — это присутствующие, как правило, в одной метасоматической колонке турмалинизация, хлоритизация и серицитизация.

Тип магматических комплексов, вмещающие породы и — в широком смысле — околорудные изменения — вот главные показатели, с которыми мы должны оперировать, определяя при формационном анализе геологическую обстановку. Отсюда с очевидностью следует, что наличие в каком-то районе различно ориентированных систем минерализованных трещин, пусть пространственно разобщенных, пусть различающихся по типу (сколы, отрывы), пусть даже содержащих рудные тела несколько

несходного состава, не должно влиять на определение формационного типа месторождений, поскольку перечисленные различия могут быть возрастными или возникать благодаря связи отдельных месторождений с близкими, но все же различными магматическими источниками.

Автор считает, что настало время сообща навести порядок в пока еще не слишком разросшейся терминологии, употребляемой при характеристике формаций оловорудных месторождений. Е. А. Радкевич (1956) выделила следующие формации, которые мы перечислим, не упоминая более крупные группы и подчиненные типы: оловоносных пегматитов, касситерито-кварцевая, деревянистого олова, оловоносных скарнов, касситерито-силикатная, касситерито-сульфидная. Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова (1956) добавили к этому списку переходную касситерит-кварц-сульфидную формацию, а И. Н. Говоров (1958) — оловянно-бериллиево-флюоритовую. Неоднократно упоминавшаяся классификация М. П. Материкова (1964) включает касситерит-карбонатно-сульфидную формацию, которую предыдущие исследователи не рассматривали. Кроме того, Б. Л. Флеров (1965) при описании Депутатского месторождения делает вывод, что оно относится «к типичным представителям касситерит-силикатно-сульфидной формации», т. е. использует неканонизированное название, не отраженное ни в одной из существующих классификаций. Несмотря на то, что введение без достаточных оснований нового термина само по себе заслуживает осуждения, появление его не случайно ввиду несовершенства существующих классификаций; позднее мы к этой детали вернемся.

Итого в советской геологической литературе фигурирует до сего времени всего девять-десять различных формаций оловянных месторождений, но каких только названий не применяется, чтобы сказать об одном и том же! Тут и сульфидно-касситеритовая, и касситерито-сульфидная, и касситеритово-сульфидная формации. Аналогично сосуществуют касситерито-кварцевая, кварцево-касситеритовая и касситеритово-кварцевая. Касситерито-силикатная формация Е. А. Радкевич успела превратиться в касситерит-силикатную, а оловянно-бериллиево-флюоритовая, по И. Н. Говорову, — в касситерит-флюо-силикатную, по М. П. Материкову. Употребление того или иного термина до настоящего времени определялось, видимо, в основном вкусами редколлегий различных печатных органов, тогда как, на наш взгляд, в этом вопросе необходимо руководствоваться, с одной стороны, правами автора нового термина, а с другой — нормами русского литературного языка.

Основоположником научной классификации оловорудных месторождений по праву считается С. С. Смирнов. С. С. Смирнов назвал месторождения, которым он посвятил столько энергии, сульфидно-касситеритовыми, взяв за основу промышленный минерал, а в качестве дополнительного определения — комплекс минералов-спутников. Отсюда представляется логичным называть все формации касситеритовыми, добавляя впереди в полной форме определение по минералу или минералам-спутникам. Следуя этому правилу, известные формации должно именовать: оловоносных пегматитов, кварцево-касситеритовая, деревянистого олова, оловоносных скарнов, силикатно-касситеритовая, сульфидно-касситеритовая, кварцево-сульфидно-касситеритовая, флюоритово-бериллиево-касситеритовая, карбонатно-сульфидно-касситеритовая и т. д. в случае появления новых. Например — силикатно-сульфидно-касситеритовая, если Б. Л. Флерову удастся доказать, что она обладает всеми необходимыми признаками самостоятельной формации.

Автор не до такой степени наивен, чтобы считать сказанное здесь всеобъемлющим и не подлежащим критике, однако развитие формационного анализа в дальнейшем, видимо, не сможет оторваться от основных изложенных здесь принципов подхода к оценке вещественного состава

и геологической позиции рудных месторождений. Пренебрежение этими принципами и механическое наклеивание ярлыков с названиями формаций приводит к досадным недоразумениям. К таким недоразумениям, на наш взгляд, относится вся история выделения месторождений силикатно-касситеритовой формации на территории Кавалеровского района Приморского края. К этой истории мы и перейдем.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ НЕКОТОРЫХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАВАЛЕРОВСКОГО РАЙОНА ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Наиболее хорошо разведанными и изученными оловянными месторождениями на территории Кавалеровского района являются Хрустальное и Лифудзинское. Особенности их геологического строения и минерализации неоднократно и достаточно детально рассматривались в литературе (Дубровский, Полохов, 1959; Дубровский, 1963; Кигаи, 1966а, б), что позволяет сейчас сосредоточить внимание лишь на их основных чертах, имеющих значение при определении формационной принадлежности месторождений.

Хрустальное и Лифудзинское месторождения, а также месторождения, группирующиеся вблизи них и образующие единый рудный узел, располагаются в пределах восточного крыла Главного Сихотэ-Алиньского синклинория, на фоне которого при детальном картировании могут быть выделены подчиненные поднятия и прогибы. В частности, И. Н. Томсоном (1956) указано, что рассматриваемый рудный узел приурочен к поперечному поднятию, в связи с чем на современной эрозионной поверхности обнажаются палеозойские образования до среднекарбонových включительно. В границах синклинория преимущественно распространены породы геосинклинального Верхоянского комплекса — интенсивно деформированные мезозойские толщи переслаивающихся песчаников, глинистых сланцев и алевролитов с отдельными горизонтами конгломератов, кремнистых сланцев, известняков и спилитов.

Восточная часть Кавалеровского рудного района с месторождениями Хрустальным и Силинским, по данным И. Н. Томсона (1956), отделена от западной с месторождением Лифудзинским и Верхним меридиональным разломом, проходящим приблизительно по руслу р. Лудье. Западная часть характеризуется преимущественным развитием нижнеюрских и нижнемеловых отложений, а восточная — триасовых. Значительные интрузивные массивы на территории Кавалеровского района не обнаружены. Заслуживают упоминания небольшой интрузив горы Темной, расположенный в нескольких километрах севернее Хрустального, и шток кварцевых диоритов на Лифудзинском месторождении, в верховьях кл. Безымянный (Кигаи, 1966а). Интрузив горы Темной представлен гибридными гранитоидными породами, главным образом гранодиорит-порфирами. К интрузиву тяготеют проявления сульфидно-касситеритовой минерализации, зоны ороговикования и турмалинизации. Известно, что гранодиорит-порфиры моложе верхнемеловых кварцевых порфиров и старше субэффузивных эоценовых даек фельзитов. Возраст оловянного оруденения района, по данным И. Н. Томсона и В. П. Полохова, также эоценовый. Широко распространены в районе разнообразные дайки, среди которых И. Н. Кигаи (1966а) различает три группы: дайки — дериваты интрузивов (аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры), дайки и некки, представляющие собой корни эффузивных покровов, возраст которых колеблется от верхнемелового до четвертичного, и дайки, относящиеся к группе «самостоятельных малых интрузивов» — лампрофиры, спессартиты, роговообманковые, авгитовые и плагиоклазо-

вые порфириды, микродиориты. Тесная пространственная и временная связь с сульфидно-касситеритовым оруденением отмечена для даек третьей группы; в пределах собственно рудных полей значительно реже, но также встречаются дайки диоритовых порфиритов (аналоги верхне-меловых покровов порфиритов) и дайки четвертичных базальтов.

При характеристике оруденения больше пришлось бы говорить о сходстве, чем о различиях в облике двух основных месторождений, в связи с чем представляется возможным дать максимально сжатое описание лишь рудных тел Хрустального месторождения.

Участок Хрустального месторождения сложен интенсивно дислоцированными песчаниками и глинистыми сланцами, которые прорваны трещинами, вмещающими дайки авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, а также рудные тела преимущественно жильного типа. Жилы имеют субмеридиональное или северо-западное простирание. Первые, падающие на запад и восток, отличаются значительной протяженностью и выдержанными элементами залегания. В составе руд обнаружено более 50 гипогенных минералов, главная часть которых относится к второстепенным и редким. Основную роль играет комплекс сульфидов, в котором абсолютно преобладает пирротин, а помимо него присутствуют сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, станнин, марказит. Из нерудных минералов должны быть упомянуты прежде всего кварц и хлорит, а затем — кальцит, турмалин, флюорит, сидерит. В ассоциации с кварцем и реже с сульфидами встречается в жилах касситерит.

Изучение возрастных соотношений минералов и особенностей размещения устойчивых минеральных ассоциаций позволило подтвердить и несколько детализировать представления о пульсационном формировании сульфидно-касситеритового оруденения, изложенные в работах С. С. Смирнова (Смирнов и др., 1941), Е. А. Радкевич (1951), О. Д. Левицкого (1947а). На месторождении выделено пять стадий минерализации (Дубровский, 1963):

1) кварцево-касситеритовая с хлоритом, рутилом, апатитом, магнетитом, турмалином; 2) ранняя сульфидная (пирротиновая); 3) поздняя сульфидная (полиметаллическая); 4) кварцево-карбонатная с флюоритом; 5) глинисто-слудистых минералов (монтмориллонитовая).

Помимо типичных жил выполнения известны также оруденелые зоны дробления и рассланцевания, где широко развиты метасоматические кварц и хлорит, а на Лифудзинском месторождении — и прожилково-вкрапленные рудные зоны типа штокверков. Представителем второго морфологического типа рудных тел является жила Хлоритовая на западном фланге Хрустального месторождения. Для этой жилы характерно отсутствие главной стержневой части; почти для всего разведанного интервала правильнее говорить о жильной зоне, достигающей мощности 1—2 м и состоящей из множества расходящихся и сливающихся ветвей. Развитие кварца и хлорита по мельчайшим капиллярным трещинкам постепенно привело к превращению пород в существенно хлоритовые и кварцево-хлоритовые, а также к образованию псевдобрекчиевых текстур. Псевдобрекчиевыми мы называем текстуры жил, характеризующиеся многочисленными ксенолитами песчаников и сланцев, сохранившими ту же ориентировку, которую они имели, будучи частью массы вмещающих пород. На фоне зоны хлоритизации и окварцевания в поздние стадии рудообразования возникают мелкие поперечные кварцевые прожилки типа лестничных. Называть эту жилу метасоматической можно лишь условно в сравнении с типичными жилами выполнения — Главной и Волковской, поскольку почти всюду в выработках по жиле Хлоритовой встречаются друзы кварца — результат заполнения открытых полостей.

В течение первой стадии боковые породы подвергаются турмалинизации и окварцеванию, в течение второй — преимущественным типом

изменения является серицитизация. Отложение галенита, сфалерита и арсенопирита третьей стадии сопровождается интенсивной хлоритизацией и пиритизацией раннего пирротина. Образующийся в течение всего периода минерализации хлорит относится к тюрингиту-афросидериту, т. е. к железистым хлоритам, типичным для сульфидно-касситеритовых месторождений. В рудах Хрустального месторождения преимущественно распространен явнокристаллический мелкозернистый призматический касситерит с зональной окраской от лимонно-желтой до коричнево-бурой. Яркой чертой жил является присутствие в них также скрытокристаллического метаколлоидного касситерита, образующего на фоне жильного кварца первой стадии мелкие сферолиты, группы сферолитов и фестончатые полосы. Спектральным анализом во всех или почти во всех касситеритах обнаружены примеси железа, вольфрама, марганца, ванадия, галлия, бериллия, титана и индия. В отдельных пробах установлены тысячные доли процента ниобия; совершенно отсутствуют тантал, таллий, молибден, германий, цирконий.

Все перечисленные черты в течение всего периода изучения месторождения позволяли и позволяют относить Хрустальное месторождение к сульфидно-касситеритовой формации и даже считать его в этом смысле надежным эталоном.

Несмотря на некоторые отличия, касающиеся главным образом структурно-текстурных признаков руд и количественной роли в них тех или иных минералов, к той же формации без существенных разногласий между исследователями относятся и другие месторождения Приморья — Лифудзинское, Левицкое, Дальнее, Тернистое, Звездное, Арсеньевское, Ивановское и т. д. Сравнение некоторых из них по основным, «формационным» признакам дано в таблице.

Но вот в 1950 г. в 2—3 км к северо-востоку от Хрустального месторождения было открыто месторождение Силинское. Взгляды на природу этого объекта за 15 лет многократно менялись. Первоначально оно считалось небольшим свинцово-цинковым и разведывалось как таковое (жилы Главная, Убогая, Геофизическая), причем Е. А. Радкевич определяла эти жилы как дальние фланги Хрустального. Трудно упрекать первых исследователей Силинского месторождения (в их числе был и автор) в том, что они не разглядели формационной принадлежности месторождения хотя бы просто к касситеритовым, а ведь в пользу этого безусловно говорило широкое распространение в рудах железистого хлорита и мелкокристаллического (переотложенного?) касситерита в поздних кварцевых прожилках. Ценность месторождения как оловорудного объекта была установлена лишь в 1956 г., когда на глубоких горизонтах жилы Балаганной вскрыли участки с кварцево-касситеритовой минерализацией. Приуроченность рудных тел Силинского месторождения и ряда других месторождений (Верхне-Цинкового, Верхне-Кенцухинского, Верхнего) к трещинам и зонам дробления, имеющим широтное простирание, а также некоторые особенности минерального состава послужили основанием для И. Н. Томсона и В. П. Полохова (1960) отнести эти месторождения к особой формации — силикатно-касситеритовой (у авторов всюду — касситерито-силикатная). Обосновывая свой вывод, они пишут: «При общем сходстве валового минерального состава жил обеих формаций имеются глубокие различия в особенностях строения, в количественных соотношениях минералов, в составе последовательных ассоциаций минералов и, наконец, в характере зональности и геохимических чертах руд». В качестве дополнительных признаков, отличающих Силинское месторождение от типичных сульфидно-касситеритовых, авторы указывают на то, что наращивание мощности отдельных жил идет здесь обычно не за счет повторного приоткрывания уже минерализованных трещин, а также на фаціальную изменчивость руд

Сравнительная характеристика некоторых оловорудных месторождений Приморского края *

Месторождение	Вмещающие породы	Проявления магматизма	Преимущественная ориентировка рудовмещающих структур	Стадия минерализации	Околорудные изменения	Характерные элементы-примеси в касситерите, %		
						0,1	0,01	0,001
Хрустальное	Триасовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы	Дайки диоритовых, плагиоклазовых, авгитовых и диабазовых порфиритов, близкие по возрасту к оруденению; четвертичные дайки базальтов	Субмеридиональная	I — кварцево-касситеритовая II — ранняя сульфидная (пирротиновая) III — поздняя сульфидная (полиметаллическая) IV — кварцево-кальцитовая V — глинисто-слюдистых минералов	Сложные зоны изменения с турмалином, кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатами	Fe, W	Ti, In, Mn	V, Ga, In
Лифудзинское	Нижнеюрские и нижнемеловые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Диоритовые и кварцево-диоритовые порфириты верхнего мела; небольшой шток эоценовых кварцевых диоритов; роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, близкие по возрасту к оруденению	То же	I — касситерит-турмалин-кварцевая II — арсенопирит-пирротин-халькопиритовая III — сфалерито-галенитовая IV — кварцево-карбонатная V — диккито-марказитовая	Сложные зоны изменения с турмалином, кварцем, серицитом, хлоритом, полевыми шпатами и карбонатами	Fe, W	Ti, In, Mn	Be, Cu, V
Дальнее	Юрские глинистые сланцы, алевролиты и песчаники	В районе месторождения — небольшие штоки роговообманковых гранодиорит-порфиров; в пределах собственно рудного поля — дайки лампрофиров, кварцевых порфиров и разнообразных порфиритов	» »	I — касситерит и кварц II — сульфидные руды со станнином III — сфалерит и родохрозит	Турмалинизация проявлена слабо. В зонах изменения преобладают серицит, хлорит, карбонаты (родохрозит). В зонах с прожилково-вкрапленным оруденением вблизи отдельных прожилков отмечены маломощные грейзеновые оторочки	Fe, Ti, W		Nb, Sc, Mn, In, V, Ga
Сидлинское	Триасовые песчаники и глинистые сланцы с горизонтами спилитов и кремнистых сланцев	Дайки эоценовых диоритовых порфиритов	Запад-северо-западная	I — магнетит, сульфиды, кварц, хлорит, касситерит II — кварц и хлорит с арсенопиритом и другими сульфидами III — кварц и кальцит	Резко преобладают хлоритизация и окварцевание	Fe	As, W, In	Sb, Mn, V, Ti
Верхне-Кендухинское	Песчаники, глинистые и кремнистые сланцы	Дайки плагиоклазовых порфиритов	Субширотная, запад-северо-западная	Те же, что на Хрустальном месторождении, за исключением последней	Хлоритизация	Fe, W	As, Mn, In, V, Ti	Sc, Sb, Ga
Верхнее	Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы нижней юры и нижнего мела	Эффузивные порфириты, лавобрекчии, дайки порфиритов	Субширотная и субмеридиональная	То же	Хлоритизация и окварцевание	Fe, W	W, Ti	Mn, Ga, In, V

* При характеристике проявлений магматизма, стадий минерализации околорудных изменений и элементов-примесей в касситеритах использованы данные И. Н. Кугая, Г. А. Танаевой, И. Н. Томсона, В. П. Полохова, М. М. Николаева, И. В. Корнюшина.

по простиранию; последнюю они считают возможным интерпретировать как зональность отложения.

Поскольку эти характеристики уж очень подходят и к жиле Хлоритовой Хрустального месторождения (правда, она меридиональная, а ее сфалерит не содержит столь значительной примеси кобальта и никеля!), пришлось прибегнуть к произвольному предположению, что произошло «наложение зон развития минерализации различных формаций».

Но постараемся разобрать аргументацию авторов последовательно, расценивая каждый из отмеченных признаков с точки зрения его формационной значимости.

Различная ориентировка рудных тел, как уже отмечалось, сама по себе еще не может служить формационным признаком, поскольку северо-западные и широтные жилы известны, так сказать, и в классическом сульфидно-касситеритовом варианте на площади Хрустального месторождения. Уместно предположить (только предположить!), что возраст минерализации для одних и других структур действительно может быть различным, но это еще не основание для беспокойства. Заметим сразу, что, допустив возрастные различия, мы тем самым просто вынуждены допустить существование геохимических различий между аналогичными минералами двух сравниваемых месторождений.

Сопоставление набора элементов-примесей в касситеритах каких-либо аномалий не улавливает, а вот сфалериты Силинского месторождения по сравнению с хрустальненскими заметно обогащены кобальтом и никелем. Очень сомнительно, что в связи с этим можно сейчас же сделать какие-то выводы, особенно если учесть, что эти элементы постоянно присутствуют в пирротине Хрустального месторождения, а арсенопириты третьей стадии существенно обогащены ими. Весьма вероятно, что кобальт и никель присутствовали в рудообразующих растворах, но на Хрустальном месторождении входили в состав различных сульфидов, а на Силинском связывались преимущественно в сфалерите.

Жильная зона Балаганная (наиболее типичное рудное тело Силинского месторождения) представлена несколькими параллельными жилами, состоящими главным образом из кварца и хлорита.

Согласно данным И. Н. Томсона и В. П. Полохова, руды Силинского месторождения формировались в три стадии, в течение которых проявились пять минеральных ассоциаций. К первой стадии авторы считают возможным относить сульфидно-магнетитовую, кварцево-хлоритово-касситеритовую и хлоритово-полиметаллическую ассоциации. В течение второй образуются кварцево-хлоритовые жилы с арсенопиритом и другими сульфидами, а в течение третьей — безрудные кварцево-кальцитовые жилы.

Оставляя в стороне вопрос о том, насколько верно выделены сами стадии, отметим, что сравнение последовательности формирования минеральных комплексов двух месторождений больше говорит о сходстве, чем о различиях. В рудах Силинского месторождения известна сульфидно-магнетитовая ассоциация, природа которой и масштабы распространения до конца не выяснены. Аналоги этой ассоциации на Хрустальном месторождении тоже есть, если не забывать о магнетите, выделяющемся в первую стадию, и о позднем магнетите, часто замещающем пирротин.

Отличительной чертой Силинского месторождения является значительно более широкое распространение галенита и сфалерита, которые по типу и формам проявления легко параллелизуются с аналогичными минералами третьей стадии Хрустального месторождения. Сульфиды второй стадии (пирротин и его спутники) в рудах Силинского месторождения тоже есть, местами в виде заметных скоплений, но в целом они проявились, конечно, слабо. Кварцево-хлоритовая ассоциация с мелкими кристалликами поздних сульфидов, а также безрудные кварцево-

кальцитовые жилы широко представлены и на Хрустальном месторождении. Поздняя кварцево-хлоритовая ассоциация Силинского месторождения по масштабам проявления действительно достойна быть упомянутой в качестве существенной черты, когда мы говорим о минеральном составе рудных тел, но она полностью соответствует не только кварцево-хлоритовой ассоциации жилы Хлоритовой, но аналогична также кварцу и хлориту, развитым на нижних горизонтах жилы III-ДЦМР и в жиле № 20 — рядовых рудных телах Хрустального месторождения.

При детальном изучении Хрустального месторождения нами было показано, что широкое распространение кварцево-хлоритовой ассоциации связано с особенностями соответствующих дорудных нарушений. Кварц и хлорит интенсивно образуются там, где минерализации предшествовали интенсивные подвижки и брекчирование пород, обеспечивавшие большую поверхность соприкосновения растворов с алюмосиликатной (полевошпатовой) составляющей песчаников и глинистых сланцев. Такой подход ясно показывает, что мы имеем дело с фациальной изменчивостью оруденения в зависимости от частных особенностей обстановки рудоотложения, свойственных как типичным сульфидно-касситеритовым рудным телам, так и тем, которые считают относящимися к силикатно-касситеритовой формации. В связи с этим интересно вспомнить предвидение С. С. Смирнова (1937), который писал: «когда удастся с большей определенностью выяснить влияние местных структурно-литологических факторов и влияние глубины образования на тот или иной тип оруденения, число рудных формаций сильно сократится».

Вряд ли можно привлекать в качестве формационного признака тип зональности. На различных месторождениях района встречаются различные типы (и зональность отложения, и пульсационная), что для наших целей не более чем экзотическая подробность, к которой соответственно и надо относиться.

Хочется обратить внимание читателей и всех знакомых с оловорудными месторождениями района еще на один парадоксальный факт. Дело в том, что собственно силикатов (дающих название целой формации!) в рудах Хрустального месторождения больше, чем в рудах Силинского. Если для последнего, помимо хлорита и единичных находок турмалина, трудно назвать что-либо еще, то на Хрустальном месторождении как никак известны и турмалин, и хлорит, и биотит, и серицит, и актинолит, и аксинит. Какое же из этих месторождений силикатное, а какое сульфидное?

Размеры статьи не позволяют более подробно сравнить руды двух рядом расположенных месторождений, но и сказанное дает возможность судить о том, насколько имеющиеся различия «глубоки» и насколько они могут быть использованы для выделения месторождений особой формации.

Сведения, сообщенные о Силинском месторождении, в общем виде могут быть отнесены и к таким месторождениям, как Верхнее и Верхне-Кенчухинское, обладающим всеми необходимыми чертами для того, чтобы принадлежать к сульфидно-касситеритовой формации (см. таблицу).

Выделение касситеритово-силикатной формации в Приморье, точнее, в Кавалеровском районе, как можно с удовлетворением отметить, не принесло существенного ущерба практике поисково-разведочных работ по той простой причине, что геологи зачастую были не в состоянии отнести месторождение к той или иной формации и либо вслед за Б. Л. Флеровым (1965) говорили о касситерит-силикатно-сульфидной формации, либо по отношению ко всем месторождениям употребляли один термин, а другой считали излишним.

Не нанеся вреда практике, выделение силикатно-касситеритовой формации в пределах Кавалеровского района мешало и мешает сконцентри-

рывать внимание на общих чертах месторождений, заставляет искать формационные различия между рудными телами, имеющими различную ориентировку, настраивает разведчиков на существование резко разоб-щенных типов зональности, придает преувеличенное значение геохимическим особенностям месторождений и приводит к терминологической путанице.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поскольку настоящая работа посвящена вопросу о формационной принадлежности лишь некоторых месторождений Кавалеровского района, постольку было бы преждевременным вообще отрицать существование силикатно-касситеритовой формации как таковой.

Однако идея отрицания, если так можно выразиться, витает в воздухе. Свидетельством тому работы В. В. Онихимовского (1966), который относит оловорудные месторождения Мяо-Чанского района в Хабаровском крае к сульфидно-касситеритовой формации, а уж в сравнении с Хрустальным они выглядят куда экзотичнее, чем Силинское. Обращает на себя внимание и статья В. Т. Матвеевко (1959), посвященная доказательству того, что месторождение Кинжал в Магаданской области может быть названо типичным представителем месторождений силикатно-касситеритовой формации. Это месторождение, как следует из данных В. Т. Матвеевко, будучи составной частью сложного рудного узла, где проявлено оруденение различных формаций, залегает в карнийских песчаниках и глинистых сланцах, прорванных сателлитом Верхне-Оротуканского гранитного массива, а также дайками кварцево-альбитового порфира (добатолитовыми) и долерита (послерудными). Рудные тела жильного типа удалены от контакта с интрузивом на 300—400 м. Это минерализованные зоны брекчирования и жилы, в процессе формирования которых равные роли принадлежат и метасоматозу и выполнению открытых полостей. Установлены четыре стадии минерализации: кварцево-турмалиновая с рутилом, сфеном, касситеритом и пиритом; турмалин-кварцево-касситеритовая с апатитом; сульфидная; кальцитовая. Основной тип околорудного изменения — турмалинизация. Насколько можно судить по статье, это месторождение по основным характеристикам близко к типичным сульфидно-касситеритовым, но, как каждый представитель большой группы месторождений, обладает яркими индивидуальными особенностями. Главной из них представляется широкое распространение жильного турмалина и турмалинизации за счет сокращения роли хлорита.

Подведем итоги. В процессе дальнейшего развития и совершенствования методов формационного анализа рудных месторождений необходимо обратить самое серьезное внимание на отделение главного от второстепенного при характеристике как минеральных ассоциаций, так и геологических условий становления оруденения. Основными, формационными, признаками при сравнении различных оловорудных месторождений могут быть в первом приближении признаны: **общая последовательность стадий рудообразования**, околорудные изменения, типоморфные особенности касситерита, типы магматических и вмещающих комплексов. Кажется оправданным введение в практику исследований представления о «фациях формаций», позволяющего характеризовать частные особенности минерального состава месторождений, связанные с второстепенными особенностями геологической обстановки.

Сравнение групп месторождений Кавалеровского рудного района и, в частности, Хрустального месторождения с Силинским, позволяет сделать вывод, что они относятся к одной и той же формации — сульфидно-касситеритовой.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1.
- Григорчук Г. Ю. О стадиях минерализации.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1965, № 19, вып. 2.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Об оловоносных месторождениях переходных типов между месторождениями касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формации.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
- Гусельников И. И. О генетической классификации некоторых сульфидно-касситеритовых месторождений.— Сб. научн. трудов моск. Ин-та цветных металлов и золота им. Калинина, 1955, № 25.
- Дубровский В. Н. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР).— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил». Т. 1. Прага, 1963.
- Дубровский В. Н., Константинов Р. М. О первой расширенной сессии Научного совета по теории образования и размещения эндогенных рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 5.
- Дубровский В. Н., Полохов В. П. Некоторые особенности структуры и зональность Хрустального оловянного месторождения.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванов В. В. О явлениях гипогенного замещения минералов в касситерито-сульфидных рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 4.
- Кизай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966а.
- Кизай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», 1966б.
- Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья).— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Левицкий О. Д. Генетическая классификация оловорудных месторождений.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1947а, вып. 82, № 8.
- Левицкий О. Д. Месторождения касситеритово-кварцевой формации.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1947б, вып. 82, № 8.
- Матвеевко В. Т. Месторождение Кинжал — типичный представитель касситерито-силикатной формации руд Северо-Востока.— Труды ВНИИ-1, 1959, вып. 48.
- Материалов М. П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений.— Сов. геология, 1964, № 11.
- Некрасов И. Я. Основные черты минерализации Депутатского оловорудного месторождения.— Труды Ин-та геол. Якутского фил. СО АН СССР, 1960, вып. 7.
- Онихимовский В. В. Геология месторождений сульфидно-касситеритовой формации Комсомольского района.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Радкевич Е. А. Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений.— В кн.: Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Изд-во АН СССР, 1951.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Елифанов П. П. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района.— Труды ИГН АН СССР, минер. серия, 1941, вып. 46, № 9.
- Томсон И. Н. Поисковое значение региональных поясов повышенной трещиноватости.— В кн.: Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1956.
- Томсон И. Н., Полохов В. П. Сравнительная характеристика месторождений касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формаций Кавалеровского рудного района.— Материалы к Первой Всес. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Владивосток), 1960, вып. 2.
- Флеров Б. Л. Особенности структуры Депутатского месторождения.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Р. М. Константинов, С. Ф. Лугов</i> Некоторые итоги геологических исследований в рудных районах Востока СССР	3
<i>С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев, Н. Е. Костин</i> Геолого-структурные условия локализации оловянного оруденения на территории Западной Чукотки	6
<i>М. Г. Руб, С. И. Филатов</i> О генетической классификации оловорудных месторождений Балыгычано-Сугойского района (Северо-Восток)	14
<i>С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев, Т. М. Потапова</i> Некоторые геохимические особенности оловорудных месторождений Западной Чукотки	33
<i>Е. Г. Бордюгов, А. И. Фрейдин</i> Позднемезозойские оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных углов	43
<i>В. Г. Зорин</i> О перспективности экзоконтактной зоны Валькумейского рудного поля	62
<i>П. З. Акиншин, В. А. Мандыч</i> Новые данные о геологическом строении Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения	70
<i>В. Б. Терентьев, В. И. Королев</i> Геолого-структурные особенности Пыркакайского рудного узла	86
<i>А. И. Поздеев</i> Проявления оловоносности в юго-западной части Корякского нагорья	94
<i>С. И. Филатов</i> Некоторые особенности локализации оловянного оруденения в Омсукчанском рудном районе	103
<i>М. Н. Воеводин</i> Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке	113
<i>А. И. Грешилов, Г. П. Козлов</i> Некоторые геологические особенности Экугского оловорудного месторождения	129
<i>С. И. Гурвич, И. Е. Драбкич, С. Ф. Лугов, Ф. Э. Стружков, В. Б. Терентьев, Л. К. Хрузов</i> Некоторые особенности оловоносных россыпей Чукотки	138

<i>В. В. Лобанов</i>	
К вопросу о возрасте оловоносных россыпей правобережья р. Млелювеем . . .	145
<i>Д. О. Онтоев</i>	
Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля	150
<i>И. Н. Томсон, Ю. П. Дежин, Г. М. Лобанова, И. Б. Иванов</i>	
О возрасте мезозойских эффузивов Восточного Забайкалья в свете данных абсолютной геохронологии	183
<i>Р. М. Константинов, Г. А. Тананаева, И. Б. Иванов</i>	
Некоторые данные об абсолютном возрасте горных пород и руд Давендинского молибденового и Ключевского золоторудного месторождений (Восточное Забайкалье)	219
<i>П. В. Комаров, М. М. Аракелянц</i>	
О выделении триасового и верхнеюрского этапов магматизма в Кличкинском рудном поле (Восточное Забайкалье)	225
<i>В. С. Кравцов</i>	
Об особом типе оловорудных районов, связанных с наложенными впадинами	232
<i>К. В. Яблоков</i>	
О тектоническом строении северной и северо-западной окраин Колымского срединного массива	243
<i>Г. П. Луговской, А. К. Руб</i>	
О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных и редкометальных гранитов	255
<i>Ф. И. Ростовский</i>	
О геологической позиции Тетюхинского (Бринеровского) поля вторичных кварцитов	271
<i>В. Н. Дубровский</i>	
Что такое касситеритово-силикатная формация? (К вопросу о классификации оловорудных месторождений на формационной основе)	278

УДК 553(571.5/6)

Некоторые итоги геологических исследований в рудных районах Востока СССР. Константин Р. М., Лугов С. Ф. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Кратко характеризуется круг вопросов, привлекающих в последнее время исследователей рудных месторождений Востока СССР: вопросы связи оруденения с процессами активизации, металлогении рудных районов, окolorудных изменений, новых типов месторождений и некоторые результаты работ в этих направлениях.

УДК 553.45 : 551.24(571.651)

Геолого-структурные условия локализации оловянного оруденения на территории Западной Чукотки. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Костин Н. Е. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Оловорудные районы Западной Чукотки располагаются в пределах двух структурно-фациальных зон: Раучанского позднегеосинклинального прогиба, заложившегося в поздней юре — раннем мелу на нижнемезозойском складчатом основании, и зоны развития мезозойд нижнего структурно-литологического комплекса Яно-Колымской складчатой зоны. Преимущественно развиты месторождения касситерит-силикатной формации, а месторождения кварц-касситерит-сульфидной формации установлены в Пыркакайском рудном узле.

Главные рудоуправляющие структуры — разломы северо-западного направления часто играли роль магмоконтролирующих структур. Наиболее интересное оловянное оруденение связано с многофазными гранитоидными сериями, позднее члены которых представлены лейкократовыми биотитовыми гранитами. Оруденение касситерит-силикатной формации локализуется в ограниченном интервале глубинности, 200—250 м. Размах оруденения кварц-касситерит-сульфидной формации по глубине более значителен, что свидетельствует о перспективности оруденения этой формации на глубине. Библиография 10 назв. Илл. 2.

УДК 553.45.06(571.6)

О генетической классификации оловорудных месторождений Балыгычано-Сугойского района (Северо-Восток). Руб М. Г., Филатов С. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Дана новая генетическая классификация оловорудных месторождений Балыгычано-Сугойского района, в которой учтены особенности вещественного состава месторождений, характерные для него металлогенные элементы и летучие компоненты, отношение к магматическим и вмещающим породам, а также характер изменения вмещающих пород. Табл. 1. Библиография 14 назв. Илл. 8.

УДК 553.45 : 550.4(571.651)

Некоторые геохимические особенности оловорудных месторождений Западной Чукотки. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Приведены данные по вещественному составу оловорудных месторождений, распределению бора, фтора, олова в рудных минеральных ассоциациях и вмещающих породах, поведению главных породообразующих окислов и ряда щелочных элементов в процессах околорудного метасоматоза, значительную миграцию в процессах околорудного метасоматоза претерпевают щелочные элементы — К, Na, Li, Rb, при этом К, Rb, с одной стороны, и Na, Li, с другой, обнаруживают противоположные тенденции миграции в метасоматических процессах, в связи с чем отношения K/Rb, Na/Li, K/Na и Li/Rb являются весьма чувствительными индикаторами интенсивности метасоматических процессов. Поведение этих элементов может служить критерием относительной оценки режима кислотности — щелочности околорудного метасоматического процесса. Изучение поведения щелочных элементов наряду с бором, фтором и оловом может явиться одним из методов поисков слепых оловорудных тел. Библиография 15 назв. Илл. 4.

УДК 553.45 : 552.3(571.651)

Позднемезозойские оловоносные интрузии Иультинского и Северного рудных узлов. Бордюгов Е. Г., Фрейдин А. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Иультинский и Северный рудные узлы располагаются в пределах Чукотской мезозойской складчатой зоны. Интрузивные образования представлены тремя самостоятельными интрузивными комплексами — триасовым, ранне- и позднемеловым. К триасовому комплексу относятся малые интрузии дунитов, габбро и габбро-диабазов. К раннемеловому — гранодиориты и граниты, слагающие Тауреранский батолитоподобный массив. К позднемеловому, который изучался наиболее подробно, — послеорогенные трещинные интрузии гранитоидов, с которыми пространственно и генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение этого района. Массивы позднемеловых гранитоидов сформировались в несколько фаз: от биотитовых резкопорфировидных андезитовых гранитов через равномернозернистые биотитовые граниты и гранит-порфиры до мелкозернистых лейкократовых ультракислых гранитов. Высказывается предположение о незначительном эрозионном срезе южного эндоконтакта Иультинского массива, в связи с чем повышается перспективность на глубину для известных в этом участке оловянно-вольфрамовых месторождений. Табл. 1. Библиография 22 назв. Илл. 6.

УДК 553.45(571.651)

О перспективности экзоконтактовой зоны Валькумейского рудного поля. Зорин В. Г. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Приводятся новые данные об условиях локализации оловянного оруденения в экзоконтактовой зоне гранитного массива на площади Валькумейского рудного поля. Показано, что как по структурным условиям, так и по особенностям минерального состава рудные тела в орговикованных осадочных породах не отличаются от основных рудных тел, залегающих в эндоконтактовой зоне гранитного массива. Установлены переходы рудных жил из гранитов в осадочные породы без заметного изменения типа оруденения. Все эти данные позволяют автору рекомендовать проведение поисковых работ с целью выявления новых рудных тел в экзоконтактовой зоне гранитного массива, особенно на участках Центральный и Двурогий. Библ. 7 назв. Илл. 4.

УДК 553.45 : 553.463(574.651)

Новые данные о геологическом строении Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. Акиншин П. З., Мандыч В. А. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Рассматриваются данные о строении, структуре и условиях локализации оруденения. Проводится описание открытого на глубине (250—270 м) штока гранитов, его морфологии и особенностей минерального состава гранитов. Подчеркнуто, что в апикальной части штока граниты интенсивно микроклинизируются и грейзенизируются. Детально рассматриваются трещинная структура месторождения, история их формирования и условия локализации в них оловянно-вольфрамового оруденения. Показано, что с глубиной оруденение падает, не доходя до скрытого штока гранитов, и лишь некоторые жильные зоны северо-восточного простирания с северо-западным падением прослеживаются также и в гранитах. В пределах Водораздельной зоны установлено склонение оруденения от флангов к центральной ее части, при этом закономерно увеличивается отношение Sn : W от 1 : 10 до 1 : 2,5, т. е. в центральной части рудоносной зоны резко возрастает роль олова и падает содержание WO_3 . В экзоконтактовой зоне штока гранитов установлен новый тип оруденения — альбитизированные роговики с вкрапленностью арсенопирита и касситерита. Табл. 2. Библ. 6 назв. Илл. 8.

УДК 553.45 : 553.291(571.651)

Геолого-структурные особенности Пыркакайского рудного узла. Терентьев В. Б., Королев В. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

На основании геологических и геофизических данных рассматриваются геолого-структурные особенности Пыркакайского рудного узла. Оловянное оруденение локализуется в наиболее ослабленных участках, в узлах пересечения разрывных нарушений субмеридионального и северо-западного направлений. Выделяются наиболее перспективные площади для поисков. Библ. 4 назв. Илл. 4.

УДК 553.451(571.66)

Проявления оловянности в юго-западной части Корякского нагорья. Поздеев А. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

В юго-западной части Корякского нагорья выявлен оловянный район протяженностью до 150 км, шириной 5—20 км. Оловянная минерализация связана с гидротермальной деятельностью конечных этапов ранне-среднеиоцеенового магматизма. Рудопроявления представлены метасоматическими кварц-хлоритовыми зонами, кварц-хлоритовыми и кварц-сульфидными жилами, залегающими в толще чередующихся песчаников, алевролитов, ариллитов и глинистых сланцев. В рудах присутствуют серебро, золото, медь, цинк, свинец, висмут, мышьяк. Участки проявлений оловянности располагаются на ослабленных тектонических зонах север-северо-восточного простирания, диагональных по отношению к верхнемеловой складчатости и контролирующих размещение малых трещинных интрузий. Наиболее благоприятные условия для оловянной минерализации создаются на участках пересечения тектонических зон с мощной толщей песчаниково-сланцевого состава. Рудные тела приурочены к крутопадающим кулисным разрывным трещинам северо-западного простирания. Рудопроявления относятся к касситерит-хлоритовому типу касситерит-силикатной формации. Библ. 19 назв.

УДК 553.45 : 553.291(571.6)

Некоторые особенности локализации оловянного оруденения в Омсукчанском рудном районе. Файлатов С. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Оловянное оруденение Омсукчанского рудного района, как и большинство гидротермальных образований, генетически связано с интрузиями биотитовых гранитов. Оно локализуется в виде узких цепочек вдоль магмаконтролирующих разломов. Размещение гидротермальных тел относительно гранитных интрузивов зональное. Внутренняя зона — хлоритовая (в пределах гранитных массивов), средняя зона — существенно турмалиновая (в пределах экзоконтакта гранитных интрузивов), внешняя зона — хлоритовая. Кварцевые, кварц-сульфидные и кварц-карбонатные жилы располагаются во всех зонах, тяготея, однако, к внешней. Границы зон нечеткие, зоны в той или иной степени перекрывают друг друга. Мощность зон около 300 м. Формирование гидротермальных тел многофазное. Автор выделяет семь фаз, разделенных межминерализационными подвижками. Касситерит выделился в кварц-касситеритовую фазу, имевшую место после раннехлоритовой и кварц-турмалиновой фаз, но до поздних хлоритовой. Отложение касситерита не зависит от минерального состава вмещающих его тел. Наличие его в одних жилах и отсутствие в других в пределах одного жильного поля определяется тектонической активностью трещин в период рудоотложения. В пределах рудных жил касситерит локализуется в виде горизонтальных лент, что, вероятнее всего, связано с температурным режимом рудообразования. Табл. 7. Библ. 8 назв. Илл. 4.

УДК 553.45(571.651)

Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке. Воеводин В. Н. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Рассматривается геологическая позиция оловянного оруденения Телекайского рудного узла, относящегося к касситерит-силикатной формации. Месторождения этого типа приурочены к зоне наибольшего прогибания мезозойской геосинклинали. Приводятся петрогеохимические особенности рудоносного магматизма и история его развития, схема формирования различных по типу месторождений рудного узла, их минеральный состав, структурные условия локализации рудных тел. В итоге делается вывод о перспективности оруденения этой формации для территории Центральной Чукотки. Табл. 3. Библ. 5 назв. Илл. 3.

УДК 553.45 : 553.291 (571.651)

Некоторые геологические особенности Экугского оловорудного месторождения. Грешилов А. И., Козлов Г. П. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Месторождение расположено в Чукотской оловорудной провинции. Оно относится к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации и локализуется в дайках кварцевых порфиров. Месторождение располагается на пересечении нарушений северо-восточного и северо-западного направлений, секущих интенсивно дислоцированные и ороровикованные триасовые терригенные отложения. Породы, слагающие рудное поле, интенсивно метаморфизованы. В пределах рудного поля известны четыре оруденелые дайки длиной несколько сот метров с крутым падением и выдержанной мощностью. Оловянное оруденение охватывает дайку на всю мощность, но не распространяется далее чем на 500—700 м от центральной части рудного поля. Оно приурочено к участкам топаз-кварцевой грейзенизации даек, сульфидное оруденение преобладает в центральной части рудного поля. Экугское оловорудное месторождение генетически, видимо, связано с нескрытой гранитоидной интрузией. Библ. 14 назв. Илл. 1.

УДК 553.457(571.651)

Некоторые особенности оловоносных россыпей Чукотки. Гурвич С. И., Дробкин И. Е. и др. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Рассмотрены основные генетические типы оловоносных россыпей (элювиальные, делювиальные, делювиально-аллювиальные, аллювиальные, прибрежно-морские, лагунные), условия их формирования, минеральный состав и перспективы. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные россыпи, а среди них — долинные (пойменные) россыпи. Многие россыпи могут быть использованы как многокомпонентные и давать наряду с касситеритом — золото, вольфрам, шеелит, тантало-ниобаты. Рекомендуются районы, перспективные для поисков оловоносных россыпей. Библ. 2 назв.

УДК 553.457 : 551.7(571.651)

К вопросу о возрасте оловоносных россыпей правобережья р. Млеювеем. Лобанов В. В. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Оловоносные россыпи преимущественно приурочены к низким участкам доголоценовых погребенных долин. Изучен представленный в районе разрез рыхлых отложений, начиная с неогена. Установлено, что формирование россыпей соответствует эпохе максимального (самаровского) оледенения (нижний плейстоцен). Основное промышленное значение имеют аллювиальные террасовые россыпи. Библ. 8 назв.

УДК 553.462/463 : 553.24 : 553.261 (571.54)

Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. Онтоев Д. О. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Рассматривается возрастная последовательность эндогенной минерализации в различных минеральных зонах Джидинского рудного поля с учетом новых данных, полученных за последние годы, приводится краткая характеристика околорудных изменений вмещающих пород (граниты, сланцы, диориты) в различные этапы и стадии минерализации с описанием метасматической колонки изменения пород. На основании 20 полных силикатных и некоторых частных анализов обсуждается химизм процессов околорудного изменения вмещающих пород разного литологического состава. Выполненные исследования позволили сделать некоторые выводы относительно общих закономерностей процесса рудообразования, в частности, об изменении кислотности — щелочности растворов в постмагматических процессах разных этапов и стадий, о влиянии литологического состава вмещающих пород на оруденение, об анионном и катионном составе растворов, о возможных формах переноса молибдена, вольфрама и др. Табл. 5. Библ. 22 назв. Илл. 16.

УДК 552 : 313 : 551.24 : 550.93 : 551.76(571 : 54)

О возрасте мезозойских эффузивов Восточного Забайкалья в свете данных абсолютной геологии. Томсон И. Н., Дежин Ю. П., Лобанов Г. М., Иванов И. Б. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Выделяются четыре структурно-морфологических типа вулканогенных полей (грабен-синклинали, унаследованные прогибы, палеокальдеры и наложенные муьды, прогибы типа «Дива-регионов»), которые приурочены к определенным структурно-фаціальным зонам Восточного Забайкалья. На основании геологического изучения большого количества вулканогенных полей, а также данных 72 определений абсолютного возраста эффузивов региона К—Аг методом выделяются шесть вулканогенных комплексов: нижнеюрский, среднеюрский, верхнеюрский, верхнеюрский — нижнемеловой, нижнемеловой, ниже-верхнемеловой (соответственно, 196, 168, 152, 136, 122, 107 млн. лет). Дается краткое заключение о приуроченности низкотемпературной минерализации к определенным типам вулканогенных полей. Табл. 1. Библ. 41 назв. Илл. 1.

УДК [553.462+553.411] : 550.93(571.54)

Некоторые данные об абсолютном возрасте горных пород и руд Давендинского молибденового и Ключевского золоторудного месторождений. Константинов Р. М., Танаева Г. А., Иванов И. Б. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Устанавливается длительность формирования месторождений по данным определений абсолютного возраста К — Аг методом. Начало формирования относится к периоду внедрения гранитов аманского комплекса (170±6 млн. лет). Процессы образования молибденовой минерализации Давендинского месторождения развивались более длительно (от 168±10 до 142±7 млн. лет) и закончились позднее, чем на Ключевском месторождении, где возраст серицита из околожильных березитов 154±5 млн. лет, и возраст дорудных даек аплита 154±6 млн. лет. Подтверждается перекрытие во времени процессов образования обоих месторождений. Возникновение постмагматической минерализации на Давендинском и Ключевском месторождениях захватывает, таким образом, период от средней до верхней юры. Абсолютный возраст расположенного вблизи Жирекенского молибденового месторождения (160±7 и 164±7 млн. лет) совпадает с ранними этапами возникновения постмагматической минерализации Давендинского месторождения и показывает одновременность формирования молибденовой минерализации в этой части Восточного Забайкалья. Табл. 2. Библ. 15 назв.

УДК 553 : 550.93 : 551.76(571.54)

О выделении триасового и верхнеюрского этапов магматизма в Кличкинском рудном поле (Восточное Забайкалье). Комаров П. В., Аркелянц М. М. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Осадочно-метаморфические породы, вмещающие полиметаллические, флюоритовые и другие месторождения Кличкинского рудного поля, представлены карбонатными и сланцевыми разновидностями нижнепалеозойского (условно) возраста. Они прорваны различными гранитоидами, возраст которых до последнего времени оставался неясным. Авторами наряду с силурийскими выделены гранитоиды пермского триасового и верхнеюрского возраста. Абсолютный возраст даек лампрофиров и порфиритов 138—128 млн. лет, среди них оказались как дорудные (по отношению к полиметаллическому оруденению), так и послерудные. С каждым этапом магматизма связана определенная минерализация, так и послерудные. С каждым этапом магматизма связаны с формированием интрузивов всех этапов. В Паган-Золотуевском разломе разнообразная минерализация различных этапов совмещена не только в одной тектонической зоне, но и в рудных телах. Полученные результаты, помимо практического значения, позволяют по-новому рассмотреть вопросы взаимоотношения скарнов и грейзенов, редкометальной и полиметаллической минерализации, развитие рудной и метасоматической зональности и т. д. Табл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 553.45 : 551.244.2(571.6)

Об особом типе оловорудных районов, связанных с наложенными впадинами. Кравцов В. С. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Выделяется особый тип оловорудных районов, закономерно приуроченных к своеобразным наложенным прогибам мелового возраста. Он рассмотрен на приеме Омсукчанского, Хингано-Олонойского, Мяо-Чанского районов. Отличительные особенности геологического строения и истории развития этих прогибов — характер осадконакопления, инверсия геотектонических условий, складчатость, интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм, внедрение гранитоидных интрузий, с которыми связаны процессы рудообразования. Своеобразные черты развития оловоносных наложенных прогибов и формирование их как в областях мезозойской складчатости, так и на блоках древней консолидации позволяет связывать их возникновение и развитие с процессами тектоно-магматической активизации, охватившей в мезокайнозойскую территорию Восточной Азии. Закономерная приуроченность оловорудных месторождений к подобному рода структурам дает основание рассматривать претерпевшие инверсию наложенные прогибы как особый тип оловорудных районов, свойственный областям тектоно-магматической активизации. Библ. 12 назв.

УДК 551.24(571.65)

О тектоническом строении северной и северо-западной окраин Колымского срединного массива. Яблоков К. В. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Поднятия по периферии Колымского массива образуют с самим массивом единую тектоническую структуру. На западе граница массива проходит по мощной ослабленной зоне и резко обрывается в сторону области мезозой, на севере она условная, так как перекрыта осадками верхоянского комплекса. Устанавливается связь интрузивных тел колымского комплекса с разрывными нарушениями и региональными структурами региона. Распределение полезных компонентов, генетически связанных с гранитоидами, также зависит от положения последних в тектонических структурах региона. Библ. 10 назв. Илл. 3.

О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных и редкометалльных гранитов. Луговской Г. П., Руб А. К. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. Изд-во «Наука», 1969 г.

Характеризуются минералого-геохимические особенности массива метасоматически измененных оловоносных и редкометалльных гранитов и описываются особенности топазов, являющихся минералами-индикаторами оловянного и редкометалльного оруденения. Выделяется несколько различных генераций топаза, отличающихся по морфологии и по содержанию германия и галлия. Редкометалльное оруденение в изученном массиве связано с процессами раннего автосоматического преобразования гранитов и главным образом с проявлением ранней топазизации. Оловянно-вольфрамовая минерализация ассоциирует с топазом второй генерации. В отличие от представлений предыдущих исследователей доказывается, что с поздней грейзенизацией связана лишь незначительная часть касситерита. Табл. 2. Библ. 7 назв. Илл. 9.

УДК 553.661 : 553.232(571.63)

О геологической позиции Тетюхинского (Бринеровского) поля вторичных кварцитов. Ростовский Ф. И. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Тетюхинское (Бринеровское) поле вторичных кварцитов расчленено в районе устья р. Тетюхе. Здесь развиты породы андезито-гранодиоритовой формации позднемелового — раннепалеогенового возраста, экструзивы андезитового и андезито-дацитового состава и Береговой интрузив с последовательной дифференциацией от диоритов до аляскитов. С последними связана грейзенизация с висмутовой и молибденовой минерализацией. Интрузив и экструзивы являются комагматическими образованиями и слагают единый вулканический аппарат. На заключительном этапе развития палеовулкана по кольцевой трещине произошло внедрение риолитов. Вторичные кварциты локализованы в кровле Берегового интрузива. Они часто сопровождают полиметаллическое, оловянное, а также медное и молибденовое оруденение. В период внедрения риолитов по кольцевому разлому (заключительный этап развития палеовулкана) произошла фумарольная переработка вторичных кварцитов и образование серного оруденения. Табл. 1. Библ. 5 назв. Илл. 1.

УДК 553.45.06(571.63)

Что такое касситеритово-силикатная формация? Дубровский В. Н. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969 г.

Сделана попытка сформулировать основные принципы отнесения рудных месторождений вообще и оловянных в частности к той или иной рудной формации. При создании классификации оловянных месторождений предполагается принимать во внимание лишь главные черты минерального состава рудных тел и геологических условий становления оруденения, не придавая значения второстепенным особенностям, которые могут быть связаны с возрастными различиями сходных образований. К главным, «формационным» признакам относятся: общая последовательность стадий минерализации, тип окolorудных изменений, типоморфные особенности касситерита, характер вмещающих толщ и проявлений магматизма. Показано, что оловянные месторождения Кавалеровского района, относимые к различным формациям (сульфидно-касситеритовой и касситеритово-силикатной), по основным признакам тождественны и могут быть в целом охарактеризованы как сульфидно-касситеритовые, а также высказано сомнение в правомерности выделения касситеритово-силикатной формации вообще. Табл. 1. Библ. 26 назв.

**Новые данные по геологии
рудных районов Востока СССР**

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Е. М. Камшилина*
Художник *Г. А. Астафьева*
Технический редактор *Ю. В. Рылина*

Сдано в набор 4/IV 1969 г. Подписано к печати 25/VII 1969 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2

Усл. печ. л. 23,36. Уч.-изд. л. 25,8. Тираж 1250

Тип. зак. 5623. Т-10520

Цена 2 р. 77 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1134