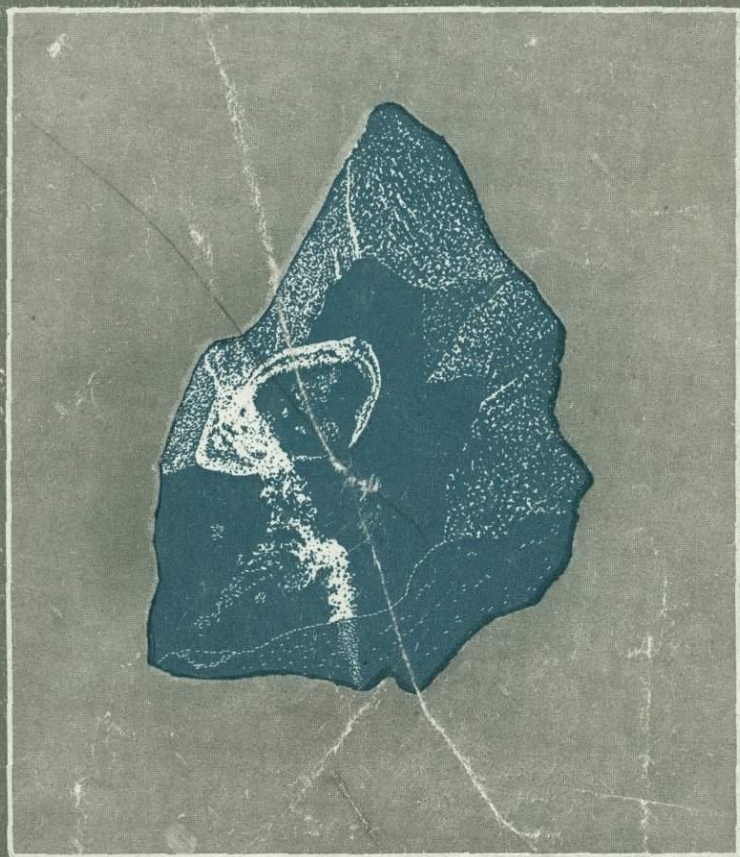


РУДООБРАЗОВАНИЕ
И ЕГО СВЯЗЬ
С МАГМАТИЗМОМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

РУДООБРАЗОВАНИЕ
И ЕГО СВЯЗЬ
С МАГМАТИЗМОМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1972

354

УДК 553.06+556.061.11

Сборник включает ряд статей ведущих ученых и геологов производственников по вопросам связи рудообразования с магматизмом, взаимоотношениям рудных и магматических формаций, прерывистости (стадийности) рудного процесса, закономерностям пространственного размещения оруденения. Эти вопросы освещаются преимущественно на новом материале, полученном в рудных районах Сибири и Дальнего Востока.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук, профессор

Ю. П. Ивенсен



ПРЕДИСЛОВИЕ

В августе 1969 г. в г. Якутске состоялось совещание по проблеме «Рудообразование и его связь с магматизмом», созданное Научным советом по проблемам рудообразования и металлогении Сибири Сибирского отделения Академии Наук СССР, Институтом геологии Якутского филиала СО АН СССР и Якутским ордена Ленина территориальным геологическим управлением.

В работе совещания приняли участие ученые и геологи-производители, представляющие различные научные учреждения и производственные организации СССР. Совещание заслушало 54 доклада, в которых был проанализирован обширный круг вопросов, касающихся общетеоретических проблем рудообразования, преимущественно на примере рудных районов и месторождений Сибири и Дальнего Востока и проблем прогнозной оценки районов и месторождений. В частности, были рассмотрены: 1) взаимоотношения рудообразования и магматизма, рудных и магматических формаций, даек и рудных тел; 2) прерывистость (стадийность) рудообразующего процесса; 3) глубина распространения гидротермального оруденения; 4) металлогеническое районирование, в частности Якутии, и прогнозная оценка ряда рудных районов и рудных полей, находящихся в различных геологических условиях.

На основе наиболее интересных докладов, сделанных на совещании, их авторами написаны статьи для данного сборника. Весь материал, представленный на совещании, опубликован полностью в виде тезисов в книге «Рудообразование и его связь с магматизмом» (Якутское книжное изд-во, 1969).

Как и следовало ожидать, многие вопросы, поставленные в докладах, вызвали оживленную дискуссию, показавшую, что мы еще очень далеки от их однозначного решения. В первую очередь это касается проблемы источников рудного вещества, связи определенных типов оруденения с конкретными магматическими комплексами. Были высказаны достаточно противоречивые суждения о связях касситерит-сульфидного оруденения с гранитоидной или более поздней базальтоидной магмой, а также о связях с магматизмом определенных типов золоторудных формаций. Не было достигнуто единого мнения и при обсуждении взаимоотношений дайковых пород с рудными телами.

Но несмотря на отсутствие единства мнений по многим проблемам, совещание отметило целый ряд важных достижений в разработке теоретических вопросов рудообразования в Якутии и других областях Сибири и Дальнего Востока. Достигнут определенный прогресс в понимании характера связей оруденения с тектоникой и магматизмом, преодолены крайности в подходе к этим вопросам и подчеркнута часто имеющая место множественность источников рудного вещества.

Получено и обобщено много новых данных о закономерностях размещения на территории Сибири и Дальнего Востока различных типов оруденения. На примере месторождений различного состава и типа показана прерывистость (стадийность) развития рудного процесса, освещены физико-химические и геологические причины этого явления и принята попытка связать такой ход рудообразующего процесса с особенностями процесса магматического. На основе изотопных методов определения абсолютного возраста и прямых геологических методов показана большая длительность (измеряемая десятками и сотнями миллионов лет) формирования магматических и рудных комплексов и чаще всего многостадийность как магматического, так и рудного процессов, которые обязательно должны учитываться при расшифровке взаимоотношений между оруденением и магматизмом.

Подчеркнуто успешное применение и необходимость дальнейшего развития и совершенствования метода формационного анализа рудных образований.

Эти важнейшие результаты совещания, уточнившие наши современные представления по проблеме рудообразования, нашли достаточно полное освещение в статьях, представленных в данном сборнике.

Ю. П. Ивенсен

СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

Ю. П. ИВЕНСЕН

(Институт геологии ЯФ СО АН СССР)

В настоящей статье я пытаюсь рассмотреть некоторые, как мне представляется, наиболее важные аспекты формационной классификации рудных месторождений и взаимоотношений рудных и магматических формаций. Я убежден в том, что ключом к решению широкой проблемы рудообразования являются именно взаимоотношения рудных и магматических формаций, которые доступны нашему наблюдению и объективному изучению. Это вытекает из коренных особенностей геологии как науки.

Фактическим материалом геолога являются данные о размещении объектов (месторождений, пород, минералов, элементов) в пространстве (что непосредственно нами наблюдается) и во времени (что выводится нами из пространственных взаимоотношений). Объективно познать закономерности размещения можно только оперируя большими совокупностями фактов. При этом сами геологические процессы (законы ими управляющие) являются не динамическими, как законы классической физики и химии, привлекаемые нами для их объяснения, а статистическими, вероятностными. Поэтому большинство наших гипотез в области петрологии и рудообразования, построенных по аналогии с динамическими теориями физики и химии и опирающихся на данные лабораторных экспериментов, также носящих чисто динамический характер, представляют собой лишь динамические модели статистических вероятностных процессов и имеют для геологии подсобное значение. Они не могут стать самостоятельной основой для построения теории рудообразования. Необходимо проверить эти гипотезы на большом статистическом чисто геологическом материале, преобразовать их с учетом сложной вероятностной природы геологического процесса — лишь тогда сможет быть создана подлинная теория рудообразования.

Пока такая теория отсутствует, изучение особенностей размещения и взаимного сочетания рудных и магматических объектов позволяет нам установить ряд эмпирических закономерностей, на знании которых по сути дела построена новая отрасль геологической науки — металлогения, стремящаяся объяснить закономерности размещения рудных полезных ископаемых в земной коре и разработать методы прогноза рудных районов и месторождений.

Естественно, металлогения не может оставаться наукой чисто эмпирической. Для объяснения установленных закономерностей она привлекает ряд элементов теории рудообразования, по существу еще не созданной. Теория рудообразования должна дать однозначный ответ на несколько главных вопросов: 1) каковы источники рудного вещества в земной коре; 2) в каких формах и каким способом перемещается в земной коре рудное вещество; 3) с какими другими геологическими процессами и каким способом связано это перемещение; 4) каким путем и в каких условиях осуществляется рудоотложение.

К сожалению, ни на один из этих вопросов однозначного ответа наука еще не дала. Предложено много гипотез, из которых ни одна не стала теорией. Это видно из того, что в одних случаях существующие гипотезы объясняют только часть установленных фактов размещения объектов в пространстве и времени и неприменимы ко всей их совокупности, в других — одни и те же группы геологических фактов получают с позиций двух-трех гипотез различное объяснение, в равной мере удовлетворительное с точки зрения смежных наук, использованных при построении гипотезы.

В вопросе о происхождении рудного вещества в последние годы заметился отход от крайних взглядов. Большинство геологов не считает, что все или почти все рудные месторождения генерируются магмой, но и не отрицает огромную роль магмы в формировании эндогенных месторождений, допуская в то же время, что часть рудного вещества мобилизуется из пород, слагающих земную кору, а часть, возможно, поступает из мантии (Шипулин, 1969). Менее ясно, чем объясняется связь рудообразования с магмой, по каким причинам некоторые магмы обогащаются определенными элементами и каким способом отделяются от магмы рудообразующие растворы. Многочисленные гипотезы, пытающиеся объяснить это, по существу могут быть сведены к трем принципиальным схемам.

1. Магма обогащается рудными элементами в момент своего возникновения, заимствуя их из материала, подвергшегося плавлению; следовательно, ультраосновные и основные магмы получают свой запас рудных элементов в мантии или базальтовом слое, а палингенные гранитоидные магмы — в осадочно-метаморфической коре (Барт, 1962).

2. Магма, независимо от того, в каком слое она формируется, пополняет свой запас рудных элементов из глубинного источника, за счет их привноса в процессе плавления «сквозьмагматическими растворами» (Коржинский, 1960).

3. Магма не является подлинным источником рудных образований, наблюдаемых нами вокруг магматических тел и внутри их; взаимоотношения между рудой и магмой, как правило, не генетические, а парагенетические; в одних случаях проникновение магмы в осадочно-метаморфическую кору служит причиной перегруппировки рудных элементов, рассеянных в породах коры, и способствует образованию рудных концентраций, в других — рудообразующие растворы, идущие из подкоровых глубин вслед за магмой, накладываются на магматические тела или породы экзоконтакта, т. е. взаимоотношения между рудой и изверженной породой в данном случае являются чисто структурными.

Можно допустить, что процесс рудообразования в природе осуществляется одновременно по первой и третьей схемам или по второй и третьей. Взаимно исключают друг друга только первая и вторая схемы, т. е. концепции петрогенезиса, по Т. Барту и Д. С. Коржинскому. К сожалению, вопрос о том, какая из этих двух схем справедлива, еще не решен. Два доказанных эксперимента факта (большая энергетическая выгодность плавления метаморфизованных пород по сравнению с нормально-осадочными и неограниченная растворимость воды в гранитном расплаве), а также ряд особенностей мигматитовых формаций позволяют сомневаться в том, что «сквозьмагматические растворы» действительно существуют (Лейси, 1963; Петров, 1963; Платен, 1967; Kennedy, Wasserburg, Heard, 1962; Winkler, 1961; Tuttle, Bowen, 1960). Эти факты заставляют думать, что метаморфизм вокруг автохтонных массивов предшествовал плавлению, что вода окружающих пород, освобождаемая при метаморфизме, стягивается в магматический очаг и растворяется в расплаве (Кадик, Хитаров, 1965).

Таким образом, очаги гранитоидной магмы скорее всего обладают лишь тем запасом рудных элементов и воды, которые содержались в

породах, подвергшихся плавлению, и, возможно, были извлечены из пород метаморфического ореола.

Единственный факт, показывающий, что состав пород, возникающих из магмы локальных очагов, испытывает воздействие каких-то глубинных факторов, действующих в региональном масштабе, — это закономерное изменение характера щелочности пород в масштабе целых провинций, например, увеличение калиевой щелочности по мере продвижения от геосинклинали в глубь платформы и т. п. Эту закономерность нельзя объяснить чем либо иным, кроме как влиянием положения, занимаемого магматическим очагом в региональной структуре на состав возникающих в нем пород, что в свою очередь может быть объяснено лишь воздействием каких-то глубинных факторов. Но из этого отнюдь не следует, что избыточная калиевая щелочность или, напротив, бедность щелочами обусловлены интенсивным или слабым воздействием «сквозь-магматических растворов», т. е. растворов, поступающих из глубины во время плавления и проходящих сквозь магму. С тем же успехом это может интерпретироваться как результат переработки пород, подвергшихся плавлению какими-то глубинными флюидами, до того, как термодинамическая обстановка сделала возможным возникновение расплава.

Под генетической связью оруденения с магмой мы понимаем те случаи, когда рудные элементы заимствованы из магмы в процессе ее остывания, либо позже этого из раскристаллизовавшейся магматической породы. Механизм заимствования возможен различный: а) ликвация, б) дегазация расплава при остывании, в) ретроградное кипение расплава в конце процесса кристаллизации, г) отжимание остаточной жидкости («фильтр-прессинг») под воздействием тектонических напряжений, д) выщелачивание элементов из отвердевшей породы остаточными или более поздними гидротермальными наложенными растворами.

Известные нам геологические факты доказывают существование процесса ликвации (магматические месторождения хромитовой, ильменитово-магнетитовой, медно-никелевой формаций). Существование оруденелых трубок взрыва в гранитоидных породах, описанных на Дальнем Востоке (Канищева, 1969), в Тянь-Шане (Невский, Козлова, 1968), в Африке (Söhnge, 1963), с которыми связаны месторождения сульфидно-касситеритовой и полиметаллической формаций, показывает реальность процесса ретроградного вскипания как рудообразующего фактора. А. А. Пэк (1968), изучая пористость и проницаемость изверженных пород, пришел к выводу о широком развитии процесса «фильтрпрессинга». Случаи образования рудных тел за счет выщелачивания элементов из темноцветных минералов магматических пород описаны для ряда месторождений: железорудных Айрон-Спрингс в США, на примере которого рассчитан баланс элементов в процессе выщелачивания (MacKin, Yngerson, 1960), железорудных Тургайского прогиба (Ивлев, Ксенофонов, Успенский, 1969), касситерито-сульфидных Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня (Барсуков, 1967; статья этого автора в данном сборнике).

Если мы вспомним, что количество рудного элемента в промышленном месторождении среднего масштаба, например свинца, олова или вольфрама, обычно равно количеству этих элементов, содержащихся в рассеянном состоянии в 1—2 км³ магматической породы, станет ясно, насколько существенными для рудообразования могут быть процессы отжимания остаточной жидкости и выщелачивания. Для того, чтобы возникло рудное месторождение, достаточно извлечь из материнской породы и концентрировать обычно лишь 0,1—0,01% от общего количества рудного элемента, рассеянного в ней.

Ряд исследователей предложили свои физико-химические схемы процесса отделения рудообразующих растворов от магмы и их дальнейших преобразований в процессе движения. Наиболее известна гипотеза

Д. С. Коржинского (1955, 1960) о так называемой опережающей волне кислотности, объясняющая образование зон гидротермального метаморфизма и общую последовательность рудоотложения изменением кислотности-щелочности растворов по мере их движения и остывания. Физико-химические построения Д. С. Коржинского удачно объясняют многие геологические факты и пользуются широким признанием. Но в последнем году И. Д. Рябчиков (1967) предложил другую модель процесса, не менее достоверную с физико-химической точки зрения, которая те же самые явления объясняет одним понижением температуры, создающим эффект кислотного постмагматического выщелачивания благодаря смещению равновесия между раствором и твердой фазой без изменения кислотности-щелочности раствора. Этот пример показывает, насколько маловероятно, что, применяя динамические гипотезы, построенные по аналогии с экспериментально изученными физико-химическими системами, мы сумеем однозначно объяснить ход геологического процесса.

Главная трудность, которая возникает при попытке проверить наши гипотезы на обширном фактическом материале, состоит в том, что мы описываем, разграничиваем, классифицируем геологические факты чрезвычайно субъективно, приближенно. Отсутствие подлинной (не интуитивной) количественной оценки затрудняет не только построение объективных классификаций, но и выявление силы связи между различными группами фактов, а отсюда и между основными факторами, определяющими развитие геологического процесса. Особенно отрицательно сказывается отсутствие подлинно количественного подхода в формационных исследованиях.

Я исхожу из того, что магматические и рудные формации объективно существуют. Мы знаем их как достаточно сложные статистические совокупности. Генетические взаимоотношения между ними еще не могут быть полностью объяснены. Это станет возможным после того, как мы достаточно точно опишем их взаимоотношения и создадим удовлетворительную классификацию формаций. Такое описание должно строиться на количественной основе с использованием современных математических методов. Только такой подход позволит включить в анализ огромные совокупности геологических фактов, количественно оценит силу связей между ними и сделать из этого необходимые логические выводы. Первые шаги в этом направлении делаются, например, Р. М. Константиновым (1969).

По силе наблюдаемой связи рудные и магматические формации можно разбить на группы, как это показано в табл. 1. Оценка силы связи, разумеется, достаточно субъективна. Магматические формации классифицированы по Ю. А. Кузнецову, рудные формации намеренно перечислены под их наиболее распространенными названиями несмотря на ряд вполне очевидных противоречий и несоответствий. Я прошу не рассматривать эту таблицу как какую-то новую систему, предложенную автором.

Критерии связи между рудными и магматическими формациями можно разбить на две группы: а) дающие основание подозревать генетическую связь (зональное размещение рудных тел вокруг массивов, прямые переходы магматических пород в рудные тела, направленная геохимическая специализация магматических пород с накоплением рудных элементов в поздних минералах и породах поздних фаз); б) не позволяющие судить о характере связи (пространственное совмещение магматических и рудных тел, их приуроченность к тем же структурам, приблизительная синхронность).

Первая группа формаций, выделенных на табл. 1, характеризуется признаками связи типа а, вторая группа формаций — признаками связи типа б, в третьей группе формаций такие признаки отсутствуют.

Взаимоотношение магматических и эндогенных рудных формаций

Группа	Подгруппа	Магматические формации	Главнейшие рудные формации	
I С сильной, по- видимому, гене- тической связью	А	Геосинклинальные Гипербазитовая Габбро-пироксенит-дунитовая Габбро-диорит-диабазовая Габбро-платигранитная Платформенные Трапсовая Орогенные Габбро-монционит-сиенитовая	Хромитовая (с осмием, иридием) Хромитовая, платиновая, ме-но-титаномагнетитовая Ильменит-магнетитовая Магнетитовая Медно-никелевая (с платиноидами), магномагнетитовая Титаномагнетитовая	
		Б	Платформенные Щелочно-ультрабазитовая с карбонатами (интрузивы центрального типа) Щелочно-габбро-гранитная Нефелиновых сиенитов (гипабиссальные интрузивы, в том числе центрального типа)	Апатит-нефелин-магнетитовая, апатит-нефелин-цирконий-редкоземельная; карбонатитовая тантал-ниобий-цирконий-редкоземельная, пегматитовая титан-цирконий-ниобий-редкоземельная и др. Скарновая (магнетитовая) Торий-уран-ниобий-редкоземельная группа (пегматитовые, гидротермальные)
		В	Орогенные Гранитных батолитов (с лейко-кратовыми, калиевыми поздними фазами) «позднеорогенные» Субвулканических гранитов «посторогенные» и «внегеосинклинальные»	Редкометалльная пегматитовая, альбитовые и грейзеновые (тантала, ниобия, бериллия, лития), редкометалльно-кварцевые (молибденовая, вольфрамовая, оловянная) Альбитовые и грейзеновые (тантала, ниобия, бериллия, лития), редкометалльно-кварцевые (молибденовая, вольфрамовая, оловянная), сложная редкометалльно-золотокварцевая, редкометалльно-уран-ториевая, торий-урановая
II С менее сильной, преимуще- ственно пространственной связью	Г	Геосинклинальные Плагиигранитная Орогенные Гранодиорит-тонолитовые батолиты «позднеорогенные» Батолиты «нестрого состава» «поз. неорогенные» Габбро-монционит-сиенитовая «посторогенная» (гипабиссальные массивы и комплексы даек)	Скарновые (ме. и, молибдена, свинца, цинка) ? Скарновые (железа, кобальта, бора, меди, молибдена, вольфрама, олова, золота, свинца, цинка), золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная, галенито-сфалеритовая Скарновые (железа, меди, золота, молибдена, свинца, цинка), золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная, галенито-сфалеритовая Скарновые (железа, меди, молибдена, золота), молибденито-кварцевая; вторичных кварцитов (медная, молибденовая); золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная, галенито-сфалеритовая, настуран-сульфидная, настуран-фторидная	
		Д	Габбро-диорит-гранодиоритовая «посторогенная» и «внегеосинклинальная» (гипабиссальные массивы и комплексы даек)	Скарновые (железа, меди, молибдена, вольфрама), молибденито-кварцевая, касситерито-силикатная, касситерито-сульфидная, вторичных кварцитов (медно-молибденовая, золотоносная), золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная, полиметаллическая, галенит-сфалеритовая, настуран-сульфидная, настуран-фто. идная, настуран-карбонатная, золото-антимонитовая, золото-антимонит-киноварная, антимонито-кварцевая
	Е	В эффузивных толщах (в зонах разлома и жерлах вулканов) Геосинклинальные		

Таблица 1 (окончание)

Группа	Подгруппа	Магматические формации	Главнейшие рудные формации
III Без видимой связи с магма- тическими комп- лексами		Сплит-кератофидовая группа	Колчеданные (медная, полиметаллическая, золотая, золото-подиметаллическая)
		Орогенные	
		Андезитовая и трахиандезитовая	Колчеданная (полиметаллическая, золотая), золото-серебряная, галенит-сфалеритовая, антимонито-киноварная, киноварная, реальгаро-аурипигментовая
		Липаритовая	Касситерит-сульфидная (болливийского типа), оловянная риолитовая, вторичных кварцитов (медная, молибденовая), золото-серебряная, антимонит-киноварная, флюоритовая
		Отсутствует	Вулканогенно-осадочная группа (железисто-кремнистая, марганцево-кремнистая, колчеданная); эпитермальная группа (антимонито-киноварная, антимонитовая, киноварная, золотокиноварная, реальгар-аурипигментовая); теллуремальная группа (ураново-фосфатная в карбонатных породах, ураново-черносланцевая, галенит-сфалеритовая в карбонатных породах, медистая в песчаниках, сидеритовая)

Ведущие рудные элементы рудных формаций группы I часто обнаруживают не только формационную, но и более локальную связь с магматизмом; они тяготеют к магматическим породам определенного состава, в которых чаще всего кларк этих элементов повышен. В каждой из трех подгрупп группы I ведущие рудные элементы характеризуются общими для них геохимическими особенностями. Рудные элементы, широко распространенные в формациях II и III групп, например свинец, золото, ртуть, в рудных формациях I группы хотя и встречаются, но играют подчиненную роль.

Элементы, типичные для II группы формаций, более «космополитичны», во-первых, они ассоциируются пространственно с породами различного состава (например, золото от ультраосновных пород до альбитизированных лейкогранитов), во-вторых, подчиненную роль они играют в формациях I группы и в значительной своей части широко распространены в III группе. Уже это показывает, что их связь с магматическими образованиями не генетическая, а парагенетическая.

Гранитоиды подгруппы I В геохимически специализированы на большинство элементов связанных с ними рудных формаций (причем эти элементы накапливаются в поздних интрузивных фазах и в поздних магматических минералах), входят в их кристаллическую решетку. Это надежный критерий генетической связи. Для этой группы известны многочисленные примеры перехода магматических пород в рудные жилы, имеются доказательства рудообразования в связи с ретроградным кипением, процессов газовой дифференциации внутри магматического тела (пегматиты) и пр. В гранитоидах подгруппы II F и тем более в разнообразных по составу породах подгруппы II Д процессы геохимической специализации либо вообще не констатируются, либо носят недостаточный ясный характер (на медь, свинец, золото). Специализация гранитоидов подгруппы Д на золото и вольфрам более отчетлива, но принципиально отличается от явлений, наблюдаемых в подгруппе I В. Механизм извлечения олова из интрузивов гидротермальным раствором представляет собой выщелачивание (В. Л. Барсуков, Н. А. Дурасова).

В первой группе находятся формации, относящиеся к нескольким генетическим типам: магматическому, пегматитовому, карбонатитовому, скарновому, гипо- и мезотермальному. Во второй группе мы видим формации, принадлежащие к этим же генетическим типам, за исключением магматического и пегматитового, с добавлением эпитермального. В тре-

твей группе присутствуют формации специфических генетических типов: эпитермального, телетермального и вулканогенно-осадочного.

При наличии явной генетической связи с массивами, в формациях первой группы скарногового, гипо- и мезотермального генезиса видно, что рудный процесс протекает спустя значительное время не только после прогрессивного метаморфизма, но и после полного затвердевания массива. Рудная зональность часто ориентирована дискордантно по отношению к зонам контактового метаморфизма, что отчетливо видно на рудных полях Корнуэлса или Кольванского массива (Hosking, 1951; Потапьев, 1965). Это доказывает, что во время рудообразования термическое поле стало уже иным, чем во время метаморфизма и застывания магмы. Структурные исследования убеждают, что к моменту рудообразования, как правило, значительно изменяется также ориентировка тектонических напряжений.

Рудные тела формаций подгруппы I В отделены от времени кристаллизации главной фазы массивов внедрением «даек I этапа». При отсутствии доказанной генетической связи, месторождения подгруппы II Г моложе «даек II этапа» (в этот термин я не вкладываю генетического смысла подобно В. С. Коптеву-Дворникову и ограничиваюсь констатацией последовательности внедрения двух дайковых комплексов). Разрыв во времени между месторождениями касситерит-сульфидной формации в Якутии и массивами, с которыми они пространственно сопряжены, достигает 50 млн. лет (Илин-Тасское месторождение и Безыманный массив; Флеров и др., 1969). В некоторых регионах (Чешский массив, Центральный и Южный Тянь-Шань) месторождения на 100 млн. лет моложе близрасположенных гранитоидов (Вольфсон, Сморгков, 1968). Это не дает основания отрицать их возможную связь с глубинными частями тех же магматических очагов, хотя более вероятно, что после завершения каждого тектоно-магматического этапа рудообразующие растворы поступают из подкорковых глубин, а их пространственное наложение на магматические породы вызвано структурными причинами. В месторождениях, генезис которых, возможно, связан с ретроградным кипением, полиметаллическое и касситерит-сульфидное оруденения старше «даек II этапа».

Все это позволяет сделать вывод, что преимущественное заимствование рудных элементов из самой магматической породы (т. е. генетическая связь) полностью выражено только в подгруппе I В, в подгруппах же II Г и II Д проявляется лишь частично. Основная масса рудных компонентов в месторождениях этих подгрупп частью заимствуется из корневых частей магматических очагов, в значительной же мере из подкорковых горизонтов. Наложение оруденения на магматические породы, определяемое структурными причинами, может приводить к кажущейся геохимической специализации. Так, ртутное оруденение Донбасса относится к группе III, т. е. не имеет пространственной и временной связи с магматизмом. Между тем все магматические породы Донбасса (от ультраосновных до липаритов) независимо от возраста содержат более высокие количества ртути, чем любые осадочные породы и чем аналогичные изверженные породы в других регионах (Бутурлинов, Корчагин, 1968).

Генеральный план размещения многих рудных формаций, любой из выделенных нами групп, часто показывает их приуроченность к зонам крупных глубинных разломов различного типа. Можно думать, во всяком случае, для формаций первой группы, что связь эта объясняется тем, что глубинный разлом генерирует локальные магматические очаги, которые в свою очередь генерируют рудные формации и определяют план их размещения.

Однако в ряде рудных регионов виден двойственный характер генетических связей оруденения: с одной стороны, с локальными магмати-

ческими очагами, с другой,—с зоной глубинного разлома в целом, т. е. с каким-то более глубинным, подкоровым источником. Это хорошо иллюстрируется появлением сложных рудных формаций на площадях, где скрещиваются зоны разлома, контролирующей различные простые формации. Так, в Приморье, где это описано Е. А. Радкевич, на скрещении оловорудных и золоторудных поясов появляются сложные оловянно-золотые формации. Это же, по нашим данным, имеет место в Верхояно-Чукотской области. В Динаридах на скрещении поясов мышьякового и сурьмяного оруденений возникают сложные мышьяково-сурьмяные месторождения (Антонович, 1965).

Для формаций II и III групп такого рода явления должны казаться вполне естественными, так как мы считаем подкоровые источники главным поставщиком рудного вещества этих групп месторождений. Но данная закономерность распространяется частично и на рудные формации I группы, что можно видеть на примере сложных оловянно-золотых формаций. Очевидно, мы имеем здесь дело с наложением друг на друга в пределах одного месторождения и общих этапов рудообразования рудообразующих растворов различного генезиса, пришедших из разных источников, как это допускает в ряде случаев Н. В. Петровская (1960). Помимо оловянно-золотых рудопоявлений, которые следует относить к сложной формации, в Якутии имеются месторождения касситерит-сульфидной формации, содержащие в рудах 2—3 г/т золота.

Иногда олово и золото образуют отдельные рудные поля, но входящие в состав продольно-зональных рудных поясов, в пределах которых оба типа оруденения в одинаковой мере контролируются как гранитоидным магматизмом, так и тектоникой. Например, в Горном и Монгольском Алтае и Калба-Нарымском районе вытянут на протяжении 400 км пояс, состоящий из трех рудных зон: а) редкометалльных пегматитов, б) редкометалльных грейзенов, в) золото-кварцевых жил. Ширина пояса 30—50 км. Гранитоиды поздних фаз в пределах этих зон несколько различны в петрохимическом отношении — в пегматитовой зоне они калиевые, в грейзеновой и особенно золоторудной — несколько более кальциевые и натриевые (Леонтьев, 1965). Пояс контролируется двумя параллельными глубинными разломами. Следовательно, размещение формационных зон I группы может контролироваться не только контурами локальных очагов, но и непосредственно глубинным разломом.

Для того, чтобы решить проблему связи рудных и магматических формаций, нужно уточнить содержание, вкладываемое нами в понятие «рудная формация». Определения рудной формации, данные В. А. Кузнецовым и Р. М. Константиновым, вполне приемлемы, но в своей практике геологи выделяют «формации», принципиально несопоставимые друг с другом. Так, в работах среднеазиатских геологов широкое распространение получило понятие «минералого-геохимическая формация» (термин С. Д. Туровского), которое по своему содержанию отвечает минеральному типу внутри формации, а иногда даже минеральной ассоциации в формационных схемах В. А. Кузнецова, Р. М. Константинова и большинства геологов Северо-Востока СССР.

Но и там, где объем термина «формация», казалось бы, равновелик, они выделены и ограничены нередко по разному принципу. Так, ряды оловорудных и золоторудных формаций построены по-разному. Оловорудные формации, от пегматитовой до касситерит-сульфидной или риолитовой, во-первых, различаются по своему генезису и удаленности от магматического источника (это пегматитовые, скарновые, гипо-, мезо- и эпитермальные формации), во-вторых, они сложены разным набором минеральных типов и ассоциаций, которые отражают различные генезиса. Для золоторудных формаций, напротив, по Н. В. Петровской (1960), характерна постоянная последовательность минеральных ассоциаций независимо от того, какое положение рудные тела занимают по

отношению к магматическим породам и каков состав последних. Следовательно, золоторудные формации разграничены не по минеральным ассоциациям и не по удаленности от магматического источника.

Недостаточно уточнены соотношения понятий различного ранга: «генетический тип — рудная формация». Принято считать генетический тип более широкой рубрикой, чем формация, и выделять «генетические группы формаций», но это не выдерживается на практике. Например, выделяемая многими авторами «медно-никелевая трапповая формация» включает несколько генетических типов — от магматического (ликвационного) до мезотермального. Очевидно, что это не формация, а формационный ряд такого же типа, как ряд оловорудных формаций. В последней классификации золотых формаций (Рожков, 1968) «золотосульфидная» формация включена в состав как «магматической», так и «постмагматической группы», т. е. разных генетических типов. По-видимому, это не одна, а две различные формации, которые еще не получили определения и достаточно детальной характеристики.

Предложенные Р. М. Константиновым (1965) понятия горизонтальных и вертикальных рядов рудных формаций, или, как они названы в других работах, «генетических рядов (табл. 2), очень полезны, но нуждаются в уточнении. Во-первых, изображенные на табл. 2 горизонтальные ряды не являются генетическими, так как объединяют месторождения различного генезиса: скарновые и гипотермальные в верхнем ряду, колчеданные и жильные мезотермальные в среднем ряду. С некоторыми оговорками можно считать генетическим только нижний ряд, объединяющий эпитермальные месторождения. Взаимоотношения формаций, показанных в табл. 2, как в горизонтальных, так и особенно в вертикальных рядах чрезвычайно сложны, потому что здесь объединены формации различных групп (табл. 1), т. е. формации, генерируемые различными источниками. Взаимоотношения между ними не укладываются в рамки филогенетических.

Нам представляется, что горизонтальным (латеральным) рядом в конкретных районах нужно называть приблизительно одновозрастные, сопряженные пространственно и сменяющие друг друга в определенном порядке формации, независимые от их генезиса. Абстрактные горизонтальные ряды — это прежде всего ряды сходных в генетическом отноше-

Таблица 2

Генетические ряды рудных формаций «Плутонической» группы

(по Р. М. Константинову и И. Н. Томсону)



нии, но образованных различными по составу рудными источниками формаций, например скарновый ряд формаций железа, меди, вольфрама, олова, золота, свинца и цинка или ряд редкометалльно-кварцевых формаций: молибденовых, вольфрамовых, оловянных и т. д. В противоположность этому вертикальные ряды — это ряды (в идеальном смысле), развивающиеся во времени. Они образованы близким по составу рудным источником, но отличаются друг от друга физико-химическими условиями рудоотложения, т. е. генезисом. Таков вертикальный ряд оловорудных формаций, включающий пегматитовую, касситерит-кварцевую, касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную и риолитовую формации. Такие вертикальные ряды, их можно назвать рядами первого рода, лучше всего выражены в первой группе формаций, т. е. там, где фиксируется генетическая связь оруденения с магматическими комплексами. Помимо вертикальных рядов первого рода, которые могут быть и абстрактными и конкретными, в конкретных районах могут быть выделены вертикальные ряды второго рода, включающие формации, генерированные разными рудными источниками. В приведенном выше примере Алтая и Калбы,— это ряд редкометалльных пегматитов, редкометалльных грейзенов, золотокварцевых жил. Е. Л. Данилин описал концентрически зональные рудные поля, связанные с апогранитами, в которых в эндоконтакте расположены проявления тантал-ниобий-редкоземельно-циркониевой формации, в экзоконтакте — флюорит-бериллиевой и молибденит-шеелитовой скарновой формаций, на большем удалении от контакта — оруденение полиметаллической формации. Установлен более молодой возраст молибден-вольфрамового оруденения по отношению к флюорит-бериллиевому и еще более поздний возраст полиметаллического оруденения. Но несмотря на разновозрастность эти формации обладают рядом общих геохимических особенностей. Скарны молибден-вольфрамовой формации содержат пирохлор и фергюсонит, галенит из жил полиметаллической формации обогащен вольфрамом. Таким образом, мы имеем дело с настоящим вертикальным рядом.

Я намеренно привел эти необычные примеры вертикальных рядов (табл. 2) второго рода в формациях I группы. Более обычны подобные же ряды, образуемые оловорудными формациями и свинцово-цинковой, вольфрамо-молибденовыми и золоторудными и др.

Только абстрактные горизонтальные и вертикальные ряды рудных формаций могут противопоставляться друг другу. В конкретных условиях рудного района мы наблюдаем вертикальные ряды спроектированными в пространстве, т. е. в форме горизонтальных. Это обусловлено, во-первых, тем, что формации конкретного горизонтального ряда не строго одновозрастны, во-вторых, тем, что в пространстве ход рудообразования изменяется примерно в том же направлении, что и во времени.

Когда мы пытаемся судить о том, глубинным и региональным или близким к поверхности и локальным является источник рудного вещества, мы по существу руководствуемся в качестве главного критерия тем, насколько велика изменчивость формации или минерального типа в латеральном направлении: если изменчивость велика — значит источник локальный, если тип устойчив в латеральном направлении, следовательно, источник глубинный. Наибольшей устойчивостью в латеральном направлении обладают формации III группы, эпи- и телетермальные, а также вулканогенно-осадочные.

Недостаток разработана принципиальная сторона схемы взаимоотношений «формация — минеральный тип — минеральная ассоциация». Отсутствие ясности в трактовке этих взаимоотношений приводит к целому ряду неувязок. Например, Р. М. Константинов (1965), говоря о простых и сложных формациях, относит к первым однометалльные (учитывая главные металлы), а ко вторым — двуметалльные формации, т. е. различает их по типу источника рудного вещества. Одновременно с этим в ка-

честве примера сложной формации он называет кварц-касситерит-сульфидную формацию (Сохондинское месторождение в Восточном Забайкалье). Между тем эта формация отличается от обычных касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной не смешением двух рудных источников, а сочетанием минеральных ассоциаций двух формаций одного вертикального ряда. Наличие таких сочетаний в месторождениях Якутии касситерит-силикатно-сульфидного состава побудило И. Я. Некрасова (1963, 1966), Э. А. Ефременко и О. П. Иванова (1966) утверждать, что эти месторождения возникли в результате наложения двух разновозрастных, связанных с разными источниками рудных процессов: ранне-мелового, связанного с гранитоидами и сформировавшего касситерит-кварцевое и касситерит-силикатное оруденения и поздне-мелового-палеогенового, связанного с дайками диорит-порфиритов и лампрофиров и создавшего касситерит-сульфидное оруденение. Однако в сложных касситерит-силикатно-сульфидных месторождениях устанавливается определенная геохимическая связь между минералами ранних и поздних ассоциаций (Флеров, Индолев и др., 1970).

В месторождениях золото-кварцевой формации Верхне-Инди-гирского района Г. Н. Гамянин (Гамянин, Соловьев, 1969) выделяет минерализацию двух этапов: а) золото-арсенопиритового, б) кварц-антимонитового. Он полагает, что минерализация второго этапа, наложенная на минерализацию первого этапа на месторождениях Малтан и Киньясь-Юрях, представляет собой генетически самостоятельное более позднее образование, не имеющее прямого отношения к золото-кварцевой формации. Основанием для такого вывода служит самостоятельное развитие в трещинах иного направления кварц-антимонитовой минерализации на месторождениях Жданном и Тунгусском. Но дает ли сам по себе этот факт право делать подобный вывод? Ему можно противопоставить противоположный факт, а именно: корреляцию содержаний золота и сурьмы на Сарылахском месторождении, показывающую, что на нем золотое и сурьмяное оруденение генетически связаны.

Недостаточно ясна граница между касситерит-сульфидной и свинцово-цинковой формациями в Якутии. По схеме Б. Л. Флерова, Л. Н. Индолева и Я. В. Яковлева (1969) вертикальный ряд оловорудных формаций венчается здесь пирротин-галенит-марматитовым минеральным типом, который отсутствует в составе галенит-сфалеритовой формации. Мне представляется, что если касситерит-сульфидная формация венчается пирротин-галенит-марматитовым типом, то галенит-сфалеритовая формация начинается с него; устанавливать в каждом конкретном случае, к какой формации следует отнести этот минеральный тип, нужно с учетом всех его геохимических особенностей и особенностей размещения рудопроявлений в рудном районе. Очевидно, судить о генетическом родстве или, наоборот, чуждости различных минеральных комплексов внутри месторождения можно только на основании тонких геохимических исследований или корреляции ряда свойств изученного объекта с применением методов математической статистики.

Построение обоснованной классификации рудных формаций возможно только на количественной основе. Эта работа должна проводиться с одновременной количественной оценкой силы связи выделяемых формаций с различными типами магматизма, составом вмещающих и подстилающих толщ пород, структурами и другими геологическими параметрами.

В последние годы, с развитием рудно-структурных и изотопных исследований стали выясняться действительные возрастные отношения между оруденением и телами магматических пород, к которым оно тяготеет, а также продолжительность формирования конкретных магматических и рудных формаций. Продолжительность этих процессов чрезвычайно велика и охватывает многие десятки, а в ряде случаев — сотни мил-

лионов лет. Иногда возраст оруденения почти совпадает с возрастом изверженной породы. Например, возраст медно-порфировых руд месторождения Робинзон в Неваде, определенный по биотиту в зонах аргиллизации, почти совпадает с возрастом неизмененных кварцевых монцитов, определенным по роговой обманке (McDowell, Kulp, 1967). Но такие совпадения более редки, чем случаи, в которых оруденение и магматические породы, ассоциирующие в пространстве, разделены возрастным интервалом в несколько десятков миллионов лет.

Уже описаны месторождения, формировавшиеся на протяжении двух металлогенических циклов. Примером могут служить некоторые колчеданные месторождения Урала (см. статью Г. Н. Пшеничного в данном сборнике). При этом разделенные весьма значительным интервалом времени минеральные парагенезисы могут относиться к генетически различным источникам. Должны ли мы в таком случае относить их к разным формациям? Генетическая самостоятельность парагенезисов, казалось бы, дает на это право. Но вместе с тем вряд ли логично и отвечает смыслу, вкладываемому в термин «рудная формация», отнесение одного месторождения, единого объекта, каким бы сложным и гетерогенным он не был, к двум формациям. Очевидно, мы должны считать такие месторождения представителями особого типа сложных формаций.

Для Якутии наиболее важно выяснение связей с магматизмом оловянных, золотых и сурьмяно-ртутных формаций мезозойского цикла. В подходе к этому вопросу наметились две противоположные тенденции. Подавляющее большинство исследователей выделяет в пределах Якутии, а шире — Северо-Востока СССР — несколько мезозойских гранитоидных формаций (Загрузина, 1968) и в той или иной степени синхронных с ними рудных формаций (Матвеенко, 1960, 1966; Еловских, 1960, 1969; Апельцин, 1956; Шило, Сидоров, 1967; Флеров и др., 1969). Золото-кварцевую малосульфидную формацию главного пояса по традиции связывают с позднеюрской «добатолитовой» дайковой диоритовой формацией, формацию оловоносных скарнов и касситерит-кварцевую с «батолитоподобными» гранитоидными массивами поздней юры — раннего мела (формация гиперглиноземистых гранитов), касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную и отчасти галенит-сфалеритовую формации с массивами верхнемеловых гранитоидов «поперечных рядов» (диорит-гранодиорит-гранитная формация), антимонитовую, киноварную и частично галенит-сфалеритовую формации — с дайковой формацией базальтоидов палеогенового возраста, иногда несколько щелочных.

В противоположность этому в самое последнее время проявилась тенденция объединять чуть ли не весь гранитоидный магматизм на протяжении поздней юры и мела в две формации (Гринберг, 1969), относить все оловянное оруденение к одному позднемеловому этапу (Зильберминц, 1967), рассматривать все типы золотого оруденения (в том числе в месторождениях сложного состава редкометально-золотых и сурьмяно-золотых) как варианты единой золото-кварцевой формации (Гамянин, Соловьев, 1969).

К сожалению, ни одна из этих двух противостоящих концепций еще не базируется на достаточно строгом фактическом материале.

Связи золото-кварцевой формации главного золотоносного пояса с магматизмом весьма неясны (Апельцин, 1956) и многими исследователями вообще отрицаются. Более или менее достоверна лишь приблизительная синхронность этой рудной формации с магматическими породами поздней юры, возможно, являющихся комагматами позднеюрских эффузивов (Ивенсен, 1969). На некоторых площадях с достаточной достоверностью фиксируется добатолитовый возраст данного комплекса магматических пород и золотоносных кварцевых жил.

Вдоль западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области вытянут Верхоянский золотоносный пояс. Внешняя металлогеническая

354

подзона этого пояса, примыкающая с востока к Западно-верхоянскому краевому шву, представлена полями развития жил золото-кварцевой малосульфидной формации, очень часто пространственно совмещенными с полями развития базальтоидов в интрузивной фации. Предполагается, что эти интрузивы синхронны с эффузивами базальтов в нижнем триасе, что позволило рассматривать золотое оруденение этого пояса как раннетриасовое (Матвеевко, 1966; Еловских, 1960, 1969). Наши работы приводят к выводу (см. статью Ивенсена, Невойсы, Амузинского в данном сборнике), что интрузивы базальтоидов частично, а возможно, и полностью являются послескладчатыми, т. е. скорее всего юрскими, хотя они комагматичны эффузивам. Жилы малосульфидной золото-кварцевой формации моложе базальтоидов, по-видимому, заимствуют из них некоторые рудные элементы (медь, золото?), залегают во вмещающих породах различного возраста, но не выходят за пределы пород, испытавших метатенез определенной интенсивности. Золоторудные жилы пересекаются рудными жилами полиметаллической формации.

Генетическая связь с конкретными массивами гранитоидов, обоснованная не только зональным размещением оруденения, но и геохимической направленной специализацией магмы доказана только для месторождений касситерит-кварцевой и менее уверенно для формации оловяносных скарнов, а также для сложной редкометально-золото-кварцевой формации. Для остальных рудных формаций, сопоставляемых в схемах В. Т. Матвеевко, В. В. Еловских и Б. Л. Флёрова с определенными магматическими комплексами, вполне очевидна только их пространственная сопряженность; уже возрастная связь (синхронность) является весьма относительной, так как многие месторождения касситерит-сульфидной формации на десятки миллионов лет моложе гранитоидных массивов, с которыми они сопряжены. Отмечалось, что оруденение касситерит-сульфидной и высокосеребристой галенит-сфалеритовой формаций отделено от гранитоидных массивов повышенной основности, типичных для «поперечных рядов» этапом внедрения даек порфиров и трубок взрыва, заполненных порфирами (Ивенсен, Проценко, 1961). В то время как в этих же районах имеется молибденит-кварцевое и полиметаллическое оруденение, более древнее, синхронное с гранитоидными массивами.

Все эти обстоятельства не позволили до сих пор выработать единую точку зрения на генезис месторождений касситерит-сульфидной формации Востока СССР. Это стало вполне очевидным на Якутском совещании по проблеме «Рудообразование и его связь с магматизмом», где часть докладчиков отстаивала связь этих месторождений с гранитоидным магматизмом, в то время как другие считали более обоснованным предположение об их генетической связи с более поздним базальтоидным магматизмом.

Возраст и отношение к магматизму антимонитовой и киноварной формаций также проблематичны. Вполне очевидно, что они размещены в крупных зонах разлома, развитых на стыке разнотипных тектонических структур первого порядка. Часто, но не повсеместно эти типы оруденения ассоциируют с поясами даек базальтоидных пород, иногда щелочных базальтоидов, которые предположительно считаются палеогеновыми. Сейчас стало уже вполне очевидно, что на территории Восточной Якутии широкое распространение имеет сложная золото-антимонитовая формация. Но еще нельзя утверждать, что все рудопроявления золото-антимонитовой, антимонитовой и киноварной формаций синхронны и представляют собой единую взаимосвязанную группу формаций. Не исключено, что мы имеем здесь, с одной стороны, золото-антимонитовые месторождения, представляющие собой конечный, наиболее низкотемпературный член группы золотых формаций, с другой, — начальный член (антимонитовые рудопроявления, иногда слабо золотосодержащие) группы антимонит-киноварных формаций.

К сожалению, магматизм Якутии изучен еще очень слабо, особенно в геохимическом отношении. Кое-что сделано только в части геохимии олова (Некрасов, 1966). Исследования по геохимии золота, серебра, сурьмы и ртути на этой огромной территории, весьма перспективной на названные элементы, еще не начаты. Проведение таких исследований наряду с количественным формационным анализом представляется нам наиболее плодотворным путем к решению как всего комплекса теоретических вопросов, связанных с разработкой теории рудообразования, так и к уяснению важнейших генетических связей и закономерностей размещения, без знания которых невозможно планомерное поисковое освоение больших ресурсов Северо-Востока СССР.

Литература

- Апельцин Ф. Р. Формации малых интрузий и их отношение к золоторудным месторождениям в пределах главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИ-1, раздел геол., 1956, вып. 12.
- Барт Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4.
- Барсуков В. Л. Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений.— В кн. «Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1967.
- Бутурулинов Н. В., Корчмагин В. А. Ртуть в магматических породах Донецкого бассейна.— Геохимия, 1968, № 5.
- Вахрушев В. А. Золотоносные скарны как самостоятельный генетический тип золоторудных месторождений.— В кн.: «Металлогения Тянь-Шаня», Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Вольфсон Ф. И., Сморгачев И. Е. О некоторых проблемах металлогенических исследований в областях распространения гидротермальных месторождений.— В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Гамянин Г. Н., Соловьев В. И. Золоторудная формация Восточной Якутии.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Гринберг Г. А. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Еловских В. В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Восточной Якутии.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Еловских В. В. Эндогенные рудные формации Якутии и их связь с магматическими комплексами.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- Ефременко Э. Ф., Иванов О. П., Рышник В. М. Особенности геологического положения оловянной минерализации в Яно-Борулахском междуречье.— В кн. «Материалы симпозиума, посвященные памяти акад. С. С. Смирнова». Владивосток, книжное изд-во 1966.
- Загрузина И. А. Условия формирования мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1968, № 10.
- Зильберминц А. В. Эндогенная оловоносность Северо-Востока.— В кн. «Проблемы науки на Северо-Востоке СССР», вып. 30. Магадан, 1967.
- Иванов О. П. Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- Ивенсен Ю. П., Проценко Е. Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура.— В кн. «Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ивлев А. И., Ксенофонтов О. К., Успенский А. Н. О связи скарновых железорудных месторождений с вулканитами как источником рудного вещества.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И. Влияние давления на массообмен между магматическим расплавом и водой внешней среды.— Геохимия, 1965, № 5.
- Канищева Л. И. Минерализованные брекчии Нижнего оловорудного месторождения (Южное Приморье).— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Константинов Р. М. Определение формационного типа рудных месторождений и оценка

- их перспектив при металлогенических исследованиях (на примере оловянных месторождений Востока СССР).— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.* Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А.* Некоторые проблемы металлогении ртути.— Геол. и геофиз., 1968, № 11.
- Лейси И. Д.* Расплавы гранитного состава, их структура, свойства и изменения.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Тектоника и петрография». ИЛ, 1963.
- Леонтьев А. Н.* О симметричной системе пегматитовых и гидротермальных рудных зон Прииртышья.— В кн. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Ли Л. В., Немолов В. А., Куцаенко В. А.* Типы золотооруднения Енисейского края и некоторые закономерности его размещения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, 134.
- Матвеев В. Т.* Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИ-1, геол., 1960, вып. 64.
- Матвеев В. Т.* Общие закономерности размещения оловянных и вольфрамовых месторождений на Северо-Востоке СССР и их классификация.— В кн. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, Изд-во ДФ СО АН СССР, 1966.
- Материки М. П.* Роль ассимиляционных процессов и тектонических условий становления рудоносных интрузий в образовании оловянных месторождений различных генетических типов.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1964.
- Невский Е. П., Козлова П. С.* Трубочатые тела брекчированных пород Северного Тянь-Шаня и их отношение к оруднению.— В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Некрасов И. Я.* О причинах образования пульсационной зональности на оловянных месторождениях Северо-Восточной Якутии.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966.
- Петров В. П.* Современные представления о происхождении гранитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.
- Платен Г.* Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов.— В кн. «Природа метаморфизма». Изд-во «Мир», 1967.
- Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960.
- Потапов В. В.* Граниты Кольяновского массива и связанное с ними оруднение.— В кн. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.
- Пэк А. В.* Изучение физических свойств магматических пород. Изд-во «Наука», 1968.
- Рождков И. С.* Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7.
- Рябчиков И. Д.* Термодинамический расчет направленности метасоматических процессов.— Геол. рудных месторожд., 1967, № 6.
- Руб М. Г.* Особенности вещественного состава и генезиса оловоносных магматических комплексов и характер связи с ними оруднения.— В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П.* О системах повторных генетических рядов рудных формаций как основном выражении закона их множественности. Геологические формации.— Материалы к совещанию ВСЕГЕИ. Ленинград, 1968.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В.* Рудные формации олова, вольфрама и полиметаллов.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я.* Геология и генезис оловянных месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1970.
- Шипулин Ф. К.* Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии, минералогии», т. 1. Изд-во «Наука», 1969.
- Антоновић Антоније.* Геолошки состав, тектонска структура и генеза арсеново-антимоновых лежишта у пределу Лојана и Никуштака (Скопска црна гора).— Подсобна изд. Геол. завод — Скопје», 1965, № 1.
- Hosking K. F. G.* Primeri ore deposition in Cornwall.— Roy geol. Soc. Cornwall Trans., 1951, 18.

- Forster V. F. Beobachtungen an einem primären Goldvorkommen in ultrabassischen Gesteinen des Lowveids (Nordost Transvaal S. A.).— N. Y. Min. Abhands., 1960, 94.
- Kennedy D., Wasserburg, Heard, Newton. The upper three—phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Conference on very high pressure, 1960.— Amer. Geol. Sci., 1962, N 260.
- Mackin Y. H., Ingerson E. An hypothesis for the origin oreforming fluid.— U. S. Surrey Prof. Paper 400-B, B-1-132, 1960.
- Mc Dowell F. W., Kulp Y. L. Age of intrusion and ore deposition in the Robinson Mining District of on Nevada.— Econ. Geol., 1967, 62, N 7.
- Söhnge P. G. The geology of the Tsumeb mine.— Geol. Soc. South. Africa, Trans., 1963, N 114.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.— N. Y. Geol. Soc. Amer. Memoir, 1960, 74.
- Winkler H. G. O. Genesis von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.— Geol. Rundsch., 1961, 51, H. 2.

О РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

Ф. Н. ШАХОВ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Вопрос о связи руд и гранитоидных интрузий является проблемой, волнующей геологов, о чем свидетельствует большое число докладов, посвященных этой теме на нашем совещании. Прежде всего хотелось бы указать, что геологами молчаливо поддерживается мнение, что в природе существуют рудоносные, «рудогенерирующие», и не способные к этому гранитные массивы. На этом основании предлагаются, в частности геохимиками, признаки, отличающие рудоносные массивы от нерудоносных. Действительно, около одних массивов находят руды, а около других они отсутствуют. В этом смысле я в какой-то мере разделяю данное мнение и считаю очень полезными и нужными проводимые исследования, но полагаю необходимым внести в эти представления некоторые уточнения.

Прежде всего хотелось бы обратить внимание на работу, проведенную Тишендорфом, Больдуаном, Вастернаком и Бейном, выполнивших геофизическое и геологическое картирование поверхности известного гранитного массива Рудных гор, с которым связано генетически большое число хорошо изученных разнообразных по составу и генезису рудных месторождений. Карту свою они представили как карту прогноза. Не вдаваясь в детали, считаю возможным отметить следующее. Обнажающиеся на поверхности тела гранитных массивов являются куполами и гребнями крупного гранитного массива, по-видимому, погружающегося к северо-западу. Гряды имеют явно иное простирание, чем основное тело массива, и, видимо, связаны с иными структурами, которые, мне кажется, могут в общем случае иметь и иной, более молодой возраст¹. Рудные месторождения большей частью приурочены к вскрытым и реже не вскрытым эрозией (Фрейберг) куполам и гребням. Глубокие части, в том числе депрессии в кровле массива, — безрудны. Картина эта не является новой. Еще Эммонс (1933) утверждал связь рудных месторождений с сателлитами гранитных батолитов и считал лишенными руд области глубоко вскрытых эрозией массивов. Это положение не потеряло своего значения и ныне. Наоборот, как мы увидим ниже, оно получило подтверждение в ряде теоретических работ. Поэтому отсутствие рудных месторожде-

¹ Авторы не вдаются в эти вопросы, они стоят на позиции Клооса. Tischendorf G., Wasternack J., Bolduan H. and E. Bein. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. Zeitschr. f. Angew. Geologie, 1965, 11, H. 8.

ний не всегда может быть обусловлено отсутствием «рудогенерирующей способности» у гранитоидного массива. Тела гранитоидных массивов, глубоко вскрытых эрозией, могут не сопровождаться рудными месторождениями или содержать только слабую минерализацию. Отсюда нельзя считать магму массива рудоносной только на основе наблюдаемой пространственной связи месторождений с магматическими формациями. В одних случаях тела магматической формации будут нести оруденение, в других — оно может не быть. Геофизическое картирование в этих случаях может дать очень ценный материал для прогноза и для выбора гранитоидных массивов с целью постановки поисков.

К сожалению, пока мы не можем только на основании приведенных данных считать, что не существует гранитных массивов, не способных к образованию рудных месторождений. Пока мы должны допустить их существование, хотя теоретически трудно себе представить гранитоидную магму, лишенную летучих. Во всяком случае есть области магматических тел, лишенные руд, и должны быть массивы различной степени рудоносности, хотя бы потому, что состав палингенных магм тесно связан с составом исходных для них пород, и даже одного возраста плутоны, возникающие за счет разных пород, могут быть различны в этом отношении. В частности, многообразие источников рудных элементов отмечают и авторы карты прогноза Рудных гор, разнообразие минерального состава руд которых послужило началом для выводов о явлениях парагенеза и рудных формациях.

Итак, гранитоидные магмы, как правило, содержат летучие. Судьба их представляет большой интерес для суждения о связях руд и гранитоидных тел. Каков бы ни был механизм становления гранитоидных плутонов, образование рудных месторождений обязано деятельности горячих растворов. Поэтому для понимания происхождения рудных месторождений и целей прогноза большой интерес должен представлять вопрос о возможностях отделения рудоносных растворов от данного магматического расплава в специфических для него условиях.

Наиболее распространено представление, что летучие растворы отходят от магмы по мере понижения температуры при кристаллизации. В частности, думают, что они концентрируются в остаточных расплавах. С таких позиций очень трудно представить гранитоидный массив, созданный магмой, богатой летучими и не способной к созданию руд. Поэтому попытаемся рассмотреть вопрос об условиях, в которых может происходить потеря летучих гранитоидной магмой.

Мне приходилось отмечать, что отделение летучих от магматического расплава связано с развитием трещин в стенках камеры. Достижение трещиной магматического расплава должно понижать в месте пересечения кровли плутона давление, вызывать инъекцию магмы и движение летучих. Поэтому кажется естественной так называемая парагенетическая связь руд и малых интрузий. Всем известна ассоциация рудных, особенно золотых месторождений с поясами и районами развития даек различного состава. Должен, однако, отметить, что не только с основными дайками пространственно связаны рудные месторождения (например, Березовские месторождения золотых руд). Несомненно и пояса даек (малых интрузий) связаны с движением магмы, обусловленным возникновением разломов и изменением давления в материнском магматическом расплаве. Но нужно учитывать, что при движении вверх магматический расплав может сам достигать областей низких давлений, благоприятствующих отделению летучих. Всем известны трубчатые дайки кварцевых порфиров в Кананеа, где с ними связано промышленное медное оруденение. Таким образом, понижение давления в магматическом расплаве может быть обусловлено не только образованием трещин, достигающих камеры магматического расплава, но также достижением самим расплавом областей низких давлений. В этом последнем случае

связь рудных месторождений с дайками уже будет прямой — генетической.

Прямой генетической связью в громадном большинстве случаев является связь рудных месторождений с куполами и гребнями, возникающими в кровле гранитного массива. Куполы, как и апофизы, являются подвижными частями гранитного тела. Движение магмы, их образующей, давно известно. Но только обломки роговиков в граните или обломки мелкозернистых гранитов в гранитах поздних фаз истолковываются не как локальное явление, свидетельствующее о местном движении, а как доказательство интрузии батолита, например, в понимании Клооса. Можно думать, что больше оснований принять неровности кровли гранитного массива как результат местных движений в кровле — верхней части магматического расплава. В этом отношении довольно показательными являются данные наших исследований в Юго-Восточном Алтае¹.

В обширном поле роговиков местами наблюдаются выходы небольших по размерам куполов (рис. 1). К югу в гипсометрически низком участке обнажаются обширные поля гранитов, а к северу в пределах высокогорного плато на протяжении многих десятков километров развиты различного состава роговики и мелкие выходы гранитоидов. Можно думать, что на этот раз мы имеем дело с крупным по размерам плутоном, кровля которого прорезается на площади высокогорного плато.

В изучавшемся куполе биотитовые граниты переходят к периферии в гранит-порфиры. Этими породами сложены многочисленные апофизы, проникающие в роговики по структурам былых наслоений. По этим же направлениям в роговиках располагаются оригинальные включения пегматоидов. Кроме того, в поле роговиков наблюдаются различной формы тела гранит-порфиров. Они сопровождаются осветленными брекчиями роговиков и как бы съедаются пегматоиды (рис. 2). Последние располагаются только в роговиках вблизи контакта с гранитами купола. Связь их с куполом гранита представляется совершенно безусловной. Несомненно также, что движения магмы в куполе совершались и после того, как возникли в роговиках включения пегматоидных образований. В стенке кара наблюдается почти вертикальный разрез, в котором хорошо видны пересечения пегматоидов апофизой гранит-порфира (рис. 3). Пересечения эти наблюдаются часто и в отдельных образцах (рис. 4). Таким образом, кровля купола перемещалась медленно в уже перекристаллизованных породах, и кристаллизация гранитной магмы в данном разрезе — явление самое позднее.

Рассмотрим теперь некоторые детали этой картины.

Пегматоиды представляют собой всегда секреторного типа образования и только очень редко они имеют жилообразную форму. По строению и величине они очень разнообразны. Как правило, наиболее крупные отличаются и более сложным строением. Тонкие же включения их в роговиках напоминают мелкие лысинки белого цвета на черном фоне (рис. 5). Микроскоп показывает, что величина зерна роговика увеличивается с приближением к пегматоиду, на границе увеличивается количество биотита, а центральная часть представляет собой кварцит гранобластической структуры. В более крупных пегматоидах появляется ядро, состоящее существенно из кварца и биотита и резче бывают выражены биотитовая и кварцевая оторочки (рис. 6). Наблюдаются порою очень сложные ритмически-полосчатые образования с большим количеством полосок кварца и биотита и всегда с укрупнением величины зерна к центру, ядру (рис. 7). Наконец, самые крупные из этих образований напоминают редкометалльные пегматиты с той разницей, что на периферии и в них бывает хорошо развита кварцитовая оторочка, а в центре развит

¹ Ф. Н. Шахов, В. Г. Чернов, В. В. Потапьев. Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (Юго-Восточный Алтай), 1971.

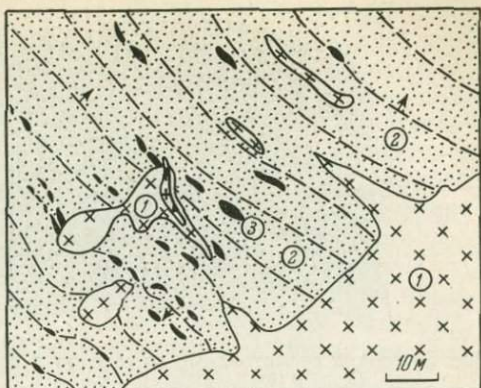
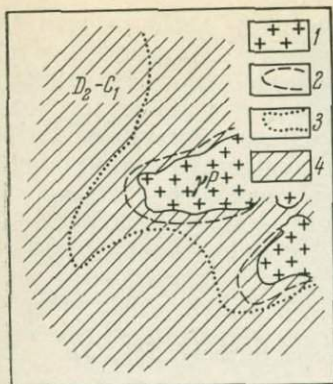


Рис. 1. Схема геологического строения района гранитных куполов (по В. Г. Чернову)
 1 — биотитовые граниты; 2 — граница распространения пегматоидных образований в роговиках;
 3 — граница развития роговиков; 4 — неизменные породы

Рис. 2. Структурные соотношения (в плане) гранитоидов — в данном случае гранит-порфиров (1), роговиков (2) и пегматоидных включений (3), по В. Г. Чернову

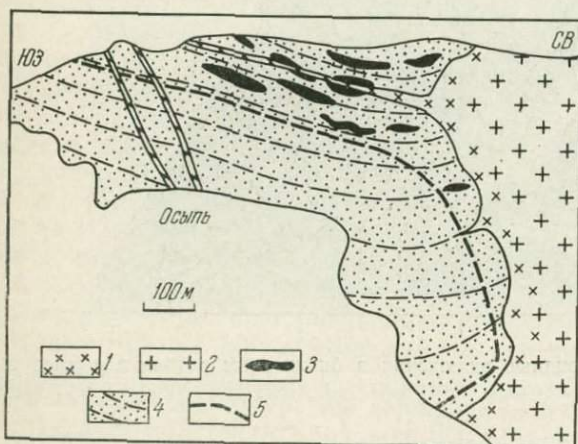


Рис. 3. Стенка кара (по В. Г. Чернову). Видны контакты купола с роговиками и апофиза в них, секущая пегматонды

1 — гранит-порфиры; 2 — биотитовые граниты; 3 — пегматонды; 4 — роговики; 5 — граница распространения пегматондов

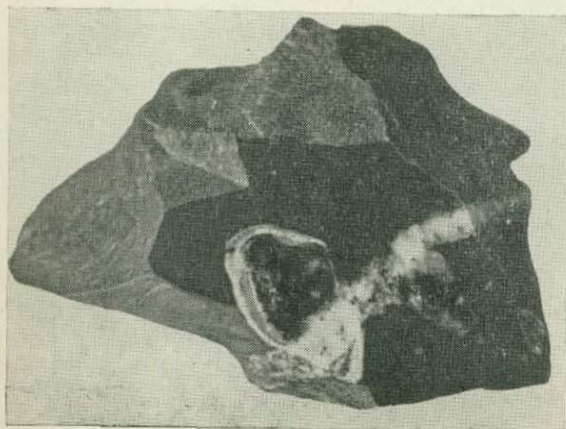


Рис. 4. Пересечение пегматоидного включения жилкой гранит-порфира. Увел. 1,3

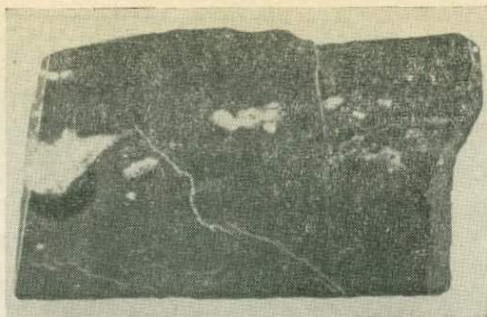


Рис. 5. Тонкие пегматоидные включения в биотитовом роговике. Увел. 1,3

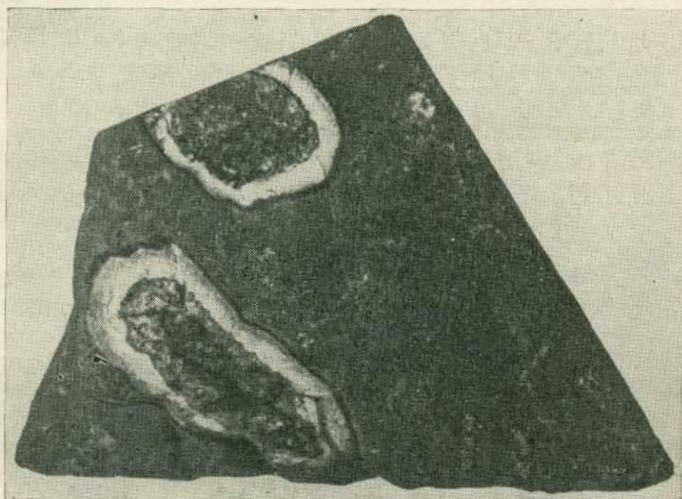


Рис. 6. Небольшие пегматоидные включения в биотитовом роговике с ярко выраженными черными оторочками биотита, белыми кварца и крупнозернистым агрегатом биотита и кварца в ядре. Увел. 1,3

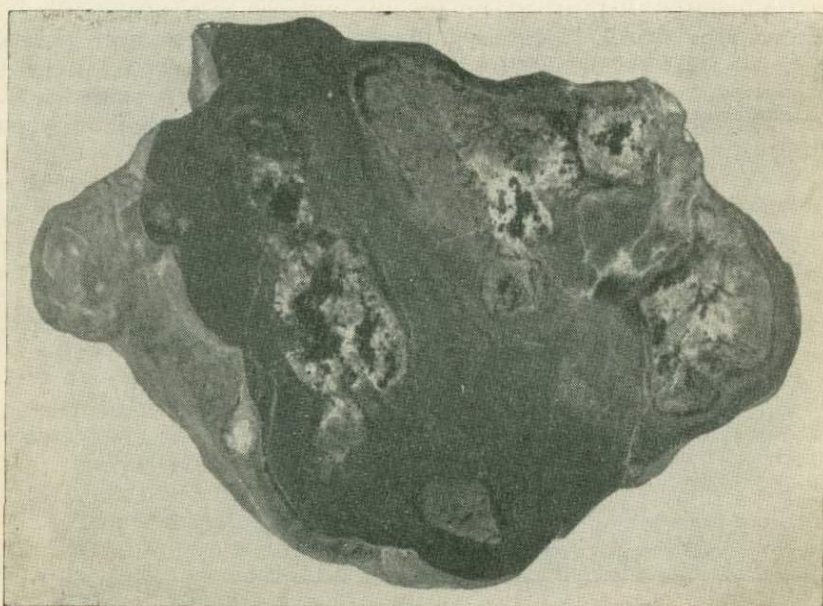


Рис. 7. Сложное по строению пегматоидное включение в роговике (черное). Белое — кварц, а черное (внутри включения) — биотит. Окружающие включения ритмические полосы обусловлены изменением содержания биотита. 0,5 натур. вел.

сложный агрегат слюд (рис. 8). Во всех случаях в роговиках с приближением к пегматоиду увеличивается величина зерна. Наконец, следует отметить, что в роговиках часто встречается скопление ситовидных кристаллов плагиоклаза в цементе гранобластического кварца, который совершенно тождествен кварцу простых секретий. С приближением к этим образованиям величина зерна кварца в роговике увеличивается, биотит исчезает, а фенокристы плагиоклаза растут уже на фоне перекристаллизованного кварца, так как содержат включения относительно крупных зерен кварца (рис. 9).

Изложенный материал дает право говорить, что пегматоидные образования возникли в процессе локальной перекристаллизации роговика. Присутствие в пегматоидах турмалина, слюд, апатита и других минералов свидетельствует об участии в перекристаллизации летучих.

Вторая деталь, на рассмотрении которой я хотел бы остановиться, — это обломки роговиков, наблюдаемые в гранит-порфирах периферической части купола и апофиз. Обломки роговика в гранит-порфирах обыкновенно *бывают превращены в кварцит, совершенно тождественный кварцитам в пегматоидах* (рис. 10). Граница роговика с гранитом бывает неясной, размытой. Внутри кварцита можно видеть ветвящиеся жилки гранитоидного состава. Гранит на неясной границе роговика имеет тот же состав, что и жилки. В нем мы наблюдаем крупные кристаллы плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца в цементе из интенсивно перекристаллизованного в кварцит роговика. Порода очень напоминает шпирки — скопления ситовидных кристаллов плагиоклаза в роговике (рис. 11).

Так начинается продвижение гранитоидной магмы. Возникающая порода явно носит гибридный характер, но на небольшом расстоянии от контакта она уже имеет вид нормального гранит-порфира с фенокристами кварца и плагиоклаза. В куполе, несомненно, происходит перемещение вверх магматического расплава, имеющее характер пропаривания пород, ранее превращенных в роговики. В этом процессе принимают большое участие летучие. Они превращают роговики в кварциты, а затем в гранитоидные породы. Правильнее думать, что движется не магма, а магмообразование.

Следует при этом отметить, что движение летучих длится в данном случае дольше, чем кристаллизация расплава. Так, в некоторых участках наблюдается раздробление минералов гранитоида, сопровождающееся развитием турмалина. Летучие не только содействовали магмообразованию, но, покидая расплав и увеличивая его вязкость, вызывали местную кристаллизацию. Мы наблюдаем картину сложных явлений в прекращающем свое движение куполе, достигшем области малых давлений.

Не входя в детали, порядок геологических событий на участке развития пегматоидов можно охарактеризовать следующим образом.

Эрозия вскрыла апикальную часть купола, и наблюдаемая картина характеризует его движения, близкие по времени моменту остановки. Апофизы разного рода гранит-порфиров возникли позже пегматоидных образований, каковые образовались, вероятно, во времена, когда на данном эрозионном срезе размеры купола были меньше, а может быть, он только прорезался. Это обстоятельство предостерегает нас от поспешных выводов о «добатолитовой минерализации», устанавливаемой обыкновенно на основе таких пересечений.

Движения магмы происходили в роговиках, сопровождались раздроблением и превращением их обломков в кварциты и порою в скаполитовые породы. В области остановки магма купола попадала в обстановку невысоких давлений, и на некотором интервале движение ее сопровождалось выделением летучих.

Выделения летучих имеют место и после остановки. На пегматоиды и гранитные породы накладывается известная и обнаруженная в районе

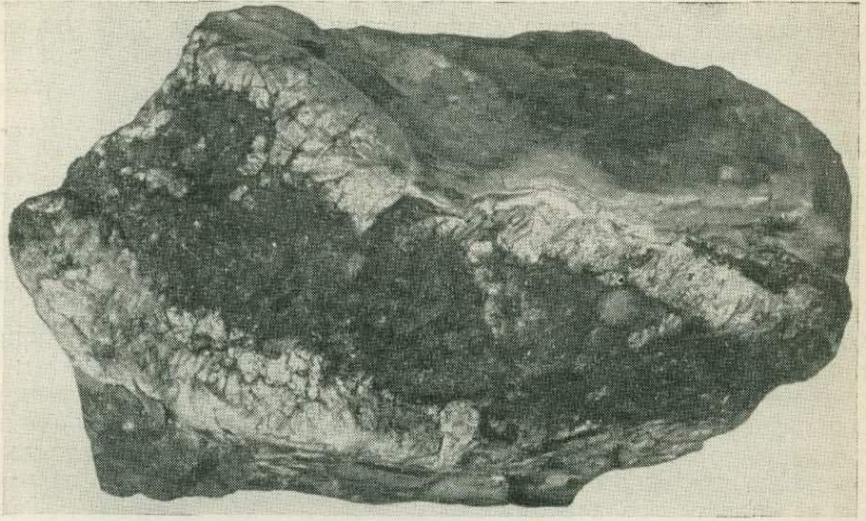


Рис. 8. Крупная пегматоидная шпиря в биотитовом роговике. Примыкающий к ней роговик превращен в кварцит. Следующая светлая оторочка сложена плагиоклазом. В центре сосредоточены главным образом слюды. 0,5 натур. вел.

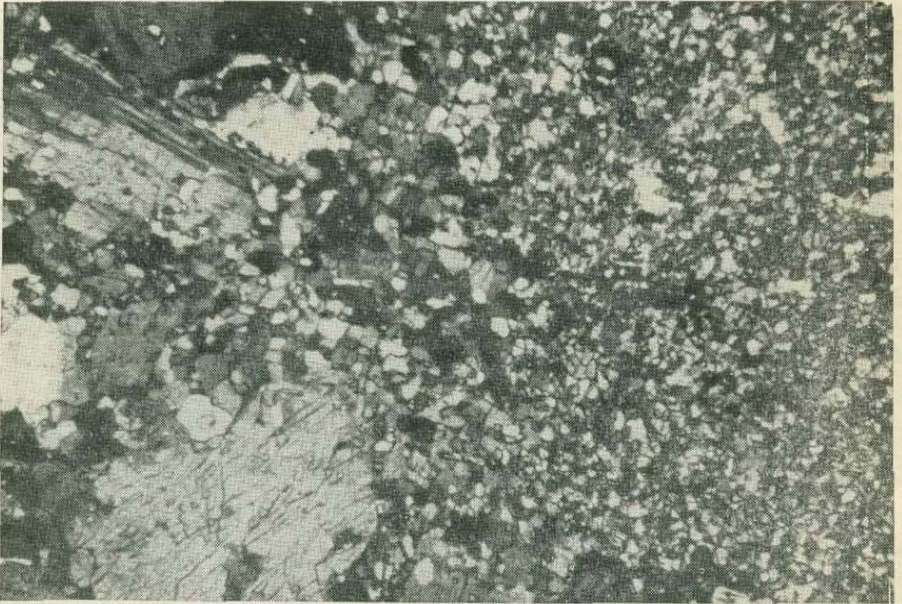


Рис. 9. Контакт роговика со скоплением кристаллов олигоклаза. С приближением к кристаллам олигоклаза резко растет величина зерна роговика. Ситовидные включения кварца в олигоклазе обладают крупными размерами. Плагиоклаз рос и развивался в более интенсивно перекристаллизованном участке биотитового роговика. Никели скрещены. Увел. 75

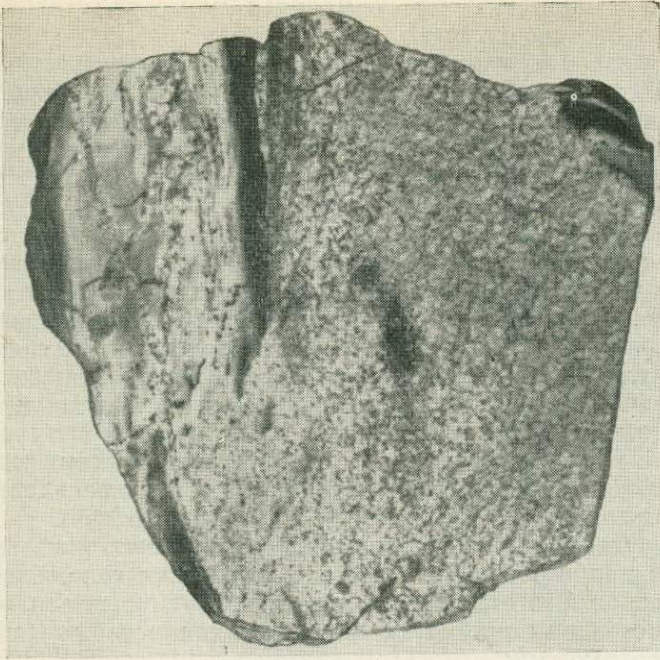


Рис. 10. Обломок роговика в гранитоиде. Черные полосы — неизменный роговик. В кварците (измененная часть обломка) видны жилки гранитоида. Граница гранитоида и кварцита носит неясный размытый характер. 0,7 натур. вел.

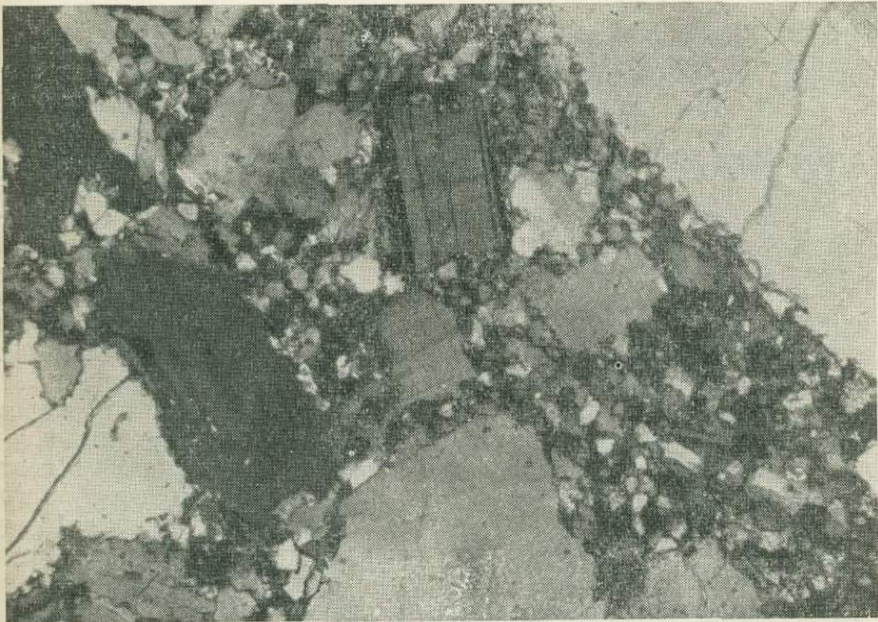


Рис. 11. Гранит-порфир на границе с роговиком, превращенным в кварцит. Увел. 160

разнообразная по составу гидротермальная минерализация. Она происходила уже в обстановке остывающего купола.

В период образования пегматоидов в движение летучих, несомненно, принимали участие щелочи (K, Na, Li), бор, фосфор и, возможно, вода, поскольку она входит в состав слюд. Образование ортита говорит о движении редких земель и радиоактивных элементов. При гидротермальном процессе участие в минералообразовании принимали вода, уголекислота, сера сульфидов и цветные металлы.

Рассмотренный материал позволяет мне сделать вывод, что отделение летучих из гранитоидной магмы происходит при возникновении низких давлений, что вполне согласуется с экспериментами Н. И. Хитарова (Хитаров и др., 1967). Этого можно ожидать в случае достижения трещинами камеры — кровли плутона (случай парагенетической связи с дайками) или в случае достижения расплавом области низких давлений (случай прямой генетической связи оруденения с дайками и особенно куполами). Отсюда напрашивается вывод о том, что оруденение пространственно и генетически связано с подвижными частями магматического тела, и главным фактором отделения летучих от расплава следует считать резкое понижение давления.

Дайки и другие малые интрузии давно привлекают внимание геологов, но совсем малоизученными остаются неровности кровли гранитоидных тел — куполов. Этого типа исследования могут оказаться очень плодотворными, особенно если будут проводиться совместно геологами, геофизиками и геохимиками.

Литература

- Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. Геолразведиздат, 1933.
Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Г. Т. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава.— Геохимия, 1967, № 11.

ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ф. Р. АПЕЛЬЦИН

(Всесоюзный институт минерального сырья)

Одной из устойчивых закономерностей локализации многих генетических типов месторождений олова и вольфрама, практически всех редкометалльных месторождений (тантала, ниобия, циркония, редких земель, лития и бериллия), а также почти всех эндогенных месторождений радиоактивных элементов является их связь с наложенными структурами, в которых они ассоциированы с наиболее поздними проявлениями гранитного магматизма. Такие структуры резко преобладают в областях относительно более древней консолидации сиалической части земной коры. Признаками консолидации во всех случаях являются: завершённые процессы складчатости; совершенная, как правило, эволюция метаморфизма пород (исключая формации молодых покровов), завершающаяся до начала продуктивного гранитного магматизма; увеличенная мощность коры в значительной части за счёт «базальтового слоя», т. е. при относительно приподнятом положении так называемой границы Конрада (Щеглов, 1967; Ициксон, 1958 и др.).

Активизация ранее консолидированных участков земной коры обычно сопряжена с тектоническими процессами в смежных областях геосин-

клинального развития или этапами обновления линиamentos земной коры, отделяющих подвижные пояса от платформ, иногда пересекающих те и другие.

Характерной особенностью активизации древних структур прежде всего следует считать появление среди них гранитоидов (включая их вулканы) так называемой внегеосинклинальной формации и тесно связанного с ними оруденения преимущественно редких металлов литофильной группы. Такие гранитоиды в основном развиты в геоантиклинальных структурах подвижных поясов, в приподнятых блоках основания срединных массивов, в краевых антиклинальных рамах складчатых зон, в окраинных и рифтовых зонах платформ.

В числе характерных провинций с широко развитыми гранитоидами рассматриваемой формации и сопутствующими редкометальными месторождениями могут быть названы: остаточные блоки каледонид палео-Европы, испытавшие варисскую активизацию (Чешский, Центрально-Французский массивы, каледониды Корнуолла); Кокчетавская глыба и подобные ей геоантиклинальные структуры Урало-Тяньшанского складчатого пояса; зоны верхнепалеозойской и мезозойской активизации докембрийских и раннепалеозойских складчатых структур Прибайкалья и Становика; фрагменты подвижной Китайской платформы, вовлеченные в тихоокеанские структуры верхнепалеозойского и мезозойского возраста; активизированные фрагменты Бразильского щита в альпийских структурах Восточных Кордильер (в частности, Боливийский оловоносный пояс) и многие другие провинции оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения. К числу их должны быть также отнесены области развития молодых гранитов с оловянно-редкометальным оруденением в пределах древних платформ, в частности Африканской, которые локализованы в оперяющих элементах длительно развивавшихся африканских рифтов, например, комплексы близповерхностных гранитоидов плато Джос в Нигерии (Апельцин, Фельдман, 1958).

В известной мере к ним близки в петрогенетическом отношении по-стороженные гранитоиды молодых складчатых поясов, например, мезозойд Северо-Востока и Забайкалья, отчетливо наложенные на все магматические образования геосинклинально-орогенных формаций или прорывающие комплексы осадочно-вулканогенных образований верхней молассы.

Среди наиболее поздних гранитоидов вышеперечисленных и им подобных провинций развития редкометального оруденения существенно преобладают близповерхностные образования ультракислого аляскитового состава, повышенной щелочности, в ассоциации с которыми нередко встречаются субщелочные и щелочные породы семейства гранита — сиенита, в том числе их фельдшпатоидные разновидности.

Фациальные особенности гранитоидов этой формации, а также сопутствующих им редкометальных месторождений весьма изменчивы. И хотя во всех случаях гранитоиды рассматриваемой формации принадлежат сравнительно не глубинным образованиям, петрогенезис гранитоидов, а также генетические черты ассоциированного с ними редкометального оруденения обнаруживают широкую изменчивость прежде всего в зависимости от их положения относительно уровня поверхности древнего комплекса метаморфических пород. Эруптивные фации гранитоидов нередко проникают в молодые, не пережившие метаморфизма осадочно-вулканогенные отложения чехла, как правило, небольшой мощности и особого формационного состава, отвечающего зонам геоантиклинального режима развития подвижных поясов или участкам активизации платформ.

Гранитоиды с разными фациальными особенностями представляют в отмеченных выше условиях различные эрозионные срезы единых магматических колонн, как это понимают Т. Барт (1956; 1962), Термье (Тег-

mier, 1910) и др. В корневых зонах магматических колонн, в среде метаморфических пород древних активизированных структур молодые граниты отвечают очаговой фации, представляя области эманационной гранитизации метаморфических толщ (включая более ранние магматические породы геосинклинально-орогенных формаций). Возникающие в этих условиях гранитоиды, преимущественно метасоматической природы, унаследуют многие черты текстур замещенных пород. Они всегда отличаются повышенной щелочностью, по составу приближаются к щелочным гранитам и сиенитам, а в среде карбонатных и богатых основаниями изверженных пород (в условиях высокой активности щелочей в процессе метасоматоза) составы их сближаются с породами семейства щелочных и нефелиновых сиенитов.

В пространственной связи с гранитоидами этой фации формируются редкометальные месторождения типа щелочных альбититов, обычно богатые ниобием, цирконием, редкими землями, с большей или меньшей примесью тантала и олова (отношение Ta : Nb обычно составляет 1 : 10—1 : 20).

На более высоком уровне магматических колонн, близком к поверхности цоколя метаморфических пород активизированных структур, или достигающем нижних горизонтов перекрывающего комплекса слабо метаморфизованных отложений, метасоматические фации гранитоидов сменяются реоморфическими или собственно эруптивными образованиями, особенности которых определяются в большей степени условиями кристаллизации расплавов и степенью проявления постмагматических процессов. Изменения гранитоидов этой фации в основном связаны с эманациями корневых систем магматических колонн, в которых энергично продолжают процессы щелочного метасоматоза. Среди сопутствующих таким гранитоидам редкометальных месторождений характерны: тантало-ниобиевые (колумбитоносные субщелочные гранитоиды, с отношением Ta : Nb = 1 : 4—1 : 8), бериллиевые (слюдисто-бериллового, иногда гентгельвинового типов), касситерит-вольфрамитовые месторождения кварцево-жильного и грейзенового типов или месторождения редкометальных гранитных пегматитов (для условий наиболее «закрытых» структур).

Верхние части магматических колонн среди отложений перекрывающего чехла представлены малыми эруптивными телами порфировых гранитоидов или их вулканогенными аналогами. Для участков сопутствующей им редкометальной минерализации характерны более локальные поля проявления кварцевого и щелочного метасоматоза, иногда грейзенизации и весьма пестрая минерализация: тантал и редкие щелочи; вольфрам; фтор и бериллий (фенакит-бертрандитовые месторождения). Более основным гранитоидам той же фации сопутствуют комплексные сульфидно-оловянные (типа Боливийских), олово-серебряные, золото-висмут-урановые и другие месторождения. В этом отношении интересны примеры из недавних работ южноамериканских геологов — Лjunggren и др. (Ljunggren, 1962), в которых отчетливо показана связь между молодыми формациями риолитов в районах крупных оловорудных месторождений (Потоси, Ляллагуа, Уануни и др.) и мезокайнозойскими процессами щелочного метасоматоза и гранитизации в подстилающих комплексах метаморфических пород в структурах активизации фрагментов Бразильского щита.

В областях ранней тектонической консолидации внегеосинклинальный гранитный магматизм, как мы уже отмечали, характерен для наиболее позднего времени эпох активизации. Ему предшествует сложная и длительная метаморфическая эволюция пород субстрата, перемещение его в меру денудации рассматриваемых геологических структур на более высокие уровни, что несомненно находит связь с общей перестройкой структуры земной коры, вероятно, и мантии. Гранитный магматизм на соответствующем этапе развития отражает естественное стремление к измене-

нию минеральных парагенезисов метаморфических пород в новых условиях, после их глубокого вскрытия. Однако непременным условием для такого изменения состава метастабильных в новых условиях метаморфических пород является тектоническая активизация областей геантиклинального развития, когда проявляется резкая неоднородность напряженного состояния горных пород. В этих условиях появляются или обновляются дизъюнктивные дислокации в верхней части земной коры, открывающие путь широкой диффузии и инфильтрации поровых растворов (и взаимосвязанным с ними тепловым потокам), обменным реакциям между минералами и поровыми растворами окружающих пород, что в конечном счете ведет к глубокому метасоматическому преобразованию последних, локальной гранитизации и появлению выше определенного критического уровня магматических расплавов.

В известной мере все это противоречит сложившимся представлениям о коровых гранитах как образованиях, связанных с процессами ультраметаморфизма и палингенеза осадочных образований земной коры. Это действительно так, если под ультраметаморфизмом понимать плавление субстрата в условиях наиболее высоких ступеней метаморфизма. В действительности же среди метаморфических толщ древних активизированных областей отмечается обратное соотношение между объемами гранитных пород и степенью метаморфизма вмещающих их толщ, т. е. объем гранитных пород возрастает вместе с увеличением содержания воды и других летучих компонентов от пранулитовой к зеленосланцевой фации метаморфических толщ. В условиях гранулитовой и высокой ступени амфиболитовой фаций метаморфизма гранитоиды интересующей нас формации не возникают, если метаморфические породы не испытали диафтореза, или сохранились как метастабильные системы после существенного вскрытия перекрывающих толщ.

Систематические данные определения абсолютного возраста гранитоидов описываемой формации показывают, что образование их в среде метаморфических пород всех фаций на многие десятки и сотни млн. лет моложе соответствующих эпох метаморфизма, хотя это не всегда бывает четко выражено для древних образований, где такая разница в возрасте находится на грани чувствительности метода.

Аналогами гранитов в условиях метаморфических фаций высоких ступеней метаморфизма являются чарножит-анартозитовые ассоциации и близкие им породы магматического облика с повышенной ролью слабых оснований, среди которых разности с существенным объемом щелочных полевых шпатов представляют резко подчиненные по массе латераль-секреционные образования (Кузнецов, 1964; Ramberg, 1952 и др.), возникающие при местном перераспределении щелочей в соответствующих фациях метаморфизма. Что же касается собственно гранитов и других магматических пород с повышенной ролью сильных щелочей, то по своей природе они могут возникать в условиях более умеренных давлений, значительно позднее соответствующих эпох метаморфической эволюции сиалических зон земной коры. Подтверждением сказанному выше, кроме данных по возрасту и распределению гранитов среди метаморфических пород разных фаций, могут служить некоторые тектоно-физические и термодинамические соображения.

Прежде всего, интересно, что ведущие порообразующие минералы гранитов и других пород повышенной щелочности (альбит, ортоклаз и фельдшпатоиды) на единицу плотности кристаллических решеток отличаются наименьшим числом катионов в равном объеме кислородного каркаса. Возникновение таких минералов требует относительного избытка кислорода и пониженного внешнего давления, т. е. относительно близких поверхностных условий, при которых происходит разуплотнение (или «разрыхление») кристаллических решеток. Возрастающие при этом отношения $O : Si$ и $O : Al$ понижают вязкость силикатных систем, что спо-

сопутствует интрузивному процессу при наличии необходимого перепада давления.

С термодинамической точки зрения следует указать на следующие предпочтительные условия появления минеральных парагенезисов с ведущей ролью щелочных шпатов.

1. Такие парагенезисы требуют для своего возникновения повышенного давления, способствующего росту активности сильных щелочей и снижению температуры плавления силикатных систем, что находится в соответствии с законом Пойнтинга (Барт, 1956)

$$\frac{dT}{dP} = \frac{TV}{\Delta H}, \quad (I)$$

так как разница в теплосодержании между твердыми фазами и их расплавом всегда является величиной отрицательной. Этим хорошо объясняется широкая метасоматическая перекристаллизация пород в зонах тектонических нарушений, в которых направленное давление на твердые фазы всегда превышает внутреннее давление компонентов поровых растворов. Однако в глубинных зонах земной коры, где с общим ростом давления и сокращением объема поровых растворов давление приближается к гидростатическому (и разломные формы дислокаций не характерны), отмеченные выше закономерности теряют свою силу.

2. Обязательным условием возникновения минеральных парагенезисов с преобладанием щелочных полевых шпатов за счет различных метаморфических (и большинства магматических) пород должно быть приращение энтропии системы, так как щелочные полевые шпаты представляют минеральные фазы с относительно более упорядоченными кристаллическими решетками и минимальной свободной энергией.

Если закон Пойнтинга (I) выразить в виде изменения энтропии системы —

$$\Delta H = T \Delta S + V \Delta P, \quad (II)$$

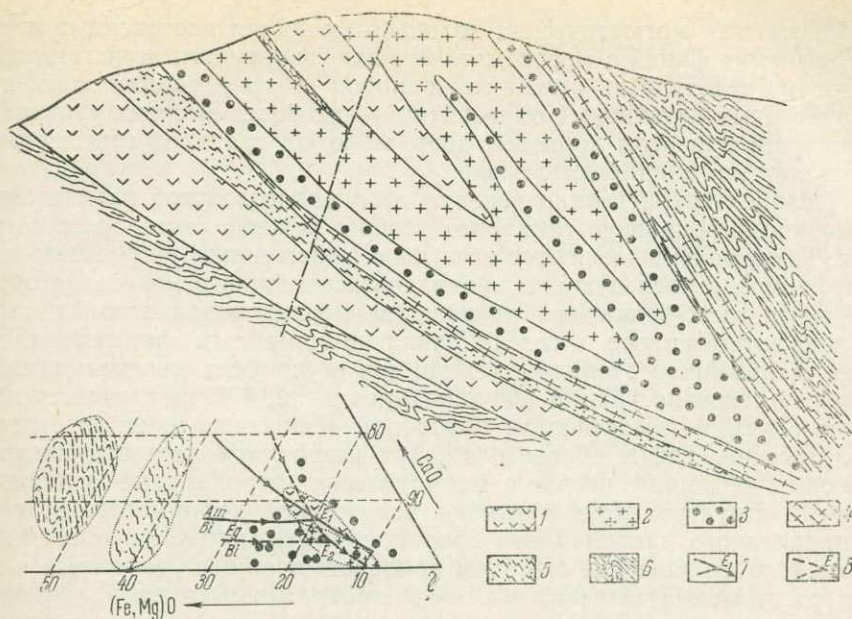
учитывая ее связь с изменением теплосодержания (приращением энтальпии), то для фиксированной системы можно получить следующее выражение зависимости приращения энтропии от давления и температуры:

$$\Delta S = V_0 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_{T_0} - \frac{\Delta P}{T_0} \right]. \quad (III)$$

Анализируя приведенное уравнение (III), можно установить, что непрерывным условием приращения энтропии (в том числе для рассматриваемого условия гранитизации метаморфических толщ) является определенный уровень падения давления в системе, соответствующее повышение температуры и последующее ее падение. Только в таком случае производная $\left(\frac{dP}{dT} \right)_{T_0}$ будет < 0 . Если ΔP будет > 0 , то энтропия системы должна убывать. При снижении давления в указанных выше условиях гранитизации энтропия так же сначала убывает (возможный акт плавления) пока сохраняется неравенство $0 > \Delta P > T_0 \left(\frac{dP}{dT} \right)_{T_0}$, после чего энтропия системы должна возрасть.

Таким образом, теоретические предпосылки указывают на то, что гранитизация метаморфических толщ может протекать только в относительно более высоких зонах земной коры. Метаморфические породы при этом должны пережить напряженное состояние при неравномерном давлении на компоненты минеральных фаз и поровых растворов.

Отмеченные выше эмпирические закономерности и теоретические предпосылки развития гранитного магматизма и сопутствующего редкометального оруденения удобно рассмотреть на частном примере одного из районов северной части Уралтауского антиклинория, примечательного



Идеализированная схема положения гранитоидов и ассоциированных с ними метасоматитов в северной части Уралтауского антиклинория

1 — древние (раннепалеозойские) плагиограниты и их микроклин-пертитовые разности; 2 — поздние (верхнепалеозойские) субщелочные и щелочные граниты и граносениты; 3 — полевошпатовые щелочные метасоматиты и альбититы; 4 — глаукофановые сланцы; 5 — фельдшпатизированные сланцы; 6 — аповулканические и парасланцы альбит-эпидот-амфиболовой субфации; 7 — линии котектики и точка эвтектического плавления «идеального гранита» П. Эсколя; 8 — линии котектики и точка эвтектического плавления щелочного гранита-граносенита

в том отношении, что системой горных выработок здесь удалось оконтурить корневые части ряда залежей гранитоидов, формировавшихся в наиболее поздний период активизации структур антиклинория (см. рисунок). Различные метасоматические и эруптивные фации гранитоидов здесь занимают особое место в сложно построенных интрузивных залежах, переходящих в своих корневых частях в зоны мигматитов или другие типы гранитизированных метаморфических пород. Последние представляют различные фации кристаллических сланцев и гнейсов по вулканогенно-осадочным толщам доордовика.

Гранитоиды на разных уровнях вскрытия магматических тел представляют здесь связанные постепенными переходами разновременные образования — от более древних плагиогранито-гнейсов и микроклин-пертитовых гранитов до более молодых микроклин-альбитовых субщелочных гранитов и гранит-порфиров, щелочных полевошпатовых гнейсов и ассоциированных с ними альбититов (существенно полевошпатовых метасоматических пород с железо-натриевыми силикатами и редкометальной минерализацией).

Диапазон абсолютного возраста различных гранитоидов охватывает большой период времени — от позднего докембрия до перми. Гранитный магматизм неоднократно повторялся начиная с орогенной стадии формирования байкалид и на протяжении всего палеозойского цикла развития уральской складчатой зоны, когда древние комплексы антиклинория пережили сложный и многостадийный метаморфизм. Древние гранитоиды повышенной основности в фациальном отношении являются более глубинными образованиями; молодые же гранитоиды повышенной щелочности формировались на небольших глубинах, после существенного вскрытия антиклинория. Однако для гранитоидов разных этапов и уров-

ней вскрытия магматических колонн отмечаются постепенные переходы от корневых фаций с метасоматическими структурами и четко унаследованными текстурами вмещающих пород к гранитоидам с обычными структурами эруптивных образований — на более высоких уровнях антиклинория; при этом корневые зоны молодых гранитов гипсометрически расположены значительно выше.

Поздняя гранитизация периода верхнепалеозойской активизации антиклинория локализуется в зонах особого режима тектонического развития. Такие зоны выделяются отчетливо выраженным регрессивным метаморфизмом и последующим проявлением щелочного метасоматоза. В тех же зонах часто заключены древние гранитоиды различного фациального облика, относящиеся к геосинклинально-орогенным формациям доуралид. Дальнейшая эволюция тех же зон в условиях геоантиклинального режима развития уралид (Молдованцев и др., 1962) отличается локально высоким метаморфизмом пород при решающем влиянии стрессовых напряжений. Таким образом, в зонах развития молодых гранитов вмещающие метаморфические и магматические породы ранее консолидированных структур несут признаки наложенной деформации в условиях направленного давления при сокращающейся нагрузке вышележащих толщ. Особое значение при этом приобретает общее увеличение в пределах рассматриваемых зон объема микротрещиноватости и эффективной пористости пород, оказывающее решающее влияние на последующее развитие в тех же зонах процессов диафтореза, хотя в породах и сохраняются реликты минеральных парагенезисов высоких ступеней метаморфизма (корродированные пироп-альмандиновые гранаты, псевдоморфозы по ставролиту, эгирин-авгитовые пироксены с остаточной фазой омфацита и др.).

Корневые части залежей молодых гранитов в упомянутых тектонических зонах окаймляются и продолжают на глубину сланцами глаукофановой субфации, характерными для субстрата, испытавшего направленное давление при относительно низких температурах (Файф, Тернер и Ферхуген, 1962; Маракушев, 1965). Процесс диафтореза, таким образом, в рассмотренном примере выражает тенденцию изменения состава пород, противоположную ранее пережитому напряженному состоянию, что могло быть вызвано падением внешнего давления при общем поднятии метаморфических толщ антиклинория на уровень большего водонасыщения.

Направленное давление, как известно, стимулирует активности подвижных компонентов в поздние этапы метаморфизма, увеличивает парциальное давление воды, кислотных анионов и кислорода, что вызывает в свою очередь последующий приток сильных щелочей и развитие реакций щелочного метасоматоза древних гранитоидов и вмещающих их метаморфических пород. Повторную гранитизацию последних необходимо рассматривать как следствие снятия напряженного состояния, вызванного падением давления на минеральные фазы пород и соответствующим увеличением давления компонентов поровых растворов.

Предшествующие щелочному метасоматозу процессы диафтореза вели к увеличению объема минералов более сильных оснований и слабых кислот (слюд, амфиболов, хлоритов, эпидота и др.) в составе окружающих пород и насыщению их летучими кислотными компонентами (водой, фтором, фосфором, бором и углекислотой). Это должно было вызвать преимущественный приток в те же зоны тепловой энергии, так как вхождение воды и других летучих соединений в решетки перечисленных минералов связано с экзотермическим течением реакций. Последующий приток в те же зоны щелочей и рост их активности в новых условиях дает начало щелочному метасоматозу, интенсивной фельдшпатизации окружающих пород, на определенном этапе сменяющейся реоморфизмом и гранитизацией окружающих алюмосиликатных пород.

Источник щелочей, воды и других кислотных компонентов в известной мере является глубинным, связанным с дифференциацией вещества при перестройке земной коры и мантии; прежде всего это относится к натрию и кремнию. Однако такой приток вещества и связанной с ним тепловой энергии не может быть ограничен непосредственно этапами щелочного метасоматоза и гранитизации, его можно объяснить лишь всем ходом метаморфической эволюции пород. Важно отметить, что наиболее существенное перераспределение компонентов происходит между растворами и минеральными фазами в зонах глубокого диафтореза, где изменение внешних параметров системы после действовавшего стресса наиболее контрастно к условиям предшествовавшего периода прогрессивного метаморфизма.

Соответствующий период метаморфической эволюции пород Уралауского антиклинория характерен неоднократными интрузиями основных и ультраосновных магм. Однако едва ли они могли явиться непосредственным источником эманаций в процессах щелочного метасоматоза и гранитизации. В известной мере эти проявления глубинного магматизма являются источниками тепла и некоторой доли эманаций в общем ходе метаморфической эволюции пород антиклинория.

Непосредственно же в этапы щелочного метасоматоза и гранитизации верхних зон метаморфических толщ антиклинория источники тепла и эманаций были более локальными. Об этом свидетельствует более или менее постоянный критический уровень глубины, ниже которого щелочной метасоматоз и молодая (позднепалеозойская) гранитизация не распространяются. В пределах обновленных разломов гранитизированные породы позднего этапа на глубину (и по простиранию зон) сменяются глаукофановыми сланцами, различными щелочными метасоматитами или слабо измененными древними гранитоидами, а еще далее — метаморфическими породами все более высокой ступени, со все менее выраженными признаками диафтореза и наложенных метасоматических процессов.

Поздняя гранитизация наиболее легко осуществляется вдоль зон обновленных дислокаций на границах тел древних гранитоидов и примыкающих к ним диафторитов, где условия для щелочного метасоматоза, реоморфозма и гранитизации оказались наиболее благоприятными как в структурном, так и в физико-химическом отношении. Возникающие здесь новообразования связаны фациальной зависимостью, близкой к зональности колонки диффузионно-инфильтрационного метасоматоза: при этом внутренние зоны гранитизации (магматического замещения) все более сближаются с составами анхизвтектических гранитов, под влиянием которых разрастаются и преобразуются остаточные блоки древних гранитов.

Непосредственно примыкающие к гранитным телам сланцы выделяются обильной порфиробластической альбитизацией, с резко подчиненными порфиробластами микроклина. В эндоконтактных частях залежей они резко сменяются альбититами с заметной долей микроклина и кварца, фенгита, редкими выделениями эгирина и гапсингсита. На метасоматический генезис альбититов этой зоны указывают различные черты их структуры и слоисто-пликативных форм сложения, унаследованные от окружающих сланцев, и в этом отношении напоминающие фениты в ореолах щелочных интрузий. Внутрь и по восстанию залежей альбититы сменяются щелочными гнейсо-гранитами, текстуры которых свидетельствуют об их реоморфическом течении. Центральное и более высокое положение в залежах занимают субщелочные и щелочные граниты с обычными структурами эрултивных пород.

Процесс кремне-натрового метасоматоза древних гранитоидов и вмещающих сланцев во внешних зонах (с разрушением слюд, хлоритов, амфиболов, эпидота и других минералов) представляет не только вынос

слабых оснований, но и постепенное накопление в растворах калия, что в дальнейшем приводит к смене альбитизации микроклинизацией, а затем вновь альбитизацией. Для разных стадий щелочного метасоматоза выделяются зоны сопряженного отложения перемещенных компонентов (эгиринизации, окварцевания, флюоритизации). Состав пород внутренних зон залежей с заметными вариациями (в отношении структур, текстур и второстепенных примесей) тем не менее сближается с наиболее легкоплавкими эвтектиками щелочных гранитов — сиенитов. Признаки полного плавления обнаруживают лишь породы внутренних частей залежей в более высоких эрозионных срезках, где они местами представлены гранитоидами с порфировыми структурами.

Породы внутренних и более высоких частей залежей, испытавшие плавление при наиболее низких (из возможных) температурах, отличаются более высоким содержанием щелочей, особенно калия, и относительно более высокой ролью кислорода в стандартном объеме пород. Это является признаком более высокого водонасыщения системы, т. е. высокого парциального давления в ней водяного пара в надкритических условиях, при достаточной плотности последнего для обеспечения необходимой скорости реакций метасоматического преобразования силикатов до состояния эвтектического плавления.

Сохраняющиеся в строении залежей останцы слабо измененных древних гранитов по составу близки к так называемым идеальным гранитам Эсколя (Eskola, 1948). Составы поздних субщелочных и щелочных гранитов, в том числе метасоматических разностей корневых частей залежей, тяготеют к линиям котектической кристаллизации и эвтектике наиболее низкотемпературных (по Н. Боуэну и О. Таттлу, 1952) щелочных гранитов и граносиенитов. Однако их составы, подобно другим гранитоидным породам с избытком калия, не попадают в «низкотемпературное корыто» диаграммы плавкости систем альбит — анортит — ортоклаз или нефелин — калиофиллит — кварц Шерера — Боуэна и, таким образом, не могли возникнуть в ходе дифференциации более основных магм. Сближение их состава с низкотемпературными эвтектиками гранитов повышенной щелочности могло явиться только следствием предшествующего калиевого метасоматоза.

Оценивая положение различных метаморфогенных и магматических пород в ореолах рассмотренных залежей гранитоидов активизированных зон Уралтауского антиклинория, с учетом данных Розенквиста, Волтона и др. (Walton, 1955) о температуре и давлении соответствующих процессов (порфиробластической альбитизации, микроклинизации, реоморфического течения, плавления, температуры минералообразования в различных фациях метаморфизма и т. п.), необходимо признать существование в охарактеризованной обстановке весьма высокого локального геотермического градиента, до 1° и более на 1 м при особенно резком перепаде температур на фронте магматического замещения. Близкие к такому значению геотермические градиенты известны в зонах термоаномалий современных вулканических областей (Маврицкий, 1966). В силу низкой теплопроводности силикатных пород это не должно было влиять на геотермический градиент в окружающих породах. По известным данным Ларсена (Larsen, 1948), остывание крупнейшего Южно-Калифорнийского батолита могло изменить геометрический градиент вышележащих пород не более чем на 10° в интервале 1 км.

Возникает вопрос об источниках тепловой энергии, необходимой для метасоматического преобразования метаморфических пород до состава гранитной эвтектики и последующего плавления силикатов соответствующего состава. Мы исходим из того, что глубинная тепловая энергия преимущественно аккумулирована в метаморфических толщах пропорционально степени их метаморфизма. Дальнейшее накопление тепловой энергии в более локальных зонах дислокаций и диафтореза связано со

степенью гидратации минералов метаморфических пород и увеличения в их составе других летучих компонентов, что определяет экзотермическое течение реакций и общее приращение энергии системы. Последующий период щелочного метасоматоза, фельдшпатизации и гранитизации метаморфических пород, включая древние гранитоиды, характерен замещением большой массы водных силикатов щелочными полевыми шпатами. Несмотря на эндотермический эффект потери воды и других летучих фаз в общем продолжается нарастание теплосодержания системы; при этом можно указать на следующие вероятные источники приращения энтальпии минеральных фаз.

1) преимущественное изменение шестерной координации алюминия на четверную при фельдшпатизации метаморфических пород в условиях наиболее низкой температуры точки кислотно-основной диссоциации глинозема благодаря высокой активности щелочей (Перчук, 1964);

2) изменение агрегатного состояния и структуры выделяющихся при метасоматозе метаморфических пород летучих соединений и прежде всего воды;

3) реакции растворения высокоагрессивными летучими соединениями минералов окружающих пород;

4) распад и гидролиз комплексных соединений с летучими компонентами переменного состава и др.

Сложную картину приращения теплосодержания системы далеко не отражает простое сопоставление энтальпий исходных и конечных минеральных парагенезисов без учета всего сложного хода реакций, их промежуточных и побочных образований. В общем виде существует связь между возникающими метасоматическими образованиями (в том числе с максимальным приращением тепла в зоне магматического замещения) и химическими потенциалами вполне подвижных компонентов и прежде всего воды и щелочей. Максимальное приращение тепловой энергии на фронте магматического замещения создает устойчивый температурный градиент в области протекающих метасоматических процессов и служит предпосылкой постепенного перемещения фронта магматического замещения в сторону окружающих фельдшпатизированных сланцев, т. е. разрастания гранитоидов вширь и вглубь корневых частей магматических колонн.

Рассмотрим некоторые аспекты зависимости между охарактеризованным процессом гранитизации и поведением рудного вещества. Охарактеризованные условия формирования гранитоидов и тесно связанных с ними метасоматитов определяют переменный состав возникающих в разных зонах породообразующих минералов и равновесных с ними растворов. Геохимические особенности отличают также разные стадии процесса с направленным изменением физико-химического режима. Все это имеет решающее металлогеническое значение для распределения малых элементов-примесей между растворами и кристаллическими фазами, состав и кристаллохимические свойства которых испытывают многократные изменения, особенно в фациях корневых зон магматических колонн. Состав и концентрации рудных элементов зависят также от той или иной осадочно-вулканогенной, магматогенной или другой природы окружающих пород, подвергающихся гранитизации и метасоматозу. Не менее важным фактором накопления рудных элементов является их поведение в процессах регионального метаморфизма, особенно в ходе «дренажа» летучих соединений и щелочей в зонах диафореза и последующего щелочного метасоматоза.

Непосредственное распределение рудных элементов между растворами и кристаллическими решетками породообразующих минералов определяется физико-химическим режимом протекающих метасоматических реакций (активностью щелочей, летучих, условиями возникновения и распада комплексных соединений рудных элементов). Наиболее харак-

терными индикаторами поведения большинства редких элементов в рассмотренном выше процессе являются кристаллохимические особенности возникающих железо-магнезиальных силикатов. Особенно это относится к слюдам, переменный состав которых в разные стадии метаморфизма, щелочного метасоматоза и гранитизации, а также в разных фациях возникающих метаморфогенных и магматических образований во многом предопределяет распределение этих элементов между кристаллическими фазами породообразующих минералов (с переменной изоморфной емкостью в отношении редких элементов) и равновесными с ними растворами (Апельцин, 1966). В процессе диафореза и на ранних стадиях щелочного метасоматоза увеличение количества алюминия в шестерной координации, магния и железа в октаэдрической координации способствует накоплению в решетках слюд многих редких элементов (тантала, ниобия, циркония, олова). В последующие стадии метасоматоза по мере падения активности щелочей в структурах слюд возрастает относительная роль алюминия в узлах четверной координации и железа — в шестерной, что резко снижает их изоморфную емкость в отношении большинства редких элементов.

Слюды выступают, таким образом, в роли промежуточных коллекторов многих редких элементов, из которых они освобождаются на более поздних стадиях щелочного метасоматоза и гранитизации, образуя комплексные соединения с щелочами и кислотными аддендами (Беус, 1958 и др.), чаще всего фтором, мобилизованным из состава тех же слюд.

Фронт магматического замещения различных метаморфических и изверженных пород, сопряженный с зонами щелочного метасоматоза, должен рассматриваться как потенциально наиболее благоприятная область мобилизации растворами рудного вещества, что показал в своих работах Гудспид (Yoodspeed, 1952).

Более поздние метасоматические и магматические образования в рассмотренном выше процессе отличаются относительным накоплением кислотных компонентов, выносимых из зон высокой активности щелочей. В таких условиях возникают, накапливаются и в дальнейшем подвергаются распаду различные комплексные соединения многих редких и малых элементов. Пространственная дифференциация их определяется тем или иным диапазоном устойчивости комплексных соединений в отношении температуры, давления, щелочности среды. Все это объясняет отмеченные в начале статьи отличительные черты металлогенической специализации наиболее поздних гранитоидов в областях тектоно-магматической активизации древних консолидированных структур, породы которых предварительно пережили сложную метаморфическую эволюцию.

Корневые системы магматических колонн, где процессы метасоматоза опережают гранитизацию и, развиваясь параллельно с последней, осуществляют мобилизацию рудного вещества, нельзя рассматривать в отрыве от магматических пород верхних частей колонн. Последние в фациях эруптивных образований начинают свое развитие с интрузии расплава. Состав летучих и других подвижных компонентов таких расплавов несомненно испытывает влияние эманаций нижних частей магматических колонн, устойчивых в более широком диапазоне температур и давлений. Влияние таких летучих соединений обычно фиксируется и в ходе кристаллизации расплава, и в постмагматическом преобразовании гранитоидов, и в ореолах вмещающих пород, где все более отчетливо проявляется ороговикование, фенитизация (при особенно высоком потенциале щелочей), грейзенизация, скарнирование и т. п. Анализируя подобные образования и их минеральные парагенезисы, мы отдаем должное составу вмещающих пород, составу остаточных эманаций расплавов и их физико-химической эволюции (критическим явлениям и вскипанию, интенсивности удаления летучих из кристаллизующегося расплава, температурному режиму); при этом в тени остаются эманации, связанные с ме-

тасоматическими процессами и гранитизацией, продолжающими свое развитие в корневых зонах магматических колонн, где режим таких процессов и состав эманаций также испытывают изменение во времени. Одной из причин такого изменения, кроме отмечавшихся ранее, следует считать постепенное смещение корневых систем на все более низкие уровни, где изменяется состав подвергаемых гранитизации метаморфических пород, а вместе с этим — условия формирования магматических и метасоматических пород и равновесных с ними растворов. Таким образом, известный тезис Т. Барта (1961) о том, что разнообразие магматических пород в значительной мере зависит от дифференциации вещества осадочной оболочки земной коры, в пределах которой рождаются и развиваются магматические расплавы, должен быть распространен и на состав рудоносных растворов.

При этом следует также учитывать влияние перестройки во времени общей структуры земной коры и особенности этой перестройки, присущие областям ранней консолидации, где происходит постепенное повышение уровня «базальтового слоя», который в поздние этапы развития указанных структурных областей будет постепенно сближаться с углубляющимися в свою очередь корневыми зонами магматических колонн.

Рассмотренные особенности эволюции гранитного магматизма в областях активизации ранее консолидированных структур находятся в соответствии с определенной схемой размещения в них различных генетических типов редкометальных месторождений.

Для корневых зон магматических колонн с широко проявленным опережающим процессом щелочного метасоматоза характерна совмещенная с этой фацией тантало-ниобиевая, циркониевая, редкоземельная, иногда сопутствующая оловянная минерализация. По мере накопления перечисленных элементов и возрастающей активности щелочей в растворах увеличивается отношение ниобия к танталу с тенденцией выноса последнего в более высокие горизонты; в спектре редкоземельных элементов для месторождений характеризуемой фации возрастает роль тяжелых лантаноидов. Бериллий преимущественно выносится его устойчивыми соединениями из области высокощелочного метасоматического процесса; частично он накапливается в ближней периферии, в составе редкоземельных силикатов (чаще всего гадолинита). Из радиоактивных элементов торий обычно накапливается (на поздних стадиях щелочного метасоматоза), а уран выносится.

В более высоких частях магматических колонн с преобладающей фацией эруптивных гранитоидов и проявлением наложенного процесса щелочного метасоматоза положение редкометальной минерализации и ее геохимические черты (повышение роли тантала, бериллия, лития, цезия) приближаются к условиям формирования редкометальных гранитных пегматитов с той лишь разницей, что пегматиты возникают, хотя и в близкой обстановке, но в условиях более закрытых систем отщепленных гранитных расплавов, обогащенных летучими (Гинзбург, 1967). В условиях более открытых систем в ореолах гранитных тел обычно локализованы грейзеновые и жильные месторождения олова, вольфрама, бериллия, для которых непосредственная связь с гранитоидными телами того же уровня развития во многих случаях является очевидной, хотя соответствующая минерализация в определенной мере зависит также от мобилизации и дальнейшей дифференциации рудного вещества на уровне корневых зон магматических колонн.

В еще более высоких близповерхностных частях магматических колонн, по-видимому, на более поздних стадиях их развития, когда корневые зоны испытывают влияние нижних горизонтов «базифицированной» земной коры, появляются иные типы редкометальных месторождений: редкоземельные, тесно связанные с месторождениями касситерит-сульфидной формации; бериллиевые месторождения фенакит-берtrandитовой

формации, в пространственном и временном отношении тесно связанные с полиметаллическими и плавиковошпатowymi и др. Характерным для этой фации является многостадийное и телескопированное рудообразование, во времени сближенное с жильными интрузиями контрастного состава: гранитоидами и диабаз-порфирами повышенной щелочности и аномальными по составу лампрофирами. В наиболее жестких платформенных структурах такому позднему этапу развития, возможно, отвечает появление бериллиевого оруденения с определенным влиянием серы (в виде гентгельвиновой минерализации), ассоциированного с тантало-ниобиевым и оловянным.

Изложенные выше положения требуют иного подхода к понятию о металлогенической специализации гранитоидов рассмотренной фации, так как последние далеко не являются прямым и единственным источником рудного вещества. На разных уровнях формирующихся магматических колонн гранитоидам этой фации свойственны определенные типоморфные минералого-петрографические и геохимические черты, отражающие условия возникновения их минеральных парагенезисов и существующих с ними рудообразующих растворов. Последние возникают и испытывают сложный путь эволюции своего состава прежде всего на уровне зарождения расплава. Таким образом, рудообразующие растворы нельзя отрывать от магмаобразующих; появление и эволюция их охватывает более продолжительные периоды геологической истории, чем возникновение расплава и кристаллизация магматических пород.

Литература

- Апельцин Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Апельцин Ф. Р. Эволюция слюд как критерий редкометальной минерализации гранитизированных кристаллических сланцев.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 30. Изд-во «Недра», 1966.
- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Барт Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов.— Геохимия, 1958, № 4.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система «альбит—ортоклаз—вода». В сб. «Полевые шпаты». ИЛ, 1952.
- Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометальных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 9, № 5, 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Ицксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— Сов. геология, 1958, № 1.
- Маврицкий Б. В. Природные условия формирования термальных вод и их месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6, 72.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Недра», 1965.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука», 1968.
- Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинными разломами на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— В сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». ИЛ, 1952.
- Файф Ф. У., Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Щеглов А. А. Основные черты металлогении зон автономной активизации.— В кн.: «Эндогенные рудные месторождения». Изд-во «Наука», 1967.
- Bowen N. L. and Schairer J. F. The system SiO_2 anorthite leucite.— Amer. J. Sci., 1937, 233.
- Eskola P. On the differential anatexis of rocks. Helsinki, 1933.
- Eskola P. The nature of metasomatism in the processes of granitization Int.— Geol. Congr. Report eighteenth Session. Great Britain, 1948, Pt. III.
- Goodspeed G. E. Mineralization related to granitization Econ. Geol., 1952, 47.

- Larsen E. S. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles Southern California.— Geol. Soc. Amer., 1948, Mem. 24.
- Ljunggren P. Bolivian tin mineralization and orogenic evolution.— Econ. Geol., 1962, 57, N 6.
- Ramberg H. Origin of metamorphic and metasomatic rocks. A treatise on recrystallization and replacement in the Earth's crust. Chicago, 1952.
- Schairer J. F. and Bowen N. L. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.— Amer. J. Sci., 1956, 254, N 3.
- Termier P. Les prevues d'un metamorphisme de profondeur dans les schistis cristallins precambriens. Compt. rend. Congr. geol. intern. Stockholm, 1910.
- Walton M. The emplacement of granite.— Amer. J. Sci., 1955, 253.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ, МАГМАТИЗМА И РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

В. В. ИВАНОВ

(Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов)

Проблема связи магматизма и эндогенного рудообразования весьма многообразна. Затрону лишь одну из ее сторон — роль региональной тектоники, без учета которой, по нашему мнению, ни один из используемых ныне приемов установления этой связи не является достаточно действенным. В наших построениях руководящими были следующие общие принципы.

1. При установлении связи рудных и магматических проявлений первое место принадлежит геологии с обязательной статистической оценкой выводов (Ивенсен, 1969). Необходимо лишь подчеркнуть, что особенно важное значение геотектонический подход имеет для установления взаимоотношений магматических пород и месторождений с так называемыми неясными или отсутствующими связями.

2. При региональных петрологических и металлогенических построениях первоначально особенно важно выявить общие геологические взаимосвязи месторождений с наиболее крупными петрохимическими единицами. В связи с этим на первый план выходят петрохимические характеристики пород. Это же заставляет пользоваться наиболее укрупненными систематиками месторождений, в основе которых лежат геохимические принципы (Иванов, 1968, 1969).

3. Химизм эндогенных пород и руд каждого из районов связан со всей предшествующей их образованию геологической историей формирования и обычно увязывается с глубинным строением земной коры, которое имело место во время образования пород и месторождений. При этом для рудных районов, которые часто относят к совершенно разным тектоническим режимам (геосинклинальному, орогенному, платформенному, активизиционному и т. д.), в том случае если они характеризуются сходной динамикой тектонических движений, устанавливаются определенные черты сходства составов эндогенных пород и руд.

Сама по себе мысль о решающей роли геотектоники при формировании изверженных пород и рудных месторождений не нова. Она формулировалась еще Г. Штилле, С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным и стала привычной. Однако этот правильный принцип на практике реализуется недостаточно эффективно.

В 50-х годах при ОГГН АН СССР была создана комиссия по закономерностям размещения полезных ископаемых, инициатива организации которой принадлежала тектонистам. Ее первыми идейными руководителями были Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, И. И. Горский, Ю. М. Пущеровский и др. Общие принципы подхода к проблеме закономерностей

размещения магматических пород и эндогенных месторождений, так как их понимали ведущие тектонисты, были сформулированы Н. П. Херасковым (1958) в статье, открывающей первый том трудов Комиссии. Эта статья содержит глубокий философский анализ проблемы закономерностей размещения различных эндогенных и экзогенных образований и незаслуженно забыта петрографами и рудниками. В ней Н. П. Херасков писал о явно недостаточном использовании при анализе магматизма и рудообразования новейших тектонических принципов, о том, что поднятые и опущенные структуры земной коры характеризуются различными эндогенными процессами.

При этом подчеркивалось, что геологи-рудники не должны дожидаться пока тектонисты разрабатывают номенклатуру этих промежуточных по масштабу тектонических форм, с которыми сами тектонисты меньше всего имеют дело. На это же неоднократно указывал Н. С. Шатский на заседаниях комиссии, призывая нас позаботиться о рациональной геологической основе для средне- и крупномасштабных металлогенических построений¹. Н. П. Херасков был первым заведующим геологическим отделом ИМГРЭ, и наши работы, большинство которых выполнено совместно с Г. М. Мейтувом и Т. А. Ивановой, шли по намеченному пути.

В последнее время новый принцип прогнозирования металлогенических построений разделяют все большее число приверженцев (Е. А. Радкевич, Г. А. Твалчрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, Ф. Р. Апельциным, Ю. А. Кузнецовым, А. Л. Яншиным, В. А. Кузнецовым, Ш. С. Есеновой, Д. С. Кунаевым, А. К. Каюповым, А. Д. Щегловым, К. Л. Волочковичем, Л. Н. Леонтьевым, А. Н. Леонтьевым, А. А. Гармашом, В. Т. Покаловым, Г. С. Котляром, И. В. Архиповым, А. С. Перфильевым, В. Б. Черницким). Несмотря на видимую ограниченность круга последователей этого нового принципа, проведенные исследования уже позволяют сформулировать некоторые общие положения, которые необходимо учитывать при выяснении взаимосвязей магматизма, оруденения и геотектоники.

1. В подавляющем большинстве случаев наиболее существенные особенности химизма магматических пород и эндогенных месторождений связаны с характером дорудных вертикальных тектонических движений и глубинным строением земной коры — знаком, интенсивностью, продолжительностью и стабильностью тектонических перемещений и характером эволюции строения земной коры в конкретном участке. Как показал Н. С. Шатский (1946), тектонические структуры, с которыми мы имеем дело при среднемасштабных исследованиях (довольно крупные поднятия и прогибы земной коры, площадь которых составляет несколько сотен — тысяч квадратных километров), имеют глубинное заложение. Это дает возможность использовать при выявлении связей эндогенных процессов породы- и рудообразования комплекс региональных геологических, геохимических и геофизических методов. Возможность эффективного использования наблюдений за следствиями вертикальных геологических перемещений, для интересующих нас целей, определяется тем, что именно с ними связаны стратиграфо-литологические особенности осадочных пород, которые могут непосредственно изучаться и отражаться на геологических картах.

Данные по глубинному строению земной коры гораздо менее определены. Это усугубляется тем, что в большинстве случаев при геологической интерпретации региональных геофизических данных не учитывается возможность перестройки коры конкретного тектонического блока в течение незначительного геологического времени (миллионы — десятки миллионов лет). Как известно, в общем случае для интенсивно развивающихся поднятий свойственно формирование коры континентального

¹ Автор в течение ряда лет (1957—1961 гг.) являлся ученым секретарем секции редких элементов Комиссии по закономерностям размещения полезных ископаемых при ОГГН АН СССР.

типа, для погружений — океанического. В процессе инверсии начинается образование коры промежуточного типа. В связи с этим строение земной коры в зонах поднятий и прогибов, древних и молодых структур, обращенных и унаследованных форм везде имеет различное строение. Геофизические данные показывают, что альпийским поднятиям соответствует утолщение земной коры и погружение поверхностей Конрада и Мохоровичича, прогибам, наоборот, утонение земной коры и подъем этих поверхностей (Белюсов, 1966; Дементицкая, 1967). Это необходимо помнить при построении моделей земной коры, соответствующей времени образования изверженных пород и месторождений, а не переносить автоматически геофизические построения, отражающие самый поздний цикл формирования структур в интересующее нас далекое прошлое.

2. Как правило, устанавливается более или менее четкая временная и пространственная связь между магматизмом и эндогенным рудообразованием. В одних случаях связь наблюдается непосредственно с конкретным интрузивным телом и подчеркивается внутри- и околотинтрузивной локальной зональностью. Это типично для пегматитовых, альбититовых, грейзеновых и кварцево-жильных месторождений тантала, ниобия, лития, олова, вольфрама, бериллия, молибдена и ряда других редких элементов, а также для магматических медно-никелевых, титановых, хромитовых и некоторых скарновых месторождений. В других случаях эта связь устанавливается только с какой-то определенной магматической формацией и выявляется по характерной региональной рудно-магматической зональности. Последняя всегда ориентирована относительно главных тектонических элементов (границ поднятий, прогибов и т. д.), на что обычно не обращается внимания (Мейтув, Иванов, Иванова, 1967; Иванов, Мейтув, 1969). Примерами являются многие свинцово-цинковые, медные, золоторудные, кобальтовые, мышьяковые, сурьмяные, ртутные, флюоритовые и другие послемагматические месторождения.

3. Разного типа поднятиям и прогибам земной коры свойственны различные наборы эндогенных пород и месторождений. В общем случае ультракислые и кислые магматические породы и эндогенные руды литофильных элементов (тантала, лития, рубидия, цезия, олова, вольфрама, бериллия, молибдена) характерны для районов, которые в предрудное время характеризовались восходящим режимом движений. Это различные аляски, лейкократовые и щелочные граниты, гранит-порфиры и т. д., сопровождаемые процессами альбитизации, грейзенизации и кварцевыми жилами с перечисленными элементами (редкометалльно-гранитная группа). В качестве примера можно назвать некоторые месторождения в Забайкалье, минерализацию Украинского кристаллического щита, средних массивов Западной Европы (ГДР, ЧССР, Франция, Испания) и т. д.

Наоборот, ультраосновные и основные породы и месторождения сидерофильных и близких к ним халькофильных элементов (титана, хрома, никеля, ванадия, платины, палладия, рутения, иридия, родия, часто кобальта, меди, цинка) образуются в участках земной коры, интенсивно погружавшихся. Это пироксениты и дуниты с титано-магнетитовым и хромито-платиновым (Pt, Ir, Os) оруденением, габбро-нориты с медно-никель-кобальт-платиновыми (Pd, Pt, Rh, Ru) рудами, габброидные и базальтовые породы с медной минерализацией Сибирской, Канадской, Африканской и других платформ, Уральской, средиземноморской и других складчатых областей (сульфидно-базальтоидная группа).

Появление пестрых по составу (от кислых до основных) изверженных пород и наиболее сложных по составу месторождений многих халькофильных элементов (свинца, серебра, золота, ртути, мышьяка, сурьмы, олова, молибдена и др.) типично для районов с неустойчивым режимом тектонических движений, обычно с резким изменением знака вертикальных перемещений в предрудное время. Среди месторождений этих эле-

ментов можно выделить две группы. Первая, объединяющая так называемые силикатно-сульфидные или редкометалльно-сульфидно-гранитоидные месторождения (Иванов, Мейтув, 1967) олова, вольфрама, молибдена, бериллия, свинца, мышьяка, золота, образуется в различных поднятых блоках земной коры. В отличие от сходных с ними месторождений редкометалльно-гранитной группы эти обычно тяготеют к краевым частям поднятий и ассоциируют с умеренно-кислыми и средними изверженными породами — плагиогранитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми диоритами и др. Наилучшими примерами являются Шерловогорское, Иллитасское, Алыс-Хайское, Бургачанское, Депутатское, Солнечное и Фестивальное оловорудные месторождения, Белухинское и Букинское вольфрамовые, Шахтоминское и Бугдаинское молибденовые месторождения, свинцово-цинковые месторождения Кличкинского, Курганского и Актюзского рудных узлов, многие флюоритовые месторождения Забайкалья.

Месторождения второй группы, которую назовем сульфидно(сульфосольно)-базитовой, чаще всего приурочены к погружающимся в предрудное время блокам земной коры. Сюда отнесены обогащенные сульфосолями и карбонатами свинцово-цинковые месторождения Восточного Забайкалья (Нерчинско-Заводский район), Восточного Верхоянья и Приморья; золоторудные и золото-серебряные месторождения Дарасунского, Балейского и Широкинского районов Восточного Забайкалья, Алданского, Южно-Верхоянского и других районов Якутии и Северо-Востока СССР. Ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения Русской платформы Западной Сибири и Якутии, кобальтовые месторождения Сибири и т. д. В районах проявления этого типа минерализации наиболее широко распространены изверженные породы среднего и основного состава (кварцевые диориты, диориты, сиенит-диориты, кварцевые сиениты, диоритовые порфириты, лампрофиры, сиенитовые порфириты и т. д.).

4. Характер магматических пород и эндогенных месторождений зависит не только от внутреннего строения и состава блоков земной коры, но и от их размера, формы и особенностей сочетания (расстояния между поднятиями или впадинами). Для наиболее крупных и изометричных автономных структур характерна наиболее четкая региональная зональность, обусловленная сочетанием нескольких различных геохимических групп месторождений, для небольших по площади (несколько сотен квадратных километров) или резко асимметричных структур более типично проявление какой-либо одной из групп месторождений, чаще переходной (редкометалльно-сульфидно-гранитоидной или сульфидно-базальтоидной).

В заключение отметим, что при рекомендуемом региональном геолого-геохимическом подходе к проблеме связи магматизма и эндогенного оруденения удается найти взаимосвязь между химизмом пород и руд, с одной стороны, и историей развития соответствующих участков земной коры, с другой. Таким образом, зная геологическую историю района, можно перейти к его прогнозной оценке на весь комплекс полезных ископаемых. Однако не следует думать, что подобные зависимости можно увидеть на обычных металлогенических, тектонических или других употребляемых в настоящее время схемах. Требуется детальный анализ палеогеографических и палеотектонических условий, предшествовавших оруденению, с составлением специальных динамических тектонических схем, геоморфологический анализ степени унаследованности современных структур, палеогеологическая интерпретация региональных геофизических карт и т. д. Главная роль должна принадлежать количественным фактическим данным, отражающим минеральный и геохимический состав пород и руд, а также их пространственные связи с различными тектоническими элементами, с обязательной статистической проверкой всех выявленных связей.

Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Деменцикая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Наука», 1967.
- Иванов В. В. О геохимической группировке эпигенетических рудных месторождений.— Докл. АН СССР, 1968, 176, № 6.
- Иванов В. В. Некоторые вопросы регионально-геохимических исследований и перспективной оценки рудных районов и месторождений.— Геохимия, 1969, № 8.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Об особенностях силикато-сульфидной группы месторождений.— В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3. Изд-во Заб. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1967.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Тектоника и эндогенное рудообразование.— Геотектоника, 1971.
- Ивенсен Ю. П. Проблема связи рудных и магматических формаций.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Тезисы докладов. Якутск, 1969.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Закономерное распределение эндогенных месторождений Восточного Забайкалья как отражение древней и мезозойской геологической истории.— В сб. «Вопросы геологии Забайкалья и Прибайкалья», вып. 2. Изд-во Заб. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1967.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье.— В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3. Изд-во Заб. фил. геогр. об-ва СССР, Чита, 1967.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ ПОРОД КАК ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Н. П. ЕРМОЛАЕВ

(Ордена Ленина институт Геохимии и аналитической химии
им. В. Н. Вернадского АН СССР)

Высокий уровень знаний по химии урана в природных процессах позволяет использовать этот элемент в качестве удобного объекта для металлогенических исследований. Изучение поведения урана в процессах контактового и регионального метаморфизма (вплоть до ультраметаморфизма) проводилось на регионах с различной историей геологического развития: в западной части Алданского щита (древний докембрий), в западной части Средней Азии (древний палеозой), в Саксонских Рудных горах (средний палеозой — верхний протерозой).

Исследуемые породы алданского докембрия представлены глинистыми и песчанистыми осадками, метаморфизованными до высокоглиноземистых сланцев, гнейсов, кварцитов; карбонатными осадками, преобразованными в диопсидовые мраморы и кальцифиры; сильно метаморфизованными эффузивами основного состава (амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми сланцами). Геохимическому изучению подвергнут стратиграфический интервал от верхнеалданской свиты иенгурской серии до сутамской (нижнетимптонской) свиты желтулинской серии. Рассматриваемые породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и низкой ступени гранулитовой фаций. Проявление процессов ультраметаморфизма (гранитизации, мигматизации) характеризует наиболее позднюю стадию в развитии регионального метаморфизма.

Содержание урана в горных породах определялось экстракционно-колориметрическим методом на основе реагента арсеназо-III. Анализ результатов определений показывает, что какой-либо определенной тенденции в изменении содержаний урана в стратиграфическом разрезе алданского докембрия не наблюдается. Однако по средним статистическим данным четко проявляется разница в средних концентрациях урана для пород, метаморфизованных в различных фациях, а также их ультраметаморфических производных (табл. 1).

Таблица 1

Средние содержания урана [$n \cdot 10^{-4}$ %] в породах алданского докембрия (Ермолаев, Жидикова, 1986)

Порода	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация (низкая ступень)
Сланцы и гнейсы	2,25 (32) →	1,72 (37)
Гранито-гнейсы и мигматиты	↓ 1,29 (30)	↓ 1,02 (26)

Примечание. Здесь и далее в таблицах стрелки указывают направление метаморфических процессов; числа в скобках — количество проб, на основании которых выведены средние арифметические.

Понижение средних концентраций урана находится в прямой зависимости от углубления регионального метаморфизма. Развитие этого процесса от амфиболитовой до гранулитовой фации в исследуемом районе характеризуется следующими реакциями: 1) практически полным преобразованием мусковита в ортоклаз и высокоглиноземистые минералы; 2) широким развитием гиперстена (с повышенной глиноземистостью) при подчиненном значении амфиболов, обыкновенная роговая обманка в гранулитовой фации — либо реликтовая фаза, либо продукт регрессивного метаморфизма; 3) замещением ассоциации биотит + основной плагиоклаз ассоциацией гранат + диопсид + ортоклаз; 4) образованием в карбонатных породах диопсида за счет тремолита в присутствии CaCO_3 и SiO_2 .

Рассмотренные реакции протекают при потере породой летучих компонентов и в первую очередь воды и углекислоты. В процессах высокотемпературной фельдшпатизации, выплавления и полного переплавления такие минеральные преобразования с потерей летучих компонентов еще более контрастны. Это подтверждается предельно простым (в рассматриваемом ряду метаморфизма) минеральным и химическим составом гранитизированных пород, сложенных в основном кварцем, полевыми шпатами, пироксенами и высокоглиноземистыми минералами.

Зависимость между изменением минерального состава пород и соответствующим изменением концентраций урана в этих породах прослеживается также в районах развития пригранитного контактового метаморфизма (его прогрессивной линии) и при смене фации зеленых сланцев эпидот-амфиболитовой фацией в Средней Азии и Саксонии. Преобразование пород на этих ступенях метаморфизма характеризуется большим разнообразием реакций, из которых для исследованных сланцевых и карбонатных толщ наиболее обычны: 1) замещение ассоциации серицит + прохлорит ассоциацией андалузит + биотит с высвобождением воды; 2) серицит + кварц → полевой шпат + андалузит + вода; 3) хлорит + кварц → гранат + вода; 4) доломит + кварц → диопсид + углекислота; 5) кальцит + хлорит + кварц → актинолит-тремолит + эпидотцоизит + вода + углекислота; 6) при соседстве с доломитами амфиболитов ассоциа-

ция доломит + кварц преобразуется в ассоциацию актинолит + кальцит с выделением углекислоты; 7) ассоциация мусковит (серицит) + кальцит + кварц преобразуется в эпидот (цоизит) + полевоый шпат с выделением воды и углекислоты; 8) органическое вещество выгорает с выделением воды и углекислоты. Обобщенные данные по содержанию урана в породах, претерпевших метаморфизм в эпидот-амфиболовой фации и в контактово-роговиковой фации, приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Изменение содержаний урана [$n \cdot 10^{-4} \%$] при прогрессивном контактовом метаморфизме некоторых палеозойских осадках Средней Азии и Саксонских Рудных гор (наложенные концентрации, образовавшиеся в постмагматических процессах, исключены из рассмотрения при математической обработке данных)

Порода, местонахождение	Фация зеленых сланцев	Контактово-роговиковая фация
Углеродистые микрокварциты; древний палеозой; Средняя Азия	5,55 (188)	2,87 (383)
Битуминовые доломиты; древний палеозой; Средняя Азия	2,40 (182)	1,99 (89)
Углисто-кремнистые и углисто-слюдистые сланцы (без квасцовых сланцев); силур; Рудные горы	5,48 (55)	3,40 (12)
Углеродсодержащие кварц-серицитовые сланцы; верхний ордовик; Рудные горы	2,85 (154)	2,28 (130)
Филлиты; средний ордовик; Рудные горы	1,60 (11)	1,34 (64)
Филлиты; нижний ордовик; Рудные горы	3,50 (11)	2,50 (6)
Альбит-карбонатные слюдяные сланцы; верхний кембрий — нижний ордовик; Рудные горы	2,80 (109)	2,23 (28)

Таблица 3

Изменение средних содержаний урана [$n \cdot 10^{-4} \%$] в слюдяных сланцах древнего палеозоя — верхнего протерозоя Рудных гор при метаморфизме в эпидот-амфиболовой фации

		Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы	Двуслюдяные сланцы	Гранатовые слюдяные сланцы	Андалузитовые роговики
O ₁	Углеродистые	2,88	(88) →	2,53 (18)	
	Безуглеродистые	2,13	(89)		
Prg—Сп	Углеродистые	4,22 (11) →	4,17 (13) →	3,47 (3)	2,90 (2)
	Безуглеродистые	3,46 (31) →	3,29 (26) →	2,98 (9) →	

На основе общих положений теории химического осаждения и перекристаллизации вещества могут быть намечены наиболее реальные механизмы отделения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме. Анализ характера распределения урана в минералах (Комаров, Шуколюков и др., 1967) показывает, что отторжение примеси урана может происходить как при поверхностных явлениях — в процессах десорбции, образования водной (углекислой, силикатной) фазы, так и при перекристаллизации минерала-носителя (концентратора). Вероятны три механизма выхода урана из минералов и пород.

1. Метаморфическая перекристаллизация осадков — бластез — предопределяет отторжение части адсорбированной и окклюзированной примеси урана в пленочный раствор в связи: а) с уменьшением удельной поверхности минеральных зерен (укреплением зерен при перекристаллизации); б) с изменением функции распределения примеси между твердой и жидкой фазами при перекристаллизации осадка с ростом температуры

в пользу жидкой фазы: в) с самоочисткой перекристаллизующегося осадка от примеси за счет повышенной растворимости микрочастиц по сравнению с более крупными частицами минерала-носителя (оствальдовская перекристаллизация). Большое значение для выхода урана из бескарбонатных осадков приобретает перекристаллизация этих пород в углекислых растворах, поступающих за счет метаморфизма более глубоких карбонатных формаций.

2. Десорбция урана с внешней и внутренней поверхностей минеральных зерен в пленочную жидкую фазу активно протекает в среде, определяющей максимальную растворимость урановой примеси в результате стремления к установлению адсорбционного равновесия с раствором, просачивающимся через поры.

Оба рассмотренных механизма отторжения урана от горных пород реальны для областей контактового и регионального метаморфизма.

3. Растворение минералов-носителей (концентраторов) урана достигает значительных масштабов при ультраметаморфизме пород, сопровождающемся выносом в верхние структурные этажи не только летучих, но и некоторых других породообразующих компонентов (железа, титана, магния).

Учитывая характерную особенность реакций прогрессивного метаморфизма — освобождение воды и углекислоты пород, можно утверждать, что эти процессы приводят не только к очистке минерального вещества от примеси урана, но и создают среду для транспортировки урана из этих пород. Возможность образования мобильной в геохимических процессах формы урана в виде ди- и трикарбонатных комплексов уранила и устойчивости этих соединений в широком диапазоне температур (Наумов, Миронова, 1965) предопределяет значительные возможности для его отторжения от пород в карбонатных растворах: $UO_2^{2+} + n \cdot CO_3^{2-} + (6-n) \cdot H_2O \rightarrow [(UO_2)(CO_3)_n(H_2O)_{6-n}]_{2(1-n)}$, где n — целое число от 0 до 3. В случае метаморфизма производных пелитовых осадков при дефиците углекислоты реальной для выноса может оказаться гидроксидуранилсиликатная форма: $UO_2^{2+} + OH^- + HSiO_3^- + 4H_2O \rightarrow m[(UO_2OH) \cdot (HSiO_3)(H_2O)_4]$, где m — любое целое число, характеризующее степень полимеризации гидроксидуранилсиликатной ассоциации. При смешении с карбонатными растворами эта непрочная ассоциация разрушается, а уран связывается в прочные карбонатные комплексы (Ермолаев и др., 1965).

Приведенный материал позволяет любую осадочно-вулканогенную породу, вовлеченную в процессы прогрессивного метаморфизма, рассматривать в качестве потенциального источника рудного вещества. Количество урана, освобождаемого породой при происходящих в ней перегруппировках вещества и отторжения летучих компонентов, определяется как первоначальным его содержанием в этой породе, так и природой минералов-носителей урана и особенностями его распределения в них. Например, при метаморфизме органического вещества пород до графита имеют место явления полиморфизма с широким высвобождением окклюзированной примеси урана. В целом на каждой ступени прогрессивного метаморфизма породы теряют рассеянный в них уран в количестве от 15 до 40% по отношению к его концентрации в предшествующей фации, а углеродистые породы на низких ступенях метаморфизма — до 50%. Учитывая, что в прогрессивный метаморфизм вовлекаются огромные объемы пород, легко убедиться в его исключительной важности для рудного процесса: каждая тонна метаморфизируемой породы отделяет граммы урана.

Значительный временной разрыв между процессами прогрессивного метаморфизма и формированием гидротермальных рудных концентраций, отмечаемый для различных регионов планеты, свидетельствует о том, что метаморфические процессы не формируют жильных урановых месторождений непосредственно. Они лишь предопределяют выход ура-

на из кристаллической решетки, структурных и механических дефектов породообразующих минералов и переход его в форму, способную к миграции. Эта форма может быть вовлечена в рудообразование последующими геологическими процессами. Следовательно, прогрессивный метаморфизм главным образом «вскрывает» горную породу в отношении урана. При этом не отрицается возможность непосредственного участия в рудоотложении урансодержащих водных растворов метаморфического происхождения, но лишь при поступлении их в иную физико-химическую обстановку, отличную от обстановки прогрессивного метаморфизма.

Изучение вещественного состава ряда жильных и метасоматических месторождений урана показывает, что характер компонентов, ассоциирующих с ураном, нередко типичен для окружающих (подстилающих) метаморфических пород и не типичен для гранитов рудного поля. Так, жилы хорошо изученных урановых месторождений «пятиметальной формации», расположенных в экзоконтакте гранитных интрузий, содержат в ассоциации с настураном минералы кобальта, никеля и селена — элементов, типоморфных для вмещающих месторождений амфиболитов (Co, Ni) и углеродистых сланцев (Se). Сами граниты рудного поля специализированы по олову, вольфраму и менее по свинцу и цинку. К этому следует добавить, что селен, тесно ассоциирующий с ураном во времени и пространстве, не может отщепляться от гранитного расплава: он отторгается от осадочных горных пород (особенно от углеродсодержащих) при их нагревании на начальных этапах метаморфизма задолго до переплавления и образования гранитов. Участие метаморфических пород в формировании вещества урановорудных жил, кроме того, подтверждается палеогидродинамическим анализом и косвенно — значительными возрастными разрывами (30—120 млн. лет) между временем становления гранитов и образованием руд (Winogradow, 1959; Казанский и др., 1966). Для некоторых жильных урановых месторождений проведена реконструкция путей движения рудоносных гидротерм несколькими независимыми методами: термобарометрическим в комплексе с геолого-структурным анализом, геохимическим картированием солевых ореолов и минералогическим картированием. Первый метод — структурно-геохимический — основан на выявлении в поле месторождения зон максимальной жильной проницаемости в период рудообразования и определения направления перепадов давления в ураноотлагающих растворах по газово-жидким включениям в минералах (Наумов и др., 1968). Второй метод — количественное картирование карбонатной углекислоты в породах — применялся при условии отсутствия в рудном поле породообразующих карбонатов, а также при условии, что карбонатным был только урановорудный процесс (дорудные и пострудные процессы — силикатные). В этом случае анализ расположения ореолов карбонатизации и перепадов концентраций углекислоты в породах позволял оценить путь и направление движения гидротерм (Наумов и др., 1968). Третий метод — минералогическое картирование — основывается на анализе эволюции рудоносных растворов в поле месторождения. Например, реакция декарбонатизации ураноносных гидротерм предопределяет обогащение этих растворов гидрометасиликатным ионом (в результате гидролиза алюмосиликатов вмещающих пород). Эта мобильная форма кремнекислоты осаждается из растворов в виде пострудного кварца на заключительных интервалах движения гидротерм в рудном поле (Ермолаев, 1969). Все три использованные методы палеогидродинамических реконструкций однозначно определяют движение рудоотлагающих растворов со стороны метаморфических комплексов с разгрузкой в разрывных нарушениях экзо- и ближнего эндоконтакта гранитов.

Изложенный материал позволяет наметить две стороны исследуемой проблемы: 1) в процессах прогрессивного метаморфизма от горных пород отторгается часть (иногда значительная!) рассеянного в них урана;

2) формирование урановорудных жильных месторождений не обязательно связывается со становлением гранитов, развитых в районах рудных полей. Более того, отмечаются факты металлогенической и палеогидродинамической связи этих месторождений с метаморфогенными породами.

Прямая связь между этими двумя аспектами проблемы рудообразования не доказана, как строго не доказана и связь уранового рудообразования с магматизмом. Вполне определенно можно говорить лишь о том, что прогрессивный метаморфизм создает предпосылки для возникновения рудных концентраций в более поздние эпохи. При этом роль гранитного магматизма в образовании месторождений не исключается, хотя и рассматривается с иных позиций. Во-первых, развитие гранитных очагов связано с возникновением теплового фронта, нарастанием прогрессивного метаморфизма и, следовательно, мобилизацией урана окружающих пород. Во-вторых, граниты в процессе становления подготавливают обстановку, благоприятную для последующего рудоотложения. Так, зоны пригранитного метаморфизма сланцев оптимальны для протекания реакций ураноносных карбонатных гидротерм с породами, а также более жестки, чем неметаморфизованные сланцы, а потому более благоприятны для развития трещинной сети.

Отторжение рудного вещества при метаморфизме пород объясняет дефицит некоторых рудных элементов в древних метаморфических формациях по сравнению с молодыми геологическими образованиями. Так, претерпевшие интенсивный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллические породы докембрийских щитов содержат урана на полпорядка-порядок меньше, чем молодые формации. Этот феномен находится в согласии с систематическими неувязками в определениях абсолютного геологического возраста в докембрии урано-свинцовыми методами (Тугаринов, 1961). Потери урана в древних геологических объектах при их прогрессивном метаморфизме приводят к удревнению (увеличению) их возраста по Pb^{207}/U^{235} и Pb^{206}/U^{238} , но практически не отражаются на отношении Pb^{207}/Pb^{206} .

Литература

- Ермолаев Н. П., Жидикова А. П. «Геохимия», № 8, 1966.
Комаров А. Н., Шуколюков Ю. А., Сквородкин Н. В. «Геохимия», № 7, 1967.
Наумов Г. Б., Миронова О. Ф. О миграции урана в карбонатных гидротермальных рудотерах.— В сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.
Ермолаев Н. П., Жидикова А. П., Заринский В. А. «Геохимия», № 7, 1965.
Казанский В. И., Рыбалов Б. Л., Солюшкин Е. П., Хорошилов Л. В. Геологическое положение гидротермальных урановых полей в ураноносных провинциях различных типов.— В кн. «Геология гидротермальных урановых месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
Наумов Г. Б., Ачев Б. Н., Ермолаев Н. П. «Геология рудных месторождений», № 4, 1968.
Ермолаев Н. П. Некоторые аспекты изучения эндогенной минералогической зональности урановорудных гидротермальных месторождений.— В сб.: «Вопросы прикладной радиогеологии», вып. 3. Атомиздат, 1969.
Тугаринов А. И. Геологу — о методах определения абсолютного возраста горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
Winogradow A. P., Tugarinow A. J. u. a. Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. Freiburger Forschungshefte, C-57, 1959.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ И ПРИЗНАКАХ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ ИНТРУЗИЙ

С. Д. ТУРОВСКИЙ, И. К. ДАВЛЕТОВ, Я. И. КОЛЕСНИКОВ,
Л. И. СОЛОМОВИЧ

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

В практической деятельности геолога очень часто возникает необходимость отделить рудоносные интрузивы от нерудоносных. В теоретическом отношении чрезвычайно важно также выявить гричины и условия возникновения рудогенерирующей способности интрузий. Почему одни из них сопровождаются рудными образованиями, а другие того же возраста и состава, расположенные в том же районе, оказались бесплодными? Указанные вопросы все чаще и чаще возникают перед исследователями, о чем можно судить хотя бы по появлению в литературе специализированных статей (Гаврилин и др., 1966; Знаменский и др., 1965; Иванова, 1963; Семенов и др., 1967; Сотников и др., 1965; Студенникова и др., 1964; Таусон и др., 1966; Ляхович, 1969; Туровский, 1968, 1969 и др.).

В предлагаемой статье излагаются некоторые наблюдения, помогающие, как нам кажется, в какой-то степени осветить поставленную проблему. Материал дается в порядке постановки вопроса и должен заинтересовать геологическую общественность самой проблемой и возможными путями ее решения. Эти наблюдения сделаны в Тянь-Шане и нуждаются как в дальнейшем подтверждении новым фактическим материалом, особенно по другим регионам Советского Союза, так и в геологическом осмыслении и теоретическом объяснении.

Прежде, чем приступить к изложению самих наблюдений, следует очень кратко, так как уже имеется ряд публикаций (Носырев, Туровский, 1962, 1968; Туровский, 1956, 1957, 1959, 1962, 1964, 1968), остановиться на наших представлениях о строении интрузивного комплекса, являющегося основной геологической единицей магматической (или правильнее магматогенной) деятельности в истории развития любой области, о положении в нем рудных образований и на некоторых других общих вопросах.

Интрузивный (или в более широком охвате — магматический) комплекс, являясь продуктом сложной взаимосвязи тектонических процессов с процессами магматической дифференциации, обусловленный специфическими условиями протоисточника, представляет собой серию коматматов, имеющую закономерное строение и последовательность формирования и возникшую в ходе одного тектоно-магматического этапа. Вначале происходит последовательное внедрение в верхние структурные этажи более или менее значительных магматических масс, так называемых главных интрузивных фаз, образующих достаточно крупные интрузивные тела. Ранние из них отличаются наиболее основным для каждого конкретного комплекса составом расплавов, низкой концентрацией рудных и редких элементов, воды и других летучих компонентов, а поздние — наиболее кислым составом, наиболее высокой удельной концентрацией типоморфных для комплекса рудных элементов, воды и других минерализаторов. С каждым из годобных интрузивов связана группа дайковых пород, так называемого жильного сопровождения интрузии (дайки первого этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову).

После главных интрузивных фаз происходит внедрение малых по объему, но пестрых по составу расплавов, дающих начало другой серии дайковых пород, которые мы называем малыми интрузиями комплекса (дайки второго этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову). Период внедрения малых интрузий мы выделяем в самостоятельную фазу — фазу малых интрузий или фазу порфириновых пород. Во многих районах она нередко

делится на две или три подфазы. В большинстве наблюдаемых нами случаев ранняя подфаза представлена кислыми продуктами: гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранофиры, граносиенит-порфиры и т. д.; в среднюю подфазу (часто она бывает наиболее ранней) образуются петрохимически средние породы: гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, сиенит-диорит-порфиры, сиенит-порфиры и др.; в позднюю подфазу — разнообразные лампрофиры и порфириты.

Если интрузивный комплекс — продукт магматической дифференциации протоисточника, то отдельный интрузив, соответствующий одной из главных фаз, является продуктом кристаллизационной и эманационной дифференциации уже отдифференцированной и отторженной от протоисточника порции расплава. Его строение (последовательность формирования) в значительной мере зависит от тектонической обстановки процесса становления интрузии. Спокойная обстановка, отсутствие крупных внутриминерализационных тектонических подвижек способствуют спокойному ходу кристаллизации, направленной от периферии к центру и от апикальной части в глубь магматической камеры. В результате образуются массивы сравнительно простого, в апикальных частях полифациального строения и более или менее однообразного сложения.

При становлении интрузива в тектонически беспокойной обстановке, в условиях, если не непрерывных, то достаточно частых и крупных тектонических подвижек, каждый импульс нарушает верхние уже затвердевшие участки образующегося массива, создает в них тектонически ослабленные зоны, разломы, в которые из более глубинных частей камеры проникают еще не раскристаллизованные порции расплава. В результате процесс становления становится прерывистым, многостадийным. Каждую такую стадию, отделенную друг от друга импульсом тектонических подвижек, мы называем дополнительной субфазой (продукт — дополнительная интрузия). В каждой последующей дополнительной интрузии обычно повышается содержание кремнекислоты, натрия, удельная концентрация подавляющего большинства имевшихся в расплаве рудных элементов и летучих минерализаторов.

Рудная минерализация, связанная с формированием любого интрузивного гранитоидного комплекса, по положению в комплексе делится нами на следующие три основные группы.

1. Позднеинтрузивная группа образуется в ходе становления отдельных интрузий главных фаз. Сюда относятся разнообразные контактовые роговики, ранние магнезиальные скарны, зоны автотемпературной переработки, шлировые и жильные пегматиты, альбититы, апограниты и другие образования. Позднеинтрузивное минералообразование протекает параллельно с кристаллизацией расплава и обязано или остаточным эвтектоидным расплавам, обособляющимся при кристаллизации отдельных фациальных разновидностей пород, или газообразным магматическим дистиллятам. По своей природе эти среды обычно обеднены рудными, особенно халькофильными элементами, парами воды, имеют высокие околоматические температуры и щелочную реакцию.

2. Послеинтрузивная группа формируется после завершения магматического состояния содержимого интрузивной камеры. Она как бы завершает ее магматогенную жизнь и обязана тем летучим и рудным компонентам, которые не вошли в состав образовавшейся породы и скопились к этому времени в глубинных частях камеры. Это остаточные, высокотемпературные, газово-парообразные, надкритические растворы, насыщенные различными минерализаторами и рудными элементами, имеющие кислый характер. Рудопроявления относятся к высокотемпературным редкометальным формациям: рудные, преимущественно известковые скарны, грейзены, кварц-редкометальные жилы и др.

3. Послемагматическая группа формируется в период и после внедрения и становления малых интрузий комплекса. Она как бы завершает

магматогенную жизнь родоначального протоисточника всего комплекса. Рудоносные реагенты берут начало не из интрузивных камер отдельных фаз, а из остаточной части того глубинного источника, из которого ранее отделились дифференциаты всех главных интрузивных фаз комплекса. Эти послемагматические процессы дают начало многочисленным месторождениям разнообразных полезных ископаемых: практически наиболее интересные (золоторудная, оловорудная, висмутовая, полиметаллическая, урановая и др.) — минерализации обязаны своим происхождением послемагматической рудной деятельности. Как и сама фаза малых интрузий в каждом комплексе делится на три подфазы, так и группа послемагматических рудных процессов может быть подразделена на три подгруппы. Одна из них следует сразу же после внедрения кислых даек (оловорудные, висмутовые, урановые и другие рудопроявления), вторая — после внедрения средних даек (разнообразные золоторудные и медные рудопроявления) и, наконец, третья — после внедрения лампрофиров и порфириров (основная масса полиметаллических рудопроявлений). Рудообразующие среды представляют собой существенно водно-жидкие растворы, имеющие сравнительно низкие температуры и щелочную реакцию.

Акцессорные минералы изверженных пород очень разнообразны и разнородны по условиям образования. Как показали исследования (Туровский, 1956; Носырев, Туровский, 1968), отдельные группы акцессориев образуются одновременно в условиях последовательного изменения физико-химического состояния кристаллизующегося расплава. В связи с этим все акцессорные минералы можно грубо разделить на три «генетические» группы: позднемагматическую, пегматито-пневматолитовую и гидротермальную.

Опыт наших исследований показывает следующее.

1. Разновозрастные интрузивные комплексы отличаются друг от друга составом и содержанием акцессорных минералов и химических элементов (Туровский, 1968, 1964).

2. Типоморфные акцессории комплекса встречаются почти во всех интрузивных фазах; их распределение подчиняется геохимическим свойствам отдельных элементов и физико-химическим особенностям расплавов отдельных фаз.

3. Акцессорные минералы (а следовательно, и входящие в них химические элементы) «пегматит-пневматолитовой» и «гидротермальной» генетических групп получают наибольшее развитие в породах конечных интрузивных фаз каждого комплекса.

4. Большинство акцессорных химических элементов, к которым относится основная масса рудных компонентов, концентрируется в наиболее поздних магматических дифференциатах комплекса, а при формировании интрузивного тела — в остаточных порциях расплава.

Металлогеническая специализация интрузивных комплексов и даже отдельных интрузивных фаз в настоящее время признана многими исследователями. Очень часто это понятие отождествляется с геохимической специализацией, т. е. с повышенным геохимическим фоном тех или иных элементов в изверженных породах. Это, с нашей точки зрения, не совсем правильно. Под металлогенической специализацией интрузивного комплекса или интрузивной фазы мы понимаем такие особенности магматического источника (его химизма, термодинамических, физико-химических и геологических условий), которые в процессе магматической и кристаллизационной дифференциации приводят к возникновению и отделению рудоносных растворов и к формированию при благоприятной геологической обстановке рудопроявлений полезных ископаемых. Наше определение близко к определению И. Е. Сморгоча (1964). Прежде всего остановимся на признаках рудогенерирующих интрузий.

1. Одним из признаков (правда, не прямых, косвенных) является повышенный (положительный) геохимический фон рудных элементов. Массивы с наиболее высокими содержаниями имеют большую вероятность оказаться рудогенерирующими. Этот признак может быть распространен как на отдельные массивы, относящиеся к одной интрузивной фазе конкретного комплекса, так и на разновозрастные интрузивные комплексы. Повышенный геохимический фон как индикатор возможной рудоносности магматических образований признается сейчас многими исследователями. Поэтому нет особой необходимости подкреплять высказанное положение дополнительным фактическим материалом.

Указанный признак базируется на сравнении с какими-то эталонами. К числу последних прежде всего относятся кларки для земной коры или для соответствующих типов пород. Лучше если это сравнение можно провести с местными региональными кларками. Повышенное в 4—5 раз (а если больше, то еще лучше) содержание того или иного элемента по сравнению с его кларком является обнадеживающим признаком, указывающим на возможность существования его рудопроявлений, генетически связанных с изучаемым интрузивным телом. Более надежно сопоставление содержаний интересующего элемента по нескольким однотипным массивам исследуемого региона.

2. Повышенная щелочность и повышенное содержание летучих (бора, углекислоты, воды, фтора, хлора и др.) также являются признаками, указывающими на возможную способность интрузии (и комплекса в целом) к существенному рудогенезу. Степень обогащенности рассматриваемыми компонентами определяется пока методом сравнения. Щелочи и летучие являются основными комплексообразователями, экстрагирующими рудные элементы в виде комплексных соединений из расплава в рудоносные растворы. Замечено, что для разных рудных элементов необходимы различные сочетания подобных экстрагентов.

3. Нами установлено чрезвычайно интересное явление. В интрузивах, в интрузивных фазах, с которыми связаны рудопроявления тех или иных элементов, распределение этих элементов подчиняется нормальному закону. В нерудогенерирующих массивах те же элементы, иногда присутствующие даже в больших концентрациях, распределяются по логнормальному закону. Если наши наблюдения подтвердятся и в других районах, то геологи получат надежный и достаточно доступный признак отличия рудогенерирующих и нерудогенерирующих интрузий; особенно, если удастся заменить химические анализы дешевыми и массовыми количественно-спектральными. В качестве подтверждения в таблице приведены данные по закономерностям распределения аксессуарных химических элементов в породах некоторых интрузивных комплексов Тянь-Шаня. В отдельных случаях эти элементы принимают участие в сложении постмагматических минерализованных образований. Следует отметить, что и литературные, но еще не многочисленные, данные как будто подтверждают выявленную закономерность. Так, логнормальный закон распределения для нерудогенерируемых элементов и, наоборот, нормальный закон для рудогенерируемых элементов устанавливаются К. Ф. Кашириным (1969), О. Кушмурадовым (1967), В. А. Нарсеевым (1966), А. И. Поляковым (1967), В. Д. Козловым и др. (1964), Л. Ф. Борисенко и др. (1961), З. И. Петровой (1965), М. И. Кузьминым и др. (1965) и другими. В связи с этим совершенно непонятен вывод В. В. Ляховича (1969) о том, что показателем рудогенерирующей способности интрузии является логнормальный закон распределения генерируемого элемента в породе.

4. Весьма наглядным признаком является присутствие в породах рудогенерирующих интрузивов повышенного количества разнообразных аксессуарных минералов тех элементов, которые участвуют в сложении рудопроявлений. В массивах, с которыми не связано рудообразование,

Статистические параметры и законы распределения химических элементов в некоторых магматических образованиях Тянь-Шаня

Интрузивная фаза, комплекс	Порода	Элемент	Количество анализов	Среднее содержание, %	Коэффициент вариации, %	Оценка асимметрии, a	Оценка среднеквадратичного отклонения асимметрии, σa	Оценка эксцесса, e	Оценка среднеквадратичного отклонения эксцесса, σe	$\left \frac{a}{\sigma a} \right $	$\left \frac{e}{\sigma e} \right $	Закон распределения	Участие элемента в постмагматической минерализации
II фаза C ₂ -C ₃	Крупнопорфировидные амфиболбиотитовые и биотитовые граниты	Sn	52	$1,4 \cdot 10^{-3}$	43	0,99	0,35	2,0	0,70	2,8	2,9	Нормальный	Участвует
		F	44	0,20	40	0,16	0,37	2,1	0,74	0,43	2,8	»	»
		Th*	29	$3,6 \cdot 10^{-3}$	30	-0,12	0,46	0,76	0,92	0,26	0,82	Логнормальный	Не участвует
		U	32	$7,2 \cdot 10^{-4}$	45	0,37	0,43	1,98	0,86	0,86	2,3	Нормальный	Участвует
III фаза C ₂ -C ₃	Среднезернистые биотитовые и лейкократовые граниты	Sn	45	$2,1 \cdot 10^{-3}$	45	1,19	0,40	2,0	0,80	2,90	2,5	»	»
		F	42	0,25	28	-0,52	0,38	2,2	0,76	1,37	2,9	»	»
		Th*	37	$4,4 \cdot 10^{-3}$	25	-0,22	0,40	2,3	0,80	0,55	2,9	Логнормальный	Не участвует
		U	31	$7,9 \cdot 10^{-4}$	35	0,36	1,40	1,93	2,80	0,26	0,69	Нормальный	Участвует
III фаза P	Аляскитовые граниты	Sn	38	$2,0 \cdot 10^{-3}$	43	0,89	0,38	0,2	0,76	2,3	0,3	Нормальный	Участвует
		Th	37	$3,77 \cdot 10^{-3}$	23	-0,60	0,40	0,1	0,8	1,5	0,12	»	»
		U	42	$10 \cdot 10^{-4}$	28	0,46	0,37	0,5	0,74	1,24	0,62	»	»
		Zr	37	$8,7 \cdot 10^{-3}$	75	0,45	0,4	-1,3	0,8	1,1	-1,6	»	»
		F	40	$17,45 \cdot 10^{-2}$	50	0,43	0,39	-1,3	0,78	1,1	-1,6	»	»
I фаза C ₃ -P	Диориты и кварцевые диориты	Au*	40	$4,93 \cdot 10^{-7}$	30	-0,47	0,39	0,30	0,77	-1,21	0,39	Логнормальный	Не участвует
II фаза C ₃ -P	Гранодиориты и адамеллиты	Au*	89	$4,46 \cdot 10^{-7}$	36	0,095	0,26	0,04	0,52	0,37	0,077	»	»
III фаза C ₃ -P	Лейкократовые и аляскитовые граниты	Au*	38	$2,01 \cdot 10^{-7}$	107	0,95	0,39	-1,39	0,79	2,44	1,76	»	»
IV-к фаза C ₃ -P	Граносиенит-порфиры и др. кислые дайки	Au	19	$5,15 \cdot 10^{-7}$	320	0,92	0,56	-0,46	1,12	1,64	0,41	Нормальный	Участвует
IV-о фаза C ₃ -P	Дайки основного состава	Au*	40	$2,64 \cdot 10^{-7}$	28	-0,13	0,38	-0,90	0,77	0,34	1,17	Логнормальный	Не участвует

* Приведены оценки логарифмической асимметрии и эксцесса.

акцессорных минералов этих элементов меньше и беднее их видовой состав, хотя содержание самого элемента в породе нередко бывает выше, чем в рудогенерирующем интрузиве. Это явление отмечается многими исследователями и, по-видимому, не нуждается в подтверждении специальным фактическим материалом.

Замечено также, что «загрязненность» породообразующих минералов рудными элементами в породах нерудогенерирующих интрузий нередко значительно бóльшая, чем тех же минералов в рудогенерирующих интрузиях. Доля связанного состояния рудного элемента в первых больше, чем во вторых. Основными минералами-концентраторами и минералами-носителями многих рудных и редких элементов в породах нерудогенерирующих интрузий часто являются породообразующие минералы; в рудогенерирующих интрузиях таковыми обычно являются акцессорные минералы. Следовательно, отсутствие условий к рудогенезу ведет к рассеиванию и ассимиляции рудных элементов в образующейся породе. Чрезвычайно интересен и важен тот факт, что при нормальном законе распределения элемента, характерного для рудогенерирующих интрузий, содержание акцессорных минералов этого элемента и их разнообразие значительно большее, чем при логнормальном законе распределения, типичного для нерудоносных интрузий.

Таким образом, повышенный геохимический фон того или иного элемента при нормальном законе его распределения и при повышенном содержании разнообразных акцессорных минералов этого элемента является достаточно надежным признаком рудогенерирующей способности интрузии на этот элемент. Повышенный геохимический фон без остальных двух признаков еще не может служить показателем рудогенерирующей способности изучаемого массива.

5. Один из авторов настоящей статьи не раз отмечал, что показателем металлогенической специализации интрузивных комплексов и отдельных интрузивных фаз, индикатором рудогенерирующей способности отдельных интрузий могут служить акцессорные минералы и характер развития в породах их генетических групп (Туровский, 1962, 1964, 1968). Их роль сводится к следующему. Общий состав типоморфных акцессорных минералов (и химических элементов) позволяет выяснить, какие основные полезные ископаемые могут быть связаны с данным интрузивом или интрузивным комплексом. Характер распределения отдельных генетических групп акцессорных минералов по интрузивным комплексам, по интрузивным фазам и по отдельным массивам может служить показателем того, какие процессы минералообразования могут быть наиболее типичными для того или иного комплекса, фазы и отдельного массива. Так, степень развития «пегматит-пневматолитовых» акцессориев может служить индикатором способности к поздней и послепегматитовому рудогенезу изучаемого массива или фазы, «гидротермальных» акцессориев — к послемагматическому рудогенезу фазы или всего комплекса.

6. Интрузии, обладающие максимальной рудогенерирующей способностью, относятся к числу поздних (конечных) фаз каждого комплекса. Именно они оказываются наиболее обогащенными разнообразными рудными, редкими и рассеянными элементами, щелочами летучими. Породы, образующиеся из этих дифференциатов, наиболее обогащены разнообразными акцессорными минералами, отличаются высокими концентрациями «пегматит-пневматолитовых» и «гидротермальных» акцессориев.

Остановимся на условиях, благоприятствующих проявлению рудогенерирующей способности у интрузий. Наши наблюдения по Тянь-Шаню приводят к следующим выводам.

1. Интрузии любых фаз одного и того же комплекса, размещенные в древних, давно уже стабилизированных, жестких выступах земной

коры, всегда более рудоносны и обладают повышенной рудогенерирующей способностью по сравнению с интрузиями, внедряющимися в более мобильные и пластичные участки, например, в пограничные зоны между фундаментом и эпидепрессиями.

2. Трещинные интрузии, локализующиеся в крупных долгоживущих разрывных нарушениях, всегда обладают большей рудогенерирующей способностью по сравнению с интрузиями иной морфологической формы (лакколиты, хонолиты, «батолиты» и др.), выполняющие камеры иного происхождения (полости послойного или межформационного отслоения, проплавления и т. д.).

3. Интрузии, формирующиеся (особенно в начальные стадии процесса становления) в спокойной тектонической обстановке, более рудоносны по сравнению с аналогичными интрузиями, но формирующимися в условиях очень частых интермагматических тектонических подвижек. Следовательно, наличие большого количества дополнительных интрузий указывает на слабую рудогенерирующую способность плутона и, наоборот, отсутствие дополнительных интрузий или их незначительное развитие может свидетельствовать о повышенной потенциальной возможности интрузии к рудогенезу.

4. Из интрузий различных глубин становления наиболее рудоносными являются гипабиссальные и приповерхностные. Именно у них достаточно легко происходит отделение и обособление растворенной летучей фазы, увлекающей с собой рудные компоненты, ее проникновение в верхние части магматического тела и в надкровельную зону. Абиссальные интрузии менее рудоносны, так как из-за значительного давления затруднено отделение летучей фазы, ее обособление и миграция. Последняя в виде магматического остатка обособляется в отдельных фациальных разновидностях пород, образуя разнообразные шлировые пегматиты, которыми очень богаты подобные абиссальные массивы.

В заключение укажем признаки рудогенерирующей способности интрузий на тот или иной элемент: 1) повышенный геохимический фон элемента в изверженной породе; 2) повышенное содержание в ней щелочей и летучих компонентов; 3) нормальный закон распределения элемента; 4) повышенное содержание и видовое разнообразие акцессорных минералов элемента; 5) преобладание свободного состояния элемента над связанным в кристаллические решетки породообразующих и акцессорных минералов; 6) повышенное содержание акцессорных минералов «пагматит-пневматовой» и «гидротермальной» генетических групп.

Благоприятными условиями для максимального проявления рудогенерирующей способности интрузий являются: приуроченность их к древним жестким выступам земной коры; контроль размещения крупными разрывными нарушениями; тектонически спокойная обстановка формирования; малые глубины становления.

Литература

- Борисенко Л. Ф., Родионов Д. А. Распределение скандия в интрузивных породах.— Геохимия, 1961, № 9.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л. и др. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. Изд-во «Наука», 1966.
- Знаменский Е. Б., Бабкин А. С., Скурский М. Д. Некоторые геохимические особенности гранитоидов, специализированных в отношении танталового оруденения.— Вестник научн. информ. Заб. отд. геогр. об-ва СССР, 1965, № 3.
- Иванова Г. Ф. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитоидах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений.— Геохимия, 1963, № 5.
- Каширин К. Ф. Закономерности распределения редких элементов в интрузивных породах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). Фрунзе, 1969.

- Козлов В. Д., Петров Л. Л., Таусон Л. В. Особенности распределения бериллия в палеозойских гранитоидах Кукульбейского хребта.— В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива.— В сб. «Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Кушмурадов О. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Западный Узбекистан). М., 1967.
- Ляхович В. В. О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов.— Геол. рудных месторожд., 1969, № 2.
- Нарсеев В. А. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Жарминской зоны (Восточный Казахстан). Алма-Ата, 1966.
- Носырев И. В., Туровский С. Д. Закономерности формирования интрузивного комплекса как основной геологической единицы палеозойской интрузивной деятельности в Северном Тянь-Шане.— Материалы по геологии Тянь-Шаня, 1962, вып. 2.
- Носырев И. В., Туровский С. Д. Время и условия кристаллизации акцессорных минералов изверженных горных пород.— В сб. «Акцессорные минералы изверженных пород». Изд-во «Наука», 1968.
- Петрова З. И. Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье).— В сб. «Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., 1967.
- Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— Записки ВМО, 1967, ч. 96, вып. 5.
- Сотников В. И., Изюмова Л. Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью.— Геохимия, 1965, № 2.
- Студенникова З. В., Глинкина М. И. Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Легейдо В. А. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1966, № 2.
- Туровский С. Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженной горной породы.— Труды Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1956, вып. 7.
- Туровский С. Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии.— Геохимия, 1957, № 2.
- Туровский С. Д. К геохимии тория.— Записки Кирг. отд. ВМО, 1959, вып. 1.
- Туровский С. Д. О классификации месторождений полезных ископаемых, связанных с гранитоидами Северного Тянь-Шаня.— Материалы по геологии Тянь-Шаня, 1962, вып. 2.
- Туровский С. Д. Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов (на примере Северного Тянь-Шаня).— В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964.
- Туровский С. Д., Носырев И. В. Типы связи рудных процессов с гранитоидным магматизмом.— В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, 1968.
- Туровский С. Д. Критерии металлогенической специализации интрузивных комплексов.— Геол. рудных месторожд., 1968, № 3.
- Туровский С. Д. Наиболее благоприятные условия проявления и признаки рудогенерирующих интрузий.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Якутск, 1969.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРАНИТОИДОВ РУДОНОСНОГО МАССИВА В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

(На примере Хобоято-Эчийского массива, Западное Верхоянье)

Н. И. НЕНАШЕВ, А. И. ЗАЙЦЕВ

(Институт геологии ЯФ СО АН СССР)

В настоящее время накопилось достаточное количество калий-аргоновых возрастных данных, свидетельствующих о весьма длительном проявлении магматизма не только в отдельных районах, но и в отдельно взятых массивах. Анализ этих данных позволил в свое время одному из авторов продемонстрировать эту длительность на конкретных примерах (Ненашев, 1965, 1966, 1969; Ненашев и др., 1969). Так, гранитоидный магматизм в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области продолжается от границы триас — юры до середины эоцена (195—45 млн. лет), а трапповый магматизм на Сибирской платформе в пределах Якутии — от синия до сеномана (600—150 млн. лет). При этом было замечено, что в рудных районах в участках месторождений или рудопроявлений наиболее крупные гранитоидные массивы формировались почти так же длительно, как и весь магматизм региона. К таким массивам, в частности, относятся Хобоято-Эчийский в Западном Верхоянье, Безымянный в Дербек-Нельгехинской зоне, Магаданский в районе г. Магадан и ряд гранитоидных массивов в Верхне-Индигирском районе.

О длительности формирования массивов магматических пород в разных регионах земного шара свидетельствуют и данные других исследователей. В. В. Архангельская (1967) приходит к заключению, что Сакунский и Сынырский щелочные массивы в Байкальской горной области формировались в течение более чем 150 млн. лет. Е. А. Радкевич (1969) приводит данные о большой длительности проявления магматизма и формирования гранитоидных массивов в Забайкалье, Рудных горах, Корнуолле и в Боливийской оловянной провинции.

К аналогичному заключению приходят исследователи, применяющие физико-математический анализ, примером чего могут служить расчеты скорости роста минералов в малых интрузиях. Расчеты, сделанные Е. В. Шевченко (1965), показали, что в интрузиве размером 2×11 км магма кристаллизуется около 4 млн. лет, а постмагматические процессы длятся затем около 10 млн. лет. Данные Е. В. Шевченко вполне подтверждают и объясняют с физико-химической точки зрения длительность становления более крупных магматических тел, о которых говорилось выше.

Процесс становления таких длительно формирующихся массивов вызывает очевидный интерес и может быть выяснен лишь на основе изучения многих петрографических, геохимических, химических и физических параметров с учетом их пространственного и возрастного распределения.

Изучение Хобоято-Эчийского массива в Западном Верхоянье, на примере которого мы попытались проследить изменение физических и химических свойств гранитоидов в пространстве и времени и воссоздать картину его формирования, является лишь предварительным в такого рода исследованиях, которые мы намереваемся продолжить как на этом, так и на других длительно формирующихся массивах из различных структурно-металлогенетических зон. Хобоято-Эчийский массив избран для исследования в связи с наличием вокруг него многочисленных поли-

металлических и оловянных рудопоявлений, генетические и возрастные взаимоотношения которых с массивом остаются неясными. Гранитоиды массива подвергнуты нами комплексному исследованию, в том числе изучены минеральный состав, распределение петрогенных элементов, лития и рубидия в породе, скандия в биотите. Получены данные по термолюминесценции гранитоидов, а в шлифах измерены углы волнистого погасания кварца. Калий-аргоновый возраст гранитоидов был определен в 18 пробах¹. Все исследованные пробы были тщательно привязаны в пространстве (абсолютная отметка высот, расстояние от контакта). Полученные цифровые данные были подвергнуты корреляционному анализу на ЭВМ «Сетунь» в Якутском Госуниверситете.

Хобяту-Эчийский гранитоидный массив имеет площадь 146 км² и расположен в верховьях р. Дянушку, где он прорывает терригенные отложения перми верхоянского комплекса. Предыдущие исследователи (Йвенсен, Прошенко, 1961) выделяют в массиве равномернозернистые и порфиroidные гранодиориты, допуская возможность двух последовательных этапов развития интрузии. В то же время наши наблюдения позволяют говорить о значительно более пестром составе гранитоидов.

Результаты количественно-минералогических подсчетов, нанесенных на диаграмму Гендлера — Куплетского показывают, что в массиве наряду с гранодиоритами, которыми сложена основная часть площади массива, присутствует и целая гамма других гранодиоритов — граниты, кварцевые моноклиты, кварцевые диориты. Определение калий-аргонового возраста гранитоидов массива показало, что он формировался около 90 млн. лет, от средней юры почти до палеоцена (162—74 млн. лет) (Ненашев и др., 1969). Такую длительность становления сравнительно небольшого массива можно объяснить, по-видимому, существованием длительно формирующегося глубинного очага, верхней частью которого является рассматриваемый массив.

Вероятный механизм образования гранитных магм в Верхояно-Чукотской складчатой области разобран в работе И. Я. Некрасова (1966), где были показаны условия возникновения гранитоидного расплава палингенным путем, определенные по совокупности геотектонических, геофизических и экспериментальных данных. Применительно к нашему региону это выглядит примерно таким образом.

Стратиграфо-тектоническими и геофизическими исследованиями (Мокшанцев и др., 1968) в пределах Западно-Верхоянского антиклинория установлено, что мощность осадочного чехла, равная 16 км, представлена 13-километровой толщей терригенных отложений верхоянского комплекса и 3-километровой терригенно-карбонатных и карбонатных пород нижнего палеозоя. Под осадочным чехлом выявленная мощность кристаллического фундамента равна 4—5 км.

Таким образом, мощность «гранитного» слоя в рассматриваемом районе достигает 20—21 км. По существующим представлениям на глубине 12—25 км гидростатическое давление может достигать 4500—6500 атм и температура 600—700°С. В то же время экспериментами Вилли и Таттла (Wyllie, Tuttle, 1964) показано, что при давлении 2750 бар в присутствии воды и 5% летучего компонента граниты и глинистые сланцы плавятся при добавлении SO₂ при 665°, P₂O₅ при 645°, Li₂O при 575°. И. Я. Некрасов (1966) приводит данные Мори и Хессельгессера о благоприятном влиянии соединений щелочных металлов на растворение силикатов и перевод их в расплав, причем в присутствии

¹ Количественные определения скандия в биотитах выполнены В. Одинцовой в спектральном кабинете Института геологии ЯФ СО АН СССР, остальные виды анализов — в Лаборатории абсолютного возраста ИГ ЯФ СО АН СССР при участии С. Н. Девяткина, Р. Р. Охлопкова, Н. И. Кусковой, Э. Е. Сабардаховой, А. Х. Халмыковой, В. Попкова и авторов.

щелочей силикаты образуют легкоподвижные соединения в водяном паре уже при температуре 400°С и давлении 2200 атм. Следовательно, на глубине 10—20 км в период максимального прогибания и начала тектогенеза, по-видимому, существовали достаточные геотермические условия для палингенного гранитообразования за счет метаморфических пород кристаллического фундамента или метаморфизованных терригенных отложений, сравнительно богатых щелочными и другими летучими элементами.

Таблица 1

Содержание лития в терригенных породах, вмещающих Хобяту-Эчийский массив, его гранодиоритах и кристаллическом фундаменте, подстилающем терригенные породы

Породы	Количество анализов	Пределы содержания, $\mu \times 10^{-3} \%$	Среднее содержание, $\mu \times 10^{-3}$	Примечание
Гранито-гнейсы и кристаллические сланцы фундамента, вскрытого Джорджанской и Мархинской скважинами	4	1,1—1,9	1,5	
Песчаники P ₁ —P ₃	8	0,9—3,9	2,0	
Глинистые сланцы P ₁ —P ₃	5	3,2—3,8	3,4	
Смесь 2/3 глинистых сланцев и 1/3 песчаников P ₁ —C ₃	—	—	2,8	Возможное соотношение для эвтектики гранитоидного расплава
Гранодиориты Хобяту-Эчийского массива	24	1,2—5,0	2,5	

Изучение состава осадочных пород, вмещающих Хобяту-Эчийский массив, гранитоидов массива, а также пород кристаллического фундамента позволяют нам составить некоторые представления о месте зарождения палингенного магматического очага, породившего этот массив. В частности, значительное сходство гранитоидов массива и вмещающих терригенных пород по содержанию лития (табл. 1) может косвенно указывать на возможность образования магмы за счет плавления терригенных пород на глубине не более 13 км от современного среза. Дополнительным указанием на это может служить также сравнительно кислый характер гранитоидов, имеющих невысокое содержание СаО, фиксирующегося в плагиоклазе № 27—34, и наличие из темноцветных минералов биотита с редкой примесью небольшого количества амфибола (табл. 1). Образование магмы за счет пород фундамента обязательно привело бы к ассимиляции карбонатного материала при подъеме магмы через 3-километровую толщу карбонатных пород нижнего палеозоя и как следствие к обогащению кальцием.

Зарождение и разрастание магматического очага происходило по мере усиления тектогенеза с постепенным проплавлением осадочной покрывки преимущественно в ослабленных участках земной коры. Отдельные апофизы очага подымались на более высокие уровни земной коры и там кристаллизовались. Изменение тектонического режима благоприятствовало дальнейшему подъему верхних частей очага, богатых водой и летучими компонентами, которые способствовали проплавлению уже раскристаллизованной покрывки и кристаллизации новой порции магмы. Возможность такого поступательного развития магматического очага подтверждается экспериментами Н. И. Хитарова (1958). Скорость продвижения (подъема) такого очага вверх, вероятно, очень мала, а время подъема его на несколько километров, даже в геологическом понятии, чрезвычайно велико. Сэджироглу и Беркет (Sagiroglu, Bürkütj, 1966), например, изучая батолит Улудаг в Турции, вычислили, что ин-

трузия его от границы Конрада (20 км) на высоту до 5 км от поверхности длилась 240,6 млн. лет.

Длительность становления Хобояту-Эчийского массива отражает длительность формирования магматизма этого района. Полученные цифры возраста по гранитоидам массива (165—150, 120—130, 100—110, 70—90 млн. лет) синхронны в Западном Верхоянье возрасту малых интрузий кислого и среднего состава, которые по опубликованным (Ненашев и др., 1969) и имеющимся у нас данным представлены примерно теми же цифрами (150—170, 120—140, 90—100 млн. лет). Наибольшее количество определений возраста как по дайкам и малым интрузиям, так и гранитоидам Хобояту-Эчийского массива приходится на интервал 100—110 млн. лет, что соответствует, видимо, наибольшей активности тектогенеза в данной структурной зоне. С этого времени начинается затухание деятельности магматического очага и становление его на современном уровне.

Этот этап формирования массива был достаточно длительным (30—35 млн. лет) и сопровождался тектоническими подвижками, которые обуславливали отделение из глубины очага растворов и летучих компонентов в уже закристаллизовавшиеся породы массива.

Для выяснения хотя бы приблизительных термодинамических и физико-химических условий, имеющих место в период формирования массива, мы попытались применить ряд косвенных методов. В частности, для выяснения динамических условий нами измерялись величины углов волнистого погасания кварца (α^0) в плоскости оптической оси по методу Хиллса и Корвалана (De Hills Sonia Mehech, Corvalan Gose, 1964). В интерпретации последних углы погасания кварца пропорциональны длительности или интенсивности тектонических деформаций. Произведенная нами корреляция величин углов волнистого погасания (α^0) с возрастом и пространственным положением пробы показывает, что зависимость α^0 с пространственным положением точки отбора проб является наиболее достоверной и затушевывает зависимость α^0 —(К=Аг)=возраст.

Таблица 2

Корреляция минерального состава и физических свойств гранитоидов Хобояту-Эчийского массива в пространстве

	Расстояние от контакта (а)	Термолюминесценция (ТЛ)	Плагиоклаз (Пл)	Калиевый полевой шпат (КПШ)	Кварц (КВ)	Биотит (Би)	Угол угасания (α^0)	Скандий (Ск)	Температура °С
Абсолютная высота (h)	+0,12	-0,34	-0,14	+0,18	-0,03	-0,15	+0,41	-0,52	+0,35
Расстояние от контакта (а)		+0,64	-0,12	-0,10	+0,27	-0,24	+0,33	+0,30	-0,19
Термолюминесценция (ТЛ)			-0,06	-0,02	+0,14	+0,27			
Плагиоклаз (Пл)				-0,84	+0,21	+0,16			
Калиево-полевой шпат (КПШ)					-0,23	-0,41			
Кварц (Кв)						-0,16			
При достоверности $\geq 95\%$	$r_{\min} \geq 0,28$					$\geq 0,31$	$\geq 0,52$		
Количество анализов (n)	n—51					n—42	n—14		

Увеличение углов погасания кварца от периферии массива к центру ($\alpha^0 - a$) и от более низких к более высоким частям массива ($\alpha^0 - h$) (табл. 2) указывают на существование разных динамических условий в различных участках формирующегося массива. Центральные и наиболее высокие участки массива подвергались более длительному (или более интенсивному) динамическим воздействиям.

В свою очередь данные по температурам образования гранитоидов, определенным методом Офтедаля (Offtedal, 1943) по содержанию скандия в биотитах, позволяют наметить тенденцию повышения температур при кристаллизации в наиболее приподнятых частях массива, т. е. наблюдаются участки с повышенными термодинамическими условиями. Имеющиеся данные определяют температурный интервал кристаллизации пород, равный 529—659°.

Дополнительную информацию о физико-химических условиях кристаллизации гранитоидов можно получить и при использовании термолюминесценции (ТЛ) минералов и горных пород, а также распределения скандия в биотитах. Свечение минералов и горных пород при нагревании известно давно, но изучается в связи с интерпретацией геологических явлений только в последние 10—15 лет (Максенков, 1965). Значительная зависимость величин, условно измеряемых единицами площади описываемой кривой термовсвечивания, от большого числа факторов не позволяет однозначно использовать это явление для возрастной корреляции пород, но зато дает возможность использовать ТЛ для определения физико-химических условий образования пород, хотя бы в первом приближении.

Есть сведения о зависимости ТЛ кварца, апатита и других минералов от условий их образования (Максенков, 1965; Никитина, Сотников, 1966; Портнов, Горобец, 1969). Наши неопубликованные данные по термолюминесценции гранитоидов Тарбаганнахского массива (Южное Верхоянье) показывают интенсивное увеличение значений ТЛ с повышением кислотности, т. е. в ряду кварцевый диорит — среднезернистый амфибол-биотитовый гранит — мелкозернистый биотитовый гранит термолюминесценция соответственно имеет величины 55, 561, 2032 см². Аналогичные примеры приведены в работе В. Б. Василенко и Н. С. Вартановой (1963). Повышение величины ТЛ наблюдается и в породах, характеризующихся послемагматическими изменениями и особенно грейзенизацией (Никитина, Сотников, 1966). Термолюминесценция стекол, полученных в различной окислительно-восстановительной среде, имеет определенные отличия. Наибольшей интенсивностью с светосуммой обладают стекла, выращенные в окислительных условиях (Варгин, Вайнберг, 1945). Аналогичные результаты получены А. М. Портновым и Б. Е. Горобец (1969) по люминесценции апатитов различного генезиса.

Корреляция ТЛ гранитоидов Хобояту-Эчийского массива с их составом, возрастом и пространственным положением (табл. 2, 3) позволяет наметить определенные колебания физико-химических условий становления массива во времени и пространстве. В частности, отсутствие связи ТЛ с SiO₂, кварцем и четкая связь с калием, литием (табл. 3) позволяют предполагать зависимость величины ТЛ от интенсивности послемагматического изменения гранитоидов на отдельных участках, в частности, от величины калиевой щелочности. В свою очередь четкая обратная зависимость между калий-аргоновым возрастом и величиной ТЛ ($r_{\tau-тл} = -0,59$) позволяет думать о возрастании калиевой щелочности во времени. Это подтверждается некоторой тенденцией к уменьшению калий-аргонового возраста с увеличением в породе содержания калиевого полевого шпата, что иллюстрируется более молодым возрастом порфиридных гранитоидов. В то же время отсутствие четкой зависимости калий-аргонового возраста гранитоидов от содержания в них калия, по-видимому, может указывать на отсутствие приноса калия из

Таблица 3

Корреляция состава и физических свойств гранитоидов Хобято-Эчийского массива во времени и пространстве ($n=12$)

	млн. лет т	Абсолютная высота (h)	Расстояние от контакта (a)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Σ Fe	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Пл	К/ПШ	Кб	Бу	К	Na	Li	Rb	ТЛ	α°
Возраст (τ)		-0,50	-0,60	+0,39	-0,16	-0,15	-0,25	+0,36	+0,11	-0,26	+0,05	-0,36	+0,12	-0,25	-0,37	+0,17	+0,30	-0,26	+0,09	-0,05	-0,06	-0,19	+0,22	+0,04	-0,59	-0,16
Высота (h)				-0,20	-0,10	-0,16	+0,04	+0,20	+0,15	-0,28	+0,25	+0,27	-0,39	+0,06	+0,65	-0,11	-0,01	-0,06	+0,04	+0,33	-0,43	-0,01	+0,23	+0,29	-0,24	+0,24
Расстояние от контакта (a)				-0,21	+0,51	-0,21	+0,18	-0,13	+0,01	+0,40	-0,27	+0,26	-0,08	+0,19	+0,50	+0,54	-0,02	-0,20	+0,49	+0,46	+0,13	-0,29	-0,42	-0,30	+0,44	+0,35
SiO ₂				+0,13	-0,34	-0,55	-0,02	-0,31	-0,43	-0,20	-0,77	+0,05	-0,75	-0,42	-0,05	-0,35	+0,27	+0,47	-0,16	+0,38	-0,56	0,00	+0,22	-0,18	+0,09	
TiO ₂					-0,52	+0,46	-0,01	+0,25	-0,11	-0,32	+0,09	+0,03	-0,18	+0,10	+0,43	-0,54	+0,34	+0,60	+0,05	+0,23	-0,30	-0,76	-0,26	+0,47	+0,19	
Al ₂ O ₃					-0,30	-0,61	-0,58	+0,33	-0,31	+0,24	+0,03	-0,27	-0,04	-0,49	+0,38	-0,14	-0,54	-0,40	+0,05	+0,42	+0,10	-0,22	+0,11	-0,69		
Fe ₂ O ₃							+0,34	+0,77	+0,27	+0,03	+0,31	-0,12	+0,46	+0,08	-0,01	-0,36	+0,31	-0,02	-0,06	-0,14	+0,17	-0,36	-0,32	+0,21	+0,11	
FeO								+0,86	-0,09	+0,19	-0,24	+0,09	-0,16	+0,04	+0,22	+0,14	-0,29	+0,35	+0,37	-0,19	-0,43	+0,08	+0,30	-0,50	+0,50	
Σ Fe									+0,09	+0,14	0,00	0,00	+0,14	+0,06	+0,14	-0,10	-0,03	+0,23	+0,22	-0,20	-0,20	-0,14	0,00	-0,22	+0,40	
MnO										-0,38	-0,06	+0,18	+0,58	-0,21	-0,02	+0,34	-0,31	+0,04	-0,13	+0,33	-0,08	-0,18	-0,63	+0,20	+0,04	
MgO											+0,31	-0,08	+0,19	+0,15	+0,13	+0,05	-0,01	-0,56	+0,40	-0,44	+0,53	+0,66	-0,47	-0,10	+0,35	
CaO												-0,31	+0,56	+0,69	+0,28	+0,14	-0,08	-0,45	+0,24	-0,60	+0,72	-0,06	-0,04	+0,21	-0,26	
K ₂ O													-0,33	-0,58	-0,09	-0,34	+0,35	+0,18	-0,1	+0,69	+0,30	-0,22	+0,14	+0,37	+0,49	
Na ₂ O														+0,23	+0,02	+0,25	-0,12	-0,45	-0,08	-0,46	+0,59	+0,13	-0,57	-0,06	-0,22	
P ₂ O ₅															+0,36	+0,11	-0,23	0,00	+0,63	-0,66	+0,18	+0,08	+0,07	-0,10	-0,10	
H ₂ O																+0,27	-0,46	+0,44	+0,60	-0,12	-0,18	-0,26	-0,02	+0,05	+0,39	
Плагиоклаз (Pl)																	-0,91	-0,10	+0,29	-0,13	-0,02	+0,32	-0,12	-0,34	+0,03	
Калишпат (К/ПШ)																		-0,15	-0,52	+0,06	+0,26	-0,23	+0,10	+0,29	-0,24	
Кварц (Кб)																			+0,15	+0,33	-0,88	-0,57	-0,13	-0,05	+0,40	
Бiotит (Бу)																				-0,20	-0,20	+0,33	+0,22	-0,01	+0,474	
К																					-0,51	-0,33	-0,09	+0,59	+0,30	
Na																							+0,27	-0,05	+0,18	-0,47
Li																							+0,21	-0,44	+0,01	
Rb																								-0,02	+0,38	
Термолюминесценция (ТЛ)																										+0,18
Углы погасания кварца (α°)																										
\bar{X}	94,27	1431,80	1,736	68,55	0,40	15,29	0,82	2,59	2,59	0,10	0,58	2,83	3,86	4,17	0,08	0,98	34,69	31,92	25,28	7,79	3,33	3,05	24,64	110	141,1	9,34
$S\bar{X}$	7,42	311,97	1,226	1,83	0,12	1,34	0,75	0,84	0,98	0,12	0,35	0,67	0,48	0,29	0,06	0,26	10,44	11,57	2,5	2,52	0,25	0,25	6,80	39,77	59,78	1,18

Примечание. Коэффициент корреляции $r_{mnl} \geq 0,57$ при достоверности $\geq 95\%$. n — количество анализов. \bar{X} — среднее арифметическое значение. $S\bar{X}$ — стандартное отклонение.

глубинного источника во всех процессах, происходящих при кристаллизации и становлении массива. Увеличение величин ТЛ от контакта к центру массива и сверху вниз по вертикали (табл. 2) может служить дополнительной информацией о соответствующих изменениях режима щелочности в пространстве. Определенную информацию можно получить, используя отмеченную Офтедалем (Offtedal, 1943) закономерность увеличения содержания скандия в биотитах по мере возрастания кислотности содержащих его пород. В биотитах гранитоидов Хобоято-Эчийского массива при среднем содержании скандия $47,7 \cdot 10^{-4}\%$ наблюдается значительная вариация его — от 16 до $85 \cdot 10^{-4}\%$ (коэф. вариации равен $—24\%$). Такое сравнительно большое колебание содержаний скандия в биотитах характеризует гетерогенность физико-химических условий при формировании массива. Пространственное распределение скандия в биотитах (табл. 2) — уменьшение его содержания вверх по вертикали и тенденция к увеличению содержания от периферии к центру — подтверждает это и приводит к выводу об относительно повышенной основности пород в купольных и периферических частях массива. В то же время наблюдается определенная тенденция увеличения основности позже кристаллизовавшихся пород, на что указывает прямая зависимость между SiO_2 и возрастом. Специфика физико-химических условий становления гранитоидов массива в пространстве и времени оказывает существенное влияние на изменение химического и минерального состава гранитоидов. Корреляция состава гранитоидов с их возрастом и пространственным положением (табл. 2, 3) позволяет нам отметить некоторые особенности вариаций химического и минерального состава пород. По мере удаления от контакта к центру массива проявляется явная тенденция увеличения в гранитоидах содержаний TiO_2 , MnO , P_2O_5 , H_2O , *Кв*, *Би*. Вместе с тем в том же направлении происходит уменьшение калий-аргонового возраста и проявляется тенденция уменьшения содержаний натрия, лития и рубидия. В вертикальном разрезе массива наблюдается увеличение снизу вверх содержания P_2O_5 и уменьшение (омоложение) калий-аргонового возраста.

Интерпретация аналитических данных и геологических наблюдений позволяет наметить определенную зональность в распределении летучих, щелочных элементов и рудопроявлений. В центральных и возвышенных участках массива наблюдается увеличение содержания летучих (P_2O_5 , H_2O) компонентов. Щелочные элементы проявляют тенденцию к обогащению периферийных участков массива. Непосредственно в эндо- и экзоконтакте располагаются рудопроявления олова и полиметаллов. Молибденовая минерализация в пределах массива приурочена к участкам порфиридных гранитоидов.

Приведенные данные дают возможность высказать следующее представление об истории становления массива. Кристаллизация гранитоидов массива представляла длительный процесс, порядка 35 млн. лет (110—75 млн. лет), имеющиеся цифры возраста 150—165 и 125—130 млн. лет относятся, вероятно, к реликтам раскристаллизованных более ранних порций магмы единого длительно функционировавшего очага. В период максимума орогенеза закристаллизовавшиеся ранее породы были пропарены и проплавлены, что затушевало предыдущую историю становления магматического очага, о существовании которой мы можем предполагать по наличию реликтов с более древним возрастом и встречающимся в Западном Верхоянье малым интрузиям аналогичного с этими реликтами возраста.

Кристаллизация гранитоидов массива происходила последовательно, от периферии к центру, постепенно сужая участки существования не закристаллизованной магмы, в которых происходило накопление летучих компонентов (H_2O , P_2O_5 и др.). Роль летучих компонентов проявилась в развитии динамических усилий и химических воздействий на за-

кристаллизованные участки массива, т. е. в создании специфических физико-химических условий и регулировании общего хода кристаллизации пород массива. Увеличение в центральной части массива содержания летучих компонентов (P_2O_5 , H_2O), значительно более молодой калий-аргоновый возраст, увеличение углов погасания кварца (функция длительности или интенсивности напряжений), увеличение температуры кристаллизации — все это подтверждает вышесказанное. На основании ряда косвенных признаков отмечается относительное увеличение по мере кристаллизации гранитоидов их основности и калиевой щелочности. Причем эта щелочность пород увеличивается в центральной части массива и в сравнительно низких участках эрозионного среза.

Существование в центральных частях массива особых термодинамических условий (повышенные давления, температура, щелочность), наличие летучих соединений (H_2O , P_2O_5) способствовало выщелачиванию отдельных компонентов и их перераспределению. Экспериментальными работами (Овчинников, Максенов, 1962) показана возможность выщелачивания парами воды из пород и выноса отдельных компонентов, а при повышенных давлениях и температурах перевод в раствор (при взаимодействии воды с минералами) таких, казалось бы, малорастворимых соединений, как Al_2O_3 , MoO_3 (Ганеев и др., 1969). Последнее, по-видимому, объясняет четкую обратную зависимость между содержанием Al_2O_3 в гранитоидах и величинами углов волнистого погасания кварца $t_{Al_2O_3-d} = -0,686$; табл. 3), характеризующих, как было показано выше, интенсивность или длительность напряжений.

Длительное воздействие летучих (P_2O_5 , H_2O) на гранитоиды привело к миграции (отгонке) редких щелочей и натрия в более периферийные участки, что способствовало и в свою очередь привело к перераспределению и мобилизации рудных компонентов из кристаллизующейся магмы и выносу их в эндо- и экзоконтактовые зоны массива, где они фиксировались в различного рода рудопроявлениях.

Выявленная нами длительность становления массива позволяет более логично объяснить многостадийность образования существующих в районе оловянных, полиметаллических и других рудопроявлений и особенности связи их с магматизмом.

Л и т е р а т у р а

- Архангельская В. В. О длительности становления некоторых щелочных массивов Байкальской горной области.— Докл. АН, 1967, 175, № 3.
- Варгин В. В., Вайнберг Т. И. Люминесценция стекол.— Изв. АН СССР, серия физ., 1945, 9, № 4—5.
- Василенко В. Б., Варганова Н. С. Возрастное расчленение гранитоидов методом термолюминесценции.— Геология и геофизика, 1963, № 7.
- Ганеев И. Г., Румянцева В. Н. Некоторые свойства H_2O при повышенных давлениях и температурах.— Геохимия, 1969, № 7.
- Гендлер В. Е. О классификации гранитоидов.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Ивенсен Ю. П., Проценко Е. Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура.— Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1961, сб. 5.
- Максенов В. Г. Термолюминесценция минералов и ее использование в геологии. Свердловск, 1965.
- Мокшанцев К. Б. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. Изд-во «Наука», 1968.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966.
- Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Ненашев Н. И. О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов.— В сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» Изд-во «Наука», 1966.

- Ненашев Н. И. Геохронология и некоторые вопросы эволюции состава пород трапповой формации Сибирской платформы и сопредельных районов.— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы», 1971.
- Ненашев Н. И., Зайцев А. И., Шилин А. И. О возрасте магматизма Западного Верхоянья в свете радиологических данных.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 5
- Ненашев Н. И. Абсолютный возраст геологических формаций.— В сб. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Никитина Е. Н., Сотников В. И. Типоморфные особенности апатита из грейзеновых образований Горного Алтая.— Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, 1966, 4.
- Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов.— В сб. «Экспериментальное исследование в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.
- Портнов А. Н., Горобец Б. С. Люминесценция апатита из различных типов горных пород.— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 1.
- Радкевич Е. А. Связь оруденения с гранитами.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутск, 1969.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных.— Геохимия, 1958, № 6.
- Шевченко Е. В. Физико-математический анализ скорости роста минералов в малых интрузиях.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 2.
- Wyllie P. I., Tuttle O. F. Experimente investigation of Silicate systems containing two volatile Components, pt. III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O on the melt und temperatures of albite and granite.— Amer. G. Sci., 1964, 262, N 7.
- De Hills Sonia Menech, Corvalan Gose. Undilatory extinction on gartz grains of some Chilean granitic rocks of different ages.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1964, 75, N 4.
- Offtedal I. Scandium in biotiteas a geologia thermomether.— Norsk. Geol. Tidsskr., 1943, N 23, H. 4.
- Sagiroglu G., Bürküt I. Sur l'age et la petrographie du massif d'Uludag (Turguie).— «Compte rendu Soc. phys. et histoire natur. Geneve, 1966, N 1.

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЯКУТИИ И СВЯЗЬ ИХ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

В. В. ЕЛОВСКИХ

(Якутское геологическое управление)

Выделение рудных формаций и изучение связей их с магматическими комплексами является одним из главных этапов региональных металлогенических исследований, проводимых Якутским геологическим управлением и Якутским филиалом СО АН СССР.

Учение о рудных формациях рассматривается нами как важнейшее направление металлогении, основанное на научном наследии С. С. Смирнова, который под рудными формациями понимал группы сходных по минералогическому составу и генетическим особенностям месторождений, возникающих в близких тектоно-магматических условиях и характеризующихся близкими экономическими параметрами. Представления С. С. Смирнова о рудных формациях успешно развиваются в настоящее время коллективами ученых под руководством Е. Т. Шаталова, Е. А. Радкевич, В. А. Кузнецова, Д. Д. Щеглова, И. Г. Магакьяна, Ю. П. Ивенсена и других исследователей.

В процессе металлогенических исследований мы стремились всемерно оберегать и тщательно изучать уже установившиеся общеизвестные рудные формации, названия и содержания которых прочно укрепились в науке о рудных месторождениях. Примерами являются касситерит-квар-

цевая, касситерит-сульфидная, золото-кварцевая, золото-сульфидная, киноварная и ряд других, одно название которых уже дает представление о вещественном составе, генезисе, промышленной ценности, содержания и полезных компонентов и даже технологических свойствах руд. Подобный подход к выделению и изучению рудных формаций Якутии имеет наибольшее практическое значение для направления поисковых и разведочных работ, оценки месторождений. Едва ли можно признать удачным стремление многих исследователей к выделению большого количества рудных формаций только лишь по минералогическому составу. Не следует, по-видимому, дробить на несколько формаций или заменять названия известных, проверенных практикой рудных формаций, примером чему служит выделенная С. С. Смирновым касситерит-сульфидная формация, которую многие исследователи без достаточных на то оснований разделяют на касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную и галенит-сфалеритовую или заменяют ее название на оловянно-свинцово-цинковую и т. д.

Возможные вариации минерального состава, неизбежно возникающие при эволюции единых рудных процессов во времени и пространстве, учитываются нами путем выделения минеральных типов внутри формации. Минеральные типы отвечают стадиям эволюции рудных процессов. Стадии рудного процесса и соответствующие им руды различных минеральных типов могут быть разделены тектоническими подвижками и перерывами, благодаря чему рудный процесс приобретает ярко выраженный пульсационный характер, что является особенно типичным для месторождений касситерит-сульфидной формации. Иногда перерывы в рудоотложении выражены слабо или отсутствуют. Во всех случаях и, особенно, когда отчетливо выражена зональность отложений, взаимные переходы по минеральному составу между крайними типами и зонами минерализации служат одним из главных доказательств принадлежности их к данному рудному процессу и соответственно к рудной формации.

Особенности связи рудных формаций с магматизмом, установленные в процессе региональных металлогенических исследований на территории Якутии, заключаются в том, что с одной магматической формацией (магматическим комплексом) могут быть связаны одна, две или три рудные формации, но характер связей или условия проявления каждой из них бывают всегда существенно различными. Одна из формаций характеризуется прямой генетической, другая парагенетической связями с магматическими комплексами, а третья проявляется в специфических отличных от двух предыдущих условиях (формации металлоносных скарнов на контактах массивов с карбонатными породами и др.). Известны случаи, когда с разными фазами становления магматических комплексов генетически связаны разные рудные формации.

В качестве доказательств связей рудных формаций с магматическими комплексами принимались минералогические, геохимические, структурно-геологические критерии, зональность минерализации, а также региональные факторы и в особенности часто повторяющаяся в различных участках территории пространственная связь магматических комплексов с однотипными рудными и россыпными проявлениями.

Наибольшая сложность при установлении связей магматизма и оруденения возникает для районов, где в одних и тех же разломах и зонах пространственно совмещаются разновозрастные магматические комплексы и соответственно различные рудные формации.

На территории Якутии с ее исключительным разнообразием геологических и металлогенических условий получили развитие разнообразные рудные формации. В настоящей статье характеризуются только те из них, которые представлены промышленными месторождениями, персекутивными рудопроявлениями или же являются источниками образования промышленных россыпей; количество их достигает 21 (см. таблицу).

Краткая характеристика рудных формаций Якутии

Рудная формация и минеральный тип	Минеральный состав и основные морфологические особенности месторождений	Магматические формации и комплексы, с которыми связаны рудные формации	Возраст рудных формаций и геотектоническое положение
-----------------------------------	---	--	--

Протогеосинклинальный период развития земной коры Якутии

1. Редкоземельных пегматитов	Пегматоидные и ортогекситовые выделения, содержащие циркон, ильменит и монацит в гранито-гнейсах среди метаморфических пород архея иенгрского и тымптово-желтылинского комплексов и их аналогов	Установлена связь с ультраметаморфической гранитогнейсовой формацией и ультраметаморфической формацией чарнокитовых гранитов	Нижнеархейский (катархейский) цикл (древнее 2500—2600 млн. лет) Верхнеархейский цикл (древнее 1900—2000 млн. лет)
2. Магнетитовых скарнов	Линзообразные и пластообразные тела магнетитов в форстеритовых скарнах среди карбонатных пород иенгрского комплекса (A ₁)	Установлена связь с аляскитовой формацией	Верхнеархейский цикл (древнее 1900—2000 млн. лет)
3. Флогопитовых скарнов	Жилы, линзы, гнезда флогопита в магнезиальных скарнах среди карбонатных пород иенгрского комплекса (A ₁)	Установлена связь с аляскитовой формацией	Верхнеархейский цикл (древнее 1900—2000 млн. лет)
4. Мусковитоносных пегматитов	Пегматитовые жилы, залегающие в гранитах и среди метаморфических пород олекмо-становой комплекса и содержащие наряду с мусковитом, амблигонит и берилл	Предполагается генетическая связь с формацией двуслодных высокоглиноземистых гранитов (становой комплекс)	Верхнеархейский цикл (древнее 1900—2000 млн. лет)
5. Хрусталоносных жил в кварцитах архея	Погреба, гнезда горного хрусталя в кварцевых жилах	Предполагается парагенетическая связь с габбро-диабазовой формацией	Поднятия в конце нижне-среднепротерозойского цикла

Платформенный период развития земной коры Якутии

6. Хромит-платиновая	К шпировым выделениям хромита, содержащегося в дунитах, приурочены скопления платиноидов и осмистого иридия	Установлена генетическая связь с щелочно-ультраосновой формацией	Платформенные поднятия в конце байкальского (верхнепротерозойского цикла) (650 млн. лет)
7. Карбонатитовая	Кальцитовые и анкеритовые концентрические и линзовидные тела в ультраосновных и щелочных породах мельтейгит-уртитового ряда	Установлена генетическая связь с щелочно-ультраосновой формацией (2-я фаза)	Платформенные поднятия в конце байкальского (верхнепротерозойского цикла) (650 млн. лет)
8. Алмазоносных кимберлитов	Кимберлитовые тела (трубки взрыва) с алмазами, хромдиопсидами, пикроильменитами и пиропами	Кимберлитовая формация	Платформенные поднятия позднекаледонского цикла (нижний девон)
9. Золото-сульфидная: а) Пиритовый тип	Кварцевые и кварц-карбонатные залежи и секущие жилы в карбонатных и терригенно-карбонатных породах рифея и нижнего палеозоя	Установлена пространственная связь с габбро-диабазовой формацией	Платформенные поднятия байкальского и позднекаледонского циклов
б) Бурожелезняковый тип	Зоны прокварцованных карбонатных пород, содержащие выделения золотоносных бурых железняков	Установлена парагенетическая и пространственная связь с трахидолеритовой трапповой формацией	Платформенные поднятия среднепалеозойского (раннегерцинского) цикла (верхний девон—нижний карбон)
10. Редкоземельных пегматитов	Пегматитовые жилы в эгириновых гранитах, содержащие иттриалит, чевкениит, гадолинит, циркон и др. минералы	Установлена генетическая связь с габбро-сиенитовой формацией (томмотский комплекс)	Инверсионная стадия среднепалеозойского (раннегерцинского) цикла (на границе среднего и верхнего палеозоя)

Период формирования Верхояно-Колымской области мезозой и активизации Сибирской платформы

11. Золотосульфидная Полиметаллический тип	Кварцевые и кварцкарбонатные секущие и пластовые жилы в породах верхоянского комплекса, содержащие галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Установлена парагенетическая связь с габбро-диабазовой формацией	Поднятия и инверсия в конце верхнепалеозойского начала мезозойского цикла (нижний триас)
---	--	--	--

Т а б л и ц а (продолжение)

Рудная формация и минеральный тип	Минеральный состав и основные морфологические особенности месторождений	Магматические формации и комплексы, с которыми связаны рудные формации	Возраст рудных формаций и геотектоническое положение
12. Хрусталоносных жил в песчаниках верхоянского комплекса	Погрeba и гнезда горного хрусталя в кварцевых жилах	Предполагается парагенетическая связь с габбро-диабазовой формацией	Поднятия и инверсия в конце верхнепалеозойского начала мезозойского цикла (нижний триас)
13. Золото-арсенопирит-кобальтовая	Кварцевые, кварц-турмалиновые, кварц-карбонатные и кварц-хлоритовые жилы, линзы и залежи скарнов в эндо- и экзоконтактовых зонах гранодиоритовых массивов, содержащие кобальтоносный и золотоносный арсенопирит, минералы кобальта и различные сульфиды	Установлена генетическая связь с верхнеюрской диорит-гранит-гранодиоритовой формацией (бусугунынский комплекс)	Инверсионная стадия мезозойского цикла (верхняя юра)
14. Золото-кварцевая малосульфидная: а) Арсенопиритовый тип	Кварцевые жилы с небольшим содержанием арсенопирита и самородного золота	Установлена парагенетическая связь с раннеинверсионной диорит-гранит-гранодиоритовой формацией (нерабохакчинский комплекс малых добаболитовых интрузий)	Инверсионная стадия мезозойского цикла (ранний мел)
б) Галенит-сфалеритовый тип	Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и минерализованные зоны дробления, содержащие галенит, сфалерит, сульфоантимониты свинца и блеклые руды	То же	То же
в) Антимонитовый тип	Зоны дробления и жилы, содержащие золотоносный антимонит, халцедоновидный кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и киноварь	То же	То же
г) Киноварный тип	Кварц-анкеритовые и кварц-кальцитовые жилы, залежи, брекчи, содержащие золотоносную киноварь, пирит, реальгар, аурипигмент, антимонит, галенит, сфалерит	Предполагается парагенетическая связь с диорит-гранит-гранодиоритовой раннеинверсионной формацией	Инверсионная стадия мезозойского цикла (нижний мел)
15. Золото-редкометаллическая	Кварцевые жилы с золотом, арсенопиритом, вольфрамитом, минералами висмута	Установлена генетическая связь с позднеинверсионной формацией двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов (1-я фаза кольмского комплекса)	Инверсионная стадия мезозойского цикла (нижний мел)
16. Касситерит-кварцевая: а) Грейзеновый тип;	Жилы, грейзены и грейзензирванные граниты и аляскиты, содержащие кварц, мусковит, касситерит, топаз, берилл, монацит, ленидолит, амблигонит, топаз, арсенопирит, станин, сульфиды	Установлена генетическая связь с формацией двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов (2-я фаза кольмского комплекса)	Постинверсионная стадия мезозойского цикла (верхний мел)
б) Касситерит-вольфрамит-кварцевый тип;	Кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, топазом, шеелитом, арсенопиритом, молибденитом	Установлена генетическая связь с формацией двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов	Инверсионная стадия мезозойского цикла (нижний мел)
в) Касситерит-кварцевый тип	Кварцевые жилы с касситеритом, топазом, мусковитом без вольфрамита или кварцевые жилы, содержащие касситерит, турмалин, вольфрамит, шеелит, хлорит, флюорит, адуляр, марганцевый карбонат, арсенопирит, халькопирит и другие сульфиды	Установлена генетическая связь с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формацией (янский комплекс)	Постинверсионная (орогенная) стадия мезозойского цикла (верхний мел)
17. Оловоносных и вольфрамоносных скарнов: а) Людвигит-магнетитовый тип	Залежи скарнов, содержащие оловоносный людвигит, магнетит и сульфиды	Установлена генетическая связь с формацией двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов (кольмский комплекс)	Инверсионная стадия мезозойского цикла (нижний мел)
б) Касситерит-сульфидный тип	Залежи гранат-прироксеновых скарнов	Предполагается парагенетическая связь с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой моцонитонидной формацией (янский комплекс)	Постинверсионная стадия мезозойского цикла (верхний мел)
в) Шеелит-сульфидный тип	Залежи скарнов, приуроченные к пласту нижнетриасовых известняков верхоянского комплекса, содержащие кварц, шеелит, пирротин, халькопирит, пирит	Установлена парагенетическая связь с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой моцонитонидной формацией	То же
18. Касситерит-сульфидная			

Рудная формация и минеральный тип	Минеральный состав и основные морфологические особенности месторождений	Магматические формации и комплексы, с которыми связаны рудные формации	Возраст рудных формаций и геотектоническое положение
а) Турмалиновый тип	Минерализованные зоны дробления с турмалином, кварцем, касситеритом, вольфрамитом, золотосодержащим и кобальтосодержащим арсенопиритом, халькопиритом и другими сульфидами	Установлена парагенетическая связь с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой монзонитоидной формацией (янский комплекс)	Постинверсионная (орогенная) стадия мезозойского цикла (верхний мел)
б) Хлоритовый тип	Минерализованные зоны дробления с хлоритом, кварцем, касситеритом, пиритом, пирротинном и другими сульфидами	Установлена парагенетическая связь с формацией диорит-гранодиорит-лейкогранитовой монзонитоидной (янский комплекс)	То же
в) Арсенопирит-пирротинный (галенит-сфалерит-пирротинный тип)	Минерализованные зоны дробления с пирротинном, арсенопиритом, галенитом и сфалеритом	То же	»
г) Серебро-галенит-сфалеритовый тип	Кварц, карбонаты серебросодержащие галенит и разнообразные минералы серебра, галенит, сфалерит и др.	То же	»
19. Кварцево-антимоновая	Морфологические невыдержанные кварцевые жилы, минерализованные Зоны трещиноватости и дробления с антимонитом, сфалеритом, касситеритом	Предполагается парагенетическая связь с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой монзонитоидной формацией (янский комплекс)	Постинверсионная (орогенная) стадия мезозойского цикла (верхний мел)
20. Киноварная	Минерализованные зоны дробления и зоны брекчирования с кварцем, карбонатом, киноварью, аурипигментом, реальгаром, галенитом, сфалеритом, иногда касситеритом	Предполагается парагенетическая связь с формацией щелочных базальтоидов (дыртах-дахский комплекс даек щелочно-земельных и щелочных лампрофиров, диоритов, диабазов и др.)	То же
21. Золото-сульфидная:	Кварцевые и кварцево-карбонатные залежи и секущие жилы в метаморфических породах, содержащие пирит, гематит, халькопирит, пирротин и др.	Установлена парагенетическая связь с формацией щелочных габброидов, сиенитов и лампрофиров (алданский комплекс)	Мезозойский цикл (верхняя юра—нижний мел)—активизированная область Алданского щита
а) Пиритовый тип (Лебедянский)			
б) Пиритовый тип с мощной зоной окисления (Кураханский)	Залежи метасоматически измененных прокварцованных, ожелезненных, разрушенных известняков и песчаников кембрия и юры, залегающих в карстовых полостях	То же	То же

В соответствии с тремя крупнейшими периодами или мегациклами становления и развития земной коры Якутии выделяются три последовательно проявляющихся группы рудных формаций.

1. Раннедокембрийская, объединяющая рудно-метаморфические формации протогеоинклинального периода развития земной коры Якутии, являющиеся составными частями нижне-, верхнеархейских и нижне-среднепротерозойских метаморфических комплексов Алданского щита и Становой зоны.

2. Позднедокембрийская ниже-среднепалеозойская, охватывающая рудные формации платформенного периода развития земной коры — осадочного чехла Сибирской платформы и синхронных с ним байкальских, позднекаледонских и раннегерцинских, обрамляющих платформу, складчатых систем.

3. Верхнепалеозойская-мезокайнозойская, представлена рудными формациями периода активизации Сибирской платформы ее древнего складчатого обрамления и формирования Верхояно-Колымской области мезозойского цикла.

Из приведенного выше обзора рудных формаций и связей их с магматизмом нетрудно видеть, что выделение и изучение этих формаций имеет важное практическое значение для направления поисковых работ и оценки эндогенных месторождений полезных ископаемых Якутской АССР.

ОЛОВОНОСНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

С. Ф. ЛУГОВ, Б. В. МАКЕЕВ

(Всесоюзный институт минерального сырья)

Оловорудные месторождения практически всегда находятся в тесных генетических соотношениях с проявлениями гранитоидного интрузивного магматизма. Последнему отводится главенствующая роль и при формационном анализе оловорудных месторождений. Ярким примером этому является генетическая классификация оловорудных месторождений С. С. Смирнова (1937). Представляется бесспорным, что дальнейшее усовершенствование генетической классификации должно идти именно по этому пути. Важнейшим элементом такой классификации, вероятно, должны быть оловоносные рудно-магматические комплексы.

Оловорудная провинция Северо-Востока СССР является благоприятным объектом для изучения оловоносных проявлений и магматизма в данном аспекте. Эти вопросы в разной мере освещались в работах В. В. Еловских, М. И. Ициксон, С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова, И. Я. Некрасова, Б. Л. Флерова, А. В. Зильберминца и др. Большинство исследователей разделяют представления о многоэтапном формировании оловорудных месторождений этого региона. Резким диссонансом звучат развиваемые в последние годы А. В. Зильберминцем представления о единой верхнемеловой (в узких возрастных рамках позднего верхнего мела) эпохе оловянного оруденения, связанной с формированием Охотско-Чукотского вулканогена.

Эволюция рудоносного магматизма и оловорудных формаций в пространстве и времени применительно к этому региону, пожалуй, наиболее полно освещена в работе В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958). Исследования, проведенные в этом направлении в последние годы, позволяют в значительной мере уточнить и дополнить представления этих авторов (Лугов, Макеев, 1968).

Наиболее ранние проявления оловоносности в пределах мезозойд Северо-Востока СССР связаны с гранитоидным магматизмом «колымского» типа. Последний происходил в послепериодный период развития подвижной области, вслед за главными складчатыми движениями. Он ознаменовал собой кульминацию гранитоидного магматизма, который завершал по сути дела формирование подвижной области и обусловил ее окончательную стабилизацию. В более поздние периоды интрузивный гранитоидный магматизм не достигал таких масштабов. Гранитоиды «колымского» типа слагают грандиозные пояса, располагающиеся субпараллельно основным складчатым структурам мезозойд. Представления о складчатом образовании этих массивов находятся в противоречии со многими геологическими фактами. К ним прежде всего следует отнести дискордантное положение по отношению к складчатым структурам мезозойд северо-западного и юго-восточного окончаний Главного колымского гранитного пояса. Магматизм этого периода проявился почти исключительно в интрузивной субабиссальной фации.

Образование массивов происходило, как правило, в результате одноактного внедрения. В качестве фазовых производных возможно выделение лишь небольших штокообразных тел и даек лейкократовых гранитов. Продукты поздних фаз составляют ничтожную часть от огромных интрузивных объемов главной фазы внедрения.

В гранитоидах главной фазы устанавливаются фациальные переходы от гранодиоритов и гранодиорит-порфиров к гранитам при заметном преобладании последних. Характерной чертой гранитоидных пород

«колымского» типа является их высокая глиноземистость. Данные по абсолютному возрасту «колымских» гранитоидов весьма противоречивы. Они попадают в широкий возрастной диапазон — от средней юры до низов верхнего мела. Представляется, что в значительной мере такой разброс цифр обусловлен погрешностями определения возраста в различных лабораториях.

Необходимо также отметить, что в схемах эволюции магматизма часто не учитывается возрастное скольжение последнего, которое имеет место даже в рамках однотипного магматизма. Особенно отчетливо это устанавливается для гранитоидов «колымского» типа, которые внедрялись от поздней юры (Восточная Якутия) до середины мела (Восточная Чукотка).

Скольжение возраста магматизма неразрывно связано с временным смещением инверсии и главных складчатых деформаций в пределах этой огромной области.

Важно подчеркнуть, что внедрение гранитоидов «колымского» типа происходило в участках со сравнительно неглубоким залеганием допермского основания. Наиболее интенсивные проявления оловоносности приурочены к участкам, где гранитные пояса пересекают обращенные геоантиклинальные поднятия (Кулино-Нерский, Куэквунь-Экиатапский антиклинорий).

С гранитоидами «колымского» типа отчетливо ассоциируют месторождения «касситерит-кварцевой» формации и оловонносные редкометалльные пегматиты. В упомянутой формации заметно преобладает касситерит-вольфрамит-кварцевая фация оруденения. Металлогенический спектр («рудный комплекс», по Ю. А. Билибину), присущий магматизму «колымского» типа, довольно однообразен и характеризуется резким преобладанием оловянно-вольфрамового оруденения. Из других элементов заслуживают внимания тантал, ниобий (концентрирующиеся чаще всего в оловоносных редкометалльных пегматитах), висмут, молибден и золото.

Молибден и золото часто устанавливаются в оловянно-вольфрамовых месторождениях, но в очень небольших количествах. Золото вместе с тем является характерным металлом рудного комплекса, ассоциирующего с магматизмом «колымского» типа. Месторождения золота являются, по-видимому, заключительным членом в ряду рудных формаций этого комплекса.

Следующая вспышка оловянной металлогении отчетливо падает на верхний мел. Проявления оловоносного магматизма этого периода локализируются, как правило, в пределах наложенных и унаследованных после геосинклинальных впадин и структур типа «поперечных рядов». Эти структуры являются отчетливо дискордантными по отношению к складчатым структурам мезозой и располагаются в участках с большими мощностями геосинклинальных отложений.

Оловоносный магматизм этого времени относят обычно к «омсукчанскому» типу. Он проявился в гипабиссальной интрузивной и вулканоплутонической фациях. Интрузивный процесс протекал в течение нескольких фаз, что в конечном итоге привело к формированию сложно-построенных массивов, состав которых варьирует от диоритов (иногда габбро или габбро-диоритов) до лейкократовых гранитов. В целом гранитоиды относятся к щелочноземельному ряду, отклонения к высокоглиноземистым разностям мало характерны.

В первом приближении можно наметить две основные интрузивные фазы, в раннюю из которых формировались породы габбро-диорит-гранодиоритового состава при заметном преобладании гранодиоритов.

Между отдельными разновидностями этой группы пород устанавливаются противоречивые (одновременно фациальные и фазовые) соотношения. Вместе с тем она довольно комплектна по времени внедрения и,

вероятно, более правильно рассматривать эти породы как производные одной интрузивной фазы.

Производные второй фазы имеют гранитный состав. Завершается интрузивный магматизм внедрением многочисленных жильных тел гранитного состава. Последнее представляется возможным классифицировать как заключительные интрузивные субфазы.

Весьма характерно появление в качестве поздних отщеплений жил лейкократовых (существенно альбитовых) турмалинсодержащих гранитов и пегматитов.

Как уже отмечалось, для оловоносного магматизма этого типа характерны вулканоплутонические фации магматизма. Интересно отметить, что последние чаще всего формируются в наложенных впадинах, пространственно тяготеющих к Охотско-Чукотскому вулканогену, и обычно разрез вулканитов во впадинах четко коррелируется с таковым пояса. Надо сказать, что представления о комагматичности интрузивных и эффузивных членов вулканоплутонической ассоциации базируются на весьма ограниченных геологических данных. Вполне возможно, что появление эффузивов в наложенных оловоносных впадинах, располагающихся вблизи вулканического пояса, связано со смещением процессов вулканизма в глубь мезозойд по глубинным разломам, причленяющимся к вулканогену. С глубинными разломами, по-видимому, связано формирование самих впадин и интенсивное проявление интрузивных процессов. Представляется, что структурное совмещение эффузивов и интрузивов в пределах наложенных впадин является одной из возможных причин появления вулканоплутонических ассоциаций в их пределах. Этот вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

С оловоносным магматизмом этого возраста отчетливо ассоциируют месторождения касситерит-силикатной формации. В рамках последней устанавливается весьма значительное разнообразие фаций оруденения при отчетливом преобладании турмалиновой и многосульфидной фаций оруденения. В составе рудного комплекса кроме олова заслуживает внимания полиметаллическая минерализация. Менее характерны Co, Ni, Mo, Bi, Au.

Наиболее поздние проявления оловоносности располагаются в пределах Охотско-Чукотского вулканогена. Изучены они довольно слабо. К настоящему времени связь с вулканизмом пояса определено устанавливается лишь для ограниченного круга месторождений (Хета, Кандычан, Суворовское). Столь же слабо изучен оловоносный магматизм вулканогена. По геологическим данным рудообразование происходило в возрастном диапазоне поздний верхний мел — палеоген. Оловянное оруденение относится преимущественно к касситерит-сульфидной формации. Нередко в этих месторождениях основное количество олова концентрируется в станнине. Другим характерным для этой формации минералом является деревянистый касситерит. Оловорудные проявления располагаются, как правило, в участках интенсивно измененных вулканитов. В пределах ореолов гидротермального метаморфизма и в самых рудных телах бор практически не фиксируется. Наиболее характерными изменениями являются хлоритизация, серицитизация и окварцевание. Широко распространенным элементом околорудных пород и рудных минеральных ассоциаций является хлор.

В заключение следует отметить следующее. На поздних этапах развития Верхояно-Чукотской подвижной области широко проявились генетически сопряженные процессы магматизма и рудообразования, которые происходили без заметного участия явлений активизации.

На фоне длительного (от юры до палеогена) их развития возможно выделение более дробных периодов магматизма и рудообразования, в течение которых формировались определенные рудно-магматические комплексы.

На Северо-Востоке отчетливо устанавливаются три типа оловоносных рудно-магматических комплексов, которые формировались: ранний — (I — C_{m1}); средний — C_{r2}); поздний — (C_{r2} — P_g)¹.

При формировании рудно-магматических комплексов одного типа имело место возрастное скопление, обусловленное возрастным скоплением определенных этапов развития подвижной области. Этим обусловлено нередкое возрастное перекрытие разнотипных рудно-магматических комплексов, которые формировались в различных участках этой огромной подвижной области. Процессы рудообразования происходили в завершающие периоды формирования рудно-магматических комплексов.

При сравнении магматических и рудных членов комплекса устанавливается определенное соответствие их характера. В этом отношении особенно показательным является соответствие фаций глубинности магматических и рудных образований. В составе рудного комплекса (по Ю. А. Билибину) присутствуют месторождения одной оловорудной формации. Каждому рудно-магматическому комплексу присущ определенный металлогенический спектр, члены которого являются продуктами единого рудного процесса.

Л и т е р а т у р а

- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влияние на металлогению Восточной Якутии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 6.
- Ицксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях.— Сов. геология, 1958, № 1.
- Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. Изд-во «Наука», 1966.
- Ицксон М. И. Геологические и геохимические типы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектономагматической активизации.— Сов. геология, 1967, № 11.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н. О типах рудных районов в Восточном Забайкалье. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во «Наука», 1966.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки, Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Оловорудные формации Северо-Востока СССР.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК». М., 1968.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Радкевич Е. А. Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. и геофиз., 1962, № 11.
- Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 56.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Чайковский В. К. Геология оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

¹ В пределах Корьякско-Камчатской складчатой области оловорудные проявления, вероятно, имеют более молодой (миоценовый) возраст.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ

В. Л. БАРСУКОВ, А. Г. ВОЛОСОВ, Н. А. ДУРАСОВА

(Институт геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского)

В районе развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня) развиты сходные между собой серии гранитоидов: от гранитов до гибридных диорит-монцитонитов. Значительные по размеру гранитные массивы обычно размещаются вдоль региональных разломов глубокого заложения. Краевые фации этих массивов представлены гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами. Средние по составу монцитонидные гранитоидные породы, представленные кварцевыми диорит-монцитонитами, диорит-порфирами в виде небольших интрузий, располагаются вдоль диагональных и поперечных складчатости разломов (Барсуков, 1957; Барсуков, Дурасова, 1966). Вопрос о последовательности и числе интрузивных фаз при формировании гранитоидных комплексов в районах развития сульфидно-касситеритовых месторождений Тихоокеанского рудного пояса является спорным (Доломанова и др., 1963). Очевидно, эти породы следует рассматривать как результат синхронного развития двух различных магматических серий, хотя для окончательного решения этого вопроса еще требуется проведение дополнительных исследований.

На основании имеющихся в литературе и полученных при настоящем исследовании данных о содержании олова в породах различного состава разных районов земного шара были установлены виды распределения и средние содержания олова в этих породах, приведенные в таблице (Барсуков, 1957; Барсуков, Дурасова, 1966; Дурасова, 1967; Виноградов, 1962).

Таблица 3

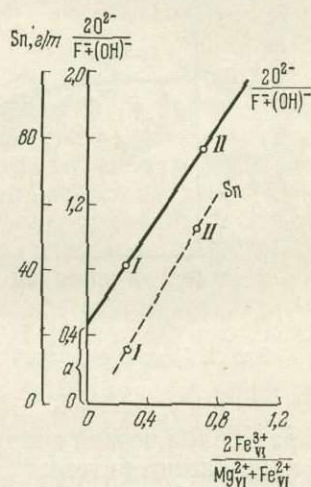
Параметры различных видов распределения олова в породах и его средние содержания

Породы	N	lg \bar{x}	S lg	A lg	E lg	$\frac{A \lg}{\sqrt{\frac{6}{N}}}$	$\frac{E \lg}{\sqrt{\frac{6}{N}}}$	\bar{x}	S	A	E	$\frac{A}{\sqrt{\frac{6}{N}}}$	$\frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{N}}}$
Ультраосновные	21	0,33	0,24	-1,82	3,68	-3,30	3,35	0,52	0,20	0,09	0,70	0,16	0,69
Основные	105	0,24	0,27	0,37	1,41	1,48	2,82	2,11	1,69	2,43	5,04	9,72	10,08
Средние (интервал содержаний 0—6 г/т)	164	0,47	0,23	-1,67	2,93	-8,80	7,70	3,30	1,26	0,34	-0,60	1,80	-1,60
Средние (интервал содержаний 6—17 г/т)	89	0,92	0,10	1,64	1,60	6,30	3,20	8,50	2,40	2,11	3,74	8,10	7,18
Кислые	371	0,67	0,29	0,81	0,26	6,43	-1,03	5,90	4,90	1,73	1,65	13,73	6,91
Осадочно-метаморфические	271	0,65	0,18	0,44	2,63	2,97	8,80	4,90	2,50	2,49	7,10	16,82	23,98

Примечание. N—число членов в выборке, lg \bar{x} —средние арифметические логарифмов содержаний, S lg—средние квадратичные отклонения логарифмов содержаний, A lg—асимметрия при проверке распределения логарифмов содержаний, E lg—эксцесс при проверке распределения логарифмов содержаний.

Особый интерес представляет выделение двух типов средних по составу пород «оловоносных» с $x=8,5$ г/т и «неоловоносных» с $x=3,3$ г/т Sn с разными законами распределения элемента. Это хорошо согласуется с данными по распределению олова в изученных средних по составу интрузивных породах Мяо-Чанского района Хабаровского края, Центрального Сихотэ-Алиня и других областях. Если в районах развития кварц-касситеритовых месторождений Калба-Нарыма, Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня, Борщевочного хребта в Забайкалье содержания Sn падают по мере роста основности пород с 20—10 до 5 г/т и менее, то в районах развития сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чанского района повышенные содержания олова до 7—8 г/т характерны для гибридизированных гранитоидов повышенной основности (до средних по составу пород). Следует отметить факты повышенных содержаний Sn в субвулканических телах диорит-порфиров, иногда достигающих 15 г/т. Таким образом, можно считать, что в районах развития сульфидно-касситеритовых месторождений «оловоносными» являются гранитоиды повышенной основности.

Рис. 1. Зависимость содержания олова и $\frac{2O^{2-}}{F^{-(OH)^-}$ от $\frac{2Fe^{3+}}{Mg_{VI}^{2+}+Fe_{VI}^{2+}}$
 I — биотиты из пород повышенной щелочности;
 II — биотиты из пород главной фации



Известно, что олово в магматических породах преимущественно сосредоточивается в темноцветных минералах (Дмитриев, Барсуков, Дурасова, 1968; Некрасов, 1962). Уровень содержания его в минералах «оловоносных» гранитоидов повышенной основности ниже, чем в аналогичных минералах оловоносных гранитов районов развития кварц-касситеритовых месторождений за счет увеличения числа и количества темноцветных минералов. Нами детально изучался вопрос о форме нахождения Sn в его главном минерале-концентраторе — биотите. Была выявлена прямая зависимость содержания Sn в биотитах от их железистости и в первую очередь от количества Fe^{3+} в VI координации. С ростом отношения

$$\frac{2Fe_{VI}^{3+}}{Mg_{VI}^{2+} + Fe_{VI}^{2+}}$$

увеличивается и содержание Sn (рис. 1). При этом вхождение в биотиты многозарядных ионов в VI координацию, видимо, компенсируется заменой анионов F^- и $(OH)^-$ кислородом. Избыток содержания $\frac{2O^{2-}}{F^{-(OH)^-}$

идет на компенсацию $\frac{2Ti_{VI}^{4+}(Sn_{VI}^{4+})}{Mg_{VI}^{2+} + Fe_{VI}^{2+}}$. С увеличением железистости избыток

содержания $\frac{2 \text{O}^{2+}}{\text{F}^- + (\text{OH})^-}$ возрастает, а следовательно, увеличивается возможность изоморфного вхождения в биотит многозарядных ионов, в частности олова. Увеличение содержания Li с ростом отношения $\frac{2 \text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}}{\text{Fe}_{\text{VI}}^{2+} + \text{Mg}_{\text{VI}}^{2+}}$ также способствует вхождению Sn^{4+} и других многозарядных ионов в VI координацию, что следует из наличия прямой корреляционной связи между количеством Li и Sn в биотитах. С помощью эффекта Мёссбауэра прямым методом было доказано, что олово в искусственно полученном биотите четырехвалентно, имеет координационное число 6 и химический сдвиг относительно $\text{SnO}_2 = 0,17 \text{ мм/сек}$ при ширине линии $\Gamma = 1,00 \text{ мм/сек}$. Таким образом, Sn в биотите находится в изоморфной форме, а не в виде касситерита и занимает положение ионов в шестерной координации (рис. 2).

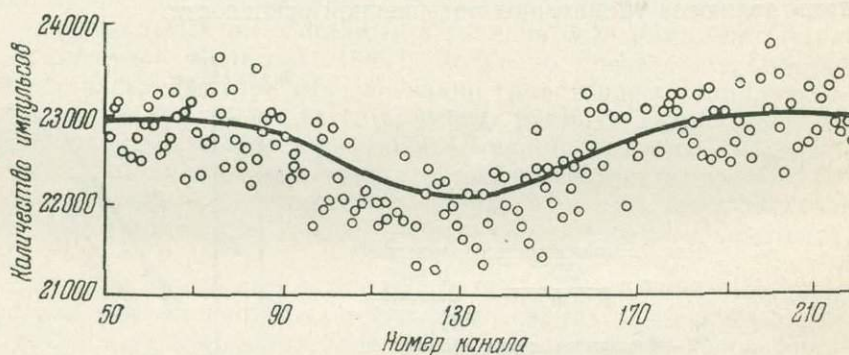


Рис. 2. Мёссбауэровский спектр олова в биотите

Характерной чертой гибридных «оловоносных» гранитоидов в районах сульфидно-касситеритовых месторождений является широкое развитие хлоритизации биотита и роговой обманки, которая часто сопровождается новообразованиями сфена, апатита и флюорита. Если не затронутые вторичными процессами кварцевые диориты содержат олово в количестве 8 г/т, то в хлоритизированных диоритах содержание Sn снижается до 3—4 г/т; в биотите и роговой обманке диоритов содержится 40—50 г/т, а в замещающих их хлоритах 8—10 г/т Sn. Это позволяет предполагать, что и для оловянных месторождений сульфидно-касситеритового типа одним из источников олова могут служить гибридные «оловоносные» гранитоиды, преобладающая же мобилизация олова гидротермальными растворами происходит в процессе постмагматических изменений пород при их хлоритизации. Выполненное экспериментальное воспроизведение альбитизации и мусковитизации гранита и хлоритизации и пропилитизации диорита при параметрах, отвечающих гидротермальному процессу: $T = 500^\circ$ и $P = 350 \text{ атм}$, показали, что под воздействием хлоридного натриево-калиевого раствора с добавкой силиката натрия и фтора происходит мобилизация олова из пород, причем в раствор переходит от 30 до 60% Sn, первоначально заключенного в гранитах, и от 50 до 90% Sn, заключенного в диоритах. Эти данные позволяют считать, что одним из источников олова при формировании сульфидно-касситеритовых месторождений, по-видимому, являются сами «оловоносные» гранитоиды повышенной основности.

Экспериментальное изучение возможных форм переноса олова, проведенное В. Л. Барсуковым и Г. Е. Курильчиковой (1966), показало, что

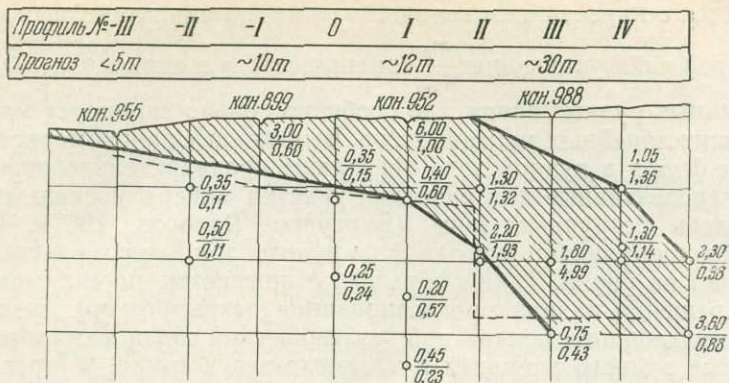


Рис. 3. Проекция на вертикальную плоскость одной из рудных зон. Заштриховано рудное тело по данным разведки. Штриховая линия — прогнозная граница рудного тела. Точки — места подсечения рудного тела скважинами, а дробь — результаты их опробования (в числителе мощность тела в метрах, в знаменателе содержание олова в %)

наиболее благоприятной формой существования Sn в гидротермальном растворе являются гидроксофторостаннаты типа $\text{Sn}[\text{F}_x(\text{OH})_{6-x}]^{2-}$, при повышенных температурах устойчивые в щелочных и слабощелочных условиях. Подкисление рудоносного раствора в результате взаимодействия с вмещающими породами приводит к гидролизу комплекса и выпадению олова из раствора в виде касситерита. При этом фтор из комплексного соединения переходит в ионную форму и распределяется между минералами рудной зоны и околожильных метаслатитов. Изоморфное распределение микрокомпонента (в нашем случае фтора) между кристаллической фазой и раствором характеризуется коэффициентом распределения, равным отношению концентраций микрокомпонента в кристалле и растворе: $K = \frac{C_{\text{кр}}}{C_{\text{р=р}}}$ (Рябчиков, 1965).

Это уравнение было использовано для выражения коэффициента распределения через параметры конечного распределения фтора в рудной зоне, сформировавшейся в результате гидротермального взаимодействия рудоносного раствора и вмещающей породы. При условии приблизительно равномерного распределения минералов-концентраторов фтора в околожильных породах величина коэффициента распределения определяется соотношением $K_i = M \frac{F_{\text{ор}}}{F_{\text{р}}} + N \frac{m_{\text{р}}}{m_{\text{ор}}}$, K_i — коэффициент распределения фтора между рудным телом и околожильными породами в горизонтальном разрезе вкрест простирания минерализованной зоны, $F_{\text{ор}}$, $F_{\text{р}}$ — средневзвешенные концентрации фтора в околожильных породах и рудном теле соответственно, $m_{\text{ор}}$ и $m_{\text{р}}$ — мощность геохимического ореола фтора в околожильных породах и мощность рудного тела, M и N — коэффициенты. Поскольку «коэффициент распределения» в физической химии строго определенный термин, мы употребляем для обозначения величины K_i наименование «показатель распределения».

В результате распределения фтора между рудной зоной и околожильными породами было установлено, что величина показателя распределения закономерно связана с величиной нижележащего оруденения. Сравнение величин отношения $\frac{F_{\text{ор}}}{F_{\text{р}}}$, проведенное на различных по масштабу оруденения разведочных профилях одного из месторождений Комсомольского района, показало, что при подъеме вверх по разрезу отношение $\frac{F_{\text{ор}}}{F_{\text{р}}}$

увеличивается с нарастанием величины нижележащих линейных запасов олова. Второй член уравнения: $\frac{m_p}{m_{op}}$ «вмешивается» в зависимость $Q_{лин} = \frac{F_p}{F_{op}}$ на маломощных рудных зонах, где особенно сильно варьирует мощность нижележащих линейных запасов олова. Выявленные закономерности распределения фтора в рудной зоне позволяют предварительно определять наиболее перспективные для разведки участки минерализованных зон и отбраковывать безрудные зоны (Барсуков, Волосов, 1967). Пример решения подобной задачи для одной из рудных зон Комсомольского района приведен на рис. 3. Таким образом, открывается, по-видимому, возможность решения задачи прогнозирования открытого оруденения при помощи использования конкретной геохимической связи в гидротермальном процессе рудного элемента и элемента-переносчика. Фтор как элемент, связанный в процессе переноса в гидротермальном растворе с W, Nb, Ta, вероятно, может быть использован как индикатор скрытого оруденения и для этих рудных элементов.

Литература

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. *Геохимия*, № 1, 1957.
 Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях.— *Геохимия*, 1967, № 11.
 Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). *Геохимия*, 1966, № 2.
 Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. *Геохимия*, 1966, № 8.
 Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
 Дмитриев Л. М., Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Смена парагенезисов как фактор распределения и мобилизации рудного вещества в гранитах.— *Геохимия*, 1968, № 3.
 Доломанова Е. И. и др. Новые данные о связи оруденения с магматизмом в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
 Дурасова Н. А. Некоторые вопросы геохимии олова.— *Геохимия*, 1967, № 7.
 Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Труды Якутского филиала СО АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
 Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во «Наука», 1965.

МОЛИБДЕН В МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Л. В. ТАУСОН, Е. М. ШЕРЕМЕТ, В. С. АНТИПИН

(Институт геохимии СО АН СССР)

В работе рассматриваются закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах, слагающих ряд массивов в северо-западной части Олекмо-Витимской горной страны и Пришилкинской структурной зоне Забайкалья.

Западная часть Олекмо-Витимской горной страны (Витим-Каренгское междуречье) относится к западной части Даурского сводового поднятия, по Е. В. Павловскому и Н. А. Флоренсову.

Все известные на территории раннемезозойские магматические образования приурочены к зонам разломов субширотного (Конталакская,

Юмурчен-Хулуглинская и др.) и северо-восточного (Витимская Каренгская) простираний.

По существующим представлениям в районе Витим-Каренгского междуречья выделяются следующие раннемезозойские интрузивные комплексы (от древних к молодым).

1. Илакочечинский комплекс субвулканических интрузий. Диорит-порфиры, монзониты, сиенит-диориты. (Экструзивные тела площадью 0,3—0,5 км²).

2. Амананский комплекс гипабиссальных интрузий. I фаза — амфибол-биотитовые гранодиориты. (Штоки — 20—40 км²); II фаза — лейкократовые до биотитовых граниты. (Штоки — 40—150 км²).

3. Куналейский комплекс гипабиссальных интрузий. I фаза — кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры. (Трещинные тела площадью 10—15 км²); II фаза — лейкократовые с биотитом и амфиболом граниты. (Штоки — 20—30 км²).

4. Гуджирский (орекитканский) комплекс гипабиссальных интрузий. Среднезернистые и мелкозернистые порфировидные граниты, мелкозернистые аляскитовые граниты. (Штоки — 20—120 км²). Граниты гуджирского комплекса отличаются от гранитоидов других комплексов широким развитием процессов раннего автотоматоза (альбитизация, мусковитизация и т. д.).

Абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Витим-Каренгского междуречья колеблется в пределах 150—200 млн. лет.

В пределах Пришилкинской структурной зоны наиболее типичными и широко распространенными представителями мезозойских гранитоидов являются амфибол-биотитовые гранодиориты, адамеллиты и граниты амуджикано-сретенского интрузивного комплекса. Они слагают гипабиссальные интрузии (от 50 до 250 км²), положение которых контролируется зоной Монголо-Охотского глубинного разлома.

Абсолютный возраст амуджикано-сретенских гранитоидов колеблется в пределах 140—180 млн. лет.

С гранитоидами амаканского, гуджирского и амуджикано-сретенского комплексов устанавливается парагенетическая связь молибденовых рудопроявлений.

Распределение молибдена в породах всех рассматриваемых комплексов свидетельствует о приблизительно одинаковых в них содержаниях элемента. При этом уровень средних содержаний молибдена обычно соответствует или несколько выше кларка элемента для кислых пород (табл. 1). По средним содержаниям молибдена мезозойские гранитоиды не отличаются от вмещающих более древних интрузивных образований (табл. 2).

Рассматриваемые мезозойские магматические породы, с которыми пространственно ассоциируют молибденовые рудопроявления, не характеризуются повышенными содержаниями молибдена по отношению к «безрудным» комплексам.

Уровень средних содержаний молибдена в мезозойских гранитоидах Забайкалья, не измененных постмагматическими процессами, отражает первично-магматическую концентрацию молибдена. Это подтверждается практически полным рассеянием элемента среди минералов гранитоидов. Из них преимущественно концентрируют молибден — сфен, титаномagnetит, амфибол и биотит. Однако основная доля рассматриваемых элементов связана с полевыми шпатами (табл. 3).

Наряду с близкими к кларку содержаниями молибдена отмечаются случаи повышенных концентраций элемента, которые приурочены, как правило, к краевым зонам массивов, а также к отдельным частям массивов мезозойских и вмещающих их более древних гранитоидов, характеризующихся повышенной трещиноватостью. Обычно в таких участках концентрации молибдена превышают 3 г/т.

Средние содержания молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья

Комплекс	Массив	Фаза	Порода	Mo, г/т	Число проб
<i>Граниты Витим-Каренгского междуречья</i>					
Илакочечинский Амананский	Илакочечинский		Диорит-порфириды	4,9	14
	Блислакомьинский	I	Гранодиориты	2,0	21
	Лакомьинский	II	Лейкократовые	2,0	11
Куналейский	Зимовьянский		Граниты	2,8	54
	Гулакинский	I	Кварц-сиениты	2,7	11
	Вершинодукувученский		Граносиенит-порфиры	3,9	11
	Муйшинский	II	Лейкократовые граниты	2,3	17
	Близконталакский		То же	3,0	18
Гуджирский	Тукулайский		»	2,6	40
	Каменский		»	2,3	43
	Ореkitканский		»	2,4	26
	Конталакский		»	2,5	25
<i>Гранитоиды Пришилкинской зоны</i>					
Амуджикано-сретенский	Амуджиканский		Порфиновый гранит	1,6	25
	Кара-Чачинский		Порфиновый гранодиорит	1,7	52
	Сретенский		Порфиновый гранит	1,2	20
	Куренгинский		Порфиновый гранодиорит	1,3	8
	Актаиканский		То же	1,6	8
	Верхнеголготайский		Порфиновый гранит	1,7	25
	Нижнеголготайский		То же	1,9	23

Таблица 2

Средние содержания молибдена в палеозойских и протерозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья

Район	Возраст	Порода	Mo, г/т	Число проб
Витим-Каренгское междуречье	Pt ₁	Гнейсовидные биотитовые граниты	1,7	14
	Pt ₁	Мигматиты	2,8	22
	Pz ₁	Биотитовые и лейкократовые граниты	1,8	27
	Pz ₁	Порфиновые граниты, плагиограниты	2,8	40
	Pz ₁	Граносиениты, кварцевые сиениты	2,1	22
	Pz ₁	Биотитовые порфиновые граниты	2,5	12
Пришилкинская зона	Pt (?)	Граниты и гранодиориты	2,3	16
	Pz ₃	Кварцевые диориты, гранодиориты	1,2	5
	Pz ₃	Граниты	0,9	7

Распределение молибдена в минералах мезозойских гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья

Массив, порода	Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание элемента в минерале, г/т	Количество элемента, приходящееся на минерал, г/т	% элемента породы, приходящееся на минерал
<i>Содержание Мо в породе 2,2 г/т</i>					
Близлакомьинский порфиrowый гранодиорит	Полевые шпаты	66,3	2,1	1,40	63,8
	Кварц	23,4	1,6	0,37	17,0
	Рогов. обманка	7,4	4,0	0,29	13,2
	Биотит	2,8	1,0	0,03	1,3
	Сфен	0,15	10,0	0,01	0,6
	Сумма			2,10	95,8
<i>Содержание Мо в породе 2,0 г/т</i>					
Вершинодукувучинский гра-носиенит-порфир	Полевые шпаты	70,4	1,6	1,12	56,3
	Кварц	27,3	1,0	0,27	13,6
	Биотит	1,1	1,0	0,01	0,6
	Сфен	0,15	43,0	0,06	2,9
		Сумма			1,47
<i>Содержание Мо в породе 2,2 г/т</i>					
Тукулайский лейкократовый гранит	Полевые шпаты	66,4	1,8	1,20	54,3
	Кварц	30,8	1,4	0,43	19,5
	Биотит	0,9	1,0	0,01	0,4
	Титаномагнетит	0,2	36,0	0,07	33,3
		Сумма			1,71
<i>Содержание Мо в породе 2,4 г/т</i>					
Конталакский лейкократовый гранит	Полевые шпаты	65,1	3,0	1,95	81,3
	Кварц	33,6	0,7	0,24	9,8
	Биотит	0,8	3,7	0,03	1,3
		Сумма			2,22
<i>Содержание Мо в породе 1,9 г/т</i>					
Куренгинский порфиrowый гранодиорит	Плагиоклаз	60,7	1,0	0,61	32,1
	Калиевый полевой шпат	4,8	0,6	0,03	1,5
	Кварц	22,4	1,0	0,22	11,6
	Биотит	7,7	9,3	0,72	33,0
	Роговая обманка	3,4	4,8	0,11	5,8
	Сфен	1,0	20,0	0,20	10,5
		Сумма			1,89

Во всех случаях обогащения гранитоидов молибденом в породах наблюдаются примазки молибденита. В частности, молибденит обнаружен в пробах неизменных гранитов Тукулайского массива с содержаниями молибдена 4—6 г/т и гранодиоритах Кара-Чачинского массива с содержанием элемента 3,5 г/т.

Процессы аутометасоматических изменений приводят к повышению концентраций молибдена в гранитоидах. Так, в Ореkitканском массиве при появлении среди мелкозернистых биотитовых гранитов двуслюдяных разностей содержание молибдена в них повышается до 6—14 г/т. При этом повышенные концентрации молибдена фиксируются в полевых шпатах и биотите. Приуроченность повышенных концентраций молибдена к краевым частям интрузий или к трещиноватым зонам, а также формы его нахождения в этих участках гранитоидов свидетельствуют о высокой миграционной способности летучих соединений молибдена и о вторичной природе его повышенных концентраций в ослабленных зонах.

Объединение данных о кларковых содержаниях молибдена в неизменных гранитоидах с повышенными концентрациями его в краевых частях массивов, а также в трещиноватых зонах может привести к ошибочным выводам об общем повышении кларка молибдена в мезозойских интрузиях северо-восточного Забайкалья и металлогенической специализации этих интрузий в отношении молибдена.

Выводы

В мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья и вмещающих их палеозойских и протерозойских гранитоидах устанавливается близкий уровень средних содержаний молибдена, обычно соответствующий или несколько превышающий кларк элемента в кислых породах.

Мезозойские гранитоиды, с которыми парагенетически связаны молибденовые рудопроявления, не характеризуются повышенными содержаниями молибдена по отношению к «безрудным» комплексам.

Повышенные содержания молибдена в краевых зонах массивов и в участках гранитоидов, характеризующихся повышенной трещиноватостью, связаны с присутствием акцессорного молибденита.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В. И. СИЗЫХ, И. Н. ФОМИН, А. С. КАЛИНИН

(Читинское геолуправление, Институт земной коры АН СССР)

Мезозойские рудоносные гранитоиды Западного Забайкалья представлены гуджирским комплексом. Они имеют важное значение, поскольку являются источником вольфрамового, молибденового и других редкометальных оруденений. Благодаря исследованиям последних лет (Сизых, Фомина, Фомин, 1966) установлено более сложное строение гуджирского комплекса. В частности, выявлено, что первая его фаза сложена порфировидными биотитовыми гранитами, а вторая — среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Особенностью всех гранитов гуджирского ком-

плекса является наличие в них акцессорного гюбнерита и циркон-апатит-магнетитовой минеральной ассоциации.

Ниже рассматриваются гранитоиды гуджирского комплекса, развитые в Хилокской структурно-формационной зоне. Здесь выделяются следующие массивы: Бом-Горхонский, Жипхегенский (двухфазные), Хилокский и Арейский, сложенные преимущественно гранитоидами первой фазы, Ямаровский, Энгорокский, Шара-Горхонский, представленные в основном гранитами второй фазы. Все они имеют четкую приуроченность к разрывным нарушениям. При этом отмечаются две особенности проявления гранитоидов.

Когда поперечный разлом (разлом расположенный перпендикулярно к основным складчатым структурам северо-восточного простирания) пересекает серию шарнирных погружений антиклиналей, массивы гуджирского комплекса представлены лейкократовыми гранитами и обладают четкими секущими контактами. В том же случае, когда поперечный разлом пересекает шарнирные поднятия антиклиналей, возникают массивы, имеющие нечеткие, несколько конформные контакты и сложенные двумя фазами, из которых первая обычно метасоматического происхождения. Иногда образуются просто порфиробластовые гранито-гнейсовые купола, представляющие, по-видимому, «недоразвитые» массивы гранитов мезозойского возраста типа первой фазы Бом-Горхонского массива.

На примере Бом-Горхонского массива рассмотрим рудообразующую роль гранитоидов, расположенных на пересечении антиклинали и скрытого поперечного разлома.

Начальный момент становления Бом-Горхонского гранитного массива обусловил перекристаллизацию вмещающих его биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. В результате этого последние приобретают среднезернистую структуру, амфиболовые разности преобразуются в биотитовые.

По ряду признаков выявляется двойственное происхождение порфиоровидных гранитов первой фазы массива. С одной стороны, наблюдаются типичные эруптивные контакты, когда отдельные обломки вмещающих пород с первичной сланцеватостью имеют различную ориентировку, обусловленную перемещением в гранитном расплаве. С другой стороны, особенно ближе к периферии массива развиты гранитоиды с реликтами гранобластовой структуры. Здесь наиболее отчетливо выражена гнейсовидность, совпадающая со сланцеватостью кристаллических сланцев. При этом в ряде мест выявлено, что складки, развитые в кристаллических сланцах не уничтожаются гранитоидами, а наследуются гнейсовидностью и выделяются по реликтам переработанных пластовых ксенолитов по полоскам биотита. Это указывает на преобладающую роль в таких участках метасоматической переработки кристаллических сланцев над механическим воздействием гранитоидов и свидетельствует о возникновении их в результате магматического замещения.

Вторая фаза лейкократовых гранитов с порфиоровидными гранитами первой фазы имеет рвущие контакты, но без зон закалки. Часто первые в эндоконтактовой части становятся мелкозернистыми. В них появляется много пегматоидных обособлений и жильных образований. Все это указывает на то, что внедрение лейкократовых гранитов второй фазы было близко ко времени формирования гранитоидов первой фазы и имело пульсирующий характер.

Наиболее ранним метасоматическим процессом в массиве является стадия региональной калишпатизации, которая проявлена на значительной площади в виде порфиоровидных вкрапленников микроклина. Максимумы числовых значений насыщенности вкрапленниками образуют две линии, одна из которых располагается вдоль южной линии контакта порфиоровидных биотитовых гранитов и раннепалеозойских гранито-гнейсов, а вторая вдоль юго-западного контакта порфиоровидных биотитовых

гранитов в гибридных сиенит-диоритов. Двуплановое полосовидное расположение вкрапленников микроклина обусловлено, по-видимому, тем, что миграция калия контролировалась разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Иногда в гранитах появляются участки локального насыщения микроклином до 80—90%, представляющие по существу калишпатовые метасоматиты. Для изучения этого явления были выбраны четыре детально разбуренных профиля, располагающихся приблизительно в центре рудного поля Бом-Горхонского вольфрамового месторождения. Подсчет количества вкрапленников микроклина в керне скважин показал, что вытянутые минимумы и максимумы содержаний этого минерала в целом соответствуют плоскостям, по которым развиваются дайковые и более поздние гидротермальные кварцевые жилы, т. е. интенсивность калишпатизации контролируется трещинами, возникающими в гранитах (рис. 1).

Об основных тенденциях изменения химического состава при микроклинизации можно судить по результатам пересчетов химических анализов, приведенных в таблице. В ней же в первом столбце помещен и средний химический состав мезозойских гранитов Забайкалья (Морковкина, 1964). Из таблицы следует, что калишпатизация, развивавшаяся на заключительных стадиях становления Бом-Горхонского массива, в значительной степени была вызвана циркуляцией по трещинам и зонам повышенной проницаемости щелочных гидротермальных растворов, вызвавших сначала собирательную перекристаллизацию калиевого полевого шпата, а затем и его новообразование в виде вкрапленников. Соответственно эти изменения сопровождались растворением других минералов, в частности, кварца.

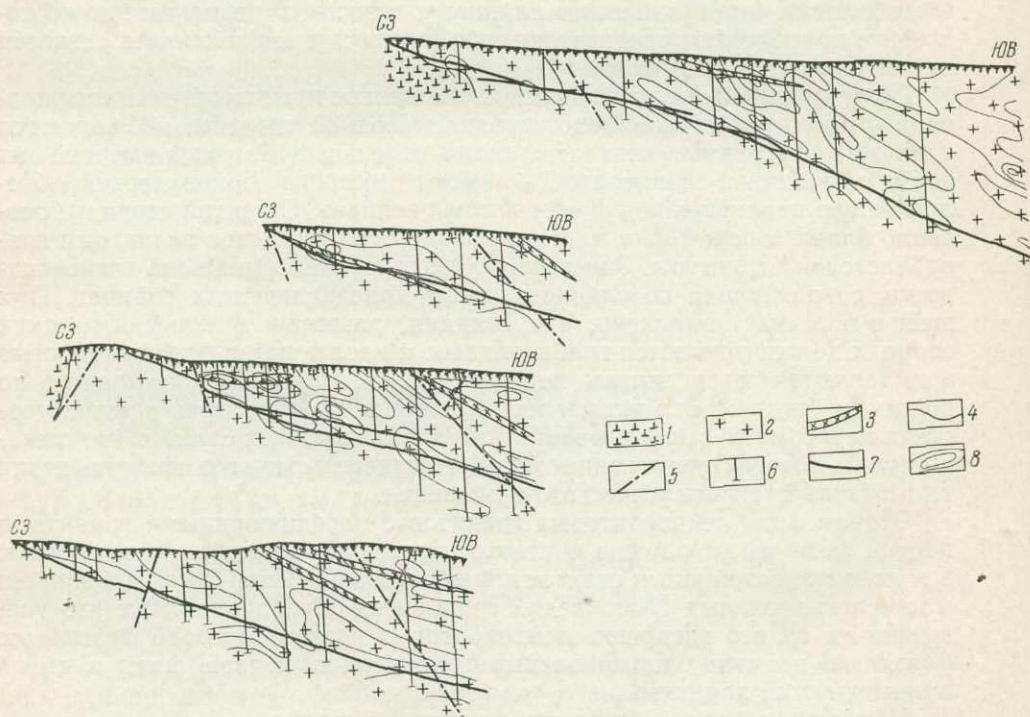


Рис. 1. Распределение содержаний калиевого полевого шпата на разрезах через Бом-Горхонский гранитный массив. Изолинии проведены через 5% содержания

1 — сиенит-диориты; 2 — порфировидные граниты; 3 — дайки кислого состава; 4 — контакты пород; 5 — послерудные тектонические нарушения; 6 — пункты замеров в скважинах (керне) и среднее содержание калиевого полевого шпата в породе; 7 — кварцевые жилы с вольфрамитом; 8 — изолинии содержаний

Баланс движения вещества при замещении 100 см³ порфиroidного гранита Бом-Горхонского массива калишпатовым метасоматитом

Компоненты	Вес. %		Гр в 100 см ³ породы	+ принос - вынос Гр	Метасоматит	
	мезозойский гранит Забайкалья, среднее из 59 анализов	гранит Бом-Горхонского массива			вес. %	г в 100 см ³ породы
SiO ₂	70,84	69,53	179,39	-37,42	59,40	141,97
TiO ₂	0,30	0,56	1,44	+0,59	0,85	2,03
Al ₂ O ₃	14,61	14,31	36,92	+6,55	13,19	43,47
Fe ₂ O ₃	1,10	1,29	3,33	-0,89	1,02	2,44
FeO	1,40	1,44	3,71	-3,21	0,21	0,50
MnO	0,05	0,05	0,13	+0,04	0,07	0,17
MgO	0,78	0,93	2,53	+0,05	1,03	2,53
CaO	1,60	1,82	4,69	-0,01	1,96	4,68
Na ₂ O	3,71	3,64	9,39	-6,40	1,25	2,99
K ₂ O	4,72	5,20	13,42	+19,03	13,60	32,50
H ₂ O ⁻	—	0,20	0,52	+0,43	0,40	0,95
H ₂ O ⁺	0,79	0,65	1,63	+1,24	1,22	2,92
CO ₂	—	0,05	0,13	-0,13	0,00	0,00
	—	0,22	0,57	-0,57	0,00	0,00
	—	0,30	0,77	+2,34	1,30	3,11
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	—
-O=FeS	—	0,24	(0,62)	(-0,69)	0,55	(1,31)
Сумма	100,00	100,00*	258,00	-19,00	100,00**	239,00
Съем. вес		2,53			2,39	

* Приведено к 100,00% прибавлением 0,13% SiO₂

** Приведено к 100,00% вычитанием 0,60% SiO₂. Химические анализы произведены в химической лаборатории ИЗК СО АН СССР, аналитик Н. Г. Таскина. Определение объемных весов выполнено там же Ю. И. Сизых.

Особый интерес представляют продукты стадии грейзенизации, которая делится на две подстадии. Развиваются они преимущественно по сколовым трещинам пологого падения (20—30°) на юго-восток (130—150°) в пределах порфиroidных биотитовых гранитов первой фазы Бом-Горхонского массива. В первую подстадию (кислотного выщелачивания) формируется мусковит-кварцевый парагенезис и кварцевые жилы с сульфидами (в основном пиритом и сфалеритом). Во вторую подстадию происходит образование существенно мусковитовых метасоматитов.

Послегрейзеновые процессы являются заключительными и имеют локальное распространение, приурочиваясь в основном к разрывным нарушениям северо-западного простирания. К ним относится поздняя микроклинизация (стадия позднего щелочного метасоматоза). Мелкие зерна микроклина выполняют густую сетку трещин дробления кварцевых жил и грейзенов.

Привлекает внимание наследование порфиroidными гранитами первой фазы Бом-Горхонского массива многих структурно-текстурных особенностей, в том числе и трещиноватости вмещающих гранито-гнейсов и кристаллических сланцев.

Это хорошо видно на круговых диаграммах трещиноватости (рис. 2, диаграммы 1—4). Трещиноватость порфиroidных гранитов, показанная на диаграмме 4, совпадает с основными системами трещин вмещающих гранито-гнейсов (рис. 2, диаграммы 1, 2, 3). На диаграмме 4 отчетливо видно, что выделяются трещины северо-восточного простирания с крутым

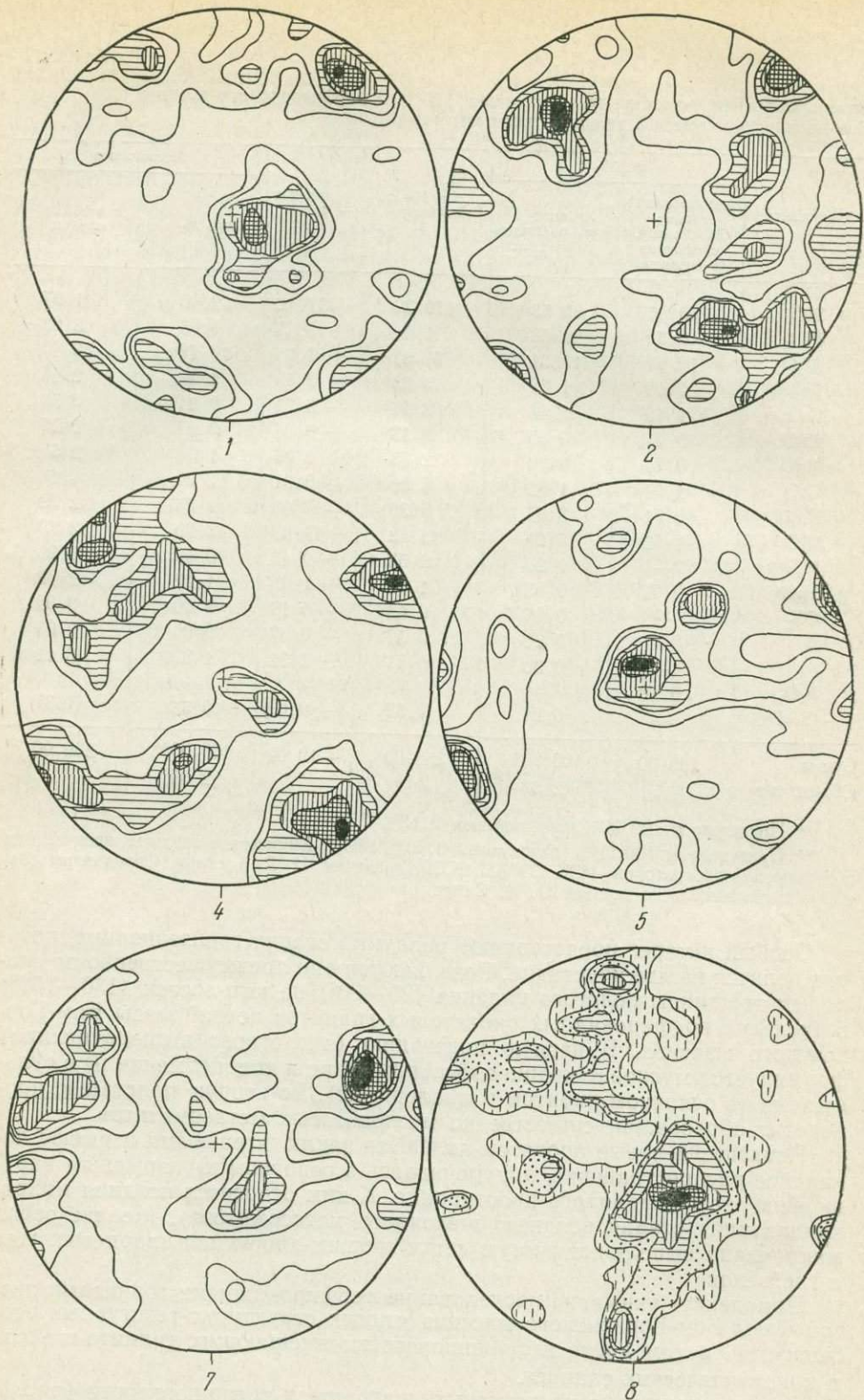
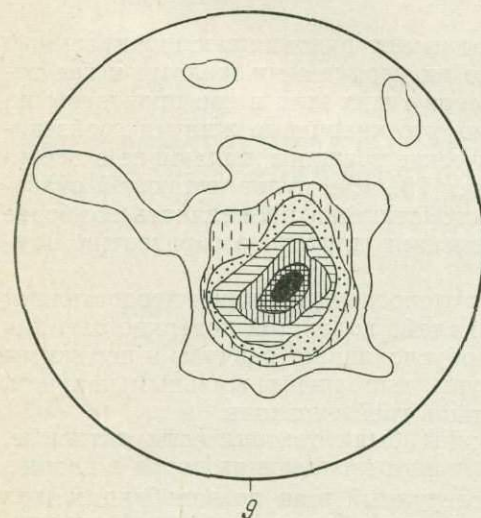
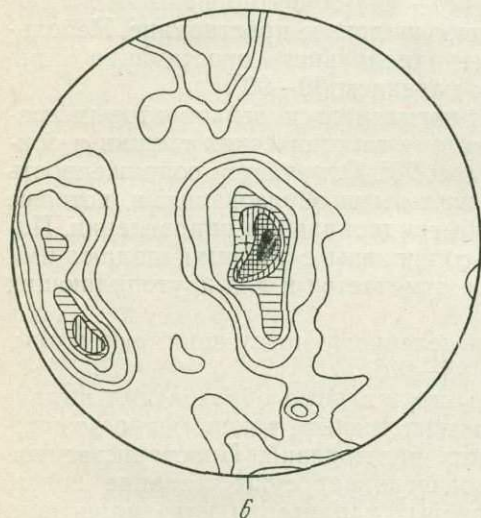
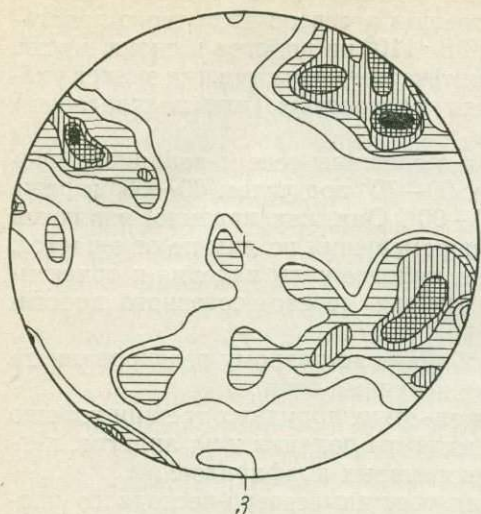


Рис. 2. Диаграммы трещиноватости пород

1 — гранито-гнейсы северо-западного крыла Цаган-Хуртейской антиклинали (100 трещин, 1-2-3-5-7-9%); 2-3 — гранито-гнейсы юго-восточного крыла Цаган-Хуртейской антиклинали (по 100 трещин, 1-2-3-5-7%); 4 — порфировидные граниты первой фазы Бом-Горхонского массива (100 трещин, 1-2-3-5-7%); 5-6 — среднезернистые лейкократовые граниты второй фазы Бом-Горхонского массива (соответственно 80 трещин; 0,8-1,6-2,8-4,4-6-8% и 200 трещин, 1-2-3-5-7-9-11%); 7 — зоны дробления и трещины с зеркалами скольжения (100 трещин; 1-2-3-5-7-9%); 8 — трещины, выполненные жилами аплитов, пегматитов, лейкократовых гранитов и диоритовых порфиритов (100 трещин, 1-2-3-5-7-9%); 9 — рудовмещающие трещины (выполнены кварц-гюбнеритовыми жилами и грейзенами; 300 трещин; 0,2-2-3-5-9-15-20%)



падением ($80-90^\circ$) на юго-восток $140-150^\circ$ и северо-запад $300-320^\circ$ с более широким диапазоном углов падения от 40 до 90° . Отчетливые максимумы образуют крутые ($80-90^\circ$) трещины северо-западного простирания с падением на северо-восток 60° и юго-запад 240° . Необходимо отметить, что трещины юго-восточного падения совпадают с трахитоидностью и шширами порфировидных гранитов, которые в общем виде согласны с гнейсовидностью вмещающих гранито-гнейсов. Некоторые трещины этой ориентировки отчетливо сколовые и смещают трещины северо-западного простирания.

Анализ четырех вышеприведенных диаграмм показывает совпадение основных максимумов трещиноватости. Из них одна, с падением на юго-восток, имеет тектоническое происхождение.

О том, что вышеописанный план трещиноватости древний и присущ вмещающим гранито-гнейсам и порфировидным гранитам Бом-Горхонского массива устанавливается в какой-то степени из сравнения с трещиноватостью среднезернистых лейкократовых гранитов второй фазы массива, приведенных на диаграммах 5 и 6.

На диаграммах отчетливо видно, что самый крупный максимум образуется горизонтальными трещинами, с пологим наклоном на восток и юг. Второй максимум образуют субмеридиональные трещины с преобладающим падением на запад под углом 80° . Третий, менее значительный максимум формируют крутые трещины субширотного простирания.

Отсутствие в пределах гранитов более позднего образования пологих рудовмещающих сколовых трещин юго-восточного падения может быть обусловлено тем, что лейкократовые граниты кристаллизовались из расплава, а поэтому приобрели трещиноватость, характерную в основном для них.

Анализ размещения зон дробления и тектонических трещин (см. диаграмму 7) позволяет выделить пояс трещин и северо-восточного простирания со сменной падения (с крутого ЮВ: 110° на пологое и снова крутое СЗ: 290°). Такой характер размещения тектонических трещин может указывать на образование их в условиях надвиговых (или поддвиговых) смещений.

Перпендикулярными к ним являются трещины северо-западного простирания с падением на северо-восток $60-70^\circ$ под углом $60-80^\circ$ и реже на юго-запад $240-260^\circ$ под углом $80-90^\circ$. Они, как правило, являются сбросо-сдвиговыми. Однако крупных перемещений по ним не отмечается. Сдвиговая составляющая обычно имеет пологие углы падения и ориентирована параллельно поясу падения трещин северо-восточного простирания.

Тектонические трещины и зоны дробления по-разному реагировали на тектонические напряжения в дорудный и рудный этапы.

Особенности проявления постмагматических дорудных трещин хорошо видны на диаграмме 8, где показаны азимуты падения жил аплитов, пегматитов, лейкократовых гранитов и диоритовых порфиритов.

Преимущественно жилы выполняли трещины северо-восточного простирания. При этом пологие трещины ($20-30^\circ$) ориентированы на северо-восток $40-50^\circ$, а крутые ($70-80^\circ$) имеют широтное простирание. Небольшой максимум образуют жилы субмеридионального простирания (преимущественно СВ: $10-20^\circ$) с крутым падением $80-90^\circ$.

Преобладающее число жил аплит-пегматитов и лейкократовых гранитов выполняет пологопадающую систему тектонических трещин и ориентировано на ЮВ: $130-140^\circ$ под углом 20° . Отмечается сопряженность тектонических трещин, выполненных жильными образованиями, которые образуют пояс, ориентированный в субмеридиональном направлении. Пологопадающие на юго-восток жилы сопряжены с жилами, падающими на СЗ под углом $20-40^\circ$. То же самое отмечается и для крутопадающих на юг и север жил.

Перпендикулярное положение к выделенному поясу занимают жилы, падающие почти на запад под углом $45-90^\circ$.

Анализ диаграммы 8 показывает, что жильные образования выполнили определенные системы тектонических трещин, закономерно возникших в предрудный этап тектонических напряжений. Пространственное положение жильных образований подчеркивает существование пояса, тектонических трещин, появление которых характерно для надвиговых напряжений.

Наибольший практический интерес имеют рудовмещающие трещины. Они устанавливаются по выполнению их кварцевыми жилами и грейзеновыми зонами. Результаты 300 замеров таких жил и зон приведены на диаграмме 9. На ней отчетливо видно, что кварцевые жилы и грейзенизированные зоны выполнили тектонические трещины, падающие в основном на юго-восток под углом в среднем 20° , т. е. рудовмещающей оказалась та система трещин, которая систематически проявлялась наиболее активно в предрудный этап на протяжении длительного развития Бом-Горхонского массива.

В морфологическом отношении рудоносные трещины представляют собой протяженные пологие сколы со слабо волнистой поверхностью как по простиранию, так и падению. Это обуславливает раздувы и пережимы кварцевых жил. Как правило, раздувы выполнены жильным кварцем, в пережимах же часто проявляется лишь грейзенизация.

В момент рудообразования трещины были тектонически активные, о чем свидетельствуют брекчиевые обломки вмещающих пород в кварце, а также подробленный кварц. В послерудный этап по зальбандам жил происходили смещения. У краев жил кварц обычно дробленный, на пло-

скостях трещин развиты зеркала скольжения. Ориентировка борозд на последних направлена по падению жил.

Пологие углы падения, перемещения по падению, волнистая поверхность трещин позволяют отнести их к категории надвиговых нарушений.

Произведенное определение плана тектонического напряжения по паре взаимопересекающихся систем трещин скальвания показало, что в рудный и дорудный этапы, в период внедрения жил и даек лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и диоритовых порфириров существовал единый план деформаций. Главные тектонические усилия располагались по линии СЗ — ЮВ и были почти горизонтальными.

Наш материал согласуется с представлением М. М. Повилайтис (1967) о том, что предпосылки для формирования молибденовых и вольфрамовых месторождений создаются в участках земной коры с крупными вертикальными нарушениями. В Джиды-Хилокской зоне это в ряде случаев привело к повышению геотермического градиента, что обусловило широкое развитие в начальной стадии формирования гранитов гуджирского комплекса процессов калиевого метасоматоза. Последнее обстоятельство повлияло и на химизм самих гранитов (калий преобладает над натрием или равен ему) и в дальнейшем на специфику постмагматических растворов. За время развития рудного постмагматического процесса менялась структурно-тектоническая обстановка. Она привела к тому, что молибденовая минерализация оказалась связанной с ранней щелочной стадией, а вольфрамовая — с кислотной. При этом стадия кислотного выщелачивания приурочена к более интенсивному тектоническому импульсу.

Иногда возникают месторождения, в которых молибденовое и вольфрамовое оруденения связаны с разными фазами постмагматического процесса, что вызывает их пространственное разобщение.

Литература

- Марковкина В. Ф. (составитель). Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. Изд-во «Наука», 1964.
- Повилайтис М. М. К изучению особенностей молибдено-вольфрамовых месторождений, возникших в разной геологоструктурной обстановке.— В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.
- Сизых В. И., Фомина В. А., Фомин И. Н. Петрология Бом-Горхонского гранитного массива (Западное Забайкалье).— Записки Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР, 1966, вып. XXVII.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ И ВОЗРАСТНОЕ СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА, ПРИПОВЕРХНОСТНОГО МЕТАСОМАТОЗА И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Л. Н. ПЛЯШКЕВИЧ

(Северо-Восточное геологическое управление)

Золото-серебряное оруденение близповерхностного (эпитермального, по В. Линдгрёну) типа представляет одну из характерных черт металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Золотоносность установлена в различных районах пояса, практически — на всем его протяжении, от юго-западного побережья Охотского моря до Восточной Чукотки.

В размещении золотоносных районов намечаются определенные региональные закономерности. Отчасти как предварительное обобщение имеющихся материалов они были рассмотрены Л. Н. Пляшкевич и А. А. Сидоровым в совместных и отдельных работах (Пляшкевич, Сидоров, 1965; Сидоров, 1966; Пляшкевич, 1967). В общегеологическом плане положение золото-серебряного оруденения в пределах пояса в той или иной степени освещено в статьях В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), Б. Н. Ерофеева и С. Ф. Лугова (1962), Н. П. Аникеева, И. Е. Дабкина, Б. Н. Ерофеева и С. Ф. Лугова (1965), Н. П. Аникеева и В. А. Титова (1966), Н. П. Аникеева, И. Е. Дабкина и В. А. Титова (1967), В. Ф. Белого и С. М. Тильмана (1967) и некоторых других.

В локализации рудных полей, по-видимому, решающее значение имели факторы унаследованности крупных¹ разрывных структур основания пояса и их золотой специализации (Пляшкевич, 1967). Золотое и золото-серебряное оруденение контролировали зоны долгоживущих разломов, имеющие характер скрытых разломов. Они возникали в структурных этажах пояса на продолжении позднемезозойских золотоносных зон складчатых областей, перекрытых образованиями пояса, а также в местах сочленения основных структурных элементов Северо-Востока, в обрамлении жестких массивов и участках их позднемезозойской активизации. В конечном счете эти зоны, вероятно, являются глубокими расколами общего фундамента складчатых терригенных комплексов и вулканогенных образований. Положение золотоносных районов пояса в связи с разрывными нарушениями можно проследить на ряде следующих примеров. Золотоносные поля в юго-западной части пояса, в области Ульяновского прогиба, вероятно, следует связывать с разломами северо-восточного, субмеридионального простирания, параллельными ограничению юго-восточного выступа Сибирской платформы. Севернее, в районе западного обрамления Охотского массива рудоконтролирующее значение приобретают разломы северо-западного, субмеридионального простирания. В зоне одного из таких разломов находится Хаканджинское месторождение. Для самого массива и для большей части всей Охотской ветви пояса характерны разломы субмеридионального простирания, часть которых контролировала различные проявления мелового магматизма (внедрение гранитоидных интрузий и вулканизм). По всей вероятности, эти разломы также имели определенное значение в локализации оруденения, возникавшего в местах их пересечения с подновленными разломами обрамления жестких массивов и продольными разломами складчатых областей. Возможно, что именно таков контроль золото-серебряного оруденения в области Индигиро-Колымского водораздела, в северном обрамлении Охотского массива (Охотинские рудопроявления; Калинин 1969). Можно ожидать, что зона разломов северо-западного направления, протягивающаяся от этого, еще мало изученного золотоносного района к району месторождения Ойра, окажется золотоносной и в ряде других участков. По-видимому, именно с ней связано и само месторождение Ойра. Золотоносные поля Утеснинского и Карамкенского месторождений, вероятней всего, связаны с активизацией Омчакской золотоносной зоны разломов, контролировавшей в соседних структурах Яно-Колымской складчатой области более древнее золотое оруденение. Аналогично положение Агатовского месторождения, находящегося на простирании Чай-Урьинской золотоносной зоны разломов. В ориентировке разрывных нарушений в рудных полях Примагаданского района в целом сказывается влияние структур основания пояса, имеющих не только северо-западную (Аян-Уряхский антиклинорий, Омчакская и Чай-Урьинская зоны разломов), но и северо-восточ-

¹ Протяженность их имеет порядок 100—300 км при ширине зон 10—30 км.

ную ориентировку (Армано-Вилигинский синклиниорий и его продольные разломы). Последние принадлежат к относительно мелким разрывным нарушениям, их протяженность составляет 10—20 км и менее. Примером могут служить: зона разломов, вмещающих рудоносные жилы Утеснинского месторождения, некоторые оставшиеся не разведанными рудовмещающие разломы Агатовского рудного поля. Возможна рудоконтролирующая роль разломов северо-восточного простирания и для золото-серебряных проявлений Балыгычан-Сугойской наложенной впадины.

Региональный структурный контроль намеченного плана прослеживается и дальше, к востоку и северо-востоку, в зонах обрамления Омолонского массива, продольных золотоносных разломов Чукотской складчатой области, подновлявшихся в структурах пояса, в обрамлении Восточно-Чукотского массива и пр. Так, золотоносные проявления района сопки Рудной (месторождения, изучавшегося и описанного А. А. Сидоровым; Сидоров, 1966) можно связывать с активизацией разломов Ичувеевской золотоносной зоны.

В пределах Раучуанской зоны имеются золотоносные жилы двух генетических типов: характерные для складчатых областей (так называемый мезотермальный тип), и жилы, по моим наблюдениям шифров из коллекций геологов Ю. Д. Пинегина и А. Н. Смирновой, 1968 г., принадлежащие к близповерхностным образованиям. Очевидно, этот район так же, как район сопки Рудной, может служить примером тесного пространственного совмещения разновозрастного золотого оруденения: золотоносных жил, формировавшихся в гипабиссальной области (Cr_1) и близповерхностных жил с золотой и золото-серебряной минерализацией (Cr_2).

При рассмотрении условий локализации гидротермальных рудоносных образований различного типа в последнее время почти все геологи отмечают важную роль фактора пересечений разломов разного направления. В случае с золото-серебряным оруденением этот фактор также является благоприятным, но, видимо, второстепенным, как, скорей всего, и в случаях с оруденением иных типов.

Золотые и золото-серебряные руды пояса пространственно связаны в большинстве случаев с верхнемеловыми вулканическими породами кислого ряда: игнимбритами и экструзивными липаритами и липарито-дацитами. В более редких случаях отмечается столь же тесная пространственная связь руд с позднемеловыми андезитами, андезит-базальтами и субвулканическими породами аналогичного состава. Широко известна приуроченность золотоносных руд близповерхностного типа в различных районах земного шара к эруптивным центрам. Опыт многолетних работ по изучению рудных полей золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР привел нас к выводу, что эта особенность локализации подобных руд характерна и для нашего региона. В пределах всех рудных полей при работах с детальностью, близкой к масштабу 1 : 10 000, нам удалось выявить в одних случаях субвулканические интрузии среднего и основного состава, в других — экструзии и мелкие субвулканические интрузии липаритов и липарит-дацитов, находящиеся в толще соответствующих по составу лав и пирокластиков верхнемелового возраста. Участки концентрации субвулканических интрузий и экструзий имеют площадь 10—30 км². Размеры выходов интрузий и экструзий обычно составляют 0,5—2 км в поперечнике, но иногда эти образования составляют цепь выходов с общей линейной конфигурацией, с длиной 4—10 км при ширине 1—2 км. Подобные участки, очевидно, являются реликтами верхнемеловых вулканических аппаратов центрального и линейного типов. Рудоносные жилы часто, хотя и не всегда, находятся непосредственно в телах интрузий и экструзий, а простирание рудных зон во многих случаях соответствует предполагаемой ориентировке магмовыводящих каналов.

Месторождение Агатовское является примером оруденения, связанного с центром извержения верхнемеловых андезитов, андезит-базальтов, их брекчиевых лав и кластолав. Оно находится в одном из субмеридиональных «языков» пояса, в его краевой, внутриматериковой части. Месторождение приурочено к зоне разломов северо-западного простирания. Здесь установлено несколько выходов субвулканических интрузий¹ двупироксеновых андезитов, дающих переходы к трахидолеритам, диоритовым и габбро-диоритовым порфиритам, с мелкими выходами наиболее поздних микродиоритов и габбро-диоритов. Имеется также несколько даек диоритовых порфиритов, дайки и штоки крупнопорфировых двупироксеновых андезитов и мелкие пластовые тела лейкократовых долеритов. Участок концентрации выходов всех этих тел имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-западном направлении. Возможно, что на глубине имеется одно интрузивное тело в форме лополита, отчасти пластовое. Вмещающими породами служат андезиты, их кластолавы и брекчиевые лавы палеотипного облика, вероятно, нижнемеловые. В толще таких же (?) пород на периферии рудного поля встречен горизонт туфолесчаников и туффигов с отпечатками нижнемеловой флоры (находки И. Н. Малиновского, определения А. Ф. Ефимовой, 1962—1963 гг.). Эффузивными аналогами перечисленных выше субвулканических пород следует считать андезиты и андезито-базальты малтанской свиты верхнего мела, распространенные на периферии рудного поля и к югу от него. Эти породы перекрыты туфами, игнимбритами, брекчиевыми лавами липаритов ольской свиты верхнего мела, над которыми залегают покровы палеогеновых трахидацитов (по определению В. П. Аркавого), андезито-базальтов и базальтов. В северо-восточной части рудного поля обнажен небольшой экструзивный купол липаритов, от которого к северу тянется покров липаритов и их брекчиевых лав. На двух участках северной периферии поля липариты выходят гипсометрически ниже субвулканических интрузий пород среднего состава. Подобные соотношения таких же пород наблюдались нами на рудном участке Зеркальном, в 30 км от Агатовского месторождения. Абсолютный возраст экструзивных липаритов Агатовского месторождения 88 млн. лет, субвулканических диоритовых порфиритов и диоритов участка Зеркальный — предполагаемых аналогов пород, вмещающих главные жилы Агатовского месторождения — 76 млн. лет. Таким образом, не исключено, что часть липаритов района древней, чем упомянутые субвулканические породы среднего состава и их эффузивные аналоги. В то же время в пределах рудного поля имеются дайки флюидалных липаритов и небольшие штокообразные тела «альбитофиров» и фельзитов, отчетливо секущие андезиты малтанской свиты верхнего мела. По устному сообщению В. И. Белянкина на западном фланге рудного поля в керне скважины наблюдалось пересечение рудоносной жилы с золото-серебряной минерализацией дайкой флюидалных липаритов.

Золотоносные жилы карбонат-кварцевого состава тяготеют к участку концентрации выходов упомянутых выше субвулканических пород среднего состава. Эти жилы ассоциируют с мощными зонами низкотемпературных пропилитов, включающих карбонат-хлоритовую, хлорит-карбонатную и гидрослюдисто-кварцевую фации изменений, частично сопряженные с рудообразованием, частично дорудные. Намечается так-

¹ Отличие пород интрузивной и эффузивной фаций здесь нередко довольно затруднительно. В поле мы руководствовались признаками лучшей раскристаллизации пород интрузивных форм залегания, а также некоторыми текстурно-структурными особенностями, обусловленными автотасоматизмом пород внешней части интрузий. При микроскопических исследованиях в породах установлены новообразования тонкозернистого пироксена, реже — тонкощупчатого биотита, тонкозернистого калиевого полевого шпата, небольших количеств кварца, эпидота, адуляра (не связанных с наложенными пропилитовыми изменениями).

же структурная связь между наиболее продуктивными жилами и зонами умеренной турмалинизации пород.

На западном фланге рудного поля жилы существенно кварцевого состава с широко развитыми колломорфными текстурами несут золото-серебряное оруденение и находятся в зоне адуляр-кварцевых метасоматитов, развитых по андезитам малтанской свиты. Возрастные взаимоотношения карбонат-кварцевых жил с золотом и кварцевых жил с золото-серебряным оруденением не выяснены. В целом возраст всех золотоносных жил рудного поля и сопряженных с ними метасоматитов, очевидно, верхнемеловой. Об этом говорят прямые факты пересечения жил дайками пород палеогена (андезито-дацитов, трахидацитов), такие косвенные факты, как кайнотипность пород палеогена, лишь весьма ограниченная их пропилитизация и, наконец, отсутствие в них и в кислых породах сльской свиты верхнего мела золотоносных жил характерного типа. Эрозионный срез жил разных частей рудного поля и ассоциирующих с ними метасоматитов различен. В центральной части рудного поля он более глубокий, чем на западном фланге. Жилы центральной части поля формировались, по всей вероятности, непосредственно вслед за становлением субвулканических интрузий среднего состава, в зоне эруптивного центра, на стадии затухания вулканической активности. Схема последовательности главнейших геологических событий в районе Агатовского месторождения представляется нам в следующем виде: 1 — нижний мел; образование толщи лав и пирокластики среднего состава, неоднократная пропилитизация пород, определившая их «палеотипный» облик; 2 — верхний мел; образование толщи лав, игнимбригов и туфов липаритового состава; пропилитизация; 3 — возникновение вулканического аппарата центрального типа, извергавшего андезиты и андезитобазальты малтанской свиты верхнего мела (рядом с центром извержения более ранних кислых вулканитов); формирование субвулканических интрузий пород среднего состава с несколько повышенной щелочностью, а также даек крупнопорфировых андезитов и, возможно, лейкократовых долеритов; 4 — автometасоматические изменения пород краевых частей интрузий; 5 — в остывающих интрузиях развитие трещин, зон дробления; вслед за автometасоматозом — наложенная пропилитизация пород рудного поля; местами на раннем этапе газо-гидротермальной деятельности их турмалинизация; интенсивные изменения пород происходили не только в зоне эруптивного центра, но и в ряде участков за его пределами, где формировались массивы вторичных кварцитов, слабо золотоносных; 6 — формирование карбонат-кварцевых золотоносных жил в трещинах скола и за счет поздних стадий гидротермальной деятельности в трещинах отрыва; продолжение процесса пропилитовых изменений, частично сопряженных с рудообразованием; околожилные изменения (относительный возраст кварцевых жил с золото-серебряным оруденением не выяснен. Возможно, что жилы двух основных типов минерализации на месторождении формировались одновременно, но возможны и иные варианты); 7 — за пределами рудного поля — возобновление вулканической активности, образование толщи вулканитов кислого состава — липаритов, игнимбригов, туфов ольской свиты верхнего мела; 8 — палеоген; излияние дацитов и трахидацитов, внедрение даек этих пород, иногда непосредственно в жильные зоны по рудовмещающим разломам; образование покровов базальтов и андезито-базальтов; пропилитизация пород, возникновение слабо золотоносных карбонат-кварцевых и халцедон-кварцевых прожилков непродуктивного типа.

Рассмотрим теперь несколько примеров тесной связи золото-серебряных месторождений с породами кислого состава. Показательны в этом отношении районы месторождений Утеснинского, Валунистого и Хаканджинского.

Район Утеснинского месторождения сложен верхнемеловыми

вулканогенными породами, разделенными В. В. Закандыриным, Л. П. Смоленским и нами на три свиты. Снизу вверх по разрезу установлены: андезиты, их туфы, конгломераты и песчаники нараульской свиты; туфы липаритов, экструзивные липарито-дациты флюидално-сферолитового и флюидалного сложения, без вкрапленников кварца, игнимбриты липарито-дацитов и липаритов, экструзивные флюидално-сферолитовые липариты, полосчатые пепловые туфы, пестроцветная толща пирокластики смешанного, преимущественно кислого состава с остатками углефицированного растительного детрита и окремненных стволов деревьев, игнимбриты липаритов с мелкими вкрапленниками кварца хольчанской свиты¹; игнимбриты липаритов ольской свиты, в том числе витроигнимбриты (реоигнимбриты, по И. М. Сперанской) с многочисленными вкрапленниками кварца и биотитом. В районе установлены небольшие интрузии липаритов (фельзитов, «альбитофиров», липаритов с вкрапленниками кварца) хольчанского и ольского комплексов, дайки и пластовые тела двупироксеновых андезитов улынского (?) комплекса², а также — дайки и небольшие штоки долеритов и базальтов палеогена. В зоне разломов северо-восточного простирания среди толщ игнимбритов хольчанской свиты прослеживаются выходы экструзий³ флюидалных и флюидално-сферолитовых липаритов, фиксирующие линейный вулканический аппарат позднехольчанского времени. Порода экструзий и боковые породы в зоне разломов гидротермально изменены с образованием последовательно сменяющих друг друга в вертикальном и горизонтальном разрезах фаций пропилитов средне- и низкотемпературного типа и вторичных кварцитов. Характерны также метасоматические (?) глины с большим количеством окислов железа и ярозита. Месторождение может служить прекрасным примером четко и довольно полно проявленной вертикальной метасоматической зональности. В каолинит-алунит-кварцевых метасоматитах встречается редкая вкрапленность киновари и присутствует золото в количествах менее 1 г/т. Несколько ниже линзовидных залежей каолинит-диккитовых и каолинит-алунитовых метасоматитов и тел выполнения того же состава, а также монокварцитов сконцентрированы адуляр-кварцевые жилы с золото-серебряным оруденением, секущие окварцованные флюидално-сферолитовые липариты экструзии. Судя по интенсивности и общему характеру метасоматических изменений верхний горизонт слоистых туфов и более грубообломочной пирокластики выполнял роль экрана или «надрудного» горизонта. Эти породы изменены неравномерно. В одних случаях они превращены в различные фации вторичных кварцитов, в других — лишь слабо пропилитизированы с новообразованиями гидрослюд, монтмориллонита, кварца или вообще не изменены. Породы ольской свиты обнаруживают лишь автометасоматические изменения или очень локальную и слабую пропилитизацию и не содержат золотоносных адуляр-кварцевых жил. Сильно измененные флюидалные липариты секутся дайками не измененных кислых стекол с игнимбритовой структурой.

Несколько иное положение занимают жилы с золото-серебряным оруденением, находящиеся в толще игнимбритов липарито-дацитового состава на соседнем участке «Финиш», в 8 км от Утеснинского месторождения. Непосредственной связи с каким-либо эруптивным центром они

¹ Полосчатые пепловые туфы, пестроцветная толща пирокластики смешанного состава с остатками растительного детрита широко распространены и за пределами района; горизонт отнесен нами к хольчанской свите вслед за Л. П. Смоленским.

² Не исключено, что «пластовые интрузии» андезитов, выделенные Л. П. Смоленским между верхним горизонтом хольчанской свиты и образованиями ольской свиты, являются покровом андезитов улынской свиты, распространенной за пределами района.

³ Р. А. Еремин и В. В. Ярмолюк (1969) считают, что эти формы формируют субвулканические интрузии, внедрившиеся в толщу игнимбритов и отчасти имеющие пластовую форму.

не обнаруживают. Вмещающие породы умеренно пропилитизированы с наложением относительно слабого околожильного окварцевания и образованием небольших количеств адуляра. Однако привлекает внимание приуроченность жил к зоне разломов субмеридионального направления. Видимо, с этой же зоной связаны расположенные южнее рудного участка единичные выходы экструзий флюидалных липаритов и массив вторичных кварцитов.

Рудные тела, как это было установлено Л. П. Смоленским и наблюдалось нами, секутся дайками долеритов палеогена. Последние местами слабо пропилитизированы. Породы самой верхней толщи (ольская свита) и здесь не содержат рудоносных жил и резко отличаются от подстилающих пород своим кайнотипным обликом. Так же, как на Утеснинском месторождении, среди измененных пород нижних толщ встречаются дайки свежих стекол с игнимбритовой структурой — аналоги реоигнимбритов ольской свиты.

Таким образом, для района в целом характерно почти одинаковое возрастное положение метасоматитов ряда «пропилиты — вторичные кварциты» и кварцевых жил с золото-серебряным оруденением. Это обстоятельство, а также приуроченность жил и вторичных кварцитов к одним и тем же зонам разломов и, наконец, присутствие во вторичных кварцитах небольших количеств золота (0,2—0,7 г/т) позволяет говорить о сопряженности процессов интенсивного метасоматоза и рудообразования. Они протекали в один из периодов затухания вулканической активности, в конце хольчанского времени, вслед за образованием экструзивных куполов липаритов, главным образом в зонах эруптивных каналов. Отрезок времени, в течение которого развивалась гидротермальная деятельность, приведшая к формированию руд, был сравнительно небольшим и соответствовал временному интервалу между образованием «продуктивно» хольчанской и пострудной ольской свиты верхнего мела. Флюидално-сферолитовые липариты экструзий конца хольчанского времени характеризовались преобладанием калия над натрием в составе щелочей, повышенным содержанием кремнезема и, вероятно, особенно в верхних частях куполов — высоким содержанием летучих (сферолитовые структуры и др.). Имеющиеся химические анализы реоигнимбритов ольской свиты показывают, что в этих породах среди щелочей постоянно преобладает натрий. Пока не выяснено, насколько это типично для всех пород пострудной толщи; возможно, что эта петрохимическая особенность отражает определенную смену режима вулканической деятельности.

Месторождение Валунистое (Чукотка). Рудное поле сложено толщей верхнемеловых игнимбритов, лав, брекчиевых лав, туфов преимущественно липарито-дацитового и липаритового состава. Меньше распространены андезиты и андезито-базальты. Имеются также небольшие покровы андезито-базальтов и базальтов палеогена. Толща вулкаников верхнего мела разделена на четыре пачки. Первая — сложена дацитами, андезитами и их обломочными разностями, породы имеют палеотипный облик. Вторая, наиболее мощная пачка, сложена игнимбридами, брекчиевыми лавами, туфами липарито-дацитов и липаритов. С ними ассоциируют экструзивные фельзитовые и флюидалные липарито-дациты. Эти породы вмещают многие рудоносные жилы месторождения. Породы экструзий и ассоциирующих с ними обломочных разностей местами интенсивно пропилитизированы или превращены во вторичные кварциты (каолинит-кварцевой и монокварцевой фаций). Как и в районе Утеснинского месторождения, здесь широко развиты глины с окислами железа и ярозитом (аргиллизиты). Третья пачка сложена плотно сваренными игнимбридами липарито-дацитов и дацитов, кластолавами кислого состава, андезитами, андезито-базальтами и их брекчиевыми лавами. Эти породы изменены гораздо меньше и более локально,

чем породы подстилающей толщи, но также содержат рудоносные жилы и прожилки. Вместе с горизонтом туфов, имеющимся в верхах второй пачки, породы третьей пачки, вероятно, составляли «надрудный» горизонт мощностью 100—200 м. Пострудными, по нашим представлениям, являются породы четвертой пачки: почти не измененные туфогенные песчаники с остатками верхнемеловой флоры, флюидалные липарито-дациты вишневого цвета, содержащие биотит (в отличие от подстилающих пород), липариты с вкрапленниками кварца и реоигнимбриты (вигрофиры с игнимбритовой структурой). Выше залегают андезито-базальты и базальты палеогена. Измененные породы рудного поля секутся дайками слабо пропилитизированных долеритов палеогена. И в породах четвертой пачки верхнемеловой толщи, и в породах палеогена встречаются участки и зоны довольно интенсивных пропилитовых изменений с гнездами и прожилками халцедона, кальцита и кварца, не обнаруживающими сходства с золотоносными жильными образованиями. На периферии рудного поля в породах четвертой пачки наблюдалась адуляризация. Однако масштабы метасоматических изменений здесь гораздо меньше, чем в нижних горизонтах и экструзивных породах.

Рудоносные адуляр-кварцевые, адуляр-флюорит-кварцевые и флюорит-карбонат-кварцевые жилы и прожилки связаны с зоной разломов северо-восточного простирания, контролировавшей и предрудную гидротермальную деятельность. Она развивалась вслед за автометасоматическими изменениями в породах экструзий, несколько опережая рудный процесс, отчасти ему сопутствуя. С наибольшей интенсивностью приповерхностный метасоматоз проявился в пределах эруптивного центра, который фиксируется многочисленными выходами экструзивных липарито-дацитов. Намечающееся совпадение в положении главной рудной зоны месторождения и осевой части наиболее крупной экструзии (установлено по ориентировке флюидалности пород) позволяет предположить, что зона рудовмещающего разлома в предрудное время являлась одним из магмовыводящих каналов.

Рудное поле Хаканджинского месторождения сложено нижнемеловыми (?) андезитами, их брекчиевыми лавами и верхнемеловыми породами кислого состава. Из них, по-видимому, наиболее ранними являются игнимбриты дацитов (или игнимбристые кварцевые латиты). Более молодыми являются последовательные (?) экструзии флюидалных и флюидално-сферолитовых липаритов и обломочные разности пород липаритового и липарито-дацитового ряда, в том числе — игнимбриты. Флюидално-сферолитовые липариты, их брекчиевые лавы и литокристаллокластические туфы заполняют эруптивный канал в зоне пологопадающего разлома северо-западного, субмеридионального простирания. Преобладают здесь флюидално-сферолитовые липариты, вероятно, экструзивные, образующие вытянутое в северо-западном направлении тело длиной около 4 км при ширине 1 км. Породы местами довольно сильно изменены с новообразованиями пропилитового ряда и содержат кварцевые тела и кварцевые прожилки, несущие золото-сербряное оруденение. Породы и кварцевые жилы прорваны дайками и штоками долеритов и андезито-базальтов палеогена, а также небольшими дайками палеогеновых (?) микрограносиенитов.

Новообразования, характерные для низкотемпературной и в меньшей степени среднетемпературной пропилитизации развиты в зонах разломов различной ориентировки. В зоне предполагаемого эруптивного канала флюидално-сферолитовые липариты, их брекчиевые лавы и туфы превращены в адуляр-кварцевые метасоматиты, сменяющиеся по периферии зоны изменений и на глубину умеренной пропилитизацией с новообразованиями монтмориллонита, гидрослюда, кварца, пирита, карбоната. Изменения затухают на вертикальном интервале в 150—200 м. Адуляризация и окварцевание связаны, по-видимому, с неоднократным,

прерывистым процессом метасоматоза, частично — дорудным, частично — сопряженным с рудообразованием. Так же, как и во всех рассмотренных выше случаях, в экструзивных липаритах отмечаются следы автометасоматоза, сменявшегося прогрессирующей пропилитизацией. Характерно, что степень измененности флюидално-сферолитовых липаритов и их брекчиевых лав намного интенсивней, чем контактирующих с ними и залегающих ниже игнимбригов дацитового состава и андезитов. Кварцевые и адуляр-кварцевые жилы и прожилки секут как сильно измененные липариты и их обломочные разности, так и менее измененные игнимбриги дацитов и андезиты; однако в этих, более ранних породах продуктивных рудных тел не обнаружено.

В рассмотренных примерах месторождений, находящихся в верхнемеловых вулканитах, как мы могли убедиться, много общего. Рудные поля, в отличие от соседних с ними участков, являются в большинстве случаев местами выхода экструзивных куполов пород кислого состава или субвулканических интрузий андезитов, габбро-диоритов, долеритов, липаритов, дацитов. Породы экструзий кислого ряда ассоциируют с обломочными породами того же состава, среди которых обычно преобладают игнимбриги. Последние были впервые для Северо-Востока установлены и изучены И. М. Сперанской на примере района Утесинского месторождения. Субвулканические интрузии пород андезитового ряда ассоциируют с покровами андезитов и андезито-базальтов и их обломочными разностями. Очевидно, что участки концентрации выходов или отдельные относительно крупные выходы субвулканических интрузий рассмотренного типа, особенно экструзивных куполов, являлись центрами вулканической деятельности в определенных стадиях верхнемелового вулканизма. Экструзивные липарито-дациты и липариты имеют некоторые петрографические и петрохимические особенности, к которым следует отнести их флюидалную и флюидално-сферолитовую с переходами к фельзитовой текстуры и структуры, отсутствие или редкость вкрапленников кварца, слабо повышенную щелочность за счет калиевого компонента и пересыщенность кремнеземом (типичные текстурные особенности этих пород, рис. 1). Субвулканические породы среднего состава также имеют некоторые структурные особенности и повышенную щелочность¹.

Породы рудных полей повсеместно подверглись метасоматическим изменениям — преимущественно локально развивавшейся низкотемпературной пропилитизации, реже превращены во вторичные кварциты. Пропилитизация пород происходила в разное время в связи с дорудной (отделенной от оруденения большими промежутками времени и не связанной с ним), предрудной, сопряженной с оруденением, и пострудной гидротермальной деятельностью. Наиболее интенсивными были изменения ряда «пропилиты — вторичные кварциты», непосредственно предшествовавшие рудообразованию и сопровождавшие его (предрудные и сопряженные с оруденением). В породах экструзий и интрузий они, по-видимому, следовали за автометасоматозом. Присутствие рудогенных компонентов в пропилитах и вторичных кварцитах, приуроченность руд и измененных пород к одним разрывным структурам и, наконец, общность геологического и возрастного положения руд и метасоматитов свидетельствуют о сопряженности процессов метасоматоза и оруденения. Минимальные глубины, на которых формировались руды и верхние фации метасоматитов, вероятно, не выходили за пределы первой сотни метров. Рудный процесс в открытых трещинах почти повсеместно начинался с образования своеобразных «ранних брекчий», состоящих из обломков различно измененных вмещающих пород и тонкозернистого

¹ Описанию петрографических особенностей пород экструзий и интрузий, вмещающих рудные жилы, был посвящен доклад Л. Н. Пляшкевич (1968) на Первом Северо-Восточном петрографическом совещании.

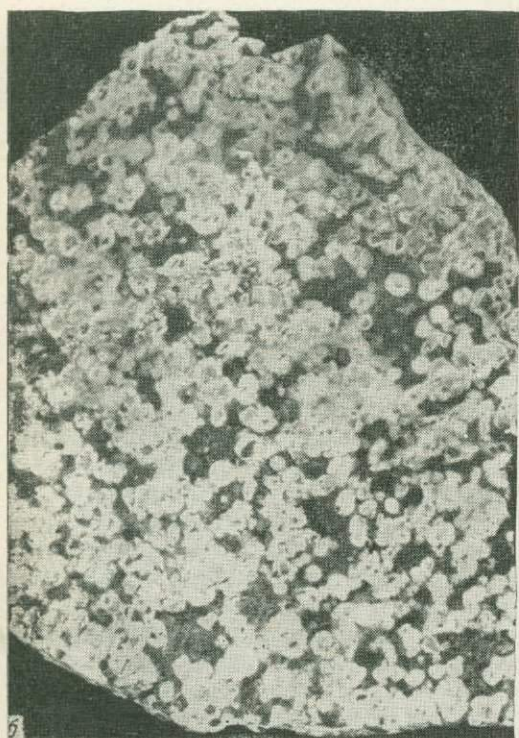
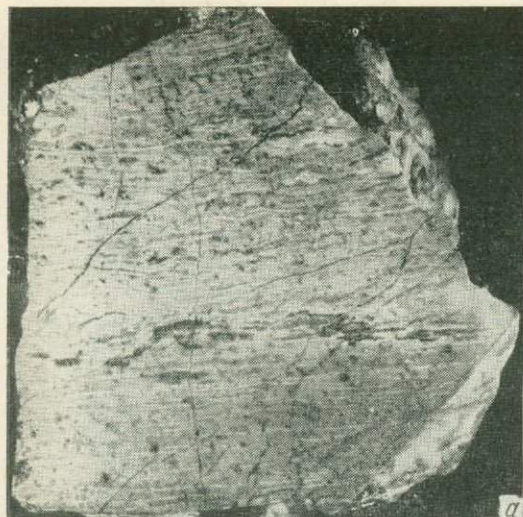
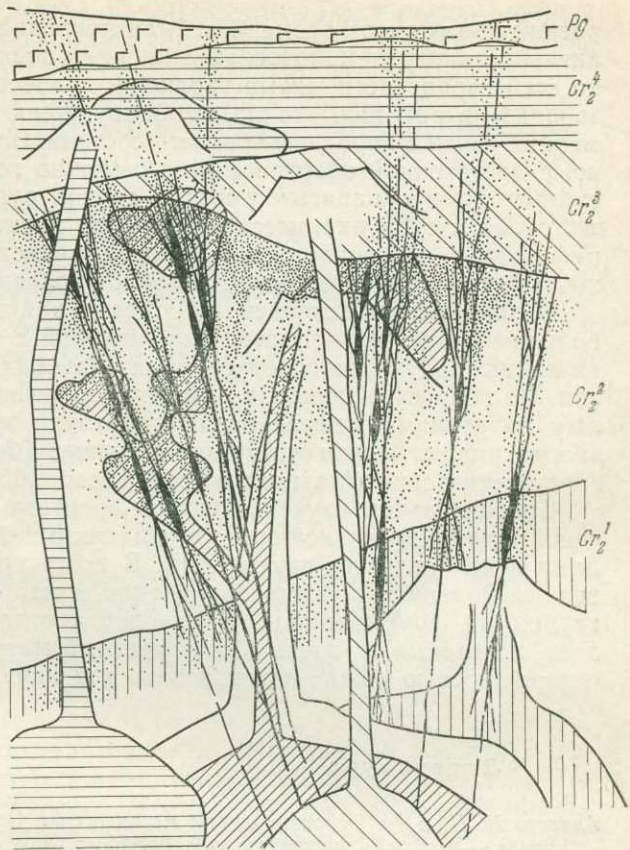


Рис. 1. Некоторые характерные текстуры экструзивных пород кислого состава, распространенных в рудных полях золото-серебряных месторождений

а — флюидалный субщелочной (калиевый) липарит-дацит. Месторождение Валунастое; *б* — сферолитовый липарит. порода не изменена, белое — сферолиты и псевдосферолиты калишпатового и кварц-калишпатового состава, темное — существенно кварцевая часть. Район месторождения Дукаг; *в* — флюидално-сферолитовый липарит горы Алунитовой (Утесинское месторождение), белое — существенно калишпатовая, серое — существенно кварцевая части. Причудливые по форме обособления темного кварца — выделения избыточного кремнезема. Породы не изменены наложенными процессами; *г* — там же, флюидалный окварцованный липарит с островными выделениями и прожилками кварца двух или трех поколений, темное — ранний кварц, белое — прожилки кварца рудного этапа

Рис. 2. Схема развития верхнемелового вулканизма и поствулканической гидротермальной деятельности (метасоматоз и рудообразование) в пределах рудного поля месторождения Валунистого

Различной штриховкой показаны последовательно сменяющие одна другую пачки верхнемеловых вулканитов преимущественно липарит-дацитового состава. Пачка Cr_2^2 (белое) содержит экзрузии флюидалных липарит-дацитов (частая косая штриховка); породы, перекрытые отчасти — экранирующей пачкой плотно сваренных игнимбритов Cr_2^2 в верхних частях толщи интенсивно изменены (точки), содержат кварцевые жилы с золото-серебряным оруденением (черное). В пострудных толщах пачки Cr_2^1 и покрове базальтов палеогена по зонам неоднократно подновляющихся разломов (штриховая линия) происходила умеренная пострудная пропилитизация



кварцевого цемента с тонкой вкрапленностью гематита, пирита, хлоритом и гидрослюдой (главные компоненты брекчий). Последовательность отдельных стадий вулканизма, метасоматоза и оруденения иллюстрируется прилагаемой схемой (рис. 2), составленной для месторождения Валунистого, но в принципе соответствующей и ряду других районов, сложенных кислыми породами. На схеме отражены наши представления о существовании разновозрастных метасоматитов, в том числе — пострудных (пропилитизация пород пострудных покровов и даек).

Связи рудоносных жил, предрудных и сопряженных с оруденением метасоматитов с эруптивными центрами носят, конечно, прежде всего структурный характер. Однако в разных районах пояса наблюдается удивительно полное сходство в геолого-структурных и временных соотношениях оруденения, метасоматоза заверченного ряда «пропилиты — вторичные кварциты» (Пляшкевич, 1966) и вмещающих руды экзрузий и субвулканических интрузий. В верхних частях этих тел породы обнаруживают признаки насыщенности расплава летучими, в частности, водой. В породах широко проявлен аутометасоматоз с переходом (отчасти постепенным) к пропилитам, нередко содержатся «глухие» прожилки и гнездовые обособления кварца, развивающегося в ассоциации с гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом в литофазах, по трещинам дегидратации, перлитовой отдельности и пр. Образование таких самых ранних кварцевых обособлений, не связанных с процессом «привнос — вынос», вероятно, обусловлено выделением из остывшего расплава насыщенных кремнеземом водных растворов (рис. 1—2). Дальнейшая гидротермальная деятельность (метасоматоз, рудообразование) происходила как наложенный процесс — постепенно-прерывисто, в относительно ко-

роткий промежуток времени и была прервана в связи с возобновлением активности верхнемелового вулканизма последней стадии. Такова же, по всей вероятности, схема эволюции процесса «вулканизм — рудообразование» в районах, где руды обнаруживают пространственные и временные связи с породами среднего состава. Во всех этих случаях, вероятно, с достаточной обоснованностью можно говорить не только о структурных, но и о парагенетических связях рудообразования с породами экструзий и субвулканических интрузий разного состава. Одной из специфических особенностей этих пород является их слегка повышенная щелочность с преобладанием калиевой составляющей.

В заключение хотелось бы обратить внимание исследователей на большое сходство рассмотренных явлений с теми связями, которые характерны для золотого оруденения и малых интрузий гипабиссальных зон. По вопросу отношения золотого оруденения «дайкового типа» к малым интрузиям имеются различные точки зрения: одни исследователи рассматривают связи чисто структурные (Фирсов, 1963), другие — как парагенетические (Матвеевко и Шаталов, 1958, и др.).

Сравнительное изучение связей золотого оруденения близповерхностной и гипабиссальной зон с вмещающими руды магматическими породами представляется интересным. В итоге могут быть обнаружены косвенные признаки родства оруденения и малых интрузий независимо от глубин их формирования. Близповерхностная зона в этом отношении дает, по-видимому, очень благоприятный материал, который с известной осторожностью можно использовать для сопоставлений.

Л и т е р а т у р а

- Аникеев Н. П. и др. Основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканического пояса.— В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1966, вып. 18 (Магадан).
- Аникеев Н. А., Дабкин И. Е., Титов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса.— В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магаданское книжное изд-во, 1967.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника, история геологического развития и общие черты металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магаданское книжное изд-во, 1967.
- Еремин Р. А., Ярмолюк В. В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 6.
- Ерофеев Б. Н., Лугов С. Ф. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, его металлоносность и вопросы поисков.— Сов. геология, 1962, № 10.
- Калинин А. И. Геохимия позднемеловых вулканогенных формаций и рудоносных гидротермальных образований южных отрогов хребта Сарычева.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы). Якутское книжное изд-во, 1969.
- 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.
- Пляшкевич Л. Н. Взаимоотношение процессов метасоматоза и оруденения в рудных полях эпитермальных месторождений золота на Северо-Востоке СССР.— Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму» (тезисы). Л., 1966.
- Пляшкевич Л. Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР.— В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магаданское книжное изд-во, 1967.
- Пляшкевич Л. Н. Некоторые особенности субвулканических интрузий и экструзий позднемелового возраста, вмещающих эпитермальные жилы с золото-серебряным оруденением. (Первое Северо-Восточное петрографическое совещание. Тезисы докладов). Магадан, 1968.
- Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Проявления эпитермального золотого и золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР.— В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. Изд-во «Наука», 1966.

- Сперанская И. М., Смоленский Л. П. О связи эпitherмального оруденения с позднемеловой вулканоплутонической ассоциацией в юго-западной части Охотско-Чаунского вулканического пояса.— В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Фирсов Л. В. О некоторых вопросах рудной золотоносности Яно-Колымского складчатого пояса.— В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.

СВЯЗЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ И МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л. В. АЛАБИН, С. С. ДОЛГУШИН, Б. Н. ЗИМОГЛЯДОВ

(Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья)

Формационный анализ благодаря работам Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова, В. И. Смирнова и др. приобретает в последнее время весьма важное значение при металлогенетических исследованиях и в первую очередь при прогнозировании и поисках полезных ископаемых, в том числе эндогенных. Между тем во многих регионах взаимосвязь определенных видов эндогенного оруденения с конкретными магматическими и метаморфическими формациями изучена еще недостаточно. Полученный авторами и накопленный другими исследователями материал по магматическим, метаморфическим образованиям и золоторудным месторождениям складчатого обрамления юго-западной части Сибирской платформы позволяет установить некоторые закономерные связи золотого оруденения с определенными магматическими и метаморфическими формациями в этих структурах.

Складчатые сооружения Алтае-Саянской области (Восточной и Западной Саян, Тува, Кузнецкий, Алатау, Горный Алтай), обрамляющие с юго-запада Сибирскую платформу, представляют собой крупную золоторудную провинцию Западной Сибири, имеющую сложное геологическое строение (см. рисунок). Здесь выделяются разновозрастные по времени консолидации структуры байкальской, каледонской и герцинской складчатости, сменяющие друг друга с востока на запад и подчеркивающие тем самым последовательное приращение к Сибирской платформе все более молодых по времени консолидации структур (Кузнецов, 1954, 1966).

Анализ геологического строения этих структур показывает, что в начальный период их развития в них (особенно в каледонских) четко выделяются структурно-фациальные зоны, соответствующие внутригеосинклинальным поднятиям и прогибам, формирование которых связано с развитием глубинных разломов (Хоментовский, 1959). Зоны внутригеосинклинальных прогибов характеризуются большой мощностью слагающих их отложений (12—16 км), складчатостью линейного типа и широким развитием диабазовой, спилит-диабазовой, спилит-кератофировой, зеленокаменно-кремнисто-сланцевой, флишоидной и аспидной формаций. В зонах внутригеосинклинальных поднятий преобладают карбонатная, доломитовая, рифогенно-известняковая, известняково-граувакковая и андезитовая формации. Последняя нередко расчленяется на андезито-базальтовую и андезито-дацитовую субформации. Для отложений зон внутригеосинклинальных поднятий характерен разрез сокращенной мощности (6—8 км) и складчатость брахиформного типа.

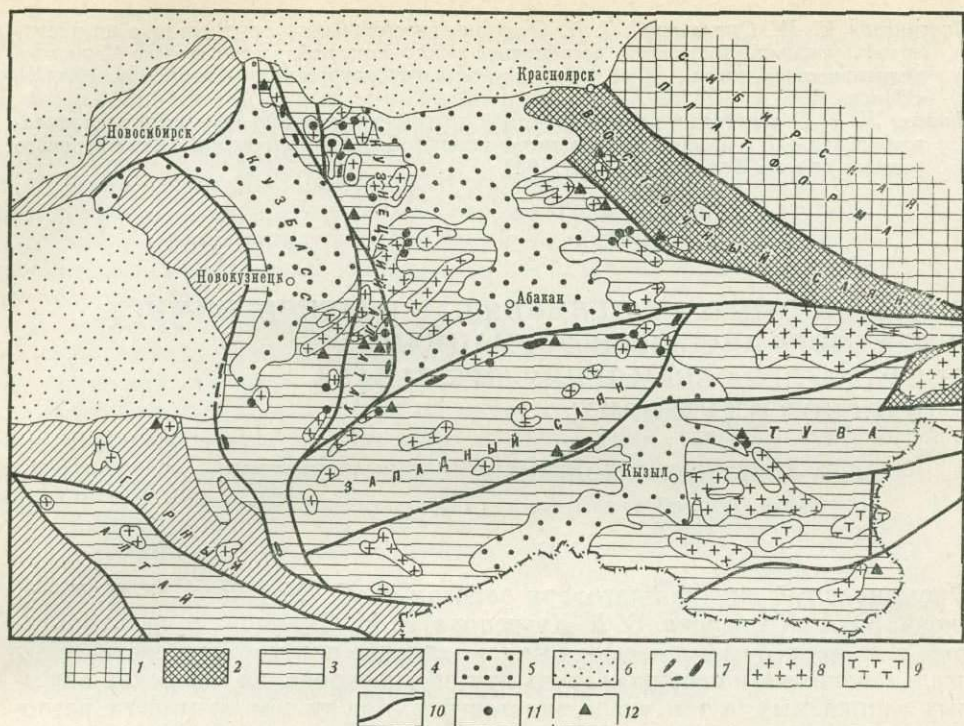


Рис. 1. Схема размещения золотого оруденения в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы

1 — Сибирская платформа; 2 — структуры байкальской складчатости; 3 — структуры каледонской складчатости; 4 — структуры герцинской складчатости; 5 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 6 — мезо-кайнозойские прогибы; 7 — габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагιοгранитная формации; 8 — формация гранитоидных батолитов; 9 — формация субвулканических гранитов и сиенитов; 10 — глубинные разломы и сопровождающие их зоны метаморфизма; 11 — золоторудные месторождения; 12 — золотонесные россыпи

С развитием зон внутригеосинклинальных прогибов связано формирование габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагιοгранитной, гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций, тогда как в зонах внутригеосинклинальных поднятий распространена габброидная группа пород базитовой формации (преимущественно габбро-сиенитовая).

Формация гранитоидных батолитов, широко проявленная в складчатых структурах юго-западного обрамления платформы, распространена как в зонах внутригеосинклинальных поднятий, так и в зонах внутригеосинклинальных прогибов. Исследования Ю. А. Кузнецова и др. (1970), Г. В. Полякова (1971) и авторов показали, что формирование гранитоидов этой формации происходит в инверсионный период развития описываемых складчатых структур (в связи с чем гранитоиды батолитовой формации проявляются как в зонах прогибов, так и поднятий), а становление их завершает стабилизацию подвижных зон.

Постинверсионный (постбатолитовый) магматизм в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы проявился в условиях блоково-глыбовых движений и формирования наложенных прогибов и межгорных впадин. Он характеризуется развитием базальт-андезит-липаритовой, андезит-базальтовой, трахибазальтовой и трахиандезит-липаритовой вулканических формаций, которые сопровождаются интрузиями нормальных и щелочных габброидов, гранитов, граносиенитов и сиенитов.

Анализ золотоносности магматических формаций показывает, что все они содержат золото в количествах, близких или даже превышающих кларки (Щербаков, 1967). Однако главные промышленные золоторудные месторождения и большинство рудопроявлений связаны лишь с некоторыми из них: с габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной формациями, принадлежащими к группе собственно геосинклинальных формаций; с орогенной формацией гранитоидных батолитов и с формацией субвулканических гранитов и сиенитов периода блоково-глыбовых движений и формирования наложенных прогибов и межгорных впадин.

Габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагиогранитная формации, включающие в себя габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, проявлены в линейных эвгеосинклинальных прогибах, контролируемых глубинными разломами. Они обнаруживают тесную пространственную связь с вулканическими породами, выполняющими эти прогибы, и представляют собой гипабиссальные или близкоповерхностные эквиваленты эффузивов диабазовой, спилит-диабазовой, спилит-кератофировой и зеленокаменно-кремнисто-сланцевой формаций. В большинстве случаев породы габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной формаций образуют дайки, силлы и реже штоки небольших размеров, в связи с чем имеют более или менее выдержанный состав и слабо проявленную местную дифференциацию. Лишь в крупных акколитах и лакколитах, залегающих, как правило, вблизи зон внутригеосинклинальных поднятий, в них проявляется дифференциация от пироксенитов и габбро-пироксенитов до плагиогранитов и гранофинов. При этом ультраосновные и кислые дифференциаты количественно подчинены габброидам. В химическом отношении породы габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной формаций характеризуются высоким содержанием двуокиси титана и глинозема, весьма малыми величинами отношения $Mg : Fe$ (2,1—4,2) в сравнении с производными ультраосновной магмы и резким преобладанием натрия над калием, что в совокупности с петрологическими признаками, отмеченными выше, указывает на их базальтоидное происхождение (Ильенок, 1965; Алабин, 1966; Кумеев, 1967).

На генетическую связь золотого оруденения с породами названных формаций неоднократно указывали многие исследователи (Гореванов, 1934; Булытников, 1948; Щербаков, 1960). А. Я. Булытников описал в Кузнецком Алатау ряд золоторудных месторождений в Коммунарском и Балыксинском золоторудных узлах, в которых кварцево-жильный и штокверковый типы оруденения представлены малосульфидными (золото, пирит, пирротин, халькопирит, реже арсенопирит, галенит) кварцевыми жилами и прожилками, размещающимися в большинстве случаев в метадиоритах и диабазах. К подобному типу относятся также месторождения и рудопроявления рек Кундусуола, Федоровки, Ортона, Кельбеса, Анзаса, Кызаса и др., где распространены и крупнейшие золотоносные россыпи Западной Сибири. Не оспаривая связи золотого оруденения с габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной формациями, необходимо отметить, что в ряде случаев при детальном исследовании устанавливается, что золоторудные жилы и штокверки, располагающиеся в метадиоритах и диабазах, оказываются генетически связанными с гранитоидами батолитовой формации или с зонами метаморфизма, сопровождающими глубинные разломы. Такая связь золотого оруденения с гранитоидами батолитовой формации доказана А. Ф. Коробейниковым и Л. Г. Осиповым (1965) для ряда месторождений рудника Коммунар и наблюдалась нами в месторождениях р. Кундусуол.

В отличие от габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной формация гранитоидных батолитов распространена, как уже отмечалось, в зонах внутригеосинклинальных поднятий и прогибов и при этом

не обнаруживает пространственной связи с вулканогенными породами. Гранитоиды батолитовой формации занимают площади порядка сотен и тысяч квадратных километров, образуя батолитоподобные и лакколито-подобные тела, штоки, метформационные залежи удлинненно-вытянутые в линейных зонах прогибов и изометричные или овальные—в зонах поднятий. Они имеют весьма пестрый петрографический состав и обычно представлены диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами, гранитами, монцонитами, граносиенитами, сиенитами, которые взаимосвязаны друг с другом постепенными переходами и лишь между отдельными петрографическими разностями наблюдаются фазовые взаимоотношения. Жильные производные их немногочисленны и, как правило, представлены гранит-аплитами, аплитами, пегматитами (дайки I этапа), диоритовыми порфиритами, диабазами, спессартитами (дайки II этапа). Встречающиеся среди гранитоидов габбро, габбро-нориты, пироксениты и перидотиты, как показывают детальные исследования В. И. Богникова (1966), А. Н. Дистановой (1968), И. М. Волохова и В. М. Иванова (1968), Г. С. Федосеева (1969), Г. В. Полякова (1970), являются догранитоидными образованиями и представляют собой самостоятельные формационные типы.

Массивы гранитоидов батолитовой формации в большинстве случаев имеют постепенные переходы с вмещающими породами, содержат многочисленные останцы вмещающих пород и унаследуют состав последних. В случае размещения массивов среди отложений внутригеосинклинальных прогибов, имеющих четко выраженный фемический профиль, они приобретают диорит-гранодиоритовый состав; в зонах внутригеосинклинальных поднятий с преобладающим карбонатным разрезом имеют гранодиорит-граносиенитовый состав и, наконец, в миогеосинклиналях и структурах, выполненных флишoidными толщами, приобретают существенно гранитовый состав. Таким образом, в гранитоидах батолитовой формации довольно отчетливо проявляется зависимость состава от вмещающей среды, в связи с чем они имеют зональное строение в вертикальном и латеральном направлениях как в отдельных массивах (локальная зональность), так и в группах массивов (региональная зональность). Вмещающая среда, на наш взгляд, оказывает существенное влияние и на металлогеническую специализацию гранитоидов описываемой формации, выражающуюся, во-первых, в их промышленной железонности (контактово-метасоматические железорудные месторождения), когда они залегают в геосинклинальных прогибах с четко выраженным фемическим профилем; во-вторых, в золотоносности, когда они размещаются в переходной зоне от геосинклинального прогиба с вулканогенным заполнением к зоне внутригеосинклинального поднятия с терригенно-карбонатным разрезом; в-третьих, в меди-, молибдено- и шелитонности, когда залегают в вулканогенно-карбонатных толщах.

Петрохимические особенности гранитоидов батолитовой формации определяются петрохимическими особенностями вмещающих пород (высокая основность при размещении их среди вулканогенных толщ, повышенная щелочность в случае залегания среди карбонатных пород и повышенная глиноземистость при размещении их в песчано-сланцевых отложениях). Характерным для химизма гранитоидов формации является также преобладание натрия над калием. Петрологические и петрохимические особенности гранитоидов указывают на происхождение их на месте залегания, а условия образования наиболее полно объясняются гипотезой магматического замещения (Коржинский, 1952, 1967; Кузнецов, Изох, 1969). Секущие контакты между различными по петрографическому составу породами или одинаковыми по составу, но различными по структурным особенностям (зернистыми) объясняются явлениями пульсационной кристаллизации (Шахов, 1960).

С формацией гранитоидных батолитов главным образом пестрого состава связаны все крупнейшие месторождения золота в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы (Ольховское, Константиновское — в Восточном Саяне; Центральное, Бериккульское, Комсомольское, Федотовское, Саралинское — в Кузнецком Алатау; Лебедское, Синюхинское — в Горном Алтае и др.). Эти золоторудные месторождения характеризуются разнообразием морфологических типов, различным положением их по отношению к гранитоидным массивам и пестрым вещественным составом. Среди морфологических типов в месторождениях распространены кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, системы жил, штокверки, а также рудные тела неправильной формы, особенно характерные для метасоматических залежей и скарнов. Жилы, системы жил и штокверки размещаются как в самих материнских гранитоидных массивах и их сателлитах (Центральное, Ольховское, Федотовское месторождения), так и во вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах (Бериккульское, Саралинское). При этом интересен тот факт, что кварцевые золоторудные жилы, четко проявленные в гранитоидах или порфиритах и имеющие там выдержанное простирание, при выходе их в карбонатные породы образуют неправильной формы метасоматические тела и изменяют минеральный состав (Ольховское, Бериккульское месторождения).

Руды месторождений, связанных с гранитоидами батолитовой формации, помимо золота содержат пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, реже молибденит, шеелит, тетрадимит, висмутин и относятся в своем большинстве к умеренносульфидной формации, и лишь отдельные метасоматические тела на Ольховском и Бериккульском месторождениях, состоящие почти сплошь из сульфидов, могут быть отнесены к существенно сульфидной формации по классификации Н. В. Петровской (1960). Из нерудных минералов в них совместно с кварцем встречаются карбонаты, полевые шпаты, роговая обманка, эпидот, хлорит, серицит, а также апатит, циркон, турмалин. Околожильные изменения обычно выражаются в березитизации и листовинитизации вмещающих пород.

Наряду с кварцево-жильным типом месторождений в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы в связи с формацией гранитоидных батолитов широко распространены скарновые месторождения золота (Ольховское, Тарданское, Ольгинское, Натальевское, Лебедское, Синюхинское и др.). Эти месторождения приурочены как к магнезиальным, так и к известковым (нередко с незначительным магнетитовым оруденением) скарнам и, как правило, к участкам брекчирования, трещиноватости и перикристаллизации последних. Минеральный состав месторождений этого типа тот же, что и кварцево-жильных, что лишней раз подчеркивает их генетическое родство.

К формации субвулканических гранитов и сиенитов относятся также граносиениты, щелочные граниты и сиениты, нефелиновые сиениты. Породы этого формационного типа залегают в виде штоков, лополитов, силл, крупных даек и обнаруживают в большинстве случаев связь с вулканическими образованиями унаследованных и наложенных прогибов и впадин. Они имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами, нередко порфиоровые структуры и зоны закалки. Постоянными их химическими признаками являются: высокая щелочность, пересыщенность глиноземом и низкое содержание полевошпатовой извести. Золоторудные месторождения, связанные с породами этого формационного типа, малочисленны. А. Я. Булытниковым (1948, 1963) описаны в Кузнецком Алатау кварцево-жильные и скарновое мало- и умеренносульфидные Ударнинское и Грамотухинское золоторудные месторождения, размещающиеся в щелочных и нормальных сиенитах и вмещающих их осадочно-вулканогенных породах. Подобные типы оруденения, связан-

ные с нормальными и щелочными гранитами и сиенитами, известны в Восточном Саяне и Туве (Булытников, 1948; Зайкова, Зайков, 1969).

Наконец, в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы распространены рудопроявления и россыпные месторождения золота, не обнаруживающие связи с магматическими породами и, как правило, приуроченные к рассланцованным и метаморфизованным песчано-сланцево-вулканогенным отложениям. Пространственное размещение таких проявлений и месторождений контролируется глубинными разломами, которые представляют собой пояса высокой проницаемости (Хоментовский, 1959; Кузнецов, Изох, 1969). В пределах поясов высокой проницаемости породы рамы интенсивно метаморфизованы с образованием зон метаморфических фаций: а) гранулитовой и амфиболитовой (зона ультраметаморфизма и полингенеза), б) эпидот-амфиболитовой, в) зеленых сланцев. Метаморфическая зональность в таких поясах характеризуется быстрой сменой фаций на коротких расстояниях в пределах разновозрастных стратиграфических толщ (горизонтов, свит), несовпадением изоград «индекс-минералов» со стратиграфическими горизонтами и секущим положением их по отношению к локальным складчатым структурам (Лепезин, 1968; Долгушин, 1969). Все эти признаки свидетельствуют об образовании метаморфических пород поясов высокой проницаемости в результате прогрессивного метаморфизма и позволяют выделить их в метаморфическую полифациальную формацию согласно классификации Б. Я. Хоревой (1967). Анализ размещения золоторудных проявлений и месторождений в пределах метаморфической полифациальной формации зон глубинных разломов (Ташелгино-Кондомский, Анзасский, Кызасский, Манский, Канский и др. золотоносные районы) указывает на преимущественную приуроченность золотого оруденения к фации зеленых сланцев. При этом небезынтересно отметить тот факт, что наиболее крупные концентрации золота в поясах высокой проницаемости приурочены к участкам, где метаморфическим изменениям подвергаются породы основного и ультраосновного состава или продукты их переотложения, что скорее всего свидетельствует о заимствовании золота метаморфизирующими растворами из вмещающих пород. В пользу такого вывода свидетельствует и тот факт, что основные и ультраосновные породы содержат повышенные кларки золота (Щербаков, 1967).

Золоторудные проявления, связанные с метаморфической полифациальной формацией поясов высокой проницаемости, в большинстве случаев представлены минерализованными зонами дробления, рассланцевания и смятия с малосульфидным (пирит, пирротин, халькопирит, реже арсенопирит, сфалерит, галенит) жильно-штокверковым и вкрапленным типами оруденения. Важно обратить внимание на тот факт, что изучению минерализованных зон до последнего времени уделяется незаслуженно мало внимания. Между тем они могут оказаться весьма перспективными для открытия крупных месторождений золота.

Итак, суммируя изложенный материал, в заключение можно сделать следующие выводы.

1. Золоторудные месторождения в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы генетически и парагенетически связаны с собственно геосинклинальными формациями габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитной; орогенной формацией гранитоидных батолитов; формацией субвулканических гранитов и сиенитов периода глыбово-блоковых движений и формирования наложенных прогибов и межгорных впадин; метаморфической полифациальной формацией, распространенной в поясах высокой проницаемости, сопровождающих глубинные разломы.

2. Формация гранитоидных батолитов главным образом пестрого состава является наиболее золотоносной. С этой формацией связаны все крупнейшие промышленные месторождения золота Западной Сибири.

3. В метаморфической полифациальной формации золотоносность приурочена к фации зеленых сланцев. Зоны ультраметаморфизма золотоносностью не сопровождаются.

4. Золоторудные месторождения представлены разнообразными морфологическими типами: жилами, системами жил, штокверками, минерализованными зонами и метасоматическими телами неправильной формы. По устойчивым минеральным ассоциациям руды месторождений относятся к золото-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной, золото-сульфидной и скарновой формациям с сопутствующей золото-сульфидной минерализацией.

5. Отмеченные закономерные связи золотого оруденения с определенными магматическими и метаморфическими формациями в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы позволяют целенаправленно прогнозировать и проводить в этих структурах специализированные металлогенические исследования и поисковые работы.

Л и т е р а т у р а

- Алабин Л. В. Нижнекембрийский габбро-плагиогранитный комплекс на северо-западе Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Фурчилов В. И. О соотношениях габброидных и гранитоидных комплексов на примере большереченского комплекса габбро-норитов в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Булыничков А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Труды Томск. ун-та, 1948, 102.
- Булыничков А. Я. Генетические типы и формации золотооруденения Кузнецкого Алатау и Салаира.— Труды Томск. ун-та, 1963, 164.
- Волохов И. М., Иванов В. М. О взаимоотношениях гранитоидов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации в связи с явлениями гранитизации габброидов Шаманского плутона Лысогорского комплекса Западного Саяна.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1968.
- Гореванов Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау.— Вестник Зап.-Сиб. ГРТ, 1934, вып. 1.
- Дистанов А. Н. О раннепалеозойском гранитоидном магматизме северной и центральной частей Кузнецкого Алатау.— Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 70.
- Долгушин С. С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
- Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом.— В сб. «Материалы по геологии Тувинской АССР», вып. 1, 1969.
- Ильенок С. С. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.
- Коржвинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржвинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометаллическости трансмагматических растворов.— В сб. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Изд-во «Наука», 1967.
- Коробейников А. Ф., Осипов Л. Г. Древние диоритовые интрузивные породы Коммунарского рудного поля и некоторые вопросы их золотоносности.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1965, 135.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». Изд-во «Наука», 1969.
- Кузнецов Ю. А. и др. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. Изд-во «Наука», 1970.
- Кумеев С. С. Западносаянский нижнекембрийский комплекс малых интрузий.— Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Лепезин Г. Г. Новые данные по метаморфическим породам Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1968, № 4.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 16. Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960.

- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуоруденение юга Сибири. Изд-во «Наука», 1971.
- Федосеев Г. С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона. Восточный Саян. Изд-во «Наука», 1969.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 5.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Щербаков Ю. Г. Закономерности золотооруденения в северо-восточном Алтае и смежных районах Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1960, № 12.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во «Наука», 1967.

СВЯЗЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ С ГРАНИТОИДНЫМИ МАССИВАМИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

В качестве возможных источников металлов в эндогенных месторождениях рассматриваются подкорковые глубины, области палингенеза на разных уровнях земной коры и, наконец, зоны выщелачивания в породах различного состава под воздействием водных растворов глубинного или метеорного происхождения (Шахов, 1964; Смирнов, 1968; Шипулин, 1969). В. И. Смирнов (1968) отмечает, что на разных стадиях геосинклинального цикла и в разных структурно-формационных зонах рудных провинций относительная роль упомянутых источников вещества закономерно изменяется. Наряду с месторождениями, источники вещества которых определенно относятся к одному из выделяемых типов, имеют место случаи, когда на разных этапах длительного процесса образования месторождения одни источники металлов по приведенной их классификации последовательно сменяются другими. К числу таковых относятся золоторудные месторождения в скарнах. Их связь с гранитоидами известна так же, как и наложенный на скарны характер золото-сульфидного оруденения (Шахов, 1947). В составе скарнов при этом устанавливаются доли вещества, вынесенного из магматического очага и заимствованного из замещаемых ими вмещающих пород (Шахов, 1947; Жариков, Омеляненко, 1965). Исследования по выявлению источников в скарнах золота проведены нами на Алтае в Синохинском рудном поле (Щербаков и др., 1971). Изучение, кроме того, геологической обстановки проявления золотой минерализации во многих скарновых полях Алтае-Саянской складчатой области также приводит к пониманию физического смысла связи оруденения рассматриваемого типа с магматизмом.

Ранее нами с помощью нейтронно-активационного анализа было установлено, что палингенные гранитоидные массивы региона, сопровождаемые золотым оруденением, располагаются среди вулканогенно-осадочных отложений с относительно повышенными содержаниями золота порядка 4—6 мг/т (Щербаков, Переточин, 1963; Щербаков, 1967). Содержание золота в гранитоидах при этом составляют примерно порядка 2 мг/т. Разница содержаний золота между исходными и производными

продуктами процесса объясняет вынос соответствующего количества золота во вмещающие породы в ходе кристаллизации гранитной магмы. Вместе с тем многие гранитоидные массивы, образовавшиеся в пределах и за счет отложений с более высоким, чем в них, содержанием золота, золотым оруденением все же не сопровождаются. Наиболее общей их чертой представляется простое строение и одностадийный или не более чем двухстадийный характер их кристаллизации. Массивы гранитоидов, с которыми связаны золоторудные месторождения региона, обнаруживают независимо от размеров более сложное, как правило, грубо зональное строение, обусловленное четко выраженной по меньшей мере двух- или более кратной прерывистостью их кристаллизации. Прерывистый характер кристаллизации магматического расплава объясняется Ф. Н. Шаховым (1960) пульсационным отделением летучих при возникновении в кровле или уже затвердевшей части массива трещин. Вынос летучих, которые удерживали в расплавленном состоянии переохлажденную магму, приводит к быстрой раскристаллизации ее новой порции. Подобный механизм формирования устанавливается В. В. Потапьевым (1965) и Я. А. Касалсом и А. Н. Дмитриевой (1968) для гранитоидных plutонов, с которыми связано редкометальное оруденение в Забайкалье и Рудном Алтае. В многофазных гранитоидных массивах, с которыми связано золотое оруденение, последующие стадии кристаллизации сложены закономерно все более кислыми и менее содержащими железа породами (Щербаков, 1967). В Алтае-Саянской складчатой области примерами таких массивов, образовавшихся на месте и за счет вмещающих их отложений, являются Саракокшинский, Малокомдомский, Оргонский, Тельбесский, Дудетский, Центральнинский, Ольховский и другие. В пределах собственно золоторудных полей породы третьей и более поздних стадий кристаллизации материнских золотоносных массивов обыкновенно представлены лишь внутрирудными дайками — апофизами кислого и лейкократового состава, нередко аплитами и аплитопегматитами. Магнетитовые месторождения в скарновых полях региона в отличие от золоторудных формируются, кроме того, в связи с двухфазными массивами. Перерыв между последовательными стадиями кристаллизации рудоносных гранитоидных массивов, судя по Саракокшинскому, Дудетскому и другим, согласно данным калий-аргонового метода, Л. В. Фирсовым определяется до 120 млн. лет при общей продолжительности его формирования порядка 180—220 млн. лет (Щербаков, 1967). В контактовой области «пестрых» гранитоидных массивов скарновая минерализация помимо вмещающих массивов пород захватывает гибридные породы первой стадии их кристаллизации. Дайки второй стадии иногда подвергаются слабому скарнированию, дайки более поздних стадий являются по отношению к скарнам секущими. Судя по составу скарны концентрируют железо и другие элементы, содержание которых в породах второй стадии кристаллизации упало сравнительно с гибридными породами первой стадии. Помимо залежей гранат-пироксеновых с магнетитом или сплошь магнетитовых скарнов, в приконтактовых с некоторыми массивами зонах чрезвычайно характерна неравномерно рассеянная магнетитовая соскарновая минерализация, особенно во вмещающих эффузивах (Ковалев, 1962; Щербаков и др., 1971). Охваченные этой минерализацией участки пород экзоконтакта и первой стадии кристаллизации массива фиксируются на геофизических картах магнитными аномалиями сложной конфигурации и значениями магнитности до нескольких тысяч гамм в эпицентрах.

Проведенные геохимические исследования привели к выявлению в несколько раз более высоких содержаний золота в зонах импреньяции их магнетитом (Щербаков и др., 1971) сравнительно с неизменными породами. Магнетит в этом процессе служит концентратором золота, вынесенного из кристаллизовавшейся магмы совместно с железом. Содерж-

жания золота в таких магнетитах составляют 30—50 мг/т, что на порядок превышает его концентрацию в неизмененных эффузивах. Участки закономерно повышенных содержаний золота совпадают с приконтактовыми к массиву магнитными аномалиями, как это было установлено в Синохинском рудном поле (рис. 1) (Щербаков и др., 1971). Вдоль послескарновых разломов, зон трещиноватости и даек апофизов поздних стадий кристаллизации массивов в скарновых полях с золотым оруденением повсеместно проявляется интенсивный гидротермальный метаморфизм скарнированных и импреньированных магнетитом пород. Заключается он в их хлоритизации, серицитизации, эпидотизации, частичном прокварцевании и главное в почти полном растворении вкрапленного в породы магнетита. В очищенных таким образом от магнетита зонах гидротермального метаморфизма содержания золота падают с десятков миллиграммов на тонну до долей одного миллиграмма на тонну. Дисперсия распределения золота в гидротермально-измененных, но не содержащих сульфидов породах при этом сравнительно со скарнированными зонами резко уменьшается, оставаясь выше, чем в неизмененных породах. В участках сульфидизации, локализованных в верхних частях зон гидротермального метаморфизма, содержания золота вновь резко возрастают и дисперсия его распределения здесь, превышая три порядка, достигает наибольших значений (Щербаков и др., 1971). Золоторудные тела в

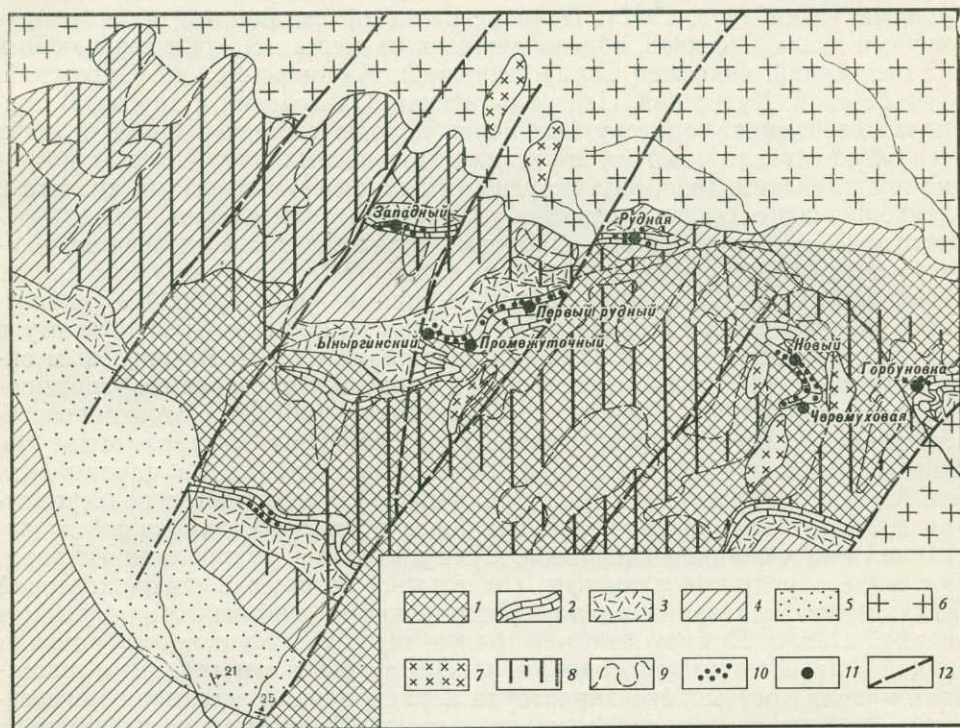


Рис. 1. Геолого-геохимическая схема Синохинского рудного поля

1 — диабазы, порфириды, туфы (St_1), среднее содержание золота ~ 4 мг/т, магнитность 400—700 γ; 2 — известняки и мраморы (St_1), среднее содержание золота 0,3 мг/т; 3 — кварцевые порфиры, порфириды, туфы (St_1); 4 — лабрадоритовые порфириды (St_1); 5 — песчанники, алевриты (St_2); 6 — гранодиориты, граниты первой и второй фазы кристаллизации (0), среднее содержание золота 1—2 мг/т; 7 — граниты третьей фазы кристаллизации (Д—С), среднее содержание золота 1,5 мг/т, магнитность 0—300 γ; 8 — контактовый ореол с вкрапленностью магнетита, среднее содержание золота 10—15 мг/т, магнитность 700—2000 γ; 9 — зоны гидротермального метаморфизма в вулканогенных породах, среднее содержание золота 1 мг/т, магнитность 100—400 γ; 10 — скарны, среднее содержание золота 2,4 мг/т, магнитность 0—100 γ; 11 — месторождения золота в скарнах; 12 — дизъюнктивные нарушения

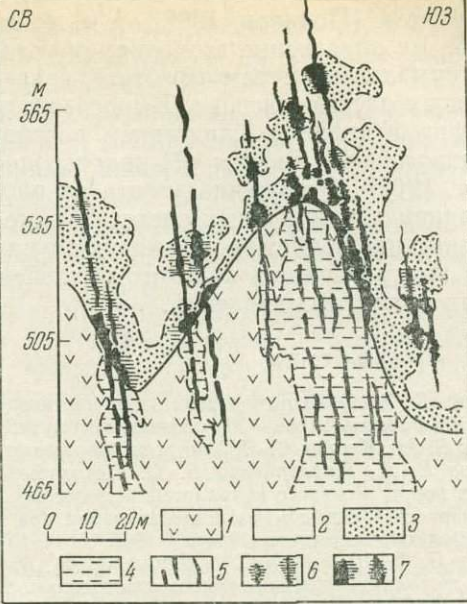


Рис. 2. Рудные столбы и распределение золота во вмещающих их породах

1 — диабазовые и андезитовые порфириты и туфы, импреньированные магнетитом, среднее содержание золота 10–20 мг/т; 2 — известняки, среднее содержание золота 0,5 мг/т; 3 — скарны, среднее содержание золота 2,4 мг/т; 4 — зоны гидротермально метаморфизованных эффузивов, обедненные золотом, среднее содержание золота 1 мг/т; 5 — пред- и внутрирудная трещиноватость; 6 — зоны перекристаллизации скарнов; 7 — ряды с содержанием золота 10 г/т и более

скарных приурочиваются к апикальным участкам зон гидротермального метаморфизма и более локальной сульфидизации (рис. 2). Наложение вкрапленно-штокверковой золотосульфидной минерализации на скарны сопровождается перекристаллизацией скарновых минералов. При этом объемы рудных тел составляют не более 10% объемов зон перекристаллизации скарнов.

Полученные таким образом данные позволяют реконструировать геохимию золота в цепи сложных процессов, приводящих к формированию золоторудных месторождений в скарновых полях. Первоисточником золота в них служат андезито-базальты эвгеосинклинальной стадии развития региона. В области палингенеза содержащееся в них золото воспринимается вновь возникающей магмой и отдается частично при ее кристаллизации во вмещающие породы. Таким образом, в стадию скарнообразования создаются примерно на порядок сравнительно с кларковыми повышенные концентрации золота в породах, импреньированных высокотемпературным магнетитом. Следующим необходимым условием золотого оруденения в скарнах является вовлечение этих участков предвзрывательной концентрации золота в зоны более позднего сравнительно низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Здесь происходит сначала объемное кислотное выщелачивание золотоносного магнетита, затем более локальное по трещинным зонам отложение сульфидов и золота. Фациально это уже совсем другая область по сравнению с периодом скарнообразования, что четко фиксируется низкотемпературными парагенезисами и замерами температур гомогенизации газовой-жидких включений (Щербаков и др., 1971). Реальным условием столь существенного фациального скачка оказывается огромный разрыв во времени скарно- и рудообразования, вызванный прерывистостью кристаллизации золотоносных гранитоидных массивов. Именно многостадийность кристаллизации, как отмечалось, и является характерной чертой гранитоидных массивов, с которыми связаны золоторудные месторождения в скарнах. Отмеченная закономерность делает понятной причину частой хотя и не обязательной автономности скарновых месторождений магнетита и локализующихся в скарнах месторождений золота (Иванкин и др., 1971). Формирование магнетитовых месторождений начинается при сбрасывании магмой основной массы избыточного для гранитной эвтек-

тики железа (Поляков, 1967), т. е. во вторую стадию кристаллизации. Золотое же оруденение в скарнах обуславливается низкотемпературным гидротермальным метаморфизмом, связанным с кристаллизацией более глубоких частей массива. Вынос золота из зон гидротермального метаморфизма является следствием растворения кислыми растворами неустойчивого при низких рН золотосодержащего магнетита (Гарреле, Крайст, 1968). Отложение золота из растворов происходит при их нейтрализации в апикальных частях тех же зон. Следствием этого процесса служит наблюдаемая во многих случаях и отмеченная Б. Ф. Бакштом (1968) приуроченность золотого оруденения в скарнах к участкам пониженных магнитных значений.

Л и т е р а т у р а

- Бакшт Ф. Б.* Роль магниторазведки при прогнозировании и поисках месторождений золота в Горном Алтае.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, 134.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. Изд-во «Мир», 1968.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Иванкин П. Ф., Долгушин С. С., Рабинович К. Р.* О металлогенической асимметрии формирования гранитоидных батолитов «пестрого» состава. М., 1971.
- Ковалев В. П.* О генезисе магнетитовой минерализации в гранитах Тигирекского массива на Алтае.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Косалс Я. А., Дмитриева А. Н.* О связи многоэтапного оруденения и гидротермального метаморфизма с многофазным гранитным массивом.— В кн. «Минералого-петрографические очерки Забайкалья». Улан-Удэ, 1968.
- Поляков Г. В.* О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом.— В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
- Лопатьев В. В.* Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение.— В кн. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Смирнов В. И.* Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ.— В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Шахов Ф. Н.* К теории контактовых месторождений.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1947.
- Шахов Ф. Н.* О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн. «Труды 2-го Всесоюзного петрографического совещания», 1960.
- Шахов Ф. Н.* Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Шипулин Ф. К.* Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. 1. Изд-во «Наука», 1969.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А.* О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими породами в Западной Сибири.— Геохимия, 1963, № 9.
- Щербаков Ю. Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во «Наука», 1967.
- Щербаков Ю. Г., Павлова Л. К., Мельникова Р. Д., Цимбалист В. Г.* Геохимия золотого в Синюхинском скарново-рудном поле.— В сб. «Геохимия процессов образования рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1971.

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПРИАМУРЬЯ

В. Г. МОИСЕЕНКО, И. И. ФАТЬЯНОВ, Ю. А. КАРНАУХ

(Дальневосточный геологический институт СО АН СССР)

На тесную связь золотого оруденения с комплексом малых интрузий для подвижных поясов земной коры впервые из советских геологов обратил внимание Ю. А. Билибин (1961). Он предположил, что малые интрузии и золотая минерализация являются производными единых глубоко залегающих магматических очагов, назвав такую связь парагенетической.

Ю. А. Билибин разделил малые интрузии подвижных зон на семь формаций, особо подчеркнув преимущественную ассоциацию золотого оруденения с интрузиями диоритового ряда.

В более широком плане на ассоциацию оруденения с малыми интрузиями указывает В. И. Смирнов. Он считает, что, формация малых интрузий поздней стадии геосинклинального развития «... является одной из самых продуктивных магматических формаций; с ней парагенетически связаны крупные богатые и разнообразные плутогенные гидротермальные месторождения рудных цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов...» (Смирнов, 1969).

Малые интрузии, образовавшиеся за счет глубинных магматических источников и независимые в генетическом отношении от других магматических образований, Ф. К. Шипулин (1965) предложил называть самостоятельными малыми интрузиями. Такие интрузии появляются на определенных этапах развития тектономагматических циклов и сопровождаются специфической рудной минерализацией. Самостоятельные малые интрузии Ф. К. Шипулин подразделил на четыре формации: 1) альбитофиринов — диабазов конца ранних этапов развития подвижных зон; 2) диоритов — гранодиорит-порфиринов поздних этапов развития подвижных зон; 3) порфиритов — порфиринов конечных этапов развития подвижных зон (областей с завершённой складчатостью); 4) субщелочных и щелочных преимущественно основных пород платформенных областей. Золотое оруденение может ассоциировать с интрузиями всех четырех формаций, особенно сильно проявляясь в связи с формацией диоритов — гранодиорит-порфиринов.

Несмотря на определенные успехи, достигнутые в разрешении проблемы генезиса золотой минерализации, для ряда золотоносных провинций она не является окончательно установленной. Так, среди геологов, изучавших золотую минерализацию Приамурья, известно несколько точек зрения на генезис золотого оруденения. Первая опирается на существование тесных пространственных и временных взаимоотношений золотой минерализации с меловыми и палеогеновыми дайками, штоками и субвулканическими аппаратами преимущественно среднего состава; она предполагает наличие парагенетических связей оруденения с комплексом самостоятельных малых и субвулканических интрузий. Другая группа исследователей, основываясь на фактах пространственной приуроченности некоторых золоторудных полей региона к участкам развития метаморфических комплексов, развивает гипотезу метаморфогенного происхождения ряда месторождений золота. Она предполагает мобилизацию золота из вмещающих пород в процессе регионального метаморфизма и дальнейшую его концентрацию в благоприятных геолого-структурных условиях. Ряд геологов указывает на непосредственную связь некоторых месторождений золота с верхнемезозойскими и кайнозойскими гранитоидными интрузиями трещинного типа.

Приамурский золотоносный пояс вытянут в субширотном направлении от Забайкалья до Приохотья и приурочен к той части Монголо-Охотской складчатой системы, которая рассматривается большинством исследователей как палеозойская геосинклинальная область. Приуроченность золотой минерализации к единой структурно-металлогенической зоне обусловила проявление ряда общих для золотого оруденения признаков. Это прежде всего широкое распространение месторождений и рудопроявлений кварцевой малосульфидной формации, а также тесная связь оруденения во времени и в пространстве с комплексом самостоятельных малых интрузий мелового возраста. Вместе с тем восточный участок золотоносного пояса, охватывающий Нижнее Приамурье, располагается на сопряжении палеозойских и мезозойских структур Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов, что определяет специфику золотой минерализации этого участка, в частности широко

Химический состав малых интрузий некоторых золотоносных районов Приамурья (вес. %)

Район	№ п/п	№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Джелтулакский	1	3-533в	Спессартит	57,20	0,23	15,52	0,45	6,26	0,14
	2	3-513г	Диоритовый порфирит	53,02	0,77	13,92	0,94	3,40	0,07
	3	5	» »	59,20	0,35	13,31	1,33	4,16	—
	4	V	Гранодиорит-порфир	69,21	0,41	16,34	0,90	1,73	—
	5	IV	»	68,59	0,13	16,70	0,63	2,47	—
Октябрьский	6	92к	Измененные ультраосновные породы	23,73	2,32	13,07	1,63	13,05	0,36
	7	100к	То же	29,70	0,23	20,41	1,43	10,79	0,06
	8	102к	» »	23,66	3,22	19,61	1,32	14,62	0,23
	9	93к	» »	56,04	0,23	3,44	1,46	6,26	0,12
	10	95к	» »	53,00	0,23	3,13	1,91	5,05	0,13
	11	97к	» »	56,36	0,05	0,53	1,07	4,52	0,12
	12	98к	» »	49,44	0,76	5,83	1,59	6,79	0,17
	13	101к	» »	51,63	0,23	3,71	0,55	6,44	0,17
14	103к	» »	47,94	1,53	6,62	2,10	7,66	0,07	
Селемджинский	15	И-495	Диоритовый порфирит	56,22	0,72	17,07	1,31	4,63	0,11
	16	1666	Диабазовый порфирит	52,12	0,65	15,67	2,90	4,45	0,09
	17	И-494	» »	49,04	0,49	12,56	3,53	7,11	0,19
	18	Ф	» »	51,79	0,50	15,33	3,72	4,75	0,10
	19	И-484	» »	51,26	0,79	14,15	2,89	4,93	0,19
	20	И-632	» »	51,86	0,80	15,11	1,17	5,69	0,10
Селемджинский	21	И-239	Монцодиорит	53,70	0,96	15,90	3,23	4,35	0,13
	22	И-239-1	Диорит	52,96	0,36	16,31	2,41	4,31	0,14
	23	И-238-2	»	50,60	0,79	15,90	2,52	6,33	0,16
	24	И-238-1	»	51,70	1,01	15,91	2,80	3,96	0,15
	25	И-238	»	55,20	0,88	13,43	2,61	4,17	0,14
	26	И-236	»	53,77	0,79	15,89	2,04	6,45	0,37
	27	И-150	Кварцевый диорит	53,42	1,26	15,12	3,26	3,70	0,17
	28	И-153	Диорит	54,96	0,51	14,92	1,77	4,67	0,14
	29	И-162	»	55,70	0,66	16,03	1,86	4,85	0,14
	30	И-165	»	55,04	0,90	16,20	2,22	4,43	0,16
	31	И-171	Кварцевый диорит	54,94	1,23	16,90	2,84	3,61	0,13
	32	И-174	» »	54,82	1,24	15,76	2,07	4,06	0,15
	33	Ф-101	Диорит	52,44	0,97	16,20	1,47	6,91	0,20
	34	Ф-156	Кварцевый диорит	59,84	0,69	16,76	0,84	4,09	0,03

Анализы 1—5 заимствованы у Л. П. Гурова, анализ 16 — у С. Д. Шера.

Анализы 21—26 и 27—32 характеризуют соответственно штоки № 2 и № 1 из шт. 16 месторождения Токур.

проявленную здесь связь оруденения с комплексом субвулканических интрузий мелового-палеогенового возраста.

В пределах пояса выделяются разобщенные между собой золотоносные районы, располагающиеся преимущественно на пересечении тектонических нарушений двух направлений: близширотного и субмеридионального, северо-западного и северо-восточного. К ним относятся Джелтулакский, Дамбукинский, Октябрьский, Селемджинский, Ниманский, Кербин-

Таблица 1

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	As	H ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
7,20	6,95	3,07	2,00					0,70			0,36	100,13
3,91	5,79	3,52	2,87					0,65			0,27	99,13
3,53	5,72	3,96	2,05					0,35			—	99,44
0,99	2,83	3,67	3,62					0,53			—	100,23
1,03	3,34	4,03	3,53					0,20			—	100,28
22,93	0,88	0,21	0,05					—	10,16	0,39	1,15	99,93
24,85	0,56	0,19	0,26					—	11,31	0,13	0,65	100,57
19,10	2,90	0,24	0,17					—	9,59	0,19	0,20	100,10
16,85	11,01	0,41	0,30					—	0,96	0,37	1,96	99,41
22,25	9,53	0,13	0,21					—	2,33	0,30	1,20	99,55
22,88	10,71	0,30	0,04					—	0,67	0,09	1,90	99,74
26,39	1,39	0,03	0,04					—	4,33	0,05	3,06	99,97
21,35	10,33	0,25	0,03					—	2,49	0,21	1,93	99,47
20,00	8,63	0,19	0,15					—	4,05	0,24	1,19	100,47
3,05	4,31	5,01	2,69		1,75			—	2,09	0,46	—	99,42
6,85	5,57	2,72	1,10	0,17	1,84	1,01		4,18			—	99,34
8,69	7,24	2,52	1,59		3,30			—	1,55	0,92	1,53	99,58
7,04	7,65	1,86	1,94	0,17	0,60			4,40				99,90
9,25	7,53	2,47	0,79		1,57		0,13	—	2,80	0,55	0,14	99,57
8,83	4,27	4,36	1,10		1,25			—	1,09	0,93	2,12	99,83
4,60	5,78	2,06	2,50		3,60			—	3,24	0,20		100,30
6,00	4,20	4,00	2,59		2,10			—	2,99	0,35		99,22
6,31	4,48	5,18	2,15	0,31	2,75			—	1,33	0,87		100,09
6,20	5,04	4,00	2,84		2,32			—	3,25	0,46		99,64
5,88	4,56	6,53	2,37		0,86			—	2,89	0,82		100,34
5,20	7,10	2,71	1,09		1,65			—	2,63	0,44		99,60
4,24	3,32	3,37	1,93		0,43	0,63		—	3,00	1,00		99,90
6,00	3,96	3,65	2,32		1,95	0,65		—	2,63	0,50	1,89	99,22
5,93	3,93	4,65	2,40		0,54			—	2,83	0,73		100,35
5,60	4,76	4,12	2,42		1,21			—	2,48	0,89		100,43
4,51	3,70	3,05	2,09		1,10	0,83		—	3,62	0,63		99,65
3,63	7,63	1,53	1,32		3,03	0,54		—	3,07	0,51		99,46
5,21	5,18	3,36	2,82		0,94	0,14		—	2,14	0,35		99,11
0,72	6,57	5,32	2,35	0,35	0,46	0,05		—	1,82	0,23		100,16

ский, Николаевский и некоторые другие золотоносные районы. При наличии ряда сходных признаков, характерных в целом для золотого оруденения пояса, в каждом из районов проявлены свои специфические черты минерализации. Сопровождающие золотое оруденение малые интрузии также весьма разнятся для отдельных районов прежде всего по их взаимоотношению с оруденением, возрасту, условиям локализации, составу.

Типичным представителем, наиболее ярко характеризующим золотое оруденение Желтулакского района, является месторождение Кировское со своеобразной минерализацией, относящееся к промежуточному типу между кварцевой сульфидной и малосульфидной формациями. Рудное поле вытянуто вдоль Южно-Тукурингского глубинного разлома, разделяющего верхнеюрско-нижнемеловые гранитоиды Джалиндинского массива с осадочными породами, выполняющими верхнеюрский грабен. Рудные тела, залегающие как в гранитоидах массива, так и в ороговевших песчаниках и алевролитах, представлены золото-кварцевыми жилами субширотного и северо-восточного простирания с турмалин-магнетитовой, пирит-арсенопиритовой, висмутин-халькопиритовой, полиметаллической и антимонитовой ассоциациями (Гуров, 1969).

Золоторудные жилы месторождения весьма тесно ассоциируют с малыми интрузиями, которые широко развиты в рудном поле. Комплекс малых интрузий представлен дайками и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров, спессартитов, диоритовых и диабазовых порфиров, прослеживающимися, как и рудные тела, в северо-восточном, реже субширотном направлении на расстояние до 500 м при мощности до 10 м. Химические составы пород приведены в табл. 1. Дайки пересекают гранитоиды Джалиндинского массива, возраст которых, по данным Л. П. Гурова, составляет 129, 130, 135, 137 и 140 млн. лет, а также верхнеюрские осадочные породы грабена. В свою очередь дайки порфиров и гранодиорит-порфиров являются дорудными и часто бывают совмещены с золото-кварцевыми жилами. Определенный калий-аргоновым методом абсолютный возраст даек составляет 100—120 млн. лет (Гуров, Гурова, 1965), что соответствует нижнему мелу. Соответственно возраст оруденения может быть определен как ниже-верхнемеловой.

Характерными особенностями выделенной Ф. К. Шипулиным формации диоритов — гранодиорит-порфиров являются: 1) преимущественно послеплатоидный возраст малых интрузий, близкий к внедрению батолитовых интрузий; 2) гибридный состав малых интрузий, колеблющийся от диоритов до гранит-порфиров; 3) часто штокообразная форма интрузий; 4) ассоциация с золото-сульфидным оруденением, содержащим мышьяк, иногда вольфрам, молибден, бор, фтор и другие элементы кислых магм. Многие из этих черт присущи комплексу малых интрузий Кировского рудного поля, что позволяет отнести их по классификации Ф. К. Шипулина к формации диоритов — гранодиорит-порфиров поздних этапов развития подвижных зон и парагенетически связывать с ним золотую минерализацию.

В пределах Октябрьского района, помимо широкого развития россыпной золотоносности, известно значительное количество рудопроявлений золота преимущественно кварцевой малосульфидной формации (Гарь 2, Лиственничное, Маячное, Ясное и др.). Рудные тела представлены золото-кварцевыми жилами, прожилками и окварцованными зонами дробления северо-восточного, иногда субширотного направления, залегающими в кристаллических сланцах верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, раннепалеозойских гранитоидах, а также терригенных осадках девона. Совместно с золотом в рудных телах обычно присутствуют пирит, арсенопирит, иногда халькопирит, галенит, сфалерит, изредка молибденит. Известны слабо золотосные кварц-турмалиновые жилы (рудопроявление Ясное).

Золотое оруденение ассоциирует с комплексом малых интрузий весьма пестрого состава, локализованных в полосу северо-восточного простирания. В пределах полосы дайки и цепочки штокообразных тел ориентированы в том же направлении; исключение составляют дайки ультраосновных пород бассейна рч. Гарь 2, имеющие субмеридиональное простирание. По возрастным и петрохимическим особенностям малые интрузии района подразделяются на: 1) штоки и штокообразные тела

диоритов и кварцевых диоритов площадью от первых сотен до 5 км²; 2) дайки и дайкообразные тела гранодиорит-порфиоров, кварцевых диоритовых и диоритовых порфиритов, микродиоритов и лампрофиоров; 3) дайки фельзитов, фельзит-порфиоров и кварцевых порфиоров; 4) дайки ультраосновных пород. Особенно широко распространены малые интрузии первых двух групп. По классификации Ф. К. Шипулина, комплекс малых интрузий Октябрьского района следует отнести к формации диоритов—гранодиорит-порфиоров поздних этапов развития подвижных зон.

Возрастные взаимоотношения отдельных групп малых интрузий района между собой, а также с золотым оруденением выглядят следующим образом. Штокообразные тела диоритов прорывают терригенные осадки девона и нижнемеловые гранитоиды массива на левобережье р. Деп. В свою очередь диориты пересекаются малыми интрузиями 2-й и 3-й групп: дайками гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфиритов и фельзит-порфиоров. Результаты определения абсолютного возраста гранодиорит-порфиоров и фельзит-порфиоров калий-аргоновым методом, по данным В. Н. Родионова, соответственно равны 129 и 117 млн. лет. Золото-кварцевые жилы нередко бывают приурочены к зальбандам даек гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфиритов, фельзит-порфиоров и кварцевых порфиоров, иногда пересекают их и содержат ксенолиты дайковых пород. Это позволяет считать возраст золоторудных жил района ниже-верхнемеловым.

Заслуживает внимания свита даек ультраосновных пород бассейна рч. Гарь 2, вытянутая в сумберициональном направлении на расстояние 20 км при ширине 5 км. Дайки интенсивно хлоритизированы, оталькованы, серпентинизированы и частично карбонатизированы. Присутствие платины в золотоносных аллювиальных отложениях рч. Гарь 2 косвенно указывает на существование парагенетической связи платиновой минерализации с дайками ультраосновного состава. Химический состав измененных ультраосновных пород приведен в табл. 1.

Селемджинский золотосный район является типичным представителем широкого развития месторождений и рудопроявлений кварцевой малосульфидной формации. Золотое оруденение локализовано преимущественно в терригенных породах среднего-верхнего палеозоя, в восточной части района метаморфизованных до фации зеленых сланцев. Формирование месторождений протекало в кварц-полевошпатовую, метасоматических кварцитов, золото-кварцевую и карбонатную стадии. Рудные тела образуют системы золото-кварцевых жил субширотного или северо-западного направления, приуроченные к межпластовым и косесекущим по отношению к слоистости трещинам сколового типа. Наиболее распространенными рудными минералами жил являются арсенипирит, пирит, шеелит и золото, реже встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин и блеклые руды. Золото чаще всего ассоциирует с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами. Определение абсолютного возраста золоторудных жил месторождения Токур по гидротермально-измененным породам, произведенное калий-аргоновым методом в лаборатории Приморского геологического управления, показало 115, 119, 121, 125 и 130 млн. лет, что соответствует нижему мелу.

В пределах района широко развиты малые интрузии, подразделяющиеся по возрастным и петрохимическим признакам на три группы: 1) фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры; 2) диоритовые и диабазовые порфириты; 3) кварцевые диориты, монцодиориты, диориты и габбродиориты. Морфология и размеры малых интрузий весьма различны. Так, интрузии кислого состава образуют дайки и дайкообразные тела протяженностью до 1,5 км при мощности до 50 м; порфириты также слагают дайки и дайкообразные тела, вытянутые на расстояние нередко до 2 км при мощности чаще всего 1—5 м, а иногда в десятки и даже первые сотни метров; диориты представлены штоками и штоко-

образными телами с поперечником в 50—500, иногда 1500 м. Наибольшим распространением в районе пользуются малые интрузии последних двух групп; они образуют полосу концентрации субширотного простиранья, протягивающуюся с запада на восток на несколько десятков километров при ширине полосы 8—10 км. При этом дайки порфиритов и цепочки штоков диоритового состава ориентированы поперек простиранья полосы, вытягиваясь в субмеридиональном или северо-восточном направлении. Химические составы пород приведены в табл. 1. По целому ряду признаков малые интрузии Селемджинского района следует отнести, по классификации Ф. К. Шипулина, к формации диоритов—гранодиорит-порфиритов.

Выше было показано, что малые интрузии Желтулакского и Октябрьского районов являются дорудными образованиями. Иные взаимоотношения наблюдаются в Селемджинском районе. Возрастное положение фельзит-порфиритов и кварцевых порфиритов окончательно не выяснено. Дайки порфиритов и штоки диоритового ряда прорывают золото-кварцевые жилы (фиг. 1), метаморфизуют их и содержат в себе ксенолиты кварца (фиг. 2). В свою очередь известны случаи метаморфизма даек под воздействием штоков диоритового состава (Шер, Ковалева, 1956). Наблюдаемые взаимоотношения подтверждаются определениями абсолютного возраста, выполненными калий-аргоновым методом в лаборатории Приморского геологического управления; возраст порфиритов равен 108 и 100, диоритов — 96 и 88 млн. лет. Таким образом, дайки порфиритов и штоки диоритового ряда являются верхнемеловыми образованиями; по отношению к золото-кварцевым жилам они послерудные.

Николаевский золотоносный район расположен в восточной части Приамурского золотоносного пояса на сопряжении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов. В регионе широко развиты эффузивно-экструзивные и туфогенно-осадочные образования верхнемелового и палеогенового возраста. В пределах района известен ряд золоторудных месторождений и рудопроявлений различных морфогенетических типов, относящихся к кварцевой малосульфидной формации. Большинство проявлений золота следует считать ксенотермальными, сформировавшимися в неустойчивых термодинамических условиях малых глубин (Фатьянов, Мельникова, 1968). К ним относятся месторождения Многовершинное и Белая Гора, рудопроявления Бухтянское и Зымовье Фадеева.

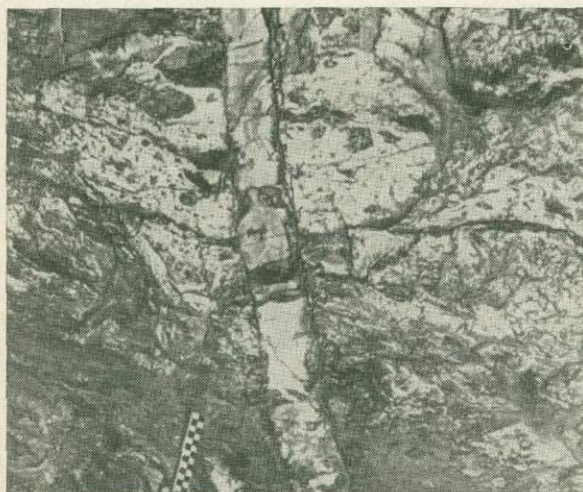


Рис. 1. Месторождение Токур. Дайка порфиритов пересекает золото-кварцевую жилу

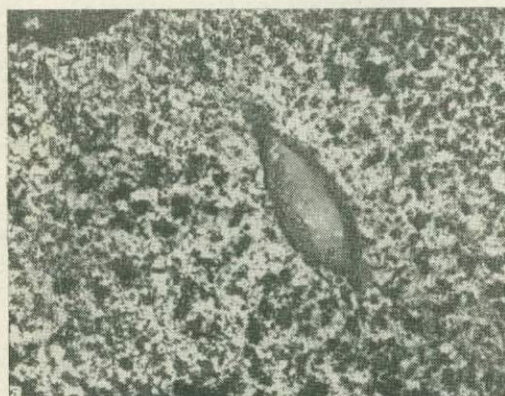
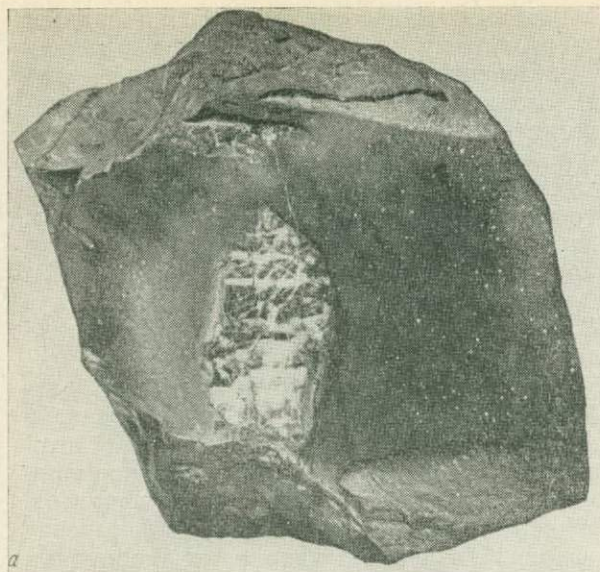


Рис. 2. Месторождение Токур. Ксенолиты золотосодержащего кварца в дайке порфирита (а) и штоке диорита (б)

Месторождение Многовершинное расположено среди эффузивно-экструзивных образований, а также терригенных осадков верхнего мела и приурочено к экзоконтактной части Бекчи-Улского-гранитоидного массива палеогенового возраста. Покров эффузивов сложен лавами андезитов, андезито-дацитов, редко туфами и ксенотуфами; экструзивные тела — андезитами, андезито-дацитами, а также диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами жерловой фации. Абсолютный возраст эффузивов определен в 67, 70, 75 и 78 млн. лет (Югай, 1967), экструзивных образований — 66 и 77 млн. лет (по данным В. Э. Пилацкого). Золотое оруденение представлено системой мощных кварцевых жил, приуроченных к тектонически ослабленной зоне северо-восточного простирания; в этом же направлении вытянуто большинство экструзивных аппаратов. Золоторудные тела сложены преимущественно плотным тонкозернистым кварцем серого цвета массивной или колломорфно-полосчатой текстуры (фиг. 3, а). Рудные минералы, по данным М. С. Михайловой, представлены пиритом, халькопиритом, золотом, пирротином, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, аргентитом, фрейбергитом, пираргиритом, алтаитом, петцитом, гесситом, висмутином, бурнонитом, а также касситеритом, вольфрамитом, киноварью.

При внимательном изучении серого тонкозернистого кварца в нем обнаруживается значительное количество мельчайших «зачаточных»

центров перекристаллизации, сложенных мелкозернистым сахаровидным кварцем. С приближением к гранитоидному массиву количество и размер участков перекристаллизации постепенно увеличивается, и вблизи контактов рудные тела полностью сложены мелко-, средне- или крупнозернистым молочно-белым, иногда полупрозрачным кварцем с округлыми зернами (фиг. 3, б). Это указывает на перекристаллизацию кварца под влиянием метаморфических и метасоматических явлений, вызванных внедрением Бекчи-Улского гранитоидного массива. О добатолитовом возрасте золоторудных тел также свидетельствует пересечение тонкозернистого серого кварца кварц-турмалиновыми прожилками (фиг. 4), которые обычно развиваются вдоль контакта Бекчи-Улского массива и генетически с ним связаны. Абсолютный возраст околорудных серицит-кварцевых пород равен 49 и 62 млн. лет (Югай, 1967).

Широко распространенные малые интрузии Многовершинного рудного поля внедрением Бекчи-Улского гранитоидного массива разделяются на добатолитовые и постбатолитовые. К первой группе относятся штоки, штокообразные тела и дайки гранодиорит-порфиоров, монцодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, кварцевых диоритовых порфириров. Эта группа малых интрузий является одновременно и дорудной, так как известны случаи пересечения штокообразных тел кварцевых диоритовых порфириров золото-кварцевыми жилами. Послебатолитовые малые интрузии, являющиеся одновременно и пострудными, представлены преимущественно дайками и дайкообразными телами гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, диоритовых и диабазовых порфириров; эта группа малых интрузий отчетливо несет золоторудные жилы. По целому ряду признаков комплекс самостоятельных малых интрузий рудного поля следует, вероятно, также отнести к формации диоритов — гранодиорит-порфиоров поздних этапов развития подвижных зон. В связи с тем, что золотое оруденение весьма тесно ассоциирует как с самостоятельными малыми, так и с субвулканическими интрузиями, решение вопроса о связи золотой минерализации с определенным комплексом требует дополнительных исследований.

Месторождение Белая Гора и рудопроявление Бухтянское приурочены к экструзивным аппаратам и неккам липаритов, дацитов, трахидацитов олигоценевого возраста, прорывающим эоценовые эффузивы основного состава. Породы некков и экструзивных тел, а также эффузивные покровы эоцена подверглись интенсивным гидротермальным изменениям: по липаритам, дацитам и трахидацитам развиваются монакварциты, диксит-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, адуляр-кварцевые породы, по базальтам и андезито-базальтам — карбонат-эпидот-хлоритовые породы. Абсолютный возраст адуляр-кварцевых пород на месторождении Белая гора и рудопроявлении Бухтянском одинаков — 40 млн. лет (Югай, 1967). Золотое оруденение представлено редкой сетью разбросанных маломощных золото-кварцевых прожилков, образующих крупные штокверки в различных по составу гидротермально-измененных породах, развивающихся преимущественно в некках и экструзивных аппаратах. Золотая минерализация наложена на гидротермально-измененные породы. Основным жильным минералом является кварц; реже присутствуют адуляр, галлуазит, гидрослюда. Среди рудных минералов, помимо золота, установлены пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетрадимит, касситерит, деревянистое олово, киноварь (Югай, 1967). Таким образом, золотая минерализация обоих проявлений обладает специфическими чертами и тесно ассоциирует с субвулканическими аппаратами олигоценевого возраста.

Вопросы взаимоотношения малых интрузий с золотой минерализацией не ограничиваются установлением только пространственных и временных соотношений. Они гораздо шире и многообразнее. В связи с этим авторы значительное внимание уделили изучению закономерностей

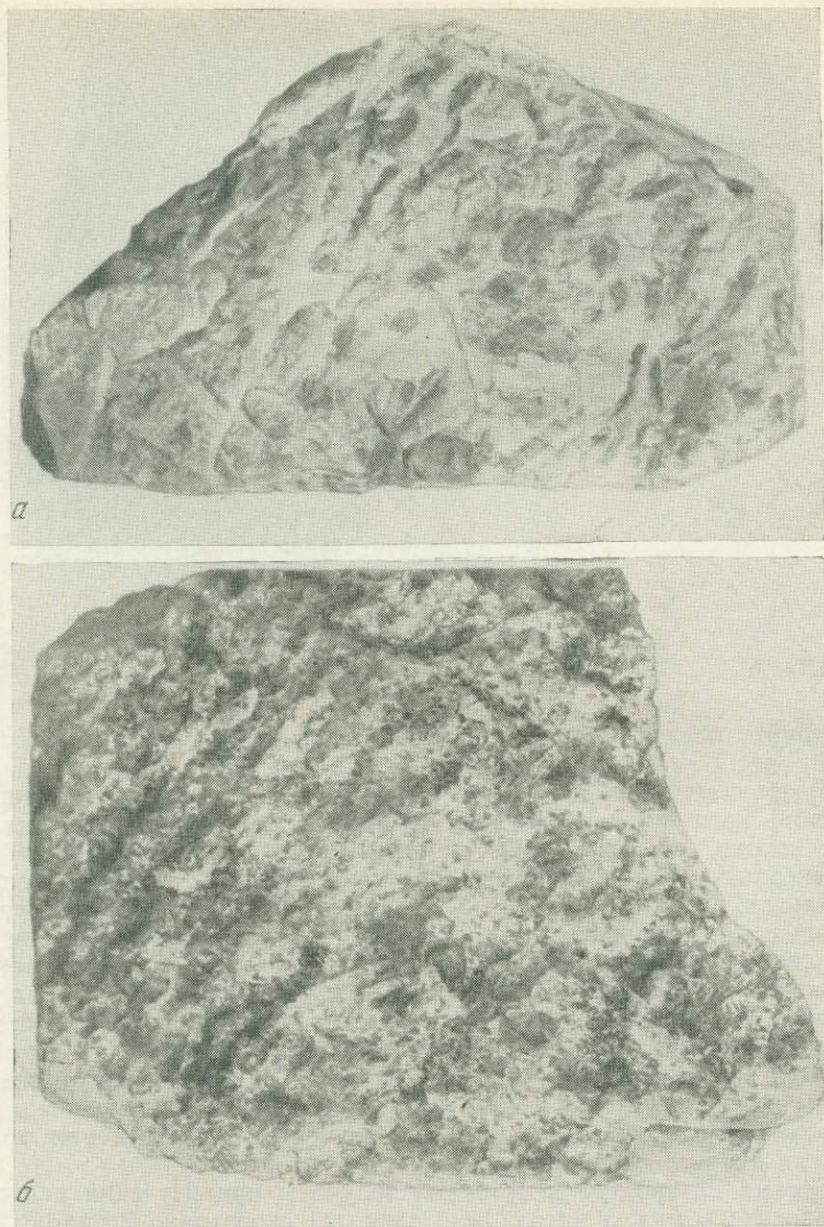


Рис. 3. Месторождение Многочершнинное. Кварц, выполняющий рудные тела
a — плотный тонкозернистый, на удалении от контактов с гранитоидным массивом; *б* — среднезернистый, вблизи контактов с массивом. Штуфы, уменьшено в 1,5 раза

распределения золота в малых интрузиях некоторых золотоносных районов Приамурья. Определение содержаний золота в породах интрузий производилось в лабораториях Дальневосточного геологического института спектро-химическим анализом. Он основан на извлечении золота из тонкорастертой и растворенной в царской водке пробы с помощью соосаждения его на металлическом теллуре и дальнейшем определении содержания золота количественным спектральным анализом. Исходная навеска для анализа составляла 10. Одновременно анализировались две параллельные навески; окончательный результат определялся как среднее из обеих навесок при условии близкой сходимости содержаний.

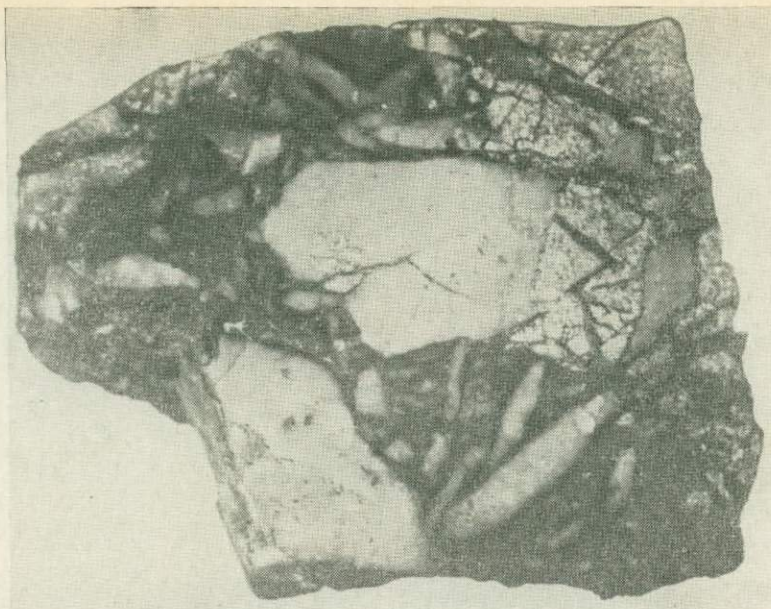


Рис. 4. Месторождение Многовершинное. Обломки тонкозернистого золотосодержащего кварца цементируются турмалином. Штуф, натур. вел.

Нижний предел определяемых содержаний золота составлял $1 \cdot 10^{-7}$ вес.%, а в ряде анализов — $0,2 \cdot 10^{-7}$ вес.%.

Распределение золота в некоторых типах пород малых интрузий Октябрьского района приведено в табл. 2. Гранодиорит-порфиры содержат золота, $1,8 \cdot 10^{-7}$ вес.%, диоритовые порфиры — $3,4 \cdot 10^{-7}$ вес.%, измененные ультраосновные породы — $2,8 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Последний результат, вероятно, больше характеризует поведение золота в процессах хлоритизации, оталькования и серпентинизации ультраосновных пород, чем свидетельствует о первичном его распределении. Рассмотрение содержаний золота показывает, что в исследованных типах пород малых интрузий Октябрьского района количества золота весьма близки между собой и изменяются в сравнительно узком интервале — от $1,0$ до $5,5 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Для окончательных выводов о геохимической специализации малых интрузий района на золото требуется постановка дополнительных исследований, особенно изучение распределения золота в штоках диоритового состава.

Весьма интересные результаты получены при изучении распределения золота в малых интрузиях Селемджинского района (табл. 2). Содержание его в дайках порфиритов изменяется от $2,0$ до $21,0 \cdot 10^{-7}$ вес.%, в среднем составляя $7,2 \cdot 10^{-7}$ вес.%. В штоках диоритового состава средние количества золота по отдельным телам составляют $1,9$ — $3,7$ — $5,7$ — $26,0$ — $28,3$ — $67,2 \cdot 10^{-7}$ вес.%. При рассмотрении результатов привлекает внимание большая дисперсия содержаний золота в малых интрузиях, а также высокая концентрация в ряде даек и штоков, что свидетельствует о вероятности нахождения значительных количеств золота в породах в самородном состоянии. Это предположение подтверждается наличием знаковых количеств золота в протолочках пород из отдельных штоков, установленных в разное время С. Д. Шером и Л. В. Эйришем. Приведенные факты позволяют с большой долей достоверности говорить о потенциальной золотоносности магматического очага, производными которого являются малые интрузии. Вместе с тем резкие колебания содержаний золота в малых интрузиях могут указывать

Таблица 2

Содержание золота в малых и субвулканических интрузиях Приамурья

Район	№ п/п	№ образцов	Порода	Содержание золота, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. %		
				параллельные определения	среднее	
Октябрьский	1	К-179	Гранодиорит-порфиры	1,0	2,0	1,5
	2	К-180	»	2,0	3,0	2,5
	3	К-192	»	1,1	1,4	1,3
	Среднее					1,8
	4	К-45	Диоритовые порфиры	2,0	5,0	3,5
	5	К-73	»	1,3	2,0	1,7
	6	К-75	»	5,0	6,0	5,5
	7	К-77	»	1,0	1,0	1,0
	8	К-122	»	3,0	3,0	3,0
	9	К-123	»	2,0	3,0	2,5
	10	К-124	»	2,0	5,0	3,5
	11	К-125	»	3,0	6,0	4,5
	12	К-126	»	5,0	5,0	5,0
	13	К-209	»	2,0	4,0	3,0
	14	К-208	»	4,0	4,6	4,3
	Среднее					3,4
	15	93к	Измененные ультраосновные породы	1,0	2,0	1,5
	16	95к	То же	2,0	3,0	2,5
	17	97к	»	2,0	5,0	3,5
	18	98к	»	1,0	3,0	2,0
	19	101к	»	2,5	4,5	3,5
	20	103к	»	4,0		4,0
	21	92к	»	1,0	2,0	1,5
22	100к	»	3,0	6,0	4,5	
23	102к	»	2,5	2,5	2,5	
Среднее					2,8	
Селемджинский	24	И-1043	Диоритовые порфиры	8,0	12,0	10,0
	25	И-893	»	7,0	7,0	7,0
	26	И-890	»	6,0		6,0
	27	И-1065	»	2,0	2,5	2,3
	28	И-895	»	1,4	2,5	2,0
	29	И-869	»	7,0	9,5	8,3
	30	И-876	»	7,0	9,0	8,0
	31	И-0	»	6,0	9,0	7,5
	32	И-495	»	4,9	6,0	5,5
	33	И-1056	»	4,0	7,0	5,5
	34	И-494	»	5,7	10,0	7,9
	35	И-632	Диабазовые порфиры	3,0	6,0	4,5
	36	И-484	»	16,0	26,0	21,0
	37	И-120	»	2,9	4,2	3,6
Среднее					7,2	

Таблица 2 (продолжение)

Район	№ п/п	№ образцов	По-ода	Содержание золота, л·10 ⁻⁷ вес. %			
				параллельные определения		среднее	
Селемджинский	33	И-150	Кварцевые диориты	9,0		9,0	
	39	И-153	Диориты	6,0	7,0	6,5	
	40	И-157	»	2,0	3,0	2,5	
	41	И-160	»	4,0	4,0	4,0	
	42	И-162	»	5,1	6,1	5,6	
	43	И-165	»	6,0	7,0	6,5	
	44	И-171	Кварцевые диориты	5,0	3,0	6,5	
	45	И-174	»	4,0	6,0	5,0	
	Среднее по штоку 1 (шт. 16)						5,7
	46	И-239-3	Кварцевые диориты	6,0	7,0	6,5	
	47	И-239-2	Сиенит-диориты	1,0	2,0	1,5	
	43	И-239	»	4,0	5,0	4,5	
	49	И-239-1	Диориты	1,0	1,0	1,0	
	50	И-238-2	»	2,0	3,0	2,5	
	51	И-238-1	»	1,0	3,0	2,0	
	52	И-238	»	3,0	3,0	3,0	
	53	И-237	»	1,0	5,0	3,0	
	54	И-236	»	2,0	3,0	2,5	
	55	И-236-1	»	5,0	7,0	6,0	
	56	И-236-2	»	2,0	4,0	3,0	
	Среднее по штоку 2 (шт. 16)						3,7
	57	И-1085	Габбро-диориты	1,5	1,3	1,7	
	53	И-1086	»	1,2	2,0	1,6	
	59	И-1087	»	1,5	1,6	1,6	
	60	И-1088	»	1,2	2,0	1,6	
	61	И-1089	»	2,4	3,3	2,9	
	Среднее по Гербичанскому штоку						1,9
	62	И-967	Сиенит-диориты	20,0	20,0	20,0	
	63	И-968	»	10,0	20,0	15,0	
	64	И-969	»	40,0	60,0	50,0	
	Среднее по штоку (скв. 34)						23,3
	65	И-143	Сиенит-диориты	13,0	20,0	19,0	
66	И-747	»	43,0	59,0	51,0		
67	Ф-1060	»	3,0	8,0	3,0		
68	Ф-1061	»	26,0	26,0	26,0		
Среднее по штоку (шт. 18)						26,0	
69	И-1050	Диориты	100,0	110,0	105,0		
70	И-1052	»	29,0	30,0	29,5		
Среднее по штоку (устье руч. Иннокентьевского)						67,2	

Таблица 2 (окончание)

Район	№ п/п	№ образцов	Порода	Содержание золота, $\mu\cdot 10^{-7}$ вес. %			
				параллельные определения	среднее		
Николаевский	71	O-388	Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты жерловой фации	4,7	4,8	4,8	
	72	O-444	То же	6,2	7,2	6,7	
	73	O-455	» »	13,0	30,0	24,0	
	74	O-727	» »	0,8	2,0	1,4	
	75	O-744	» »	4,2	5,7	5,0	
	76	O-745	» »	1,0	2,0	1,5	
	77	O-746	» »	0,3	1,7	1,0	
	78	O-747	» »	0,2	0,3	0,3	
	79	O-748	Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты жерловой фации	0,6	0,3	0,7	
	80	O-749	То же	13,0	17,0	15,0	
	81	O-753	» »	13,0	31,0	22,0	
	82	O-754	» »	2,5	2,5	2,5	
	83	O-755	» »	3,4	3,3	3,6	
	84	O-758	» »	6,0	10,0	8,0	
	85	O-763	» »	1,2	1,3	1,3	
	86	O-764	» »	0,2	0,4	0,3	
	87	O-765	» »	41,0	48,0	44,5	
	Среднее по порфиритам жерловой фации						8,5
	88	O-150A	Гранит-порфиры	1,1	3,3	2,2	
	89	O-461	»	0,3	0,9	0,9	
	90	O-479	»	1,4	1,7	1,6	
	91	O-713	»	0,4	0,5	0,5	
	92	O-734	»	3,0	3,2	3,1	
	93	O-738	»	1,0	1,7	1,4	
	94	O-451	Гранодиорит-порфиры	1,3	2,0	1,7	
	95	O-473	»	0,3	2,0	1,4	
	96	O-474	»	1,6	2,2	1,9	
97	O-721	»	0,3	0,7	0,5		
Среднее						1,5	
98	O-97	Диоритовые порфириты	0,8	1,3	1,1		
99	O-106	» »	1,3	2,0	1,7		
100	O-107	» »	1,2	2,0	1,6		
101	O-107A	» »	1,6	2,3	2,0		
102	O-108	» »	1,4		1,4		
103	O-458	» »	1,2	2,7	2,0		
104	O-472	» »	2,1	2,7	2,4		
105	O-477	» »	2,1	2,5	2,3		
106	O-732	» »	1,3	1,9	1,6		
107	O-737	» »	1,7	2,1	1,9		
108	O-741	» »	0,9	1,4	1,2		
109	O-377	Диабазовые порфириты	0,4	0,5	0,5		
110	O-380	» »	0,6	0,3	0,7		
111	O-725	» »	0,8	1,6	1,2		
112	O-739	» »	0,9	2,8	1,9		
Среднее						1,6	

Содержание золота в контактово-метаморфизованных породах вокруг штоков диоритового ряда (Селемджинский район)

Место нахождения	№ образца	Порода	Расстояние от контакта, м	Золото, $\mu\cdot 10^{-7}$ вес. %		
				параллельные определения	среднее	
Рудник Токур, шт. 16		Песчаники (районный кларк)				
		Алевро-аргиллиты (районный кларк)				
	И-230	Алевролиты	10,0	2,5	3,0	2,7
	И-228	»	8,0	1,0	5,2	3,1
	И-226	Ороговикованные алевролиты	6,0	8,0		8,0
	И-223	»	3,0	8,0	13,0	10,5
	И-220	Бiotит-ортоклаз-кварцевые роговики	1,5	100,0	100,0	100,0
	И-218	То же	0,8	240,0	300,0	270,0
И-215	»	0,3	180,0	200,0	190,0	
И-213	Ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	31,0	90,0	60,5	
Среднее по штоку 1						5,7
Рудник Токур, шт. 16	И-175	Метаморфизованные кварциты	0,1	11,0	12,0	11,5
	И-178	»	0,5	14,0	60,0	37,0
	И-181	»	1,0	10,0	20,0	15,0
	И-184	»	2,2	16,0	20,0	18,0
	И-186	Ороговикованные порфириты	3,8	15,0	15,0	15,0
	И-187	Ороговикованные кварциты	4,8	11,0	16,0	13,5
	И-189	Ороговикованные алевролиты	6,2	4,0	9,5	6,8
	И-195	»	8,6	4,5	7,0	5,3
	И-198	»	12,0	7,0	8,7	7,9
	И-200	Алевро-аргиллиты	14,0	5,0	7,8	6,4
	И-203	»	17,0	1,0	1,0	1,0
Рудник Токур, кв. 18	И-726	Сиенит-диориты		5,0	6,0	5,5
	И-712-1	Ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	14,0	17,0	15,5
	И-712	То же	0,2	15,0	90,0	52,5
	И-715	»	1,0	20,0	22,0	21,0
	И-716	»	1,6	5,5	8,0	6,8
	И-717	Ороговикованные песчаники	2,2	5,7	8,3	7,0
	И-718	»	3,8	4,0	5,0	4,5
	И-719	Песчаники	5,5	1,3	1,5	1,4
	И-720	»	8,5	1,8	3,7	2,8
Среднее по штоку						23,3
Рудник Токур, скв. 34	И-966	Бiotит-ортоклаз-кварцевые роговики	1,0	14,0	18,0	16,0
	И-965	То же	2,5	37,0	40,0	33,5
	И-964	Ороговикованные алевролиты	5,0	9,0	24,0	16,5
	И-963	»	7,0	10,0	16,0	13,0
	И-971	Алевро-аргиллиты	22,0	2,1	2,5	2,3
Среднее по штоку						26,0

Таблица 3 (окончание)

Место нахождения	№ образца	Порода	Расстояние от контакта, м	Золото, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. %		
				параллельные определения	среднее	
Рудник Токур, шт. 18	И-748	Биотит-ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	23,0	43,0	33,0
	И-749	То же	0,4	8,3	8,1	8,2
	И-750	» »	0,8	16,0	21,0	13,5
	И-751	» »	1,2	50,0	52,0	51,0
	И-752	» »	1,8	20,0	21,0	20,5
	И-754	Ороговикованные алевро-аргиллиты	5,0	15,0	17,0	16,0
	И-755	Ороговикованные песчаники	7,3	16,0	21,0	13,0
	И-756-1	Песчаники	25,0	2,0	3,0	2,5

на весьма неравномерное распределение его в пределах очага или во времени, или в пространстве.

Важный материал, подтверждающий потенциальную золотоносность очага, получен при изучении распределения золота в контактово-метаморфизованных породах вокруг штоков диоритового ряда (табл. 3). В терригенных породах около штоков возникают преимущественно биотит-ортоклаз-кварцевые роговики, мощность которых обычно не больше первых десятков метров. При этом происходит привнос калия, алюминия, кальция и водорода, вынос натрия, магния и кремния. Содержание золота в породах обычно превышает районный кларк золота вмещающих пород более чем на порядок, а в отдельных случаях достигает десятых долей грамма на тонну. Так, в контактовом ореоле штока 1 из шт. 16 рудника Токур содержание золота изменяется от 8,0 до $270,0 \cdot 10^{-7}$ и 5,8 до $37,0 \cdot 10^{-7}$ (фиг. 5), штока из кв. 18 — от 4,5 до $52,5 \cdot 10^{-7}$, штока из скв. 34 — от 13,0 до $38,5 \cdot 10^{-7}$, штока из шт. 18 — от 8,2 до $51,0 \cdot 10^{-7}$ вес. %. Такое увеличение концентраций золота в ороговикованных породах возможно в случае привноса его значительных количеств в процессе контактового метаморфизма непосредственно из штоков. Следует отметить также случаи увеличения содержания золота в рудных телах при пересечении их штоками диоритового ряда, а также дайками порфириров (Моисеенко, 1965). Рассмотренные результаты подтверждают вывод о существовании тесных связей золотой минерализации Селемджинского района с малыми интрузиями формации диоритов — гранодиорит-порфириров несмотря на послерудный характер последних.

Заключительная в районе карбонатная стадия минерализации проявилась после внедрения комплекса малых интрузий: карбонатные жилки и прожилки пересекают дайки порфириров и штоки диоритового ряда. Под действием углекислых растворов малые интрузии зачастую подвергаются интенсивной пропилитизации хлорит-кальцитовой ступени, особенно в пределах рудных полей. Макроскопически пропилитизация выражается в заметном осветлении пород, приобретающих светло-серую, серую или буровато-серую окраску, иногда с зеленоватым оттенком. Замещению новообразованными минералами, преимущественно карбонатами, в основном подверглись порфирировые выделения, в то время как основная масса породы изменена значительно слабее. Однако нередко наблюдается значительное замещение (на 50%) первичных минералов породы агрегатом чешуйчатого карбоната с небольшим количеством хлорита, кварца и рудных минералов. При этом отчетливо проявлен вынос кремния, алюминия, натрия и водорода, привнос угле-

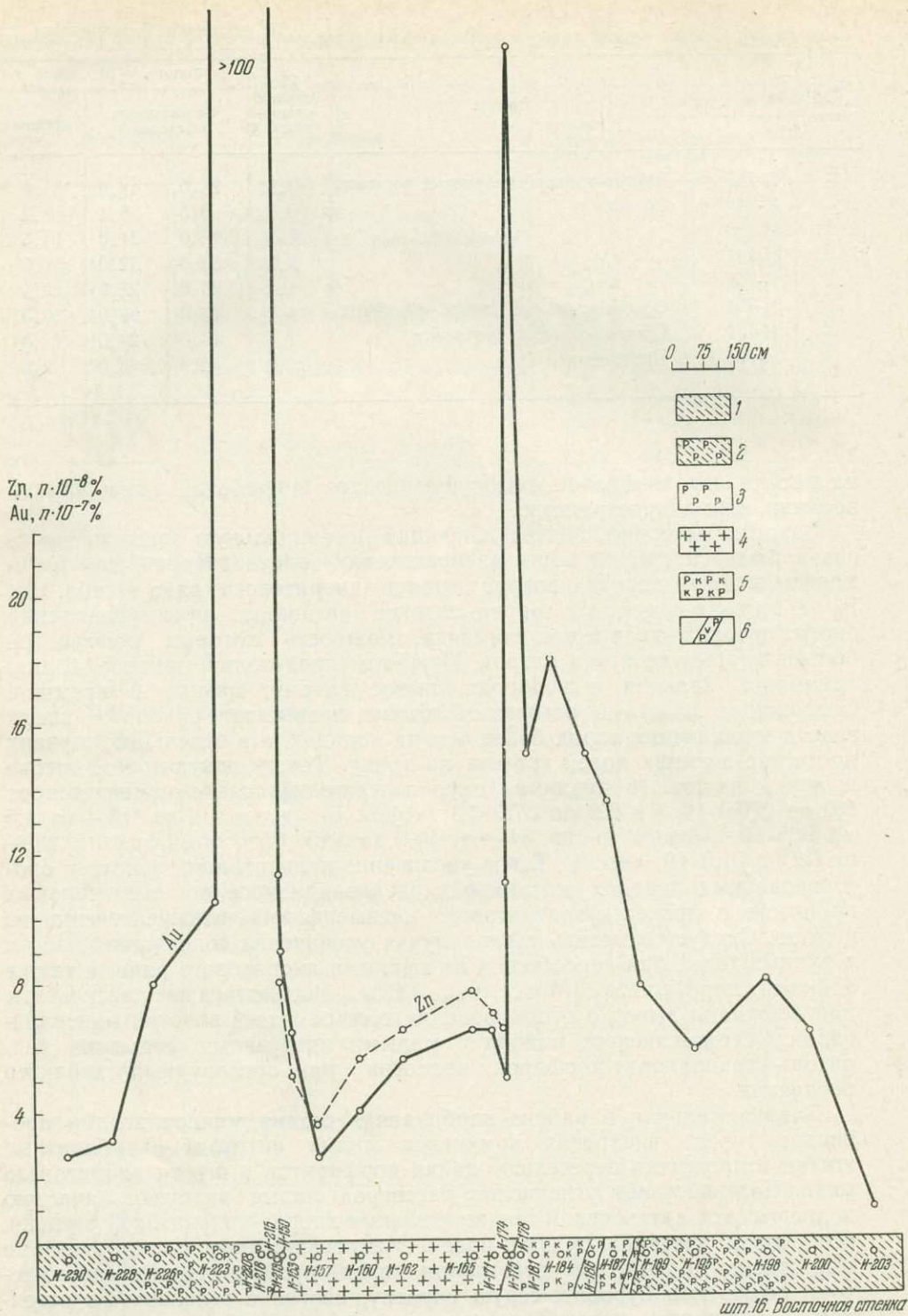


Рис. 5. Поведение золота при контактовом метаморфизме вокруг штоков диоритового ряда

1 — алевролиты; 2 — ороговкованные алевролиты; 3 — биотит-ортоклаз-кварцевые роговки; 4 — диориты и кварцевые диориты; 5 — роговки по кварцитам; 6 — ороговкованные дайки порфиритов

Содержание золота в пропилизитизированных диоритовых и диабазовых порфиритах

№ п/п	№ образца	Порода	CO ₂ , вес. %	Золото, п·10 ⁻⁷ вес. %		
				параллельные определения		среднее
1	И-874	Диоритовый порфирит	4,80	0,8*	1,0	0,9
2	И-1062	» »	5,10	1,9	2,0	1,9
3	И-1053	» »	5,15	0,8*	0,8*	0,8
4	И-1064	Диабазовый порфирит	5,70	0,8*	3,0	1,9
5	О-29	» »	5,75	1,0	3,0	2,0
6	И-775	» »	5,80	1,0	4,0	2,5
7	И-659	Диоритовый порфирит	6,15	2,0	2,0	2,0
8	И-830	» »	6,30	0,8*	0,8*	0,8
Среднее по порфиридам группы 2			5,60			1,6
9	О-30	Диоритовый порфирит	6,05	20,0	40,0	30,0
10	И-838	Диабазовый порфирит	6,20	20,0	50,0	35,0
11	И-771	Диоритовый порфирит	6,85	10,0	30,0	20,0
12	О-12	Диабазовый порфирит	7,25	16,0	30,0	23,0
13	И-526**	Диоритовый порфирит	7,45			30,8
14	И-634	» »	7,70	14,0	20,0	17,0
Среднее по порфиридам группы 3			6,90			26,0
15	И-245	Диоритовый порфирит	7,65	3,0	4,0	3,5
16	И-829	» »	8,00	2,0	6,0	4,0
17	И-633	Диабазовый порфирит	8,30	3,0	5,0	4,0
18	И-660	Диоритовый порфирит	8,35	1,6	1,6	1,6
19	И-828	» »	8,40	2,0	3,0	2,5
20	О-32	Диабазовый порфирит	8,70	6,0	8,0	7,0
21	И-831	Диоритовый порфирит	8,75	0,8	2,0	1,4
22	И-242	» »	9,00	2,5	2,9	2,7
23	И-826	» »	9,05	0,5	2,0	1,3
24	И-1063	Диабазовый порфирит	9,20	2,0	3,0	2,5
25	И-827	Диоритовый порфирит	9,25	1,0	4,0	2,5
26	И-682	» »	9,55	2,0	4,5	3,3
27	И-631	» »	9,75	4,0	10,0	7,0
28	И-241к	» »	10,05	4,0		4,0
29	И-887	» »	10,10	5,0	5,0	5,0
30	И-241	» »	10,40	0,8*	0,8*	0,8
31	И-С	» »	10,80	3,1	4,0	3,6
32	И-244	» »	11,00	1,0	2,0	1,5
33	И-245к	» »	11,10	3,0	4,0	3,5
34	И-243	» »	11,55	1,5	1,9	1,7
Среднее по порфиридам группы 4			9,45			3,2

Таблица 4 (окончание)

№ п/п	№ образца	Порода	СО ₂ , вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
				параллельные определения		среднее
35	И-661	Диоритовый порфирит	12,20	5,0	5,0	5,0
36	И-1058	»	12,40	2,0	2,0	2,0
37	И-1066	»	12,55	0,8*	2,0	1,4
33	И-683	»	12,65	4,5	5,0	4,7
39	И-662	»	13,30	4,0	4,0	4,0
40	И-1206	Диабазовый порфирит	14,75	4,0		4,0
41	И-940	»	15,55	4,0	5,0	4,5
Среднее по порфиридам группы 5			13,34			3,6

* Результаты анализов < 1 , условно принятые авторами за 0,8.

** Результат по образцу И-526 выведен как среднее из пяти определений.

рода и кислорода, что связано с разрушением силикатов, прежде всего вкрапленников плагиоклаза и пироксена и замещением их карбонатами кальция и магния. Заметного привноса кальция и магния, вероятно, не происходило; оба элемента заимствовались при разрушении плагиоклазов и пероксенов. Трехвалентное железо восстанавливалось до двухвалентного с образованием пирита.

Поведение золота в процессе преобразования даек порфиридов углекислыми гидротермами весьма своеобразно. Зависимость содержания золота от степени изменения порфиридов показана на соответствующем графике (фиг. 6), а также отражена в табл. 4. Интенсивность процесса пропилитизации оценивалась количеством СО₂ в породе. Все дайки по этому признаку, а также в соответствии с концентрациями золота разделены на пять групп с выделением полей: 1 — с количеством СО₂ до 3% (неизменные порфириды), 2 — 4—6%, 3 — 6—8%, 4 — 8—12% и 5 — 12—16%. По характеру воздействия углекислых растворов на золото процесс пропилитизации можно подразделить на три интервала. На первом интервале, которому соответствует увеличение содержания СО₂ в породах до 6%, происходит мобилизация и интенсивный вынос золота из даек. Количество его с $7,2 \cdot 10^{-7}$ вес. % (поле 1) быстро уменьшается до $1,6 \cdot 10^{-7}$ вес. % (поле 2). В интервале увеличения содержания СО₂ в порфиридах от 6 до 8% четко проявлен процесс значительного накопления золота в дайках. Количество его на узком отрезке скачкообразно возрастает с $1,6 \cdot 10^{-7}$ вес. % (поле 2) до $26,0 \cdot 10^{-7}$ вес. % (поле 3). Это, вероятно, объясняется изменением физико-химического состояния системы, совокупность термодинамических параметров которой обуславливает неустойчивость соединений золота и как следствие осаждение его из растворов. Об этом же свидетельствует весьма неравномерное распределение золота в дайках поля 3. Пятикратное определение количества золота в обр. И-526 показало следующие результаты: 40,0; 40,0; 2,0; 70,0 и $2,0 \cdot 10^{-7}$ вес. %. Вместе с тем остается не совсем ясным, во всех ли дайках, расположенных правее поля 3, происходило аналогичное изменение физико-химического состояния системы. На последнем интервале, характеризующемся увеличением количества СО₂ в порфиридах от 8 до 16%, наблюдается «восстановление» термодинамического режима системы, при котором золото вновь становится неустойчивым, повторно мобилизуется растворами и выносится из даек. Однако

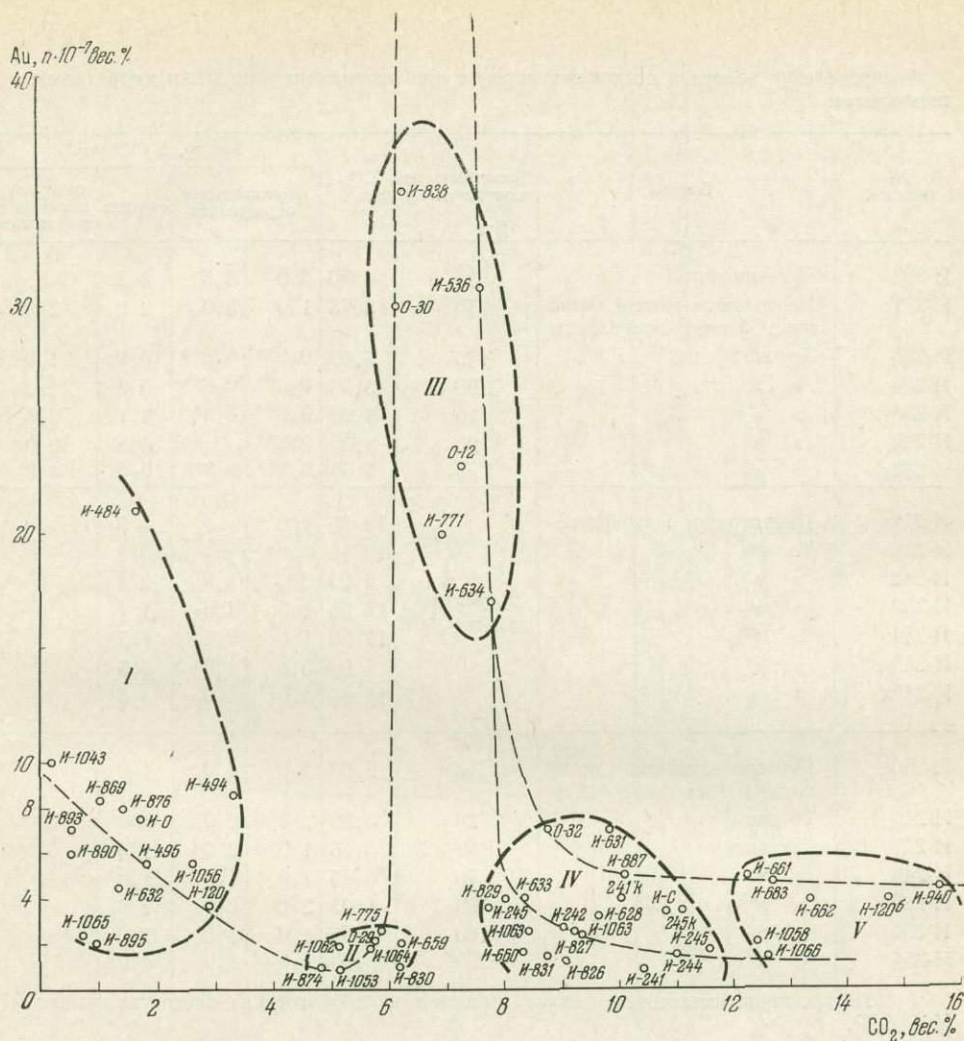


Рис. 6. Поведение золота в процессе пропилитизации даек порфириров

этот процесс не заходит так глубоко, как на первом интервале; количество золота падает здесь лишь до уровня $3,2\text{--}3,6 \cdot 10^{-7}$ вес. % (поля 4 и 5).

Таким образом, в процессе низкотемпературной пропилитизации даек порфириров углекислыми гидротермами поведение золота носит двойственный характер. Вполне подвижное состояние золота, доминирующее в указанном процессе, определяет мобилизацию и вынос его пропилитизирующими растворами ($7,2\text{--}1,6\text{--}3,2\text{--}3,6 \cdot 10^{-7}$ вес. %) Вместе с тем изменение некоторых термодинамических параметров системы переводит золото из подвижного в инертное состояние, что обуславливает осаждение его из растворов и накопление в дайках порфириров на соответствующем интервале процесса пропилитизации. Это указывает на возможность концентрации золота при оптимальных физико-химических условиях в карбонатной среде. Ярким примером, подтверждающим это, является месторождение Золотая Гора (Дамбукинский золотоносный район), где промышленные концентрации золота нередко в видимых количествах связаны с карбонатными жилами.

Углекислые растворы для своего проникновения использовали дайки порфириров зачастую более плотные и менее проницаемые, чем вме-

Распределение золота в осадочных породах при пропилитизации дайки диоритовых порфиритов

№ образца	Порода	Расстояние от контактов, см	СО ₂ , вес. %	Золото, $\mu\cdot 10^{-7}$ вес. %			
				параллельные определения		среднее	нейтронно-активационный анализ*
И-292	Песчаники	325	4,60	3 0	3,5	3 2	
И-291	Переслаивающиеся песчаники и алевро-аргиллиты	250	3,75	1 0	3,0	2 0	2 5
И-288	То же	175	5,60	0,8**	0,8**	0,8	1,0
И-285	» »	100	5,30	0,8**	0,8**	0,8	1 2
И-283	» »	40	6,90	0,8**	0,8**	0,8	0,8
И-282	» »	20	4,00	0,8**		0,8	0,9
И-282к	» »	3	5,00	0,8**	0,8**	0,8	1,3
И-241к	Диоритовые порфириты		10 05	4 0		4 0	
И-241	То же		10 40	0,8**	0,8*	0,8	
И-242	» »		9,00	2 5	2,9	2 7	
И-243	» »	Мощность дайки 0,5 м	11 55	1 5	1,9	1 7	
И-244	» »		11 00	1 0	2,0	1 5	
И-245	» »		7 65	3,0	4,0	3 5	
И-245к	» »		11,10	3,0	4,0	3 5	
И-246к	Переслаивающиеся песчаники и алевро-аргиллиты		3	5,00	1 0	1 0	1 0
И-246	То же	20	5,20	2 0	2 0	2 0	
И-247	Песчаники	40	3,55	1 0	2,0	1,5	
И-248	»	70	8,45	1 0	1,0	1,0	
И-249	»	100	4,05	2 0	2,0	2,0	
И-251	»	160	4 65	1 0	3,0	2,0	
И-254	»	250	3,65	4,0	4,0	4,0	

* Нейтронно-активационный анализ выполнен в лабораториях Института физики АН Узб. ССР.

** Результаты анализов < 1 , условно принятые авторами за 0,8.

щающие их породы. Механизм подобного явления объяснен Д. В. Рундквистом (1966). Каналы, по которым при прочих равных условиях происходит просачивание растворов, обладают более высокой температурой по сравнению с окружающей средой. Растворы в прогретой области вследствие значительного уменьшения вязкости и поверхностного натяжения воды приобретают свойства идеально смачивающей породы жидкости и способность распространяться по самым тонким капиллярам. При этом «... вмещающие более холодные породы, обладающие даже исходно той же проницаемостью, что и нагретое тело, будут препятствовать бесконечному растеканию растворов и играть роль своеобразных стенок, сохраняющих основную массу растворов в «руслах» прогретых тел». (Рундквист, 1966). Таким образом, внедрение даек порфиритов и заключительная карбонатная стадия минералообразования должны быть весьма сближены во времени. Предположение о просачивании углекислых растворов по узким локальным зонам вдоль даек порфиритов вследствие их более высокой температуры по сравнению с окружающими породами подтверждается результатами изучения поведения золота в приконтактных частях пропилитизированных даек (табл. 5; фиг. 7). Количество СО₂ возрастает с 3,5—4,5% в окружающих породах до 5,0—8,0% в зоне просачивания. В дайке порфиритов СО₂ еще больше —

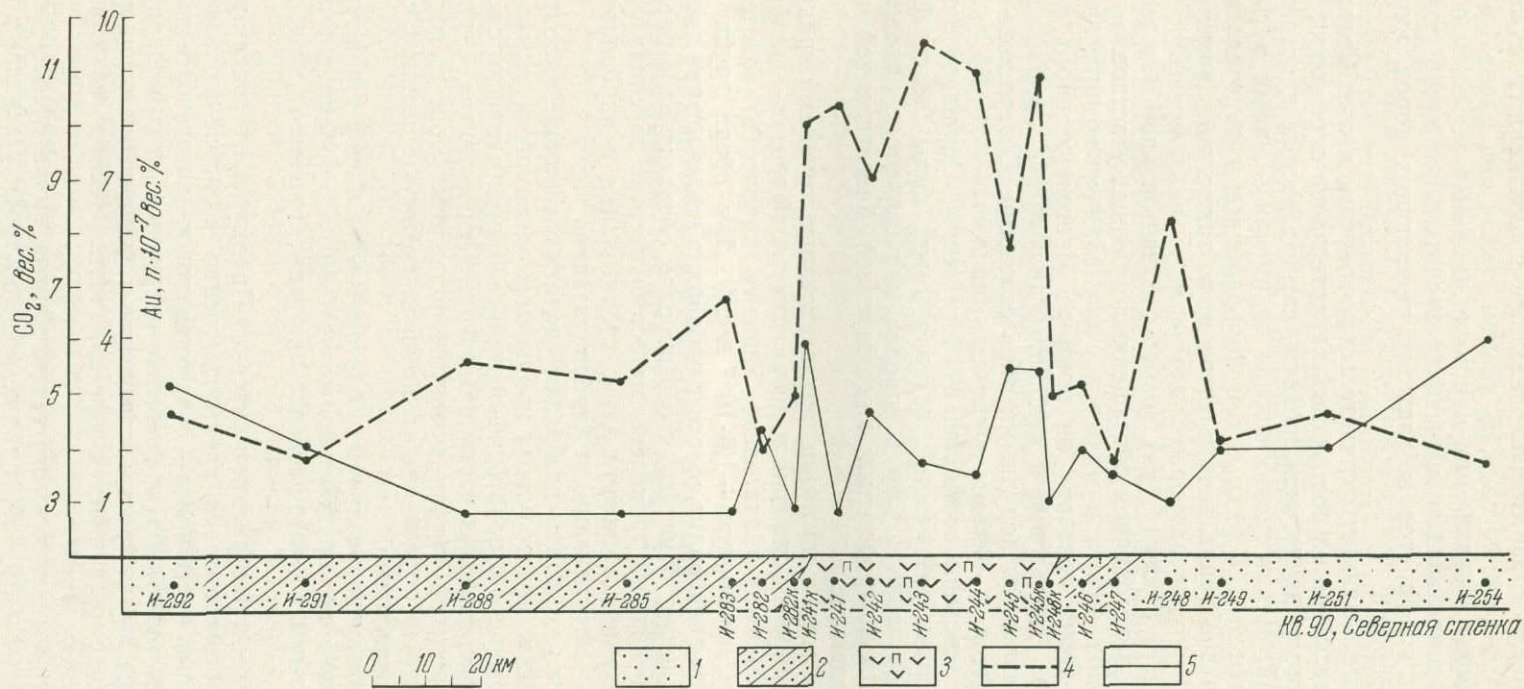


Рис. 7. Поведение золота в экзоконтактовых частях пропилитизированных даек порфиров

1 — песчаники; 2 — переслаивание песчаников и алевро-аргиллитов; 3 — диоритовые порфиры; 4 — линия CO₂; 5 — линия золота

7,5—11,5%. Содержание золота с $2,5—4,0 \cdot 10^{-7}$ вес.% падает в зоне просачивания до $0,8—2,0 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Мощность зон просачивания углекислых растворов сравнительно невелика и соизмерима с четырехшестикратной мощностью даек. В данном случае она равна 1,5—2,0 м с каждой стороны контакта при мощности дайки 0,5 м. Таким образом, в процессе пропилитизации происходит значительный вынос золота не только из даек порфиритов, но также из вмещающих пород зоны просачивания растворов.

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что в Селемджинском районе несмотря на пострудный характер даек порфиритов и штоков диоритового ряда устанавливается, помимо тесных пространственных отношений, четкая геохимическая взаимосвязь малых интрузий и золотого оруденения. Вместе с тем под влиянием контактового метаморфизма при внедрении даек и штоков, а также под воздействием углекислых низкотемпературных гидротерм в заключительную карбонатную стадию в рудных телах возможно значительное перераспределение золота с образованием обогащенных и бедных участков.

Распределение золота в малых и субвулканических интрузиях Николаевского района показано на примере Многовершинного рудного поля (табл. 2). Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты жерловой фации являются дорудными образованиями. Содержание золота в них колеблется в весьма широком диапазоне — от 0,3 до $44,5 \cdot 10^{-7}$ вес.%, в среднем составляя $8,5 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Обращает внимание высокая дисперсия содержаний, которая может быть следствием первичного распределения золота в породах или связана с наложенными метасоматическими процессами: эпидотизацией, биотитизацией и пиритизацией порфиритов.

Пострудные малые интрузии, представленные группами гранит-порфиров — гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов — диабазовых порфиритов, содержат значительно меньшее количество золота: порфиры — $1,5 \cdot 10^{-7}$, порфириты — $1,6 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Для обеих групп характерна близкая концентрация золота в породах, а также низкая дисперсия содержаний. Следует отметить, что в породах обеих групп с различной степенью интенсивности проявлены метасоматические явления; в порфирах — каолинизация, мусковитизация, хлоритизация и карбонатизация, в порфиритах — хлоритизация и карбонатизация.

Изложенные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Большинство золоторудных проявлений западного и центрального участков Приамурского золотоносного пояса парагенетически связано с самостоятельными малыми интрузиями формации диоритов — гранодиорит-порфиров поздней стадии развития подвижных зон; в восточной части пояса золотое оруденение ассоциирует преимущественно с субвулканическими интрузиями.

2. Малые интрузии различных золотоносных районов Приамурья по отношению к золотому оруденению могут быть дорудными, внутрирудными, пострудными, а также разделяться рудным процессом на дорудные и пострудные.

3. В западном и центральном участках Приамурского пояса проявления золота сформировались преимущественно в нижне-верхнемеловое время, в восточной части пояса — в верхнемеловое-палеогеновое время.

4. Малые, а также субвулканические интрузии и золотое оруденение пояса связаны не только пространственными и временными отношениями; в ряде районов устанавливается или намечается тесная геохимическая взаимосвязь между ними.

5. Под влиянием контактового метаморфизма, вызванного внедрением пострудных малых интрузий, а также под действием углекислых гидротермальных растворов, в некоторых районах происходило перераспределение золота в рудных телах и горных породах.

Л и т е р а т у р а

- Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Гуров Л. П., Гурова Е. П. О мезозойских малых интрузиях северо-западной части Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 2.
- Гуров Л. П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье).— В сб. «Золоторудные формации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1969.
- Мельников В. Д., Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И. Распределение золота в осадочных породах Тукурингро-Джагдинского антиклинория.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». Чита, 1967.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Радкевич Е. А. и др. Месторождения Токур — представитель золото-кварцевой малосульфидной формации.— В сб. «Золоторудные формации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1969.
- Рундквист Д. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, № 5.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1969.
- Фатьянов И. И. Закономерности размещения золоторудной минерализации Октябрьского района (Приамурье).— В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Фатьянов И. И., Мельникова Л. В. Температурные особенности растрескивания кварцев некоторых золоторудных месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока.— В сб. «Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса». Владивосток, 1968.
- Шер С. Д., Ковалева О. И. О связи золотого оруденения с изверженными породами в одном из районов Приамурья.— Труды НИГРИзолото, 1956, вып. 21.
- Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Югай Т. А. Генетические группы третичных золоторудных проявлений в вулканических формациях Нижнего Приамурья. Геол. рудных месторожд., 1967, № 3.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ХАРАКТЕР СВЯЗИ ИХ С МАГМАТИЗМОМ

В. А. КУЗНЕЦОВ, А. А. ОБОЛЕНСКИЙ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Среди различных вопросов генезиса ртутных месторождений проблема связи их с магматизмом является наиболее трудно решаемой и дискуссионной. Эта проблема трактовалась исследователями по-разному. Некоторые из них отмечали отсутствие связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма (по В. Э. Пояркову), другие приходили к выводу о том, что оно может быть связано в равной степени как с основными (Veep V. d., 1924; Lindgren, 1928; Hulin, 1929), так и с кислыми магмами (Becker, 1888; Сауков, 1946, и др.). Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют говорить о том, что характер и степень связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма могут быть различными.

И. Г. Магакян (1955) выделяет два типа ртутных месторождений: 1) связанные с умеренно кислыми гранитоидными очагами, не вскрытыми на поверхности, и 2) образованные в приповерхностных условиях в связи с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками. В. И. Смирнов (1967) выделяет также две группы ртутных месторождений — вулканогенную и телетермальную. Мы полагаем, что по признаку связи с магматизмом среди ртутных месторождений могут выделяться три группы. Это прежде всего группа ртутных месторождений и рудопроявлений в областях современного и недавнего вулканизма, связанных с действующими горячими источниками и фумарольной дея-

тельностью. Это — известные месторождения Стимбоот-Спрингс и Сульфур-Бэнк в США, месторождения Новой Зеландии, рудопроявления в fumarольном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир и некоторые рудопроявления Камчатки, в том числе горячих источников Апапель и кальдеры Узон. Для этой группы особенно характерны месторождения опалитового типа. Среди окolorудных изменений вмещающих пород типичны окремнение, аргиллизация и алунитизация. К этой группе, которую, видимо, следует выделять как группу вулканогенных ртутных месторождений, относится одно из крупнейших в мире месторождений Монте-Амиата в Италии, а также месторождения Вышковского района в Закарпатской области. Для месторождений этой группы довольно надежно устанавливается парагенетическая связь оруденения с проявлениями синхронного вулканизма. При этом характерно, что в большинстве случаев, если не повсеместно, обнаруживается связь ртутного оруденения с проявлениями основного базальтоидного вулканизма, принадлежащими главным образом к андезито-базальтовой группе магматических формаций. Намечается генетическая связь оруденения с глубинными подкоровыми очагами базальтоидной магмы.

Вторую группу образуют ртутные месторождения вне областей современного или синхронного с оруденением вулканизма, связанные обычно с зонами глубинных разломов, сопровождающихся гипербазитовыми поясами, и полями развития посторогенных самостоятельных малых интрузий, в том числе дайковых комплексов основного состава. Эту группу следует выделять как группу эпитермальных месторождений. Руды этих месторождений чаще представлены листовитовым, карбонатно-киноварным, кварцево-киноварным, баритово-киноварным и др. минеральными типами. Типичные окolorудные изменения — листовитизация, аргиллизация, окремнение. К группе эпитермальных принадлежат месторождения Алтае-Саянской рудной провинции (Акташское, Чаганузунское и др.), часть месторождений Тянь-Шаня (Чонкой и др.), а также месторождения Северо-Востока Якутии и Чукотки. В эту же группу, по-видимому, входят Никитовское месторождение Донецкого бассейна, гигантское месторождение Альмаден в Испании, месторождения Канады, многие месторождения США (Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др.). Как отмечено, для месторождений этой группы характерна структурная связь с глубинными разломами и ассоциация с полями даек основных пород (диабазов, лампрофиров и др.), которые в ряде детально изученных районов не связаны с гранитоидами, а являются самостоятельными малыми интрузиями, производными глубинного подкорового магматизма. Как видно, для данной группы месторождений возможно говорить о парагенетической связи с дайковыми комплексами самостоятельных малых интрузий и предполагать наличие отдаленной генетической связи оруденения с глубинными подкоровыми магматическими очагами.

Наконец, в третью группу выделяются телетермальные ртутные месторождения, не обнаруживающие связей ни с глубинными разломами, ни с проявлениями магматизма. В этой группе относятся некоторые месторождения Северо-Западного Кавказа (Демидова, 1964), ряд месторождений Средней Азии, а также месторождения Юго-Восточного Китая (Федорчук, 1964). Для этой группы можно считать наиболее вероятной весьма отдаленную генетическую связь оруденения с не вскрытыми в данных районах глубинными магматическими очагами, либо допустить немагматические источники рудообразующих растворов.

Таким образом, вопрос о связи ртутного оруденения с магматизмом в общей форме может решаться следующим образом. Как видно, существуют определенные закономерные связи между проявлениями магматизма некоторых типов и ртутным оруденением. Имеется, хотя не всегда достаточный, материал для суждения о преимущественной связи ртутного оруденения с теми или иными магматическими формациями. В свете

современных представлений о типах магм и магматических очагов, наиболее обоснованным представляется вывод о преимущественной связи ртутного оруденения с базальтоидным магматизмом, с деятельностью глубинных подкоровых магматических очагов.

Особенно убедительные и наглядные в этом отношении материалы могут быть получены в областях современного и недавнего вулканизма, где отчетливо наблюдается связь процессов ртутного минералообразования с проявлениями термальной деятельности и вулканизма. Например, в Камчатско-Курильской вулканической области, в районе Апапельских источников (Щеглов, 1962) и в кальдере Узон (Набоко, Главатских, 1970) на Камчатке наблюдается современное отложение ртутных руд термальными водами. На о-ве Кунашир, в южной части Курильской островной дуги имеются проявления ртутного оруденения в опализированных породах и колчеданных залежах в fumarольном поле вулкана Менделеева (Неверов, 1963; Озерова, Унанова, 1965). Оба района входят в зону современного активного вулканизма. Производные этого вулканизма; базальты, андезиты и количественно подчиненные им дациты и липариты относятся к андезитовой формации орогенных подвижных зон (Ю. А. Кузнецов, 1964). Установлено, что весь набор пород этой формации, включая ее наиболее кислые члены, является производным дифференциации родоначальной базальтовой магмы. Ее очаги располагаются на глубинах от 60 до 200 км, т. е. относятся к подкоровым, мантийным. Установлено также, что ассимиляция вещества коры при образовании андезито-базальтовой серии вулкаников Камчатско-Курильской области была весьма незначительной (Горшков, 1960, 1964) и др. Поскольку в этой области нет проявлений недавнего и современного магматизма других типов, естественным представляется вывод о том, что единственным магматическим источником рудоносных флюидов могут быть очаги базальтоидной магмы. Интересны наблюдения, отмечающие, что ртутной специализацией обладают те магматические очаги, где проявляется дифференциация базальтовой магмы с образованием ее кислых производных в виде дацитов и липаритов (Озерова, Унанова, 1965).

В Закарпатской области проявления неогенового ртутного оруденения также ассоциируют и обнаруживают генетическую связь с вулканистами преобладающего базальтово-андезитового состава, принадлежащими к той же по типу андезитовой магматической формации (Соболев, Костюк, Бобрневич, 1955; Малеев, 1964; Ю. А. Кузнецов, 1964).

Многочисленные проявления термальной деятельности в Калифорнии (Сальфер-Банк), Неваде (Стимбоот) и других районах, с которой связано формирование ртутной минерализации, по мнению Д. Уайта (1959), имеют глубинный вулканический источник. Судя по составу излившихся пород: риолиты, авгитовые андезиты, базальты, это были базальтоидные по своей природе магматические очаги.

В ряде случаев связь ртутного оруденения с близкими по времени проявлениями магматизма удается установить в совершенно иной тектонической обстановке.

В ряде ртутных провинций вне областей современного и недавнего вулканизма (в мезозойских и палеозойских складчатых областях и активизированных древних платформах) отмечается связь ртутного оруденения с проявлениями самостоятельных малых интрузий основной магмы.

В южной части Сибирской платформы, в зоне активизации древней платформы наблюдается слабая эпитермальная ртутная минерализация, наложенная на скарны и магнетитовые руды Ангаро-Илимского типа, генетически связанные с трапповой магматической формацией (Страхов, 1968). Единственным возможным в данной обстановке источником рудоносных растворов, как видно, были очаги подкоровой трапповой магмы.

В Алтае-Саянской области, в частности в Горном Алтае, устанавливается отдаленная парагенетическая связь ртутного оруденения с пост-

орогенным мезозойским дайковым комплексом щелочных базальтоидов (Оболенский, Оболенская, 1968). В Тувинской АССР такое же оруденение обнаруживает связь с дайковым комплексом диабазов, посторогенных по типу и позднегерцинских или мезозойских по возрасту (Кузнецов, 1960). В Восточном Саяне намечается пространственная и отдаленная парагенетическая связь ртутного оруденения с проявлениями раннемезозойского (триасового) щелочно-ультраосновного глубинного магматизма платформенного типа (Ю. А. Кузнецов, 1964; Кандер, Гундобин, 1967).

В Восточном Забайкалье ртутное оруденение, а также связанное с ним эпитермальное золото-серебряное и флюоритовое оруденения мелового возраста связываются парагенетически с так называемой нерчуганской формацией производных базальт-андезитовых магм (Казицын, Кормилицын, 1965; Кормилицын, 1968).

В Верхояно-Колымской рудной провинции (Северо-Восточная Якутия) ртутная и родственная ей золото-сурьмяная рудные формации поздне мелового возраста обнаруживают структурную и парагенетическую связь с малыми интрузиями щелочных базальтоидов (Галкин, 1968; Оболенский, Оболенская, 1968).

На Чукотке, в районе Пламенного месторождения, т. е. в северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса, где предполагалась прямая связь ртутного оруденения с поздне меловым вулканизмом, нашими исследованиями установлено, что оруденение появляется позднее, в палеогене, будучи отделено от мелового вулканизма внедрением даек слюдяных лампрофиров, производных щелочной оливин-базальтовой магмы. Оруденение обнаруживает парагенетическую связь с последней (Оболенский, Оболенская, 1968).

Дайки основных пород, ассоциирующие с полями ртутного оруденения, установлены также в ряде давно известных ртутнорудных районов, причем некоторые исследователи отмечали вероятность связи с ними ртутного оруденения. Наличие предрудных даек основных пород, в том числе андезитов и трахиандезитов позднепермского или триасового возраста и вероятность парагенетической связи с ними ртутного оруденения, отмечалась в Донбассе (Бутурлинов, Панов, 1959; Никольский, 1959; Бутурлинов, Корчемагин, 1968), в Тянь-Шане, в частности, в Хайдарканском и Кадамжайском рудных полях (Терехова, 1961), в районе Альмадена в Испании (Vepp V. d., 1924), на Юго-Западной Аляске (Smith, 1917; Cady, 1955; Sainsbury, MacKevett, 1965) и других районах.

Как отмечалось, в ряде районов доказана принадлежность дайковых комплексов основных пород к группе самостоятельных малых интрузий, производных глубинных подкоровых магматических очагов. В других случаях принадлежность таких комплексов к глубинным подкоровым образованиям представляется наиболее вероятной.

Таким образом, имеются многочисленные примеры связи ртутного оруденения с магматизмом. При этом во всех случаях речь идет о проявлениях глубинного подкорового по типу магматизма, а также не о прямой, а об отдаленной парагенетической связи.

Значительно меньше достоверных данных о связи ртутного оруденения с внутрикоровым гранитоидным магматизмом. Одним из немногих районов, где тесная связь обосновывалась, является Мяо-Чанский (Комсомольский) оловорудный район. В оловянно-сульфидных рудах этого района наблюдается повышенное содержание ртути, а в некоторых ртутных рудопроявлениях установлено повышенное содержание олова. В размещении ртутных рудопроявлений по отношению к оловоносным площадям и меловым гранитоидным массивам наблюдается подобие температурной зональности (Онихимовский, 1960; Радкевич и др., 1964). На этих данных основано представление о единстве процессов оловянного и ртутного рудообразования и о связи тех и других с гранитоидными интрузиями. Однако следует признать, что вопрос о генезисе ртутной

минерализации Мяо-Чанского (Комсомольского) района недостаточно ясен. Установлено, что ртутная минерализация появилась после лампрофировых и базальтоидных даек, которые могут рассматриваться как самостоятельные малые интрузии, связанные с более глубокими магматическими очагами. Высказывается довольно обоснованное допущение, что ртутная и олово-сульфидная ассоциации Комсомольского рудного района является «гибридной ассоциацией скрещения», как полагает Е. А. Радкевич (1969), или может быть результатом смешения или наложения рудных растворов, поступающих из различных источников, как считает З. В. Сидоренко (1968).

В других случаях, указывая на вероятную генетическую связь ртутного оруденения с расположенными на глубине гранитоидными интрузиями, исследователи не приводили в сущности никаких доказательств такой связи. По-видимому, при этом подразумевалось, что только гранитоидные интрузии могли быть единственным источником всякого гидротермального и в том числе ртутного оруденения.

Между тем гипотеза о генетической связи ртутного оруденения с внутрикоровыми гранитоидными интрузиями в сущности слабо обоснована и не опирается на достаточные геологические наблюдения. Известно, что в породах земной коры имеется в рассеянном состоянии громадное количество ртути. Известна вместе с тем чрезвычайно высокая летучесть ртути и ее соединений. Возникновение в земной коре локального магматического очага и связанное с этим повышение температуры и давления несомненно вызывает отгонку и перемещение ртути в область менее высоких температур и давлений. Может ли при этом происходить концентрация ртути в магматическом очаге, остается недостаточно ясным. Считается доказанным, что при определенных условиях пары воды и летучие компоненты могут заимствоваться кислым магматическим расплавом из окружающих пород (Хитаров, 1960; Szadeczky-Kardoss, 1958).

Однако это может происходить, видимо, только при условии, что парциальное давление паров воды и концентрация вещества в магматическом очаге будет ниже, чем в окружающих породах, т. е. градиент давления паров воды будет направлен от вмещающих пород к магме. Каков масштаб этих явлений и возможны ли при этом значительные концентрации ртути, пока остается не выясненным.

Известно, что гипотеза так называемой трансвапоризации, в соответствии с которой пары воды, обладая высоким парциальным давлением, должны устремляться из вмещающих пород в жидкую легкопроницаемую и имеющую низкое давление магму (Szadeczky-Kardoss, 1958), вызывает критические замечания (Шипулин, 1960, 1968) и, по-видимому, не может быть принята без существенных оговорок, нуждаясь в подтверждении расчетами и экспериментами. Для обоснования возможности некоторого заимствования вещества из вмещающих пород магматическим расплавом скорее мог бы быть привлечен механизм относительной термодиффузии, указывающий, что если в газовой смеси или в растворе существует температурный градиент, то разные компоненты смеси в зависимости от своих физических свойств могут мигрировать одни по потоку тепла, другие против него. Физико-химическая сторона этого процесса изучена А. В. Лыковым (1954) и другими исследователями. Как показали Ф. К. Шипулин (1960) и Г. Л. Поспелов (1962), механизм относительной термодиффузии может быть применен к анализу процессов постмагматического рудообразования.

В заключение приведем некоторые данные по геохимии ртути, подтверждающие преимущественную связь ее с производными глубинной подкоровой магмы.

Как известно, кларк ртути для земной коры, по А. А. Саукову (1946), равен $7,7 \cdot 10^{-6}\%$. Кларк для основных эффузивных пород равен $9 \cdot 10^{-6}\%$ (Сауков, 1946; Виноградов, 1962). Кларк ртути для силикатной

фазы хондритов, по А. П. Виноградову (1962), определяется в $3 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. оказывается весьма высоким.

Известны некоторые новые данные о содержаниях ртути в каменных метеоритах. Выясняется, что содержания ее колеблются в широких пределах от $4 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-3}\%$. Наиболее высокое содержание ртути отмечается в углеродистом хондрите (Reed, Kigoshi, Turkevich, 1960; Ehmapp, Lovering, 1967). Это может косвенно указывать на вероятность резко неравномерного и местами повышенного содержания ртути в мантии Земли. По другим данным, содержание ртути в каменных метеоритах в среднем может быть оценено, приблизительно в $9 \cdot 10^{-6}\%$ (Ehmapp, Hui-zenega, 1959), т. е. оказывается равным кларку ртути в основных породах (базальтах), по А. А. Саукову и А. П. Виноградову.

Напомним, что по исследованиям Н. А. Озеровой и О. Г. Унановой (1965), содержания ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских о-вов изменяются от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}\%$ и в среднем определяются в $6 \cdot 10^{-6}\%$.

Приведем новые данные по содержанию ртути в породах некоторых дайковых комплексов, с которыми ртутное оруденение имеет парагенетическую связь. Как видно, эти содержания несколько превышают кларк для базальтов (см. таблицу).

Таблица

Содержание ртути в породах дайковых комплексов

Место взятия пробы	Число проанализируемых проб	Среднее содержание, $\mu \cdot 10^{-3}\%$
Горный Алтай, чуйский лампрофировый комплекс	23	2,9
Кузнецкий Алатау, лампрофиры Белоосиповского района	14	1,9
Горная Шория, мезозойские долериты Казаныхского грабена	5	2,2
СВ Якутия, дайки Лево-Сакинджинского рудного узла*	19	2,5
То же	29	2,8
Чукотка, лампрофиры района Пламенного месторождения	15	1
Донбасс, андезит-трахиандезитовый комплекс Р—Т**	32	9

* По данным И. Я. Некрасова и М. А. Тимофеевой (1963)

** По данным Н. В. Бутурлинова и В. А. Корчемагина (1968). Остальные анализы—по нашим данным.

Таким образом, постоянная ассоциация ртутного оруденения с производными базальтоидного вулканизма в современных вулканических областях, а также близкие по времени проявления дайковых пород в виде комплексов самостоятельных малых интрузий в складчатых областях, областях тектоно-магматической активизации древней складчатости, окраинных частей срединных массивов и древних платформ позволяют предполагать наличие парагенетической связи между этими магматическими образованиями и ртутным оруденением. Как магматические образования, так и ртутное оруденение являются производными глубинных, подкорковых, базальтоидных по природе магматических очагов.

Литература

- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 4.
- Бутурлинов Н. В., Корчемагин В. А. Ртуть в магматических породах Донецкого бассейна.— Геохимия, 1968, № 5.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Галкин М. А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.

- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК». Изд-во АН СССР, 1960.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— Химия земной коры, т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII. Изд-во «Наука», 1964.
- Казицын Ю. В., Кормилицин В. С. и др. Мезозойские вулканические формации Забайкалья, закономерности их размещения и связь с ними месторождений полезных ископаемых.— В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Наука», 1965.
- Кандер В. М., Гундобин Г. М. К вопросу о связи ртутного оруденения в Присаянье с магматизмом.— В сб. «Материалы к юбилейной геологической конференции», Улан-Удэ, 1967.
- Кормилицын В. С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации Забайкалья.— В сб. «Геологические формации». Л., 1968.
- Кузнецов В. А. Некоторые вопросы геологии ртутных месторождений Тувы и закономерности их размещения.— Труды регион. совещ. по развитию произв. сил Тувинской АССР. Кызыл, 1960.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII. Изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно-пористых телах. Гостехтеориздат, 1954.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.
- Малеев С. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд-во «Наука», 1964.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон.— Докл. АН СССР, 1970.
- Неверов Ю. Н. О находке киновари на вулкане Менделеева (о-в Кунашир).— Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Некрасов И. Я., Тимофеева М. А. Ртуть в породах и минералах Северо-Восточной Якутии.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, вып. 16.
- Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений центрального района Донецкого бассейна. Донецк, 1959.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Озерова Н. А., Унанова О. Г. О распределении ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов.— Геол. рудных месторожд., 1965, № 1.
- Онихимовский В. В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления.— Сов. геология, 1960, № 9.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, 12.
- Радкевич Е. А. Связь оруденения с гранитами.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Якутск, 1969.
- Радкевич Е. А. и др. Структурное положение и особенности развития метасоматических оловорудных зон Мяо-Чанского района.— Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во «Наука», 1964.
- Руб М. Г. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 62.
- Сауков А. А. Геохимия ртути.— Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 78.
- Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— Вестник Моск. ун-та, 1967, № 5.
- Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат.— Изд-во АН УССР, 1955.
- Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа.— Геол. рудных месторожд. 1968, № 1.
- Терехова Г. А. Жильные породы ртутно-сурьмяных полей Южной Ферганы.— Ученые записки САИГИМС, 1961, вып. 5.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения.— В кн. Проблемы рудных месторождений». ИЛ, 1959.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутносурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
- Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7.
- Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма.— Геол. рудных месторожд., 1960, № 3.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. Изд-во «Наука», 1968.
- Щеглов И. И. О современном отложении киновари в источнике Апапель.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 6.

- Becker G. F.* Geology of the quicksilver deposits of the Pacific slope.— U. S. Geol. Surv. Mon., 1888, 13.
- Cady W. M., Wallace R. E., Hoare J. M. a. oth.* The central Kuskokwim region Alaska.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 268, 1955.
- Ehmann W., Huizenga J.* Bismuth, thallium and mercury in stone meteorites by activation analysis.— Geochim. cosmochim. acta, 1959, 17, N 1-2.
- Ehmann W. D., Lovering J. E.* The abundance of mercury in meteorites and rocks by neutron activation analysis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, N 3, 31.
- Hulin C. D.* Metallization from basic magmas.— Univ. Calif., Bull. Dep. Geol. Sci., 1929, 18.
- Lindgren W.* Mineral deposits. 3-d edition. N. Y. a. London, 1928.
- Reed G., Kigoshi K., Turkevich A.* Determination of concentrations of heavy elements in meteorites by activation analysis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, 20, N 2.
- Sainsbury C. L., MacKevett E. M. Jr.* Quicksilver deposits of Southwestern Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1965, 1187.
- Smith P. S.* The Lake Clark-Central Kuskokwim region, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1917, 655.
- Szadeczký-Kardoss E.* On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1958, 5.
- Van der Veen B. W.* The Almaden mercury ores and their connection with igneous rocks.— Econ. Geol., 1924, N 2.

ОБ ОДНОМ ВОЗМОЖНОМ ВАРИАНТЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ СМЯТИЯ И ОБЛАСТЯХ ПОВЫШЕННОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

(на примере Прибайкалья)

М. П. ЛОБАНОВ

(Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья)

Для решения поисковых и металлогенических задач, а также для развития и уточнения общей теории рудообразования важное значение имеет изучение источников рудного вещества.

На примере Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайкалье), характеризующейся высоким динамотермальным метаморфизмом, рассмотрим один из возможных вариантов гидротермально-метаморфогенного рудообразования. Эта зона смятия приурочена к системе глубинных разломов краевого шва юга Сибирской платформы и прослеживается в виде полосы шириной от 5 до 50 км и более в субмеридиональном направлении вдоль осевой части Байкальского и Аkitканского хребтов. В геологическом строении зоны смятия принимают участие среднепротерозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования Прибайкальского вулканоплутонического пояса. В пределах зоны смятия в широком масштабе проявлены разрывные нарушения различных генетических типов, приразломная складчатость, неоднородный динамотермальный метаморфизм и интенсивная гидротермально-метасоматическая деятельность, нередко несущая рудную минерализацию. В этом отношении возможно, что Даванская зона подобна ряду других, выделенных на Алтае (Иртышская), в Казахстане (Успенская) и в других районах нашей страны.

В зоне смятия можно выделить три подзоны, отличающиеся между собой различными, присущими только им фациями метаморфизма и специфическими типами оруденения:

1) центральную, наиболее подвижную часть зоны смятия, с изменением пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, с прогрессирующими процессами мигматизации и палингенного гранитообразова-

ния. Оруденение представлено здесь редкоземельной, ториевой и тантал-ниобиевой минерализацией; 2) промежуточную подзону с изменением пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, с высокотемпературным редкометальным (главным образом бериллиевым) оруденением; 3) периферическую подзону с развитием золото-сульфидного оруденения, сопряженного с зеленосланцевой фацией метаморфизма.

В породах различных ступеней метаморфизма устанавливаются резко неравномерные содержания элементов-примесей и некоторых петрогенных компонентов, а также неодинаковый видовой состав аксессуарных минералов. Наиболее высокие концентрации металлов (молибдена, бериллия, ниобия, тантала, олова, лития, рубидия и др.), калия, кремнекислоты и элементов-минерализаторов (фтора) отмечается в породах эпидот-амфиболитовой фации. При переходе в амфиболитовую фацию метаморфизма наблюдается снижение содержания перечисленных элементов-примесей и некоторых петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и др.), особенно окиси калия. Менее разнообразным становится видовой состав аксессуарных минералов.

Значительное перераспределение элементов наблюдается в тех случаях, когда метаморфические породы подвергаются селективному плавлению. Конечные продукты плавления — палингенные граниты и аплиты по сравнению с вмещающими гранито-гнейсами теряют до 2—2,5 вес. % кремнекислоты и окиси калия. Заметно уменьшается количество суммарных окислов железа, магнезии, извести. Содержание глинозема близко к вмещающим гранито-гнейсам. Количество натрия либо соизмеримо с содержанием в гнейсовом субстрате, либо его больше на 1,5—2 вес. %. Кроме того, селективные выплавки крайне бедны металлами и летучими компонентами. Наконец, если учесть, что в продуктах палингенного расплава по отношению к исходному гнейсовому субстрату резко снижается количество гидроксилсодержащих минералов (биотита, амфибола и др.), то, очевидно, следует предполагать значительную потерю из расплава воды и углекислоты.

Таким образом, при наличии достаточного количества высвобожденной воды из исходного гнейсового субстрата в процессе его расплавления и в связи с прогрессирующим развитием гранитизации в более глубоких зонах, где полностью разрушены богатые водой минералы, мог сформироваться рудоносный раствор. Раствор, обогащенный рудными, в том числе некоторыми петрогенными элементами и летучими компонентами, поступающими из расплава, возникшего в гнейсовой толще, вероятно, как и всякий гидротермальный раствор, находился под большим давлением и был способен к миграции. Не исключено, что образованные таким путем гидротермально-метаморфогенные рудоносные растворы поступали из глубинных зон метаморфизма в зону с более низкой степенью метаморфизма — в верхнюю структурную зону, где в благоприятных структурах-«ловушках» при общем понижении температуры и изменении кислотно-щелочного потенциала отлагали свой полезный груз, сопровождая окolorудные метасоматические изменения боковых пород. С этих позиций можно предположить, что рудоносность метасоматических тел, зон, залежей и жил, ассоциирующих главным образом с эпидот-амфиболитовой и частично с зеленосланцевой фациями метаморфизма, действительно в какой-то мере обусловлена выносом (отгонкой) рудных и летучих элементов (при условии достаточного количества воды) из очагов палингенного гранитообразования.

По минеральным ассоциациям (кварц, альбит, амазонит, биотит, мусковит) продуктов метасоматоза в метасоматических телах могут быть выделены зоны: кварц-амазонитового, кварц-амазонит-альбитового, кварц-альбитового и существенно кварцевого составов, а также кварцево-метасоматические жилы, грейзены и т. д. Сравнительный анализ руд-

ных метасоматитов Прибайкалья и рудных апогранитов Восточной Сибири и Казахстана (по А. А. Беусу) указывает на тождественность этих образований по ряду признаков (вещественно-минеральному составу, петрогеохимическим особенностям, характеру проявления метасоматической зональности и т. д.). В связи с этим можно констатировать, что некоторые типы редкометалльных апогранитов (метасоматитов) могут образовываться не только в результате воздействия процессов высокотемпературного послемагматического метасоматоза на материнские граниты (по А. А. Беусу), но также при воздействии на алюмосиликатные породы (гнейсы и сланцы) гидротермально-метаморфогенных рудоносных растворов, мобилизованных в процессе метаморфизма и селективного плавления (палингенного гранитообразования) в зонах смятия и областях регионального повышенного метаморфизма.

В этой связи изучение метасоматических образований «прибайкальского» типа приобретает большой интерес не только с точки зрения проблемы генезиса редкометалльных апогранитов, их структурно-тектонической позиции и практического использования, но также позволит найти ключ к пониманию условий зарождения рудоносных растворов.

НЕКОТОРЫЕ ДАЙКИ ОСНОВНОГО СОСТАВА И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ С ОРУДЕНЕНИЕМ В КАВАЛЕРОВСКОМ РАЙОНЕ (Приморье)

Г. А. ОСИПОВА, Л. И. АЗАРОВА, Л. А. БУТЕНКО

(Дальневосточный геологический институт СО АН СССР)

Ксенолиты гранитов в дайке диабазового порфирита на месторождении Левицкого описали Г. А. Осипова и Г. М. Сапрыкина (1967). Сам факт выноса основными дайками из глубины отсутствующих на поверхности гранитов не является для данного региона новым. Несколько раньше геологи Кавалеровского района (В. И. Косенко и др.) обращали внимание на некоторые «порфиритовые» дайки Лифудзинского и Левицкого месторождений, содержащие включения полнокристаллических пород розового цвета размером от миллиметров до 10—15 см, и трактовали их как ксенолиты гранитов. В еще более ранней работе М. А. Фаворской (1956) имеется упоминание о ксенолитах гранита в дайках Тетюхинского и Ахобинского месторождений (в 40 км от месторождения Левицкого), а Е. А. Радкевич (Радкевич и др. 1960) описывает дайку, включающую ксенолит крупнокристаллического лейкократового гранита, обнаруженного ею в левом борту р. Тетюхе против впадения ключа Темного.

Таким образом, существование на глубине в Кавалеровском и Тетюхинском районах не выходящих на поверхность гранитных пород, с которыми некоторые геологи связывают олово-полиметаллическое оруденение, не вызывает сомнения. При этом дайки, выносящие ксенолиты гранитов, многими рассматриваются как послерудные или внутриминерализованные, принадлежащие к тому же интрузивному циклу и не имеющие отношения к «самостоятельным малым интрузиям». Ряд статей в поддержку этой точки зрения были опубликованы в Известиях АН СССР, серия геологическая, № 1 за 1957 г. Так, М. А. Фаворская, много лет посвятившая изучению геологии Приморья, подчеркивает: «В целом для исследованных регионов (включая Забайкалье) можно считать уста-

новленным, что как дайки, так и оруденение являются результатом развития единых интрузивных процессов, сложных и разнообразных в своих проявлениях». По М. А. Фаворской, дайки диабазового порфирита (основной предмет нашего рассмотрения) или габбро-порфирита являются аналогами наиболее поздних дериватов сложных интрузивных массивов палеогена.

С момента опубликования упомянутых статей, авторы которых, не признавая в Приморье наличия «самостоятельных малых интрузий», доказывают, что подавляющая масса основных даек (включая и диабазовые порфириты) является послерудной, прошло 12 лет. За это время накопился новый материал, появились более совершенные методики исследований, позволяющие еще раз возвратиться к вопросу о связи даек и оруденения в Кавалеровском районе. Однако прежде чем перейти к их рассмотрению, необходимо подчеркнуть, что факты и наблюдения, которые будут здесь излагаться, отнюдь не позволяют утверждать, что концепция Ф. К. Шипулина (1957) о существовании самостоятельных малых интрузий и связи с ними оруденения в Приморье более обоснованна, чем гипотеза о генетической связи оруденения с гранитными интрузивами. Полученные нами факты лишь ставят под сомнение цитированное выше высказывание М. А. Фаворской ясно доказанной связи даек основного состава и оруденения с единым интрузивным процессом.

В. Н. Дубровский (1957), выделяя на месторождении Хрустальном (Кавалеровский район) три возрастные генерации дайковых тел (дорудную и две послерудные) под общим названием «порфириты», отметил, что существенных различий в их структуре и петрографическом составе не установлено и что «...все дайки, независимо от их отношения к оруденению, подверглись интенсивному гидротермальному, по-видимому, аутометаморфическому изменению», дорудные дайки отличаются от послерудных лишь значительно большей степенью серицитизации и окварцевания.

Нам это представляется неправильным. В качестве примера рассмотрим дайки основного состава Левицкого месторождения. На основании оптических исследований слагающие их породы были разделены на диабазовые порфириты, рогообманковые порфириты, амфиболовые диабазовые порфириты и базальты, соответствующие четырем разновидностям даек различного возраста (табл. 1).

Так, диабазовый порфирит, амфиболовый диабазовый порфирит и базальт имеют лишь одну общую черту — интерсертальную основную массу, в остальном они различны. В диабазовом порфирите основная масса состоит из лейст альбита и мелкопризматического авгита, а в амфиболовом диабазовом порфирите лейсты плагиоклаза представлены лабрадором, в то время как пироксен не обнаружен. В базальте лейсты плагиоклаза представлены лабрадор-битовнитом, а в его основной массе довольно много пироксена. Вкрапленники в диабазовом порфирите представлены альбитом, пироксеном и реже амфиболом, а в амфиболовом диабазовом порфирите они состоят в основном из амфибола, реже оливина и еще реже альбита. В базальте вкрапленники представлены битовнит-анортитом, оливином и пироксеном. По химическому составу диабазовые порфириты отличаются от других пород повышенным содержанием Na_2O и пониженным CaO , что объясняется резко выраженным процессом альбитизации. Чрезвычайно характерным для диабазовых порфиритов является наличие ксеногенных разложившихся калишпатов и оплавленных, также ксеногенных монокристаллов кварца, окруженных каемкой из лейст пироксена. Кроме того, пока только в этих породах обнаружен хромит. Ксенокристаллы кварца и калиевого полевого шпата, как показали детальные исследования, являются оплавленными обломками (микроксенолитами) гранитных пород, вынесенными дайками из глубины. Роговообманковый порфирит отличается от всех пород присущей

Сравнительная характеристика петрохимических особенностей даек (в вес. %)

Таблица 1

№ образца и шифра	Порода	Структура основной массы	Минералогический состав																	Глав. ные окислы				
			вкрапленники							основная масса										SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃		
			плагноклаз		пироксен	амфибол	кварц	оливин	всего	плагноклаз		пироксен	хлорит	биотит	кальцит	стекло	кварц	эпидот	альбит				рудный	всего
			альбит	битовнит-анортит						альбит	лабрадор-битовнит													
17 275	Диабазовый порфирит (ранний)	Интерсертальная	3,4	—	3,6	1,5	0,5	—	9	54	—	3	30	—	—	—	2	2	—	—	91	52,73	1,00	19,05
45 123	Роговообманковый порфирит	Призматическизернистая	1	—	—	1	—	—	2	70	—	—	—	—	—	6	4	8	—	10	93	52,0	1,00	20,75
24 764	Амфиболовый диабазовый порфирит	Интерсертальная	0,4	—	—	4,1	—	0,5	5	—	30	—	29	—	3	20	8	—	1	4	95	50,13	1,50	17,32
24 774	Базальт	То же	—	1,4	0,5	—	—	1,1	3	—	37	4	—	43	—	5	2	—	—	6	97	43,73	1,45	15,99

№ образца и шифра	Порода	Структура основной массы	Главные окислы										Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
													Основные характеристики				дополнительные параметры								
			Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	b	S	a'	m'	n	t	γ	f	c'	Q	
17 275	Диабазовый порфирит (ранний)	Интерсертальная	1,47	5,63	0,25	5,54	2,63	5,22	2,70	0,43	3,0	99,80	15,5	3,3	19,8	61,4	13	47	74	1,4	6	33	—	-11,5	
45 123	Роговообманковый порфирит	Призматическизернистая	0,94	3,83	0,25	3,63	4,01	3,86	2,35	0,17	2,33	100,12	12,2	4,9	22	61	23,4	23,1	71,6	1,5	3,8	43,5	—	-7,5	
24 764	Амфиболовый диабазовый порфирит	Интерсертальная	3,95	4,45	0,24	4,64	6,85	2,82	1,90	2,15	4,03	99,93	9,7	9	13,5	63,9	—	46,7	69,2	2,2	20,3	46,3	6,9	+0,5	
24 774	Базальт	То же	6,39	2,70	0,14	5,71	7,68	2,23	1,24	4,12	3,79	100,15	7,5	3,0	22	3,62	2	—	47	74	2,1	26	39	12	+1,4

только ему призматически зернистой основной массой (иногда лучистой, реже гиалопилитовой), в которой лейсты альбита, почти нацело кальцитизированные, часто образуют сплошной войлок. Вкрапленники состоят главным образом из разложившейся длиннопризматической роговой обманки и очень редко измененного плагиоклаза. Высокие содержания СаО и FeO объясняются обилием в породе сидерита и эпидота, а небольшое количество Na₂O — почти полной кальцитизацией лейст альбита.

Из краткого сравнения минералого-петрографических особенностей даек Левицкого месторождения видно, что все они существенно отличаются, хотя некоторыми геологами и до настоящего времени объединяются под одним названием «порфириты». Вероятно, и на Хрустальненском месторождении среди разновозрастных порфиритовых даек могли бы быть выделены подобные или какие-либо иные петрографические разновидности.

В связи с изложенным уместно подчеркнуть, что давно назрел вопрос об упорядочении петрографических названий дайковых пород, так как существующий разнобой в названиях не дает возможности геологам не только разных регионов, но даже работающим на одном месторождении понимать друг друга.

Касаясь характера и степени изменения даек основного состава Левицкого месторождения, необходимо отметить, что изменены они по-разному. В базальтах, например, по стеклу, оливину и авгиту в изобилии развит биотитоподобный минерал, а лейсты плагиоклаза (лабрадорбитовнит) и порфиновые вкрапленники (битовнит-анортит) чаще совершенно свежие или незначительно цеолитизированы. Лейсты и вкрапленники плагиоклазов в породах из даек диабазового порфирита полностью альбитизированы, а в дайке амфиболового диабазового порфирита нередко сохранился их первоначальный состав (30—60% анортита). При этом окварцеванию подверглись в большей степени диабазовые порфириты, чем амфиболовые диабазовые порфириты, а серицитизированы лишь первые. Как видно не только по исходному составу, но и по характеру и степени изменения породы, слагающие основные дайки Левицкого месторождения, существенно различаются между собой.

Отличаются рассматриваемые дайки и по взаимоотношению с олово-полиметаллической минерализацией. Так, о послерудном возрасте базальтов свидетельствует пересечение базальтовыми жилами в ряде мест сульфидно-касситеритовых рудных тел. По данным крупномасштабных съемок базальты в районе являются самыми молодыми магматическими образованиями, относящимися к неоген-четвертичному времени. Взаимоотношение диабазовых порфиритов с олово-полиметаллическим орудением определилось по следующим данным. В одной из штолен Левицкого месторождения был обнаружен контакт даек диабазового порфирита с рогообманковым порфиритом (рис. 1). Непосредственное наблюдение контакта в штольне и микроскопические исследования показали, что диабазовый порфирит древнее рогообманкового порфирита, а дорудный возраст последнего не вызывает сомнения, поскольку в нем отмечаются кварц-хлоритовые прожилки с сульфидами и касситеритом (рис. 2). Отсюда вполне очевиден дорудный возраст дайки диабазового порфирита. Дайка амфиболового диабазового порфирита, как показали микроскопические исследования ее контакта с базальтовой жилой, является более ранней, чем базальт, но взаимоотношение ее с олово-полиметаллической минерализацией не выяснено.

Изложенные выше наблюдения позволили установить следующий порядок внедрения даек основного состава на Левицком месторождении.

Дорудный диабазовый порфирит — лейсты и вкрапленники плагиоклаза нацело альбитизированы, пироксены сохранились лишь в центральных частях даек; широко развита серицитизация, окварцевание, эпидотизация, хлоритизация, цеолитизация; изредка с кварцем

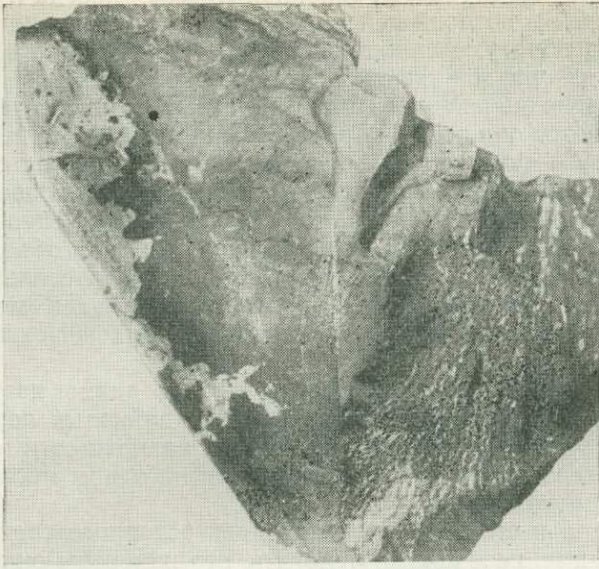


Рис. 1. Контакт роговообманкового порфирита (светлое) с диабазовым порфиритом.
 $\frac{1}{2}$ натур. вел.

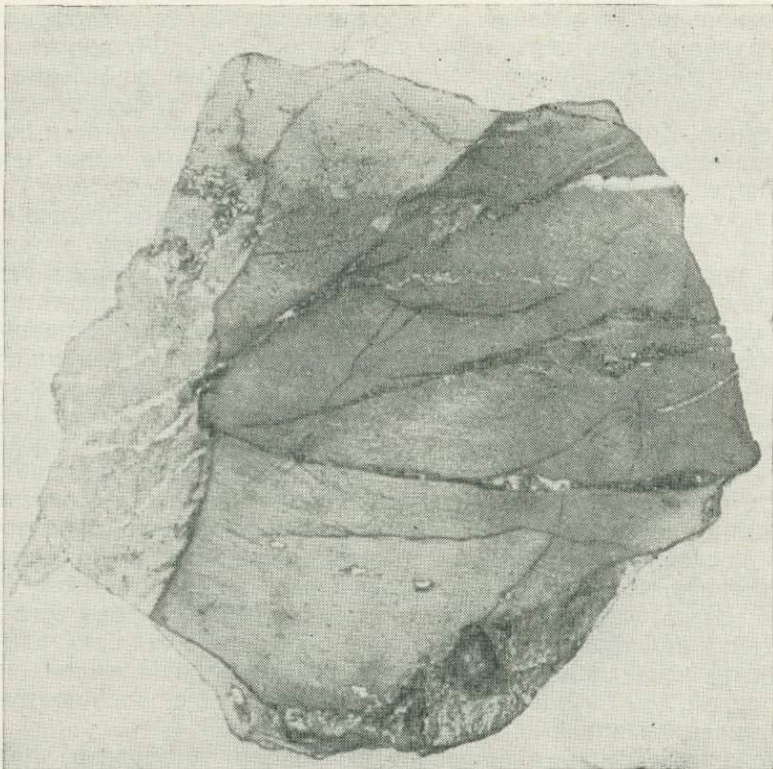


Рис. 2. Кварц-хлоритовые прожилки с сульфидами и касситеритом в роговообманковом порфирите. Натур. вел.

встречается турмалин; порода пересекается дорудным роговообманковым порфиритом.

Дорудный роговообманковый порфирит — лейсты и вкрапленники плагиоклаза нацело альбитизированы и кальцитизированы, роговая обманка разложившаяся; широко развиты эпидотизация, окварцевание, меньше серицитизация; много сидерита; порода пересечена кварц-хлоритовыми прожилками с сульфидами и касситеритом.

Амфиболовый диабазовый порфирит с невыясненным отношением к рудной минерализации — лейсты лабрадора сохранились, вкрапленники альбитизированы; широко развиты хлоритизация, цеолитизация; имеется вкрапленность пирита; порода пересекается базальтом.

Послерудный базальт — хорошо сохранились лейсты лабрадорбитовнита, титан-авгита и вкрапленники битовнит-анортита, хуже — вкрапленники авгита; широко развита биотизация, хлоритизация, цеолитизация; имеется вкрапленность пирита.

Таким образом, существование дорудных диабазовых порфиритов на Левицком месторождении является вполне реальным фактом, не вызывающим у большинства геологов сомнения. Дискутируется лишь вопрос: этими ли дорудными дайками выносятся ксенолиты гранитов или другими аналогичного состава, но послерудными, т. е. имеются ли в Приморье две генерации даек диабазового порфирита или одна (дорудная и содержащая ксенолиты гранита).

Для разрешения этого столь затянувшегося спора была проделана следующая работа.

Из различных участков каждой разновидности даек как по простиранию, так и по падению было приготовлено 96 микрошлихов. Затем под биноклем из них были извлечены все рудные минералы: касситерит, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, пирротин и пирит. Оказалось, что эти минералы в различных сочетаниях и количествах присутствуют только в дорудных диабазовом и роговообманковом порфиритах; в амфиболовом диабазовом порфирите с неясным отношением к оруденению и в послерудном базальте установлен только пирит. Из перечисленных минералов остановимся лишь на самом раннем из них — касситерите, который, как выяснилось, чаще присутствует в шлихах из диабазового порфирита, чем из роговообманкового порфирита. Остатки шлихов были подвергнуты полуколичественному спектральному анализу на олово, показавшему, что несмотря на удаление из них видимого (под биноклем) касситерита, олово в дорудных дайках содержится в довольно высоких количествах, а в послерудных — полностью отсутствует (табл. 2). Проведенной работой, на наш взгляд, убедительно доказан дорудный (докасситеритовый) возраст диабазовых порфиритов. Если же

Таблица 2

Результаты исследования на олово шлихов-протоочек из даек основного состава Левицкого месторождения (после удаления из них под биноклем касситерита)

Порода	Количество шлихов	В том числе с содержанием SnO ₂	Полуколичественный спектральный анализ остатков шлихов на олово, %										
			8	5	2	0,2	0,08	0,05	0,02	0,008	0,005	0,002	0
Диабазовый порфирит (ранний)	49	25	1	1	1	7	3	1	7	10	6	5	7
Роговообманковый порфирит	23	6	—	—	—	4	—	1	2	2	1	7	11
Амфиболовый диабазовый порфирит	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Базальт	15	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	13

учесть, что многие штуфы диабазового порфирита, из которых готовились шлихи-протолочки и в которых обнаружены кристаллы касситерита, содержали ксенокристаллы кварца и калиевого полевого шпата, а также их сростки, то существование в районе дорудных (докасситеритовых) и в то же время послегранитных даек диабазового порфирита также можно считать бесспорным.

Однако и в данном случае ряд геологов считают, что касситерит в диабазовом порфирите по своему генезису не наложенный, а так же, как и микрообломки гранита, — ксеногенный, т. е. захваченный диабазовой магмой при ее внедрении в рудную жилу. Правда, тогда, вероятно, следовало бы ожидать концентрации этих обломков руды в приконтактовой части даек и убывания их в центральных частях, чего фактически не наблюдается, а, наоборот, отмечается довольно равномерная вкрапленность касситерита на всю мощность даек.

С целью еще более глубокого исследования рассматриваемого вопроса нами были произведены микроспектральные анализы на элементы-примеси породообразующих минералов и основной массы из различных даек и ксенолита гранитов. Анализы производились на эмиссионном электроразрядном микроанализаторе конструкции Н. В. Королева, позволяющем анализировать вещество весом до 0,02 мг. Чувствительность прибора примерно равна обычному спектральному анализу, а для ряда элементов (Be, Zr и др.) несколько выше.

Методика работ заключалась в следующем. Под микроскопом в прозрачных шлифах отмечался интересующий нас минерал. Затем шлиф освобождался от покровного стекла, промывался в ксилоле, спирте и воде, и извлеченный острой иглой под бинокляром минерал переносился на стекло, где он вновь промывался, очищался от посторонних примесей и переносился в каплю воды на лейкосапфировой пластинке. Вода оттягивалась фильтровальной бумагой, минерал просыхал и под бинокляром наносился на электроды.

Анализу подвергались: основная масса из гранитов (из ксенолита), дорудных диабазовых порфиритов, роговообманковых порфиритов, амфиболовых диабазовых порфиритов с неясным отношением к оруденению и послерудных базальтов; плагиоклазы — из гранитов, дорудных диабазовых порфиритов, послерудных базальтов; пироксены — из дорудных диабазовых порфиритов и послерудных базальтов; цирконы — из гранитов, дорудных диабазовых порфиритов и рудных жил; биотиты — из гранита, кварц — из гранита и ксенокристаллы кварца — из дорудного диабазового порфирита.

Анализы были произведены на 16 элементов: Be, W, Zr, т. е. элементы, характерные для кислых магм, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Pt — ультраосновных магм, Mn — средних, Sc — смешанных и Sn, Pb, Zn, Au — элементы рудных жил, которые многими исследователями связываются с гранитоидами.

Результаты полуколичественного спектрального анализа отражены в табл. 3.

— В основной массе всех пяти пород присутствует Zn в количестве несколько больше, чем следы, а олово в виде следов и выше (2— в амфиболовом диабазовом порфирите) отмечено только в породах основного состава независимо оттого, дорудные эти породы или послерудные. Бериллий в повышенном количестве содержится в основных породах и в меньших — в кислых и средних; цирконий не содержится в гранитах и роговообманковых порфиритах, но имеется в основных породах. Все остальные элементы, характерные для ультраосновных (Ti, V, Fe) средних (Mn) и смешанных магм (Sc), содержатся в больших количествах в основных породах, чем в кислых и средних; Cr — только в основных и средних. Таким образом, по набору элементов-примесей основная магма представляется более «универсальной», чем кислая, так как она

Таблица 3

Результаты полуколичественного микроспектрального анализа на элементы-примеси в минералах и основной массе даек основного состава и ксенолита гранитов (месторождение Левиковое, Кавалеровский район, Приморье)

Порода	Объект анализа	Число наблюдений	Be	W	Zr	Ti	V	Cr	Fe ³⁺	Co	Fe ²⁺	Pt	Mn	Sc	Sn	Pb	Zn	Au
Гранит (ксенолит)	Основная масса*	2	1	—	—	4	2	—	4	—	—	—	3	—	—	—	1	—
Диабазовый порфирит (дорудный)	То же	2	3	—	Сл.	5	$\frac{4}{3}$	1	5	1	—	—	4	2	Сл.	—	1	Fe
Роговообманковый порфирит (дорудный)	» »	1	1	—	—	4	3	1	4	—	—	—	3	2	—	—	1	—
Амфиболовый диабазовый порфирит (послерудный)	» »	1	2	—	3	5	4	1	5	1	—	—	4	2	2	—	1	Fe
Базальт (послерудный)	» »	1	3	—	Сл.	5	4	2	5	1	—	—	4	2	Сл.	—	1	Fe
Гранит	Плагиоклаз	2	$\frac{3}{—}$	—	$\frac{3}{—}$	3	—	1	3	—	—	—	1	—	—	—	2	—
Диабазовый порфирит (дорудный)	»	1	3	—	—	4	3	—	4	—	—	—	3	—	—	—	1	—
Базальт (послерудный)	»	2	1	—	$\frac{—}{3}$	4	3	$\frac{—}{1}$	4	—	—	—	3	—	—	—	1	—
Диабазовый порфирит (дорудный)	Пироксен	1	2	—	—	4	4	4	4	Сл.	3	—	3	1	Сл.	—	1	Fe
Базальт (послерудный)	»	1	2	—	—	4	3	3	4	1	—	—	3	1	»	—	1	Fe
Гранит	Циркон	1	1	—	10	3	—	4	3	—	—	—	1	—	3	—	—	—
Диабазовый порфирит (дорудный)	»	1	1	—	10	1	—	4	3	—	—	—	—	1	3	—	—	—
Рудная жила	»	2	1	—	10	2	—	4	3	—	—	—	—	1	3	—	—	—
Гранит	Биотит (коричневый)	2	Сл.	—	$\frac{—}{4}$	5	$\frac{4}{3}$	1	5	1	—	—	$\frac{4}{3}$	2	$\frac{2}{1}$	Mg	$\frac{—}{1}$	Fe
»	Биотит (серый) хлоритизированный	1	3	—	—	5	3	2	5	1	—	—	4	3	3	Mg	—	Fe
Гранит	Кварц	2	—	—	—	3	—	—	3	—	—	—	$\frac{1}{2}$	—	—	—	2	—
Диабазовый порфирит (дорудный)	Кварц (ксеносталл)	1	—	—	—	4	—	—	4	—	—	—	$\frac{1}{2}$	—	—	—	2	—

* Много мельчайшей рудной пыли.

содержит элементы-примеси, характерные и для нее и для кислых пород (Zr, Be, Zn).

Плагиоклазы неизменные, в виде порфировых вкрапленников удалось извлечь из гранитов, дорудных диабазовых порфиритов и базальтов; в остальных породах они нацело изменены. Олово в плагиоклазах всех трех пород отсутствует, а Zn установлен в весьма незначительных количествах. Содержание Be и Zr в плагиоклазах рассматриваемых пород весьма неравномерное.

В пироксенах из дорудных диабазовых порфиритов и базальтов набор элементов-примесей и их содержание практически одинаковые. Чрезвычайно интересно, что как в дорудном диабазовом порфирите, так и в послерудном базальте пироксен содержит следы Sn и относительно повышенное количество Be — элементов, характерных для кислых пород. И, кроме того, в них присутствуют в довольно больших количествах Ti, V, Cr, Fe — элементы ультраосновных пород. Следует подчеркнуть, что если в основной массе присутствие этих элементов можно объяснить изобилием мельчайшей рудной пыли, то здесь в пироксенах эта пыль под микроскопом не обнаружена. Примечательно также, что только в пироксене из дорудного диабазового порфирита отмечено повышенное количество Ni.

Особый интерес вызывает поведение элементов-примесей в цирконах из ксенолита гранитов, дорудного диабазового порфирита и из рудных сульфидно-касситеритовых жил. Из табл. 3 видно, что состав цирконов во всех породах на редкость одинаков, причем циркон из рудных жил (где его всегда много) и гранитов не отличается по существу от циркона из дорудных диабазовых порфиритов. Привлекает внимание и то обстоятельство, что все цирконы содержат в равных количествах Cr, Fe и Be, а также, что олово в равно повышенных количествах, по сравнению с рассмотренными выше минералами, присутствует во всех цирконах. Таким образом, этот минерал является в известной мере «общим» для всех пород. При этом внешне он выглядит одинаково различным во всех трех породах (то бесцветный, то розоватый, то крупный, то мелкий, то окатанный, то четко ограниченный, то изъеденный).

В биотите из ксенолита гранитов, как в цирконах всех пород, отмечается повышенное количество олова, но в неизменном биотите его несколько меньше, чем в хлоритизированном. Скандия и бериллия также несколько больше в хлоритизированном биотите, чем в неизменном. Не следует забывать при этом, что речь идет о ксенолите гранита (размером 20×10 см) в дорудном (по нашим данным) диабазовом порфирите, на который наложилось гидротермальное олово-полиметаллическое оруднение.

Кварц анализировался из ксенолита гранита и ксеногенный — из диабазового порфирита (дорудного). Из сравнения анализов этих двух кварцев видно, что набор и количество элементов-примесей в них одинаковы. Другими словами, на кварц гидротермальные растворы практически никакого влияния не оказали.

Помимо описанных исследований, нами с помощью микроспектральной установки изучалась высокохромистая шпинель из даек диабазового порфирита и олово-полиметаллических жил. В диабазовых порфиритах она была обнаружена еще в 1967 г., а в олово-полиметаллических жилах месторождений Кавалеровского района и Смирновского — несколько позже. Анализ хромитов показал, что их состав аналогичен, в чем нетрудно убедиться при рассмотрении табл. 4. При этом набор элементов-примесей свидетельствует о том, что хромиты из даек и рудных жил связаны с ультраосновными породами и, скорее всего, никакого отношения к гранитам не имеют (отсутствуют Sn, Pb, Zn, Be, Zr, W).

Все изложенное выше может быть кратко сформулировано в виде следующих тезисов, не подтверждающих наиболее популярное в настоя-

Состав хромитов из рудных жил и дорудных диабазовых порфиритов

Порода	Количественный микроспектральный анализ						
	SiO ₂ *	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe (сумма)	Mn	MgO
Диабазовый порфирит (дорудный)	2,02	0,10	14,5	36,4	40 1	0,12	4,7
Рудные жилы**	1,4	0,10	9,2	43 5	36 2	0,16	2,4
Рудные жилы***	Не анализировался						

Порода	Полуколичественный микроспектральный анализ													
	Be	W	Zr	Ti	V	Co	Ni	Pt	Mn	Sc	Sn	Pb	Zn	Au
Диабазовый порфирит (дорудный)	—	—	—	4	5	1	3	—	3	4	—	—	1	C
Рудные жилы**	—	—	—	3	5	—	3	—	3	3	—	—	2	C
Рудные жилы***	—	—	—	3	5	1	3	—	3	4	—	—	2	C

* SiO₂ — загрязнение при зарядке электродов.

** Кавалеровский район.

*** Смирновское месторождение.

щее время представление о генетической связи олово-полиметаллического оруденения с гранитными интрузивами.

1. Ксенолиты гранита выносятся диабазовыми порфиритами. О дорудном возрасте последних свидетельствует присутствие в них мельчайшей вкрапленности касситерита, а также тот факт, что они пересекаются бесспорно дорудными роговообманковыми порфиритами. О том, что эти диабазовые порфириты никакого отношения не имеют к длительно развивавшемуся интрузивному процессу (конечная стадия которого — аляскиты), свидетельствует присутствие в них хромита, который не содержит ни одного элемента, свойственного кислой магме, и, наоборот, изобилует элементами ультраосновной (Ti, V, Ni, Co) и смешанной (Sc и Mn) магм.

2. Присутствие почти во всех олово-полиметаллических жилах Кавалеровского района и Смирновского месторождения хромита, аналогичного по составу и набору элементов-примесей хромиту из диабазового порфирита, также противоречит связи оруденения с кислой магмой.

3. Отсутствие олова в основной массе ксенолита гранитов и, наоборот, наличие его в основной массе дорудного диабазового порфирита, амфиболового диабазового порфирита с невыясненным отношением к оруденению и послерудного базальта свидетельствует о том, что источником олова могут быть и основные магмы, а не только кислые и средние. Это же подтверждает наличие следов олова в пироксене из послерудного базальта и из дорудного диабазового порфирита.

4. Привлекает внимание циркон, в котором содержатся элементы, характерные и для кислых (Be), и для основных (Ti, Cr, Fe) магм.

5. В биотите из гранита олово присутствует в большем количестве в измененном (хлоритизированном виде), чем в свежем, что требует тщательного исследования. Не исключено, что здесь обогащение оловом связано с гидротермальным процессом.

6. Детальное изучение элементов-примесей в рудных минералах олово-полиметаллических месторождений с помощью микроспектрального анализа позволило определить количественное содержание 12 элементов в восьми разновидностях касситерита Смирновского месторожде-

ния. Не касаясь деталей этих работ, поскольку их характеристика не входит в нашу задачу, остановимся на трех моментах.

а) Циркон и в породах всех даек и в рудных жилах встречается не-соизмеримо чаще и в больших количествах, чем хромит. Однако в касситерите содержание циркония гораздо меньше, чем хрома (соответственно: 0,0006—0,0093; 0,0012—0,0184%).

в) Если подходить к олову с позиций связи его с гранитоидными интрузивами, то трудно объяснить, почему в касситеритах такие относительно высокие содержания Ti — от 0,0098 до 1,4%; V — от 0,0026 до 0,014%; Cr — от 0,0012 до 0,0184%; Fe — от 0,45 до 5,93%; Mn — от 0,0037 до 0,074% и низкие — Be — от 0,000018 до 0,00173% и Zr — от 0,0006 до 0,0093%. Последний, кстати, часто в касситерите (бесцветном, светло-коричневом, темно-коричневом) вообще отсутствует.

в) На основании 50 микроспектральных анализов касситерита установлена прямая связь между содержанием Sc и Ti, что также трудно объяснить с позиций генетической связи оруденения с гранитоидами.

В заключение хотелось бы подчеркнуть еще раз, что вопрос о связи оруденения с определенными магматическими образованиями, а следовательно, и об источнике рудного вещества остается пока открытым. Любая из выдвигаемых в настоящее время концепций имеет свои слабые места и требует убедительных доказательств. Так, высказанный нами (Осипова, 1969) предположительный вариант о двух источниках рудного вещества (сульфидных элементов — из мантии, а олова — из гранитов) находит возражение среди наших же, более поздних материалов, изложенных выше. А именно: если предполагать, что элементы сульфидов выносятся растворами из мантии (откуда поступают и дайки диабазового порфирита), а олово заимствуется этими же растворами из гранитоидов, то остается неясным, почему в таком случае в касситерите в изобилии содержатся такие типичные для ультраосновных магм элементы, как Ti, V, Cr, Fe, Mn, и почему в нем относительно невелики содержания Be и Zr. И уже совершенно невозможно объяснить с позиций генетической связи оруденения с гранитоидами присутствие в олово-полиметаллических рудах хромита, полностью аналогичного хромиту из даек дорудного диабазового порфирита.

Литература

- Дубровский В. Н. О соотношении даек и оруденения на Хрустальном оловянном месторождении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
- Осипова Г. А., Сапрыкина Г. М. О ксенозите гранита в дайке диабазового порфирита из месторождения Левицкого (Кавалеровский район, Приморье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Осипова Г. А. Некоторые дайки основного состава и их взаимоотношение с оруденением в Кавалеровском районе (Приморье).— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Радкевич Е. А., Лобанова Г. М. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 7.
- Фаворская М. А. О проблеме генезиса даек и их взаимоотношения с оруденением.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Фаворская М. А. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.

О СВЯЗИ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ С ДАЙКАМИ

(На примере полиметаллического и золото-молибденового поясов
Восточного Забайкалья)

Л. В. СОЛОВЬЕВА, М. Н. ЗАХАРОВ, Б. П. САНИН

(Институт геохимии СО АН СССР)

В пределах полиметаллического и золото-молибденовых поясов Восточного Забайкалья (Шилка-Олекминский и Аленгуе-Уровский-1) отмечается четкий пространственный и временной контроль оруденения пестрыми по составу дайками и малыми интрузиями. Наиболее близкими по времени к развитию гидротермальной деятельности на полиметаллических месторождениях Приаргуны являются дайки лампрофиров, аплитов, граносиенит-порфиров, субвулканических санидиновых порфиров. В частности, дайки лампрофиров отделяют высокотемпературную колчеданную стадию от полиметаллической на Михайловском и, возможно, являются внутрирудными на Кадаинском месторождениях. Предрудные дайки сиенит-аплитов, а также штоки и дайки граносиенит-порфиров предшествуют гидротермальной деятельности на Акатуевском месторождении (свинцово-цинковая формация), а субвулканические дайки санидиновых порфиров экранируют оруденение на месторождении Меркурьева Гора (сульфасольно-полиметаллическая рудная формация).

Месторождения золото-молибденовой формации пространственно и структурно контролируются субширотными поясами верхнеюрских штоков и даек (155—135 млн. лет). Здесь четко проявляется сопряженное во времени и совмещенное в пространстве развитие интрузивного и рудного процессов, общей закономерностью которого является пересечение самыми поздними магматическими дифференциатами наиболее ранних гидротермальных образований. Для Шахтаминского рудного узла известны факты пересечения минерализованных трубок взрыва (биотит-кварц-альбитовое замещение) дайками гибридных порфиров, граносиенит-порфиров и гранит порфиров. Дайки аплитов и «поздних» лампрофиров пересекают кварц-магнетитовые, кварц-турмалиновые и кварц-шеелитовые жилы. На золото-молибденовых месторождениях Кендагиры-Ключевской зоны (Шилка-Олекминский пояс) установлены факты пересечения аплитами, граносиенит-порфирами и гибридными порфирами кварц-турмалиновых брекчий (трубки взрыва). Поздние гибридные порфиры содержат ксенолиты кварц-молибденитовых жил, а поздние лампрофиры пересекают золото-пирит-кварцевые прожилки.

На основании пространственных, временных и вещественных взаимоотношений с оруденением можно выделить дайки разных генетических типов. К первому типу относятся «базальтоидные» лампрофиры, развитые как на полиметаллических и золото-молибденовых месторождениях, так и в полях распространения юрских эффузивов. По возрасту эти лампрофиры четко делятся на две группы: среднеюрские — самые ранние проявления мезозойского интрузивного цикла — и верхнеюрские — нижнемеловые, определяющие завершение мезозойской магматической деятельности. В Приаргуны отмечаются факты срезания даек лампрофиров типа минетт ранними фазами среднеюрских штоков (экзоконтант Каргантуйского штока). Лампрофиры типа спессартитов и вогезитов разделяют стадии рудного процесса (J_3). В золото-молибденовых поясах «базальтоидные» лампрофиры предваряют формирование многофазных Шахтаминского и, возможно, Амананского комплексов (J_3 T), а также внедряются в самом конце верхнеюрской магматической деятельности (поздние лампрофиры в Позднем Шахтаминском и Амуджиканском комплексе J_3 — Cr_1).

Несмотря на различное временное и пространственное проявление, ассоциацию с эффузивными или интрузивными мезозойскими комплексами лампрофиры этого типа характеризуются идентичным вещественным составом. Обычно это спессартиты, минетты, вогезиты, керсантиты, а также разновидности, переходные по составу и структуре к диабазовым порфиритам. Ранние глубинные вкрапленники представлены в них оливином, авгитом, красно-бурым амфиболом, реже лабрадором, красно-бурым биотитом, а также спорадическими резорбированными зернами кварца. Нередки оплавленные включения амфиболитов, неизвестных на территории Приаргунья и Шахтаминского структурного блока.

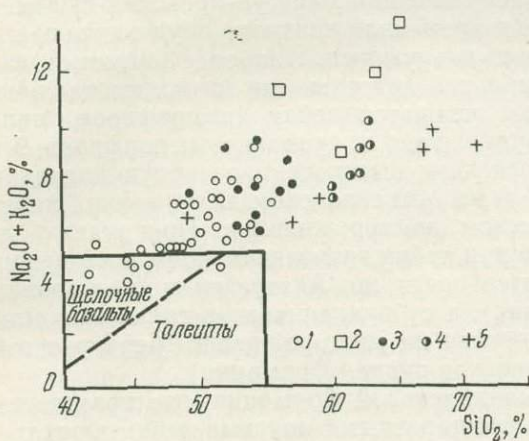


Рис. 1. Диаграмма зависимости $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от SiO_2 в лампрофирах и трахибазальт-трахиандезит-трахитовых сериях. Поле щелочных базальтов и толейитов, по Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду (1968).

1 — лампрофиры; 2 — ортоклазиты (камерные выжимки в дайках лампрофиров); 3 — трахибазальты-трахиандезиты Алекзаводской мульды; 4 — трахиандезиты (Куйтунская структура); 5 — трахиты (4 и 5, по Г. А. Шаткову, 1965)

По химизму «базальтоидные» лампрофиры образуют меланократовую ветвь средне-верхнеюрских трахиандезит-базальтовых вулканических серий. По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 анализы лампрофиров на диаграмме, приводимой Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом (1968), располагаются в поле щелочных базальтов (рис. 1). Индекс затвердевания Куно (Купо, 1959) как для лампрофиров, так и для трахибазальтов-трахиандезитов (26—27 при $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7-7,5$) также соответствует родоначальной щелочной оливин-базальтовой магме. В то же время лампрофиры и калиевые трахибазальты отличаются от щелочных оливиновых базальтов повышенными содержаниями K_2O (соответственно до 17% нормативного ортоклаза) и таких «сиалических» элементов, как Rb, Tl, Pb, Ba, Li, Sn, Be, Sr (табл. 1). По-видимому, можно говорить о глубинном мантийном происхождении магмы, давшей начало как лампрофирам, так и трахибазальтам, трахиандезитам, а также об избирательном поглощении этой магмой материала сиала. Вещественная независимость «базальтоидных» лампрофиров, внедрение их в самом конце или в самом начале верхнемезозойских магматических циклов, а также малый объем этих образований среди даек и интрузий свидетельствуют лишь об их временной и структурной близости к развитию оруденения. Так, на месторождениях золото-молибденовых поясов поздние «базальтоидные» лампрофиры внедряются лишь после полного исчезновения очагов гранитного состава.

В Шахтаминской и Кеандагиры-Ключевской рудных зонах развитие ранней гидротермальной деятельности начинается на фоне не исчерпавших себя очагов гранитоидной магмы, пропитывающих на определенной глубине от поверхности (1,5—5 км) всю структурную зону. Эти очаги дали начало сложной серии дифференциатов, в состав которой входят породы от лампрофиров диоритового ряда (спессартиты, мальхиты, керсантит-спессартиты) до гранит-порфиров и аплитов. Эти дифференцированные серии характеризуются резким преобладанием гранитоидных

Таблица 1

Содержание ряда редких элементов в лампрофирах, генетически связанных с трахибазальт-андезитовыми магмами

Интрузивный комплекс	Ассоциация с трахибазальтами	Возраст	Породы	K, %	Na, %	Rb, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Tl, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Ba, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Sr, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Pb, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Zn, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Li, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Be, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Sn, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$	Mo, $\frac{\text{г}}{\text{м}}$
Акатуевский	Пространственно совмещены с покровами трахиандезитов, трахибазальтов	J ₂₋₃ , J ₃ —СГ ₁	Вогезиты, минетты, спессартиты	2,10 (21)*	2,0 (21)	57 (16)	0,84 (9)	1900 (21)	1000 21	18 (25)	85 (27)	61 (17)	1,7 (17)	4,3 (21)	
Шахтаминский	Ассоциация с покровами трахиандезитов, трахибазальтов отсутствует	J ₂₋₃	Спессартиты, минетты, вогезиты	2,32 (28)	2,49 (28)	91 (27)	0,83 (11)	1400 (7)	540 (7)	16 (11)	90 (11)	47 (8)	1,65 (12)	4,4 (17)	2,1 (13)
Амуджиканский	То же	J ₃ —СГ ₁	Вогезиты, минетты, спессартиты	2,19 (24)	2,34 (24)	65 (12)		1430 (21)	800 (21)			76 (13)			1,3 (8)
Кларк основных пород по А. П. Виноградову				0,83	1,94	45	0,2	300	440	8	130	15	0,4	1,5	1,4

* В скобках количество анализов, по которым вычислено среднее.

магм. В свою очередь гранитоидная, по-видимому, родоначальная магма (граносиенит-гранодиорит-гранитная) имеет черты достаточно глубокого происхождения. Об этом свидетельствует аномально низкая для гранитных магм железистость: $f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$, а также очень вы-

сокое содержание элементов группы железа (Ce, Ni, Cr, V). Все члены дифференцированных серий гранитной магмы обнаруживают признаки петрографического, петрохимического и геохимического родства. К ним относится наличие переходных петрографических разновидностей между крайними типами (лампрофирами диоритового ряда и лейкократовыми гранит-порфирами). Все петрографические типы содержат одинаковые по оптическим свойствам, а также по набору редких элементов интрателлурические вкрапленники кварца (высокотемпературная модификация), калиевого полевого шпата и олигоклаза. Наиболее основные члены серий — лампрофиры — заметно кислее «базальтоидных» лампрофиров и отличаются от них по содержанию редких элементов (Соловьева, 1969).

По данным Л. В. Таусона, С. Г. Петровской и Б. П. Санина (1968, 1969) вокруг Шахтаминского месторождения существуют широкие ореолы резко неоднородного распределения молибдена, свинца, меди и цинка. Эти ореолы располагаются вдоль широтных полос, насыщенных дайками и штоками «позднего шахтаминского комплекса», и выходят за пределы Шахтаминского массива (J₂₋₃) в верхнепалеозойские граниты. Они сопровождаются на границе с фоновыми содержаниями зонами пониженных концентраций (по-видимому, зоны высокотемпературного выщелачивания). Поэтому распределение Mo, Pb, Zn и Cu для пород позднего шахтаминского комплекса рассчитывалось отдельно для ореольных (штоки и дайки, пересекающие Шахтаминский массив) и внеореольных проб (в субширотной полосе даек и штоков в обе стороны от контактов с Шахтаминским массивом). В пределах ореола распределение Mo, Pb, Zn и Cu резко неоднородно и характеризуется двумя максимумами. Около 40—50% проб обнаруживают содержания выше аномально-минимальных, в то время как вне ореола только 5—10% проб показывают повышенные содержания элементов. Первый максимум, по-видимому, соответствует распределению рудных элементов на магматическом этапе («первичное» распределение) и хорошо согласуется с логнормальной

Таблица 2

Средние «первичные» содержания (\bar{c}) и коэффициенты вариаций (V, в%) Mo, Pb, Zn и Cu в породах малых интрузий (n — число проб)

Интрузивный комплекс	Отношение к эндогенному ореолу	Породы	Mo			Pb			Zn			Cu		
			n	\bar{c}	V	n	\bar{c}	V	n	c	V	n	\bar{c}	V
Поздний Шахтаминский	Вне ореола	Гибридные порфиры, граносиенит-порфиры	92	2,1	125	56	13,2	160	56	58	50	69	31,5	155
	Внутри ореола	Гибридные порфиры, лампрофиры	55	2,0	73	21	8,2	89	20	55	51	29	31	265
	То же	Граносиенит-порфиры, гранит-порфиры	62	1,5	77	41	6,7	85	29	49	100	27	24	265
Амуджиканский		Гибридные порфиры лампрофиры	41	1,8	180									
		Граносиенит-порфиры, граниты	43	1,8	180									

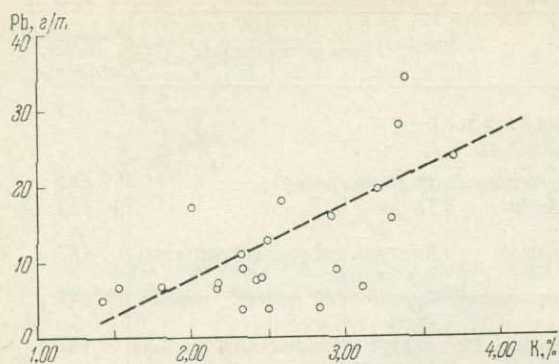


Рис. 2. Характер зависимости между содержанием Pb и K в породах из штоков и даек Позднего Шахтаминского комплекса (вне ореола)

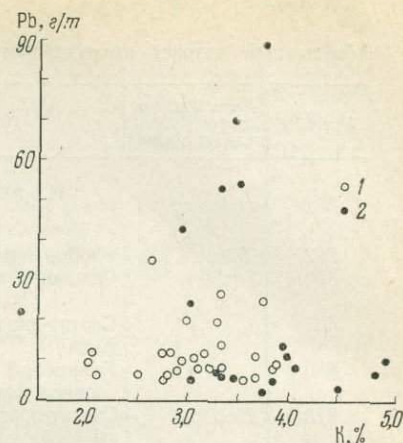


Рис. 3. Характер зависимости между содержанием Pb и K в породах из штоков и даек Позднего Шахтаминского комплекса (внутри ореола)

1 — пробы из тел, располагающихся на рудных полях; 2 — пробы из тел, располагающихся вне рудных полей

функцией. Средние геометрические для Mo, Pb, Cu и Zn для «первичного» распределения внутри ореолов близки к таковым для внеореольных проб, отличаясь от последних несколько пониженными значениями (табл. 2). Содержания Mo в предрудных комплексах близки к средним концентрациям этого элемента в Шахтаминском (5) и Амуджиканском массивах (7). Для внеореольных проб позднего Шахтаминского комплекса линейная прямая зависимость между Pb и K (петрогенный хозяин свинца в магматическую стадию) проявлена достаточно четко (рис. 2). Внутриореольные пробы обнаруживают при одном и том же содержании K резкоповышенные, резкопониженные и промежуточные концентрации свинца (рис. 3). Для последних корреляционный характер связи Pb—K сохраняется, а сами пробы в основном располагаются за пределами рудопоявлений. Пробы с повышенными и пониженными содержаниями свинца относятся к дайкам и штокам в пределах рудных полей. Эти данные свидетельствуют, по-видимому, об интенсивном перераспределении рудных компонентов в период формирования эндогенного ореола.

Дайки граносенит, сиенит-порфиров и аплитов, наиболее близкие по времени формирования к развитию свинцово-цинковой рудной формации Приаргунья, являются самыми поздними интрузивными проявлениями первого мезозойского магматического цикла (J_{2-3}). Этот магматический этап объединяет покровы и субвулканические дайки калиевых трахибазальтов, трахиандезитов и комагматичные с ними многофазные интрузии (Акатуевский, Запокровский, Куйтунский штоки), зачастую являющиеся корневыми частями вулканических аппаратов. Более поздний — верхнеюрский (возможно, донижнемеловой) магматический этап представлен трахибазальт-трахиандезит-липаритовой формацией эффузивов и субвулканических даек кварцевых порфиров и санидиновых порфиров. Данные по абсолютному возрасту интрузивных и эффузивных образований обоих магматических циклов приводятся в табл. 3. Месторождения сульфасольно-полиметаллической формации структурно контролируются предрудными субвулканическими дайками второго магматического цикла (дайки санидиновых порфиров на месторождении Меркурьева Гора, дайки кварцевых монзонит-порфиров на Михайловском месторождении).

Абсолютный возраст интрузивных и эффузивных пород Приаргуны *

№ пробы	Материал, по которому определяется возраст	Порода	Место взятия образца	Абсолютный возраст, млн. лет
Интрузивные породы				
582	Биотит	Габбро-сиенит первой фазы	Далбыркейский шток	184
898	»	Слюдяной лампрофир	То же	183
481	»	Сиенит-диорит главной фации	Акатуевский массив, центральная часть	157
480	»	Кварцевый сиенито-диорит главной фазы	Акатуевский массив, южная часть	147
973	Порода	Сиенит-порфир третьей фазы	Акатуевский массив гора 9-ая Пятница	147
489	»	Граносиенит-порфир (сл. хлоритизации)	Северо-Акатуевский шток	118
521	»	Спессартит	Гора Быльчиха, северная окраина Акатуевского рудного поля	122
507	»	»	То же	61
580	Биотит	Порфиroidный сиенит-диорит	Карагантуйский шток	157
580А	Порода	Аплит, жила в сиенит-диоритах	» »	83
893	»	Дайка габбро-порфирита	» »	136
936	»	Покров трахиандезитов	Южный экзоконтакт	136
940	»	Амфиболовый сиенит-порфир третьей фазы	Боямшинский шток	136
799	Биотит	Сиенит-диорит	Запокровский шток	148
1048	Порода	Аплит второй фазы	» »	122
				118
472	Биотит	Сиенит-диорит	Быстринский шток	114
842	»	Кварц-монцитонитовый порфир	Михайловский шток	135
1001Б	Порода	Спессартит	В экзоконтакте Михайловского штока	166
1068	»	»	Михайловское рудное поле	166
Эффузивные породы				
Среднеюрские эффузивы				
675	»	Оливин-пироксеновый трахибазальт	Базальный покров Алексеевская Заводская мулда	185
861А	»	То же	Базальный покров Шара-Шараканской депрессии	175
343	Порода	Оливин-пироксеновый трахибазальт	Средняя часть разреза Алексеевской заводской мулды, падь Сухой Лог	144
345	»	Пироксен-амфиболовый трахибазальт	Вершина горы Яковлевской	157
Верхнеюрские эффузивы				
350А	»	Стекловатый олигофиртовый трахиандезито-базальт	Нижний покров, подножье горы Бугуя	140
662	»	То же	Верхний покров, вершина Сопки Бродинской	127
349А	»	Биотитовый санидинплагиоклазовый трахилипарит из трахилипарита	Покров, залегающий на толще 350А-662, вершина горы Бугуя	147

№ пробы	Материал, по которому определялся возраст	Порода	Место взятия образца	Абсолютный возраст, млн. лет
349	Биотит	То же	То же	139
515	»	Фельзолипарит	Западный фланг Акатуевского рудного поля	153
359	»	Санидиновый трахилипарит	Верхний покров, Журавлевский свхоз, Правый борт Газимура	166

* Определения произведены в Лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО АН СССР под руководством доктора Геол.-Мин. наук С. Б. Брандта.

Таблица 4

Средние содержания Pb и Zn в интрузивных и эффузивных породах Приаргунья

Цикл	Порода, массив, фаза	Число проб (n)	Pb		Zn		
			\bar{c} , г/т	V-коэффициент вариации	n	\bar{c} , г/т	V, %
Средне-верхнеюрский магматический цикл	Габбро-сиениты; 1-я фаза Акатуевского массива	10	30	36	10	100	22
	Сиенито-диориты; 2-я фаза Акатуевского массива	35	27	26	35	61	39
	Граносиенит-порфиры; 3-я фаза Акатуевского массива	15	31	35	13	53	40
	Граносиенит-порфиры (гидротермально измененные)	12	12	71	12	37	58
	Аплиты сиенит-аплиты 2-й фазы	3	29			28	
	Калиевые трахиандезиты, нижнеюрские покровы	13	26	82	9	59	81
	Субвулканические дайки Трахиандезит-порфиритов (пропилитизированные)	6	12		5	82	
Верхнеюрский магматический цикл	Трахиандезиты — верхнеюрские покровы		14	38		119	26
	Кварцевые порфириты — субвулканические дайки (пропилитизированные)	11	8		11	75	
	Трахилипариты	18	26	41	11	56	100
	Кварц-санидиновые порфиры дайки	(2)	31		(2)	74	

Данные по содержаниям свинца и цинка (средние геометрические в соответствии с логнормальным законом распределения) свидетельствуют о более высоких содержаниях Pb и более низких содержаниях цинка в породах раннего магматического цикла по сравнению с поздним (табл. 4). В конечных интрузивных членах не происходит накопления свинца. В то же время его концентрация во всех породах значительно выше кларковых содержаний в изверженных породах, по А. П. Виноградову. Близкие по величине содержания свинца в кислых и в основных членах (трахибазальты-аплиты, граносиенит-порфиры) объясняются исключительно высоким содержанием калия (до 3,5—4,5%) в трахибазальтах-трахиандезитах. Содержание цинка убывает к поздним дифференциатам в соответствии с уменьшением количеств магния и железа. Для позднего магматического цикла характерно закономерное убывание содержания цинка и возрастание количества свинца по мере раскисления пород. В раннем и в позднем комплексах по пониженным содержаниям свинца и обычно цинка выделяются гидротермально измененные (кварц-серицитовое, кварц-альбит-серицитовое замещение) дайки субэффузивных

пироксен-плагноклазовых и кварцевых порфиров, а также граносиенит-порфиров третьей фазы штоков. Большая часть этих даек располагается в карбонатной среде, нередко в пределах рудных полей. Наличие прямой линейной зависимости между содержаниями Pb и K в «базальтоидных» лампрофирах и эффузивных членах (рис. 4) обеих серий свидетельствует о том, что поведение свинца в магматическую стадию

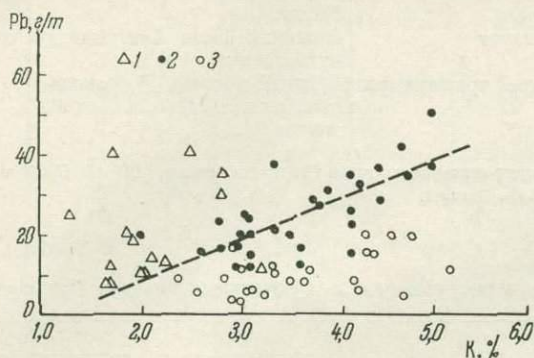


Рис. 4. Характер зависимости между содержанием Pb и K в дайках базальтоидных лампрофиров (1), трахибазальт-трахиандезитах (Александровская мульда) раннего и позднего магматических циклов (2) и в субвулканических дайках порфиров (3)

определяется его геохимической связью с калием. Пониженные содержания свинца при одинаковой калиевости пород в слабо проилитизированных дайках порфиров, залегающих в карбонатных породах, по-видимому, является следствием обеднения их свинцом при развитии процессов высокотемпературного приконтактного выщелачивания.

Характерно, что мезозойские магмы полиметаллического пояса привнесли значительно больше рассеянных в них свинца и цинка, что выражается в повышенных концентрациях этих элементов и преобладании объемов пород, первично обогащенных этими элементами.

1. Лампрофиры «базальтоидного» происхождения как в полиметаллическом, так и в золото-молибденовых поясах Восточного Забайкалья имеют с полезной минерализацией только пространственное и временное (в ряде мест) совмещение.

2. Причиной и в существенной мере источником полезного вещества в областях развития золото-молибденовой минерализации являются очаги гранитоидной магмы, давшей начало предрудным комплексам малых интрузий и даек.

3. В полиметаллическом поясе развитие гидротермальной деятельности связано с формированием двух сложных вулканоплутонических комплексов с существенной ролью трахибазальт-трахиандезитовых магм, а полиметаллическое оруденение является, по-видимому, двувозрастным.

4. Магмы в полиметаллическом поясе характеризуются более высокими содержаниями Pb и Zn и привнесли значительно большее по массе количество этих элементов по сравнению с магмами предрудных комплексов в золото-молибденовых поясах (на примере Шахтаминской зоны).

5. Данные по поведению рудных элементов позволяют говорить о проявлении процессов высокотемпературного перераспределения элементов, которое приводит к их резко неоднородному содержанию в пределах региональных ореолов и на рудных полях и, по-видимому, определяет обогащение ими вмещающих пород.

Л и т е р а т у р а

- Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1959, № 1.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн. «Петрология верхней мантии». Изд-во «Мир», 1968.

- Соловьева Л. В. Лампрофиры — производные базальтовых и гранитных магм (Восточное Забайкалье).— Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1969.
- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин С. Б. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена в Шахтминском рудном поле.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4.
- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин С. П. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтминском рудном поле (Восточное Забайкалье).— В сб. «Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1969.
- Антипин В. С., Кузьмин М. И., Козлов В. Д., Глазунова А. Д. Относительно средних содержаний и распределения молибдена и золота в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 4(5). Чита, 1969.
- Шатков Г. А. Геологическое строение Южно-Аргунской впадины и ее строения (Восточное Забайкалье). Л., 1965.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas — Bull. Volcanol. Napoli, 1959, ser. II, 20.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Е. М. КРЕСТИН

(Московский ордена Трудового Красного Знамени
Геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе)

Сульфидное медно-никелевое оруденение на северо-западе Сибирской платформы, как известно, генетически и пространственно связано с интрузиями долеритов и габбро-долеритов норильского и курейского комплексов. Все изученные на этой территории месторождения и рудопроявления относятся к двум генетическим типам: ликвационно-магматическому и позднемагматическому. Ликвационно-магматическое оруденение детально охарактеризовано во многих работах и в нашей статье в данном сборнике. Принципиальная возможность широкого развития позднемагматического оруденения в медно-никелевых месторождениях была впервые показана С. И. Талдыкиным (1959). Позднее Ю. Г. Старичкий и Е. В. Туганова (1965) на основе геологических данных выделили этот тип в медно-никелевых рудах северо-запада Сибирской платформы.

Проведенное изучение первичных магматических раскристаллизованных включений в плагиоклазе самой поздней генерации показало (Громов, Крестин, 1967), что наряду с породообразующими силикатами они содержат повышенное (до 15—20%) количество рудных минералов (в том числе сульфидов), что однозначно доказывает концентрацию части рудных компонентов на позднемагматической стадии.

Нами среди проявлений этого типа минерализации выделяется несколько групп, которые наряду с общностью образования их на последних этапах эволюции магмы различаются между собой по ряду геолого-структурных и минералогических признаков.

Рудосносные габбро-пегматиты генетически и пространственно связаны с интрузиями габбро-долеритов норильского комплекса, в большинстве случаев крутосекущими и сложно построенными.

Габбро-пегматиты слагают линзы, штоки и жилки размером от $0,1 \times 0,3$ до $0,2 \times 1$ м, которые располагаются в верхних горизонтах или у нижних контактов интрузий в средне- и мелкокристаллических троктолитовых и пикритовых габбро-долеритах и в некоторых случаях в

подстилающих роговиках. Характерно, что наиболее распространены линзовидные тела, располагающиеся примерно параллельно подошве интрузии. Вмещающие породы обычно довольно интенсивно изменены (хлоритизированы, цеолитизированы и т. д.) и разбиты трещинами.

Рудные горизонты в целом представляют линзовидные тела с содержанием вкрапленности до 15—30% мощностью от 1 до 7 м (обычно 2—4 м) и протяженностью от 50 до 300 м. Иногда в них устанавливаются сплошные руды.

Сульфидная вкрапленность, рассеянная в теле интрузий, отмечается практически во всех никеленосных трапповых интрузивах.

Сульфидная вкрапленность (1—3%) обычно довольно равномерно рассеяна по мощности и площади интрузий, хотя иногда и наблюдаются довольно редкие локальные вариации в ее содержании или незначительная (до 10—15%) концентрация ее в отдельных частях интрузий, обусловленная микродифференциацией кристаллизующегося магматического расплава.

Сульфидная вкрапленность, слагающая неправильные рудные тела и «подвешенные» горизонты, отмечается в основном в интрузиях норильского комплекса.

Сульфидные вкрапленные руды наблюдаются в виде неправильных, шширообразных, столбообразных и линзовидных тел с содержанием сульфидов не более 10%, размеры которых измеряются первыми метрами (до 6 м). За пределами этих тел оруденение полностью исчезает. Переходы к безрудным долеритам постепенные. Иногда количество таких шширообразных тел возрастает, и они слагают более или менее выдержанный горизонт.

К этой группе нами отнесены также рудопроявления, в которых сульфидная вкрапленность образует горизонты, «подвешенные» внутри или висячем боку (верхняя рудная зона месторождения Норильск-1; Смирнов, 1966) интрузий. Распределение оруденения как по простиранию, так и по падению горизонта весьма неравномерное. Обычно оно слагает несколько невыдержанных кулисообразно заходящих друг за друга линзовидных тел, с содержанием сульфидов 5—10%, разделенных интервалами, в которых вкрапленность практически отсутствует. При этом отмечается, что максимальное оруденение приурочено к шширам крупнокристаллических и пегматоидных габбро-долеритов или к пологим пластовым трещинам отдельности.

Сульфидная вкрапленность, приуроченная к ксенолитам осадочных пород, связана в основном с интрузиями курейского комплекса, оруденение в которых приурочено к горизонту порфиroidных долеритов в 40—50 м от подошвы интрузии, где содержатся шширообразные, гнездообразные, иногда линзообразные ксенолиты тонкозернистых, полностью перекристаллизованных вмещающих пород размером от 0,5×1,0 до 2×3,5 м. Долериты вблизи ксенолитов более крупнокристаллические, до пегматоидных, с токситовой структурой.

Сульфидная вкрапленность приурочена к контактам ксенолитов с вмещающими их порфиroidными долеритами, распространяясь на 25—30 см в обе стороны от контакта. При этом вкрапленность в ксенолитах и в долеритах непосредственно на контакте густая (до 30—40%), мелкая, тонко рассеянная в породе. Вокруг ксенолитов развита редкая, крупная (иногда до 5—6 см) вкрапленность. В порфиroidных долеритах, удаленных от ксенолитов, оруденение обычно отсутствует.

Сульфидная вкрапленность, приуроченная к зонам брекчирования и трещиноватости. Оруденение представлено вкрапленными рудами, локализующимися в измененных габбро-долеритах вблизи зон дробления и повышенной трещиноватости. Распределение оруденения в породе весьма неравномерное. Обычно оно приурочено

к хлоритовым прожилкам, микротрещинам, участкам более раскристаллизованной породы и пегматоидным образованиям. Содержание вкрапленности составляет обычно 5—10%, достигая на отдельных участках 30%. Иногда в этих горизонтах отмечаются сплошные руды.

Во всех рассматриваемых группах сульфидные вкрапленники представлены неправильной формы ветвистыми, лапчатыми и червеобразными выделениями, часто соединяющимися между собой тонкими проводничками. Они обычно заполняют интерстиции между породообразующими минералами и частично корродируют их. При этом часто происходит изменение контактирующих с сульфидами силикатов.

Формы выделений минералов и характер их взаимоотношений (генерации) в позднемагматических рудах сходны с ликвационно-магматическими (Крестин, 1968). Отмечаются лишь некоторые различия, обусловленные в основном различиями в количественном составе. Состав руд каждой из выделенных групп приведен в таблице.

Т а б л и ц а

Количественно-минералогический состав позднемагматического оруденения (в объемн. %)

Группа	Пирротин	Пентлацит	Халькопирит	Кубанит	Магнетит, ильменит, ильменомагнетит
Рудоносные габбро-пегматиты	0—10	8—10 (до 18)	20—35(до 85)	35—45	15—25(до 40)
Рассеянная сульфидная вкрапленность	25—35	5—18	40—50	15—25(до 70)	20—30(до 70)
«Подвешенные» горизонты и рудные тела неправильной формы	50—70 ед. зерна	2—5 5—15	20—30(до 60) 30—40(до 60)	1—3 40—60(до 80)	10—15 15—25
Ксенолиты осадочных пород	30—40	2—15	20—25	10—15	20—25
Зоны брекчирования и трещиноватости	50—60	1—10	5—20	Ед. зерна	10—30
Вкрапленные ликвационно-магматические медно-никелевые руды	50—60(до 90)	5—8	10—20	5—10	8—20

Как видно из таблицы, руды позднемагматического типа сложены главным образом халькопиритом и кубанитом, а пирротин развит обычно в подчиненном количестве, а иногда вообще отсутствует. Наиболее отличными по составу являются руды, генетически связанные с габбро-пегматитами. Широким развитием пользуются ильменит и ильменомагнетит.

Наряду с отмеченными главными минералами в незначительных количествах в ряде случаев отмечаются валлериит, сфалерит и пирит.

Как отмечалось, для всех описанных проявлений оруденения позднемагматического типа характерно замещение силикатных минералов габбро-долеритов сульфидами, причем в первую очередь происходит замещение моноклинного пироксена. Плагноклаз и оливин замещаются слабее. В связи с этим в рудах при широком развитии вкрапленности довольно часто наблюдается апопойкилитовая структура. Наряду с замещением силикатов габбро-долеритов сульфидами происходит их изменение и замещение постериорными минералами. Наиболее интенсивно эти процессы наблюдаются в проявлениях, связанных с габбро-пегматитами.

Отмечается несколько стадий этого изменения.

Пироксены на первой стадии замещаются коричневато-зеленой роговой обманкой и биотитом в виде мелких (не более 0,02 мм) зерен, довольно равномерно распределенных по всему зерну пироксена. Далее по пироксену образуется гомоосевая псевдоморфоза обыкновенной буровато-синеватозеленой роговой обманки. Обыкновенная роговая обманка является, по-видимому, продуктом автотематоморфизма и с образованием сульфидов не связана. Моноклинный пироксен и обыкновенная роговая обманка замещаются сине-зеленой уралитовой роговой обманкой, также часто образующей псевдоморфозы или слагающей агрегаты и метелки. В следующую стадию образуется актинолит, замещающий уралитовую роговую обманку. Он слагает тонковолокнистые сноповидные агрегаты, розетки, метелки и т. д.

Если на этом же участке наблюдается интенсивная сульфидная вкрапленность, то наряду с актинолитом развивается биотит. Заканчивается этот процесс образованием хлорита.

В плагиоклазах на первых стадиях по трещинам отмечается частичная деанортизация и сосюритизация. При интенсивном изменении он почти полностью замещается скаполитом и несколько позднее цеолитами.

Оливин является наиболее устойчивым минералом, что по-видимому, объясняется тем, что обычно он окружен автотематоморфической «рубашкой» колломорфного серпофита или боулингита. Если же зерно оливина разбито трещинками, то оно полностью замещается серпентином и тальком или иддингситом (при железистости более 25% фаялита).

Характерно очень широкое развитие биотита, повсеместно сопровождающего сульфидную вкрапленность, и наличие среди сульфидов иголок апатита.

Как видно из приведенного фактического материала, описываемый генетический тип четко отличается от ликвационно-магматических руд: 1) по морфологии оруденения, 2) по количественно-минералогическому составу, 3) по характеру их интенсивности изменения силикатных минералов.

1. Руды позднемагматического генезиса связаны с габбро-пегматитами или рассеяны по всей мощности интрузии, образуют неправильные рудные тела и горизонты в различных частях разреза, а также приурочены к ксенолитам осадочных пород и зонам брекчирования. Ликвационно-магматические руды связаны с определенной разновидностью пород, богатой магнезиальным оливином, и приурочены обычно к самому нижнему горизонту интрузии, в некоторых случаях образуя вместе с несущими их пикритовыми габбро-долеритами «подвешенные» горизонты.

2. Для большинства позднемагматических руд характерно широкое развитие халькопирита и кубанита, преобладание их над пирротинном, а иногда и полное отсутствие последнего. При этом характерно, что наряду с некоторым увеличением количества халькопирита, пирротин уступает свое место в рудах в основном кубаниту. Кроме того, для этих руд характерно повышенное содержание титаномagnetита. В ряде случаев содержание его настолько высоко, что оруденение становится комплексным медно-никелевым и титаномagnetитовым. Аналогичное оруденение установлено в Чинейском массиве и в Цагинском месторождении на Кольском полуострове.

3. Характер и интенсивности изменения силикатных минералов требуют дальнейшего изучения. Однако уже сейчас можно отметить, что для позднемагматических руд характерно более интенсивное (на 15—25%) изменение и замещение силикатов сульфидами и постериорными минералами, чем для руд ликвационного генезиса.

Подавляющее большинство исследователей при изучении образования медно-никелевых руд концентрируют все внимание только на процессе ликвации и дальнейшем поведении отликвированных сульфидов и со-

вершенно не рассматривают процесса кристаллизации силикатного расплава с растворенными в нем металлами, исключая тем самым огромное количество никеля, меди и других полезных компонентов как возможных источников месторождений.

Этот силикатный расплав может внедряться в одну камеру с дифференциатами, несущими откивировавшие сульфиды, образуя месторождения сложного генезиса (Норильск I, руч. Нижний и др.), в которых значительная часть сульфидной вкрапленности образована в позднемагматическую стадию.

В других случаях он может внедряться отдельно, образуя самостоятельные интрузивные тела с описанным выше позднемагматическим оруденением.

После внедрения этого расплава в результате понижения температуры происходит кристаллизация силикатных минералов. Изучение первичных кристаллофлюидных включений в плагиоклазе из габбро-пегматитов (Громов, Крестин, 1968) показало, что их гомогенизация в жидкую фазу происходит при температуре около 730°С. Рудные компоненты благодаря наличию летучих остаются в расплаве до тех пор, пока все силикаты не выкристаллизуются. В результате образуется остаточный существенно рудный расплав, обладающий благодаря обогащению летучими определенной подвижностью, последующая кристаллизация которого приводит к образованию позднемагматических руд, все разнообразие которых определяется условиями становления интрузий.

Широкое развитие в позднемагматических рудах халькопирита и кубанита за счет пирротина и высокое содержание ильменомagnetита и ильменита указывают на обогащение остаточного расплава медью и титаном. Позднемагматическое оруденение верхней рудной зоны Норильск I в несколько раз богаче золотом и платиноидами, чем ликвидационные руды (Смирнов, 1966).

В случае относительно быстрого и равномерного застывания магматического расплава остаточный расплав накапливается в интерстициях между первичными минералами, образуя при кристаллизации вкрапленность, довольно равномерно рассеянную по всему телу интрузии. Имеющие место локальные вариации в содержании вкрапленности или незначительное обогащение отдельных частей интрузий объясняются, по-видимому, микродифференциацией кристаллизующегося расплава, которой «способствует ряд физико-химических факторов: неравномерное охлаждение при условии недостаточного перемешивания расплава, возникновение зональности в твердой фазе, неравномерный рост числа центров кристаллизации в связи с неравномерным распределением температуры в расплаве при недостаточном выравнивании этих неравномерностей диффузией и другие явления» (Лебедев, 1957).

В случае более усиленного фракционирования остаточный расплав обособляется в форме неправильных, штирообразных и линзовидных участков с отдельными скоплениями сульфидов, разобщенных совершенно пустыми породами или содержащими их лишь в виде редких и изолированных зерен.

Благоприятным фактором для обособления рудных компонентов могут явиться ксенолиты осадочных пород. При погружении холодных ксенолитов в частично раскристаллизованный расплав различие температур вызывает миграцию летучих и связанных с ними металлов в направлении к ксенолиту. В результате расплав вблизи него обогащается летучими, что обуславливает атакситовую текстуру пород и несколько большие размеры кристаллов силикатных минералов.

В результате внешних и внутренних динамических воздействий остаточный расплав образует горизонты в пластичном интрузивном теле, занимающие в разрезе самое различное положение («подвешенные» горизонты), а в случае затвердевания материнских пород выжимается в пла-

стовые трещины или инъецирует по зонам брекчирования и повышенной трещиноватости, слагая самые разнообразные по форме главным образом секущие тела. В этом случае оруденение имеет эпигенетический характер. Вкрапленность приурочивается к прожилкам автотематоморфических минералов, микротрещинам, участкам более раскристаллизованных пород и пегматоидным образованиям, что обусловлено наличием в расплаве большого количества летучих.

Наиболее интересным и вместе с тем наименее изученным является вопрос об условиях образования рудоносных габбро-пегматитов, с которыми связаны как вкрапленные, так и сплошные руды.

В настоящее время сульфидоносные габбро-пегматиты установлены во многих медно-никелевых месторождениях: Ниттис-Кумужья-Травяная (Карпов, 1959, 1962, и др.), массив Ципринга (Бурцева, 1959), Аллареченское (Кочнев-Первухов, 1967) на Кольском полуострове, Северное Прибайкалье, трубки Влакфонтен в Бушвелде (Schwellnus, 1935, и др.), Инсизва (Scholtz, 1937) и др.

Во всех случаях габбро-пегматиты приурочены к тектонически нарушенным участкам, слагая штоки, линзовидные, трубо- и столбообразные тела, секущие материнские породы.

Эти факты достаточно убедительно показывают, что обособление остаточного расплава, давшего эти образования, происходило не на месте их современного залегания, а на более глубоких горизонтах интрузий, возможно в их прикорневых частях.

Под влиянием тектонических движений, а также внутреннего напряжения, обусловленного накоплением летучих компонентов, остаточный расплав внедряется в застывшие или полустывшие материнские породы, выполняя в них трещины. В связи с понижением температуры начинается кристаллизация остаточного расплава. При наличии большого количества летучих кристаллизующиеся первыми силикатные минералы образуют крупные кристаллы. Кроме того, особенно при внедрении в полустывшие породы происходит частичная резорбция и собирательная перекристаллизация силикатных минералов последних. Все это приводит к образованию габбро-пегматитов или крупнозернистых пегматоидных габбро-долеритов.

В последнюю стадию процесса кристаллизуются сульфиды, образуя довольно крупные зерна, располагающиеся в интерстициях между силикатами. Характерно сравнительно широко развитое замещение силикатных минералов сульфидами и постериорными (иддингсит, боулингит, скаполит, цеолиты и др.) минералами.

Необходимо отметить, что для окончательного решения вопроса о причинах и механизме процессов отщепления остаточных пегматитообразующих продуктов магматического расплава в настоящее время еще нет достаточных данных. Не исключена возможность, что образование пегматитообразующего расплава является не просто результатом постепенного накопления остаточных продуктов кристаллизации магмы, а что в процессе кристаллизации магмы в результате возникающего при этом неравномерного распределения летучих может происходить отщепление пегматитообразующего расплава в виде самостоятельной полностью или частично не смешивающейся жидкости (Лебедев, 1957).

Рассматривая вопрос о перспективности оруденения позднемагматического генезиса, необходимо отметить, что наиболее интересными и промышленно ценными являются, по-видимому, проявления, приуроченные к зонам брекчирования и трещиноватости или генетически связанные с габбро-пегматитами, которые в других медно-никелевых провинциях мира, изученных более детально, содержат богатое промышленное оруденение.

Выделение позднемагматического типа оруденения позволяет объяснить подавляющее большинство тех особенностей медно-никелевых месторождений, которые считаются признаками их гидротермального или инфильтрационно-автометасоматического генезиса.

Литература

- Бурцева З. А. К вопросу о генезисе медно-никелевого сульфидного оруденения в массиве Ципринга (Северная Карелия).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 13.
- Громов А. В., Крестин Е. М. О магматических включениях в породообразующих минералах никеленосных трапповых интрузивов.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2.
- Громов А. В., Крестин Е. М. Характеристика магматических включений в минералах никеленосных трапповых интрузивов.— В сб. «Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов». М., 1968.
- Карпов Р. В. Пегматиты основных пород Монче-Тундры и связанное с ними сульфидное оруденение.— Геол. рудных месторожд., 1959, № 5.
- Карпов Р. В. Зональные рудоносные габбро-пегматиты Монче-Тундры.— Изв. высших учеб. заведений, геол. и разв., 1962, № 12.
- Кочнев-Первухов В. И. Ультраосновные интрузии Аллареченского района (геология, петрография, химизм).— Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1967, вып. 1.
- Крестин Е. М. Об условиях кристаллизации сульфидов вкрапленных медно-никелевых руд Курейского района.— Изв. высших учеб. заведений, геол. и разв., 1968, № 7.
- Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
- Смирнов М. Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд.— Изд-во «Недра», 1966.
- Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Генетические типы медно-никелевых руд на Сибирской платформе.— Геол. рудных месторожд., 1965, № 1.
- Талдыкин С. И. К вопросу происхождения медно-никелевых сульфидных месторождений.— Вестник Ленингр. ун-та, серия геол., геогр., 1959, № 12, вып. 2.
- Scholtz D. L. The magmatic nickeliferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1937, 39.
- Schwellnus C. M. The nickel-copper occurrence in the Buchveld igneous complex, west of the Pilandsbergen.— A preliminary report. U. S. Africa Dep. Mines. Geol. Surv., Bull., 1935, N 5.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ, СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО РАЙОНА

В. Н. ЩУКИН, В. Е. МИНОРИН, А. Д. ХАРЬКИВ

(Якутское ордена Ленина
территориальное геологическое управление)

Мало-Ботуобинский алмазонасный район охватывает бассейн р. Мало-го Ботуобия и входит в состав Западно-Якутской алмазонасной провинции Сибирской платформы.

На территории района распределены нижнепалеозойские карбонатные породы и алмазонасные верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, мезозойские терригенные, преимущественно песчаные отложения. Магматические породы района представлены интрузиями долеритов, диабазов, диабазовыми и туфовыми трубками среднепалеозойского, верхнепалеозойского возраста и кимберлитами.

Общая мощность пород чехла (глубина до фундамента) 1,5—2,5 км по данным Т. С. Кутузовой. Кристаллический фундамент разбит на блоки, вытянутые преимущественно в субмеридиональном ССВ направлении.

Кимберлиты прорывают толщу нижнего палеозоя, иногда содержат ксенолиты среднепалеозойских диабазов и перекрываются нижнеюрскими осадками. Минералы-спутники алмаза и сами алмазы обнаружены в

средне-верхнекарбонových и пермских терригеновых породах. На основании этих фактов возраст кимберлитового вулканизма Мало-Ботуобинского района определяется как досреднекарбонový, вероятно, девонский (Щукин и др., 1967).

Рассматриваемый район находится в области приподнятой Ботуобинской седловины (южное продолжение Анабарской антеклизы), которая разделяет Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы. Вдоль восточной окраины седловины, в центральной части Мало-Ботуобинского алмазоносного района, проходит субмеридиональная (ССВ) Вилюйско-Мархинская зона глубинных региональных разломов (протяженность около 800 км, ширина 20—150 км).

Структура Мало-Ботуобинского кимберлитового поля, размещение кимберлитовых тел определяется главным образом положением глубинных разломов Вилюйско-Мархинской зоны. Разломы в зоне выражены не сплошными линиями, а сложной системой кулисообразных, иногда ветвящихся разрывов субмеридионального (ССВ) простирания протяженностью 5—15 км. Ширина зоны в пределах района 20—30 км, расстояние между разломами от 3—6 до 10—15 км. Эти разломы залечены дайками диабазов и отчетливо фиксируются магнитными и гравиметрическими съемками.

Наряду с субмеридиональными глубинными разломами в районе широко развиты разломы северо-западного и субширотного (ЗСЗ), реже — северо-восточного пространства. Разломы северо-западного простирания фиксируются только по геологическим данным (непосредственно наблюдаются небольшой протяженности разрывы или связанные с ними узкие впадины). Субширотные разломы четко фиксируются гравиметрическими съемками. Возможно, что именно пересечение этих разломов с зоной субмеридиональных глубинных разломов создало условия для проникновения кимберлитового расплава, и участки пересечения зон разломов можно рассматривать в качестве перспективных на обнаружение кимберлитов.

К настоящему времени в пределах района уверенно прослежено положение трех глубинных разломов: Западного, Мирнинского и Восточного. Менее четко выражен и прослежен на коротком отрезке Параллельный разлом. Перечисленные разломы наиболее четко фиксируются магнитной и гравиметрической съемками на участках, где по разломам внедрились диабазы или имеются существенно вертикальные смещения, обычно в кристаллическом фундаменте и низах осадочного чехла. В верхних частях осадочной толщи, на дневной поверхности зоны разломов выражены слабо. Вертикальные смещения отсутствуют или проявляются в отдельных участках (блоках) и имеют небольшую амплитуду — до первых десятков метров.

Диабазовые тела, внедрившиеся вдоль глубинных разломов, обычно «слепые». На дневной поверхности среди пород ордовика закартированы дайки мощностью до 50—300 м (протяженность до 20 км) только в бассейне р. Ыгыатта и маломощные (до нескольких метров) жилы по Восточному разлому на правобережье р. Ирелях. Очевидно, разломы затухали в верхней толще осадочного чехла и только в отдельных местах основная магма достигала ее и даже прорывала, о чем свидетельствует присутствие вдоль некоторых разломов диабазовых и туфовых трубок (например, Аппаинские трубки). Возраст пород трапповой формации триасовый и предположительно среднепалеозойский.

Нижнепалеозойские породы, вскрытые выработками вдоль разломов, в некоторых пунктах брекчированы, превращены в глину с зеркалами скольжения и обломками более плотных карбонатных пород. Брекчии часто пиритизированы, иногда пропитаны магнетитом и содержат многочисленные прожилки кальцита.

Зоны брекчирования на поверхности нижнепалеозойских отложений имеют, по-видимому, незначительную мощность (до первых десятков

метров), а иногда, возможно, отсутствуют, так как выработки, пройденные в зонах глубинных разломов, встречали брекчии в редких случаях. Это дополнительно свидетельствует о затухании движений по разломам в верхах осадочной толщи.

Оси глубинных разломов неровные, слабо искривленные с простиранием, изменяющимся от ССВ 7—12 до 25°, плоскости крутые. Судя по залеганию даек диабазов и геофизическим данным, плоскости глубинных разломов падают на ВЮВ под углом 75—85°.

Кимберлитовые тела Мало-Ботуобинского алмазоносного района пространственно тяготеют к зонам охарактеризованных глубинных разломов субмеридионального простирания и располагаются на расстоянии от 0,2—1,5 до 3,5 км по обеим сторонам от последних.

В настоящее время в районе известно шесть кимберлитовых трубок, две сопряженные с ними жилы и одна самостоятельная жила А-21.

На основании линейного расположения группы кимберлитовых тел: трубки Мир, Спутник и соединяющей их жилы сделан вывод, что кимберлиты располагаются по оперяющей Мирнинский глубинный разлом трещине.

Большинство открытых кимберлитовых тел расположено возле Западного глубинного разлома: трубка им. XXIII съезда КПСС, Амакинская, Таежная, жила А-21 (Шукин и др. 1967).

Кимберлитовые трубки имеют на поверхности форму неправильных овалов. Длинные оси всех кимберлитовых трубок ориентированы в северо-западном направлении по азимуту 315—335°. Соотношение коротких и длинных осей колеблется от 1 : 1,1 до 1 : 3. По имеющимся данным следует, что трубки с глубиной сужаются, приобретая дайкообразную форму, и склоняются в сторону ближайшего глубинного разлома. Углы падения крутые (70—90°) и увеличиваются с глубиной. Обычно ближайший к глубинному разлому контакт трубок крутой (до вертикального), удаленный (противоположный), более пологий.

Кимберлитовые жилы сопряжены с трубками или располагаются отдельно и подчеркивают наряду с вытянутостью трубок приуроченность кимберлитовых тел к разрывам северо-западного простирания. Азимут простирания известных жильных тел изменяется от СЗ 315—325 до 355°; падение северо-восточное под углом 75—85°, редко 50°.

Весьма интересна отдельная кимберлитовая жила А-21, расположенная в 800 м от глубинного разлома. В плане она имеет сложную изогнутую (линзовидную) форму, причем ее северо-западная часть изгибается в сторону Западного глубинного разлома (рис. 1). Азимут простирания жилы изменяется от 325 до 355°; падение северо-восточное, восточное, а угол падения меняется с глубиной от 50 до 85—90°. Мощность жилы в изученной части (на протяжении 25 м) изменяется от 2 до 10 м. Максимальная мощность в центральной части тела. Жила А-21 по своей конфигурации удивительно похожа на трещины отрыва, возникающие обычно при деформации сдвига.

Трещины северо-западного простирания, по которым располагаются кимберлитовые тела, туфовые трубки, а также длинные оси кимберлитовых тел, образуют с осями глубинных разломов углы, равные обычно 30—45°. Они подчеркиваются иногда узкими впадинами доюрского палеорельефа, например, возле Восточного разлома.

Перечисленные факты, характеризующие структуру кимберлитового поля, отдельных кимберлитовых тел, позволяют достаточно объективно предположить, что кимберлитовые тела района внедрились по трещинам отрыва, оперяющим региональные глубинные разломы ССВ простирания.

В среднепалеозойское время, в период формирования кимберлитов по глубинным разломам наряду с вертикальными смещениями происходили (и, видимо, преобладали) горизонтальные сдвиги. Крупные сдвиги

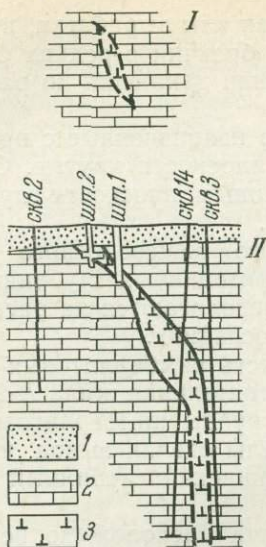


Рис. 1. Кимберлитовая жила А-21

- I — форма жилы в плане; II — форма жилы в разрезе;
 1 — пески и песчаники нижнеюрского возраста;
 2 — карбонатные отложения нижнего ордовика;
 3 — кимберлиты

сопровождались образованием глубоких трещин отрыва, по которым и внедрился кимберлитовый расплав. Судя по расположению, конфигурации трещин отрыва, здесь мы имеем левые сдвиги.

О последовательности формирования кимберлитовых трубок и сопряженных с ними жил можно судить по данным изучения этих объектов в районе трубки Мир.

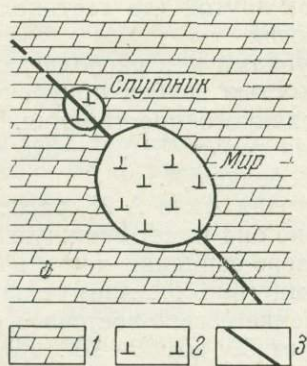


Рис. 2. Взаимоотношение кимберлитовых трубок Мир и Спутник с кимберлитовой жилой

- 1 — карбонатные отложения нижнего ордовика; 2 — кимберлиты; 3 — кимберлитовая жила

В эксплуатационном карьере кимберлитовая жила установлена к юго-востоку от трубки Мир, а также между названной трубкой и трубкой Спутник. При прослеживании жилы на северо-запад она фиксируется в трубке Спутник, прорывая последнюю недалеко от ее северо-восточного контакта. Жила также продолжается и на северо-запад от трубки Спутник (рис. 2). Следует отметить, что в трубке Мир жила отсутствует, обрываясь непосредственно на контакте с трубкой. На основании такого соотношения жилы с трубками можно утверждать, что по времени образования самой ранней была трубка Спутник, после нее произошло образование жилы, а последней сформировалась трубка Мир.

Среди кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского района наряду с телами, сложенными одной генерацией кимберлитов, известны трубки

со сложным (полифазовым) строением, формирование которых происходило в несколько приемов. Примером однофазовых трубок могут быть названы Таежная, им. XXIII съезда КПСС и Спутник. По своему характеру кимберлитовые жилы, вероятно, являются также одноактными образованиями. Кимберлитовая трубка Амакинская состоит из двух разновидностей брекчий: в одной содержится очень мало пироба, а в другой количество этого минерала повышено (Бобриевич и др., 1964; Фиранцесон, 1967).

Анализируя полученные новые данные по геологическому строению трубки Мир, мы приходим к выводу, что трубка является многофазной, вероятно, двух- или трехфазной. В качестве первого приближения первой фазы можно считать северо-западную половину трубки, в качестве второй — юго-восточную, отделенную от северной перемычкой, насыщенной ксенолитами, и в качестве вероятно третьей — жилообразное тело в юго-восточной части трубки (V и IV тип, по Боткунову, 1964).

Вопрос распределения алмазов в пределах отдельных коренных месторождений наиболее детально рассмотрен на примере эксплуатирующейся трубки Мир.

Первые сведения о характере распределения алмазов в трубке Мир, полученные в процессе проведения геологической разведки, сводились к следующему: алмазы в кимберлитовой трубке Мир распределяются статистически равномерно. Однако при проведении эксплуатационной разведки и разработки трубки Мир было установлено неравномерное распределение алмазов как в пределах месторождения в целом, так и в пределах блоков, сложенных отдельными типами кимберлита (Боткунов, 1964).

На основании изучения вещественного состава кимберлитовых пород, выполняющих трубку Мир, группой геологов ЯФ СО АН СССР (Ковальский и др., 1969) был сделан вывод о том, что существующие колебания содержания алмазов определяются главным образом особенностями в распределении ксеногенного материала. С другой стороны, было показано, что содержание алмазов связано прямой зависимостью с количеством кимберлитового материала в общем объеме кимберлитовой брекчий.

Весьма интересным в научном и практическом отношении является выяснение степени алмазоносности кимберлитовых трубок на глубине. В результате несложных математических расчетов данных по алмазоносности керновых проб кимберлитов трубки Мир и Удачная было доказано равномерное содержание алмазов на всю разведанную глубину (600 м). Однако согласно представлениям А. И. Боткунова (1964) алмазоносность кимберлитов с глубиной должна падать.

Для получения более объективных данных о характере алмазоносности кимберлитов трубки Мир на разведанную глубину (600 м) сотрудником Алмазной лаборатории ЦНИГРИ Н. С. Маковской были обработаны с применением дисперсионного анализа и расчетов на ЭВМ средние содержания алмазов по валовым и керновым пробам.

В результате было установлено, что распределение алмазов в трубке Мир до глубины 600 м характеризуется заметной неоднородностью, которая фиксируется начиная с третьего 100-метрового интервала и усиливается в нижележащих горизонтах, в то время как два верхних 100-метровых интервала несмотря на большое число наблюдений не выявляют неоднородность.

Отмеченная неоднородность проявляется в том, что на некотором среднем уровне алмазоносности (фоне) кимберлитов фиксируются замкнутые «подвешенные» участки с повышенным или пониженным содержанием алмазов. При этом участки с пониженной алмазоносностью приурочиваются главным образом к приконтактовым частям трубки, а области повышенной алмазоносности — к центральным частям.

Тенденция уменьшения содержания алмазов с глубиной использованными статистическими критериями не подтверждается. Отмечаемое уменьшение содержания по глубокой вертикальной скважине, вероятно, связано с тем, что эта скважина на глубине больше 600 м проходит в приконтактной части трубки, а также непредставительностью керновых проб в связи с резким уменьшением с глубиной их объема.

Исходя из анализа всех имеющихся данных, наши представления о строении и алмазности трубки Мир и других сложных по строению трубок сводятся к следующему.

Кимберлитовая трубка Мир является сложным телом, состоящим по крайней мере из двух трубок, и сложенным тремя генерациями кимберлита, которые различаются по степени алмазности. На примере изучения трубки Мир, а также других трубок Западной Якутии мы пришли к выводу, что в случае сложного строения кимберлитовых трубок более высокой алмазностью характеризуется более поздняя фаза кимберлита (Харьков, 1966). Так, если сопоставить алмазность кимберлитов трубки Спутник, Мир и жилы, соединяющей эти две трубки, то намечается следующая последовательность в смене уровня алмазности: относительно низкой алмазностью характеризуется кимберлитовая трубка Спутник, на втором месте стоит кимберлитовая жила и наибольшее количество алмазов отмечается в кимберлите трубки Мир. Следовательно, по мере омоложения территориально сближенных кимберлитовых тел возрастает алмазность породы. Аналогичные закономерности отмечаются и для других алмазных трубок (Айхал, Удачная и др.).

Переходя к более общим закономерностям, отметим, что обогащенность алмазами поздних фаз (как и другими минералами тяжелой фракции) легко объяснима с позиции образования алмазов на больших глубинах в пределах мантийного слоя. Более поздняя фаза внедрения кимберлитовой магмы по подготовленному каналу протекает быстрее и легче, алмазы более короткий период времени находятся в условиях неравновесного состояния (пониженное давление и достаточно высокая температура), следовательно, меньше дробятся, графитизируются, растворяются, а кимберлиты в меньшей степени разубоживаются ксеногенным материалом. Вполне понятно, что многофазность приводит к относительному обогащению трубок алмазами только при условии первичной концентрации этого минерала в глубинном очаге.

С целью выявления причин разной алмазности как кимберлитов Мало-Ботуобинского района, так и других алмазных районов был применен многомерный статистический анализ и дискриминантные функции. В результате было установлено, что алмазность определяется двумя группами факторов (Добрецов и др., 1966).

1. Алмазностью первичного очага кимберлитовой магмы; при этом базальтоидность уменьшает алмазность, что находит свое отражение в отрицательном влиянии TiO_2 , железистости, CaO , а ультраосновность (в частности, хромит, Cr_2O_3 , MgO) увеличивает ее. В связи с этим можно предположить, что главным источником алмазов являются не алмазные эклогиты (базальтонды), а сама кимберлитовая магма или ее ультраосновное окружение.

2. Условиями подъема и застывания магмы в трубках, что находит свое отражение в связях с типом породы, глубиной до фундамента, наличием в кимберлитах ксеногенного материала.

Сложное взаимодействие этих факторов обуславливает трудность прогнозирования алмазности и требует одновременного учета многих признаков, что возможно только с помощью специальных математических приемов.

Литература

- Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.
- Боткунов А. И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке «Мир».— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, 93, вып. 4.
- Добрецов Н. Л., Харьков А. Д., Шемякин М. Л. Применение многомерного статистического анализа для решения прогнозных задач на примере алмазности кимберлитов.— Геология и геофизика, 1966, № 8.
- Ковальский В. В., Зольников Г. В., Маршинцев В. К., Никишов К. Н. Алмазы (коренные месторождения). В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Францессон Е. В. О двух фазах формирования кимберлитовой трубки «Амакинская» (Западная Якутия).— Изв. высших учебн. заведений, геол. и разв., 1967, № 6.
- Харьков А. Д. Некоторые вопросы алмазности кимберлитов.— В сб.: «Материалы Научной конференции выпускников геологического факультета Львовского университета 1945—1965 гг.». Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Щукин В. Н., Харьков А. Д., Борис Е. И. Об открытии новой алмазносной кимберлитовой трубки в Мало-Ботубинском районе.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 1.

СТАДИЙНОСТЬ ПЛУТОНОГЕННОГО РУДНОГО ПРОЦЕССА

И. Н. ГОВОРОВ

(Дальневосточный геологический институт СО АН СССР)

В настоящей статье дается обоснование к выделению геохимических стадий и этапов в плутоногенных рудных месторождениях, к которым относятся месторождения, пространственно ассоциирующиеся и тем или иным образом связанные своим происхождением с гранитоидными интрузивами и палингенными плутонами. Под стадиями и этапами минералообразования мы понимаем звенья или отрезки минералообразовательного процесса, которые характеризуются специфической минеральной ассоциацией, образовавшейся в определенных физико-химических условиях, т. е. при определенных условиях температуры, давления, кислотности-щелочности и химического состава минералообразующих растворов. Всякое изменение физико-химических параметров растворов, приводящее к изменению отлагающейся ассоциации минералов и отделенное во времени перерывами в минералообразовании, может рассматриваться в качестве стадии или этапа минералообразования. И наоборот, повторное отложение одной ассоциации одинаковых минералов, происходящее, очевидно, без изменения физико-химических параметров, не является новой стадией или новым этапом рудного процесса.

Таким образом, стадии и этапы минералообразования выделяются по комплексу отличительных признаков, среди которых физико-химические, т. е. геохимические признаки являются ведущими. Следовательно, проблема стадийности рудного процесса — это прежде всего проблема его геохимии.

Проблема геохимии и физико-химии постмагматического рудного процесса, связанного с гранитоидными телами, начала усиленно обсуждаться в 30-х годах нашего столетия. А. Е. Ферсман (1934) ввел понятие о геохимических этапах эманационного процесса гранитоидной магмы. Основываясь на известной диаграмме Фогта-Нигли, А. Е. Ферсман считал, что кислый силикатный расплав в ходе своей кристаллизации постепенно переходит в пегматитовый флюидный остаток, а газовые погоны, отделяющиеся от расплава до образования флюидной фазы, мигрируют в боковые породы и дают пневматолитовые и гидротермальные месторождения. По представлениям А. Е. Ферсмана, при наиболее высоких температурах (в период кристаллизации темноцветных минералов и полевых шпатов гранита) отделялись дистилляты, обогащенные углекислотой, серой и халькофильными металлами. При более низких температурах (в период кристаллизации магматического кварца) происходило отделение пневматолитов, богатых бором, хлором, фтором и редкими металлами.

Иные представления были высказаны американскими геологами, Н. Л. Боуэн (1937) и К. Н. Феннер (1937) подчеркивали ведущую роль в выносе металлов из магмы кислых газовых растворов, богатых летучими галоидными соединениями и отделяющихся от расплава путем ретроградного кипения. Конденсация газовых дистиллятов при их удалении от магматического источника приводит, по К. Н. Феннеру и Н. Л. Боуэну, к образованию гидротермальных кислых, а затем и щелочных раст-

воров, формирующих рудные, в том числе и сульфидные месторождения. Оспаривая возможность переноса рудного вещества кислыми газовыми погонами, Л. Грейтон (1946) выдвинул гипотезу о первичном щелочном жидком рудоносном растворе, который либо представляет конечный продукт постепенно изменяющегося остаточного расплава, либо отщепляется от пегматитового остатка как вторая несмешивающаяся с ним жидкость.

В дискуссии по работе Л. Грейтона (1946) Э. Ингерсон и Дж. Мори наметили наиболее приемлемую схему эманационного магматического процесса. Согласно этой схеме, послемагматическое минералообразование связано вначале с газообразными растворами, представляющими ранние более кислые фракции дистиллята, а затем с щелочными гидротермальными растворами, возникающими в позднюю стадию кристаллизации расплава и, возможно, никогда не находившимися в газообразном состоянии.

Важные замечания по рассматриваемому вопросу были высказаны С. С. Смирновым. Уже в одной из своих ранних статей С. С. Смирнов (1937), в противовес представлениям Эммонса, выдвинул идею о пульсирующем характере рудного процесса, обусловленном прерывистым развитием трещин и изменением состава рудоносных растворов во времени по мере охлаждения и кристаллизации материнской интрузии. С. С. Смирнов полагал, что изменение состава рудоносных растворов во времени происходит в последовательности, указываемой рядом Эммонса (начиная с высокотемпературных ассоциаций), причем ранние порции растворов имеют кислую реакцию, а самые поздние — щелочную.

Идеи К. Н. Феннера, С. С. Смирнова, Э. Мори и Дж. Ингерсона получили дальнейшее развитие в работах В. А. Николаева. На основании анализа физико-химических диаграмм В. А. Николаев (1953) наметил различные пути и этапы отделения летучих соединений от магмы: 1) магматическую дистилляцию газовой водной фазы из кристаллизующегося расплава; 2) образование газовой (пневматолитовой) фазы, остающейся после полной раскристаллизации расплава; 3) образование гидротермального раствора в результате постепенного перехода магматического остатка в водную жидкость. С этапом магматической дистилляции В. А. Николаев связывал, например, образование скарнов, с деятельностью остаточных гидротермальных растворов — наложенное на них сульфидное оруденение. Ведущую роль остаточных (межзерновых) жидких растворов в гидротермальном рудообразовании подчеркивали А. Г. Бетехтин (1953) и П. Н. Крпоткин (1957).

Большое значение для познания геохимии процессов рудообразования имеют работы Д. С. Коржинского. Он впервые дал общую генетическую классификацию метасоматических явлений, выделив в постмагматическом процессе четыре главные стадии — раннюю щелочную, кислотную, позднюю щелочную и заключительную нейтральную (Коржинский, 1953, 1965). В своих работах Д. С. Коржинский имеет в виду процесс непрерывного поступления постмагматических растворов, изменяющих свой состав вследствие понижения температуры и проявления кислотно-основного фильтрационного эффекта. Между тем выделенные Д. С. Коржинским стадии метасоматоза, по нашему мнению, отображают более общие закономерности постмагматического минералообразования и могут сопоставляться с основными этапами эманационного процесса кристаллизующейся интрузии.

Так, ранняя щелочная стадия может отождествляться с ранним этапом дистилляции газовых погон из расплава. Этот этап соответствовал, вероятно, котектической кристаллизации темноцветных минералов, полевых шпатов и кварца гранитоида. Кислотная стадия несомненно совпадает с дистилляцией кислотных компонентов, происходившей в период отложения эвтектической ассоциации. Поздняя щелочная стадия

в значительной мере связана с деятельностью собственно гидротермальных растворов, которые накапливались в материнской породе после завершения эвтектической кристаллизации. В начале этой стадии могло происходить отложение позднемагматических минералов, иногда второй эвтектики (реэвтектический тип), а в поздний период — метасоматическое преобразование первичной породы под действием автохтонных, глубинных трансплутонических и вадозовых растворов. Наконец, нейтральная стадия, по Д. С. Коржинскому, связана с деятельностью растворов, обедненных как кислотами, так и основаниями вследствие опережающей инфильтрации первых и осаждению вторых. Вероятно, в составе этих «отработанных» вод большую долю составляют, как отметил Ф. В. Чухров (Чухров, Ермилова, 1964), вадозовые растворы, нагретые в тепловом поле остывающих интрузивов.

Главными механизмами, регулирующими обособление водных надкритических и жидких рудоносных растворов при кристаллизации гранитоидной магмы являются: 1) ограниченная растворимость воды и летучих кислот в силикатном расплаве при не очень высоких температурах и давлениях; 2) дистилляция и миграция газовой фазы при понижении внешнего давления вследствие внедрения магмы в более высокие горизонты и образования трещин в боковых породах; 3) накопление остаточных надкритических и жидких растворов в межзерновых порах и контракционных трещинах затвердевшей породы в случае кристаллизации в закрытых или относительно закрытых условиях.

Изучение минеральных ассоциаций рудных месторождений, температуру кристаллизации минералов и химического состава включенных в них газово-жидких растворов показывает, что главные стадии постмагматического процесса, проявляющиеся на фоне прерывистого развития рудоподводящих трещин, могут быть подразделены на более узкие геохимические этапы, которые отличаются активностью различных оснований и кислот, концентрацией редких и тяжелых металлов, а также по температурному режиму.

Так, в ранней щелочной стадии выделяются этапы микроклинизации и постепенно сменяющей ее альбитизации. Изучение химического состава растворов, включенных в микроклин и альбит, методом водной вытяжки показывает, что микроклинизирующие растворы, как правило, отличаются резко повышенным содержанием калия от существенно натриевых растворов, производящих альбитизацию. Характерной чертой тех и других растворов является высокое содержание бикарбонатного иона, преобладающего над галогенами. Напротив, растворы, включенные в минералах грейзенов и редкометалльно-кварцевых жил, характеризуются резким преобладанием галогенных ионов над бикарбонатом (Говоров и др., 1968₁).

Данные, полученные при изучении валовых водных вытяжек, подтверждаются прямыми замерами рН растворов в индивидуальных включениях. Так, в друзовом кварце из мусковитовых грейзенов Анюйского месторождения (Хабаровский край) установлено два типа газово-жидких включений: включения, гомогенизирующиеся в жидкость около 400°, с щелочной реакцией растворов (рН 7,2—7,6) и включения слабокислых растворов (рН 6,2—6,4) с гомогенизацией около 300° (Говоров и др., 1970). Таким образом, здесь зафиксирован непосредственный переход от ранней щелочной стадии к кислотной, который обусловлен изменением химического состава минералообразующих растворов.

Различия кислотности-щелочности растворов углекисло-галогенидно-натриевого и галоидо-борокислотного этапов выявляются также количественным термодинамическим расчетом минеральных ассоциаций, характерных для альбититов и грейзенов. Как видно из таблицы, индикаторные парагенезисы первых образуются в слабокислых и щелочных условиях, тогда как парагенезисы грейзенов показывают сильно кислую и кислую среды.

Эволюция минералообразующих растворов от щелочных к кислым в высокотемпературной области постмагматического процесса может быть обусловлена двумя причинами. Первая заключается в фракционном отделении летучих компонентов от кристаллизующейся магмы: первые порции дистиллятов более богаты углекислотой и силикатами щелочей, чем галоидными кислотами и щелочными галоидидами в силу высокой растворимости силикатов щелочей в водяном газе и галоидных кислот в расплаве, богатом основаниями (Говоров, 1964₁). Вторая причина кроется в специфической зависимости коэффициентов активности и констант диссоциации KCl, NaCl и HCl от температуры: 1) коэффициент активности и константа диссоциации KCl значительно выше этих величин для NaCl в диапазоне температур этапов микроклинизации и грейзенизации и ниже — при температурах альбитизации; 2) константа диссоциации HCl более высокая, чем константы диссоциации хлоридов и гидроокисей щелочей при температурах грейзенового этапа, падает гораздо ниже этих величин в растворах небольшой плотности при высокой температуре, т. е. в условиях ранней щелочной стадии (Говоров, 1964₂, 1965).

Отличия химизма и общей минерализации включенных растворов, характерных парагенезисов и рудных элементов позволяют выделить в кислотной стадии галоидно-борокислотный (грейзеновый) и карбонатно-галоидно-щелочной (кварцевожильный) этапы, в поздней щелочной стадии — хлоридно-карбонатно-натриевый и сернисто-карбонатно-щелочноземельный этапы (Говоров, 1964₁; Говоров и др., 1968₂, 1970).

Одним из главных факторов, обуславливающих различия рудной минерализации шести выделенных геохимических этапов, является, по-видимому, различная устойчивость и растворимость комплексных соединений редких и тяжелых металлов с карбонатным, гидросульфидным, галогенными и другими анионами-лигандами. Эти свойства комплексных соединений во многом определяют оптимальные условия, а следовательно, и этап накопления металла в дистиллятах при их фракционном выделении из магмы (Говоров, 1964₁).

Охарактеризованные геохимические этапы постмагматического процесса с их физико-химическими особенностями и минеральными комплексами показаны в таблице. При анализе ее прежде всего обнаруживается, что продуктивные комплексы собственно рудных этапов — редкометальные грейзены и кварцевые жилы, оловоносные кварцевые жилы касситерито-силикатной формации, оловянно-сульфидные и сульфидные руды — сформировались в очень близких температурных пределах — от 500—400 до 300—150°. Этот факт не позволяет рассматривать перечисленные образования как продукты одного потока растворов, эволюционирующих в пространстве в ходе взаимодействия с вмещающими породами и постепенного снижения температуры. Полученные данные о сходстве температурного режима оловянных месторождений разных формаций согласуются с представлениями Е. А. Радкевич (1959), М. П. Материкова и А. Б. Павловского (1959) о близкой глубине формирования этих месторождений и о различной глубинности их магматических источников.

Имеющиеся материалы позволяют выделить три комплекса стадийных рудных образований, проявляющихся на одном эрозионном срезе и связанных с общим магматическим процессом: 1) комплекс постмагматических продуктов гипабиссальных интрузивов лейкократовых эвтектоидных гранитов, 2) комплекс постмагматических продуктов гипабиссальных интрузивов котектических и реэвтектических гранитоидов и 3) комплекс рудных образований, удаленных от крупных интрузивных тел и ассоциирующих с дайками кислого, среднего и иногда основного состава.

С интрузивами эвтектоидных лейкократовых гранитов, аплитовидных гранитов и гранит-порфиров связаны месторождения группы квар-

Геохимические стадии и этапы постмагматического процесса гранитоидных интрузивов

Стадия	Этап	Состав растворов *, (г·экв/кг Н ₂ O)	Диапазон температур, ** °С	Парагенезисы-индикаторы pH растворов ***
I Ранняя щелочная	Углекисло-щелочной	HCO ₃ ⁻ 1,4 Cl ⁻ 0,8 K ⁺ 1,3 Na ⁺ 1,7	850—550	
	Углекисло-галогенидно-натриевый	HCO ₃ ⁻ 1,2 Cl ⁻ 0,4 F ⁻ 0,7 Na ⁺ 2,8	550—450	би+тур+хл (4—5) ал+мус (2—4,5) тур+риб (4—5) риб±хл (5—10)
II Кислотная	Галогидо-борокислотный	Cl ⁻ 0,7 F ⁻ 2,0 Na ⁺ 0,9 K ⁺ 0,4	450—300	мус+топ (1—3) ди+пф+топ (2—3) ди+пф+тур (2—3) топ+тур (~3)
	Карбонатно-галогенидно-щелочной	HCO ₃ ⁻ 0,3 Cl ⁻ 0,5 F ⁻ 1,4 Na ⁺ 0,8 K ⁺ 0,2	450—250	мус+тур (2,5—4) топ+хл (~4)
III Поздняя щелочная	Хлоридно-карбонатно-натриевый	HCO ₃ ⁻ 2,6 Cl ⁻ 0,3 Na ⁺ 2,1 Ca ²⁺ 0,8	450—200	хл+тур (4—5) мус+хл (3—4,5)
	Сернисто-карбонатно-щелочноземельный	SO ₄ ²⁻ 1,0 HCO ₃ ⁻ 2,0 Na ⁺ 0,7 Ca ²⁺ 1,9 Mg ²⁺ 0,7	400—150	мус+хл (3—4,5) хл+кл (4—5)
IV Нейтральная	Хлоридно-карбонатно-натриево-кальциевый	HCO ₃ ⁻ 0,3 Cl ⁻ 0,2 Na ⁺ 0,2 Ca ²⁺ 0,3	200—100	мус+кл (3,5—5) мус+хл (4—6)

* Максимальное содержание в растворах включений в минералах.

** По данным гомогенизации и декрепитации газовой-жидкой включений в минералах.

*** pH (в скобках) при указанном диапазоне температур по данным термодинамических расчетов; pH нейтральной точки: 100° — 6,1, 200° — 5,6, 300° — 5,5, 400° — 5,4, 500° — 5,2, 600° — 5,3 (давление 500 — 1500 бар); индексы минералов: ал — альбит, би — биотит, ди — диаспор, кл — каолинит, мус — мусковит, пф — пиррофиллит, риб — рибекит, топ — топаз, тур — турмалин, хл — хлорит (диабангит).

цево-грейзеновых формаций — редкометальной, оловянной, вольфрамовой, молибденовой, с простой стадийностью минералообразования: I — альбитизация и скарнообразование (слабо проявлено), II — грейзенизация, III — образование кварцеворудных жил, IV — образование безрудных кварцевых, кварцево-флюоритовых, кварцево-флюоритово-карбонатных жил и прожилков.

Интрузивные гранитоиды со сложным котектическим и резвтектическим типами кристаллизации (биотитовые и роговообманково-биотито-

Минерализация

околоинтрузивная			удаленная; в терригенных породах	характерные рудные элемен- ты
в котектических грани- тоидах и вмещающих терригенных породах	в лейкократовых эвте- ктоидных гранитоидах и вмещающих алюмоси- ликатных породах	в карбонатных вмещаю- щих породах		
Микроклинизация	(Микроклинизация)	Магнезиальные скарны и гранити- зация	Биотитизация	Zr, TR, (Sn)
Альбитизация	Альбитизация	а) Плагноклазовые жилы б) Известковые скарны в) Магнетитовое оруденение	а) Биотитизация б) Турмалиниза- ция	Fe, TR, Ta, Nb, Be, Sn
Грейзены топазовые, турмалиновые, слю- дяные	а) Грейзены б) Вторичные квар- циты диаспорпи- рофиллитовые	Слюдисто-флюори- товые грейзены		Be, W, Sn, Ta, Nb, Mo
а) Альбит-слюдяные грейзены б) Редкометалльно- кварцевые и касси- терит-турмалин- кварцевые жилы	Редкометалльно-квар- цевые и касситерит- турмалин-кварцевые жилы	а) Турмалин-флюо- ритовые грейзены б) Кварцево-шеели- товое оруденение	Турмалинизация и серицитизация	Be, W, Sn
Кварцевые жилы с касситеритом и сульфидами	(Кварцевые жилы с касситеритом и суль- фидами)	Сульфидно-шеели- товое и редкометал- но-сульфидное ору- денение	Кварцевые жилы с касситеритом и арсенопиритом, хлорит-турмали- новые метасомати- ты с кассите- ритом	Sn, W, Fe, As, Zp
Кварцево-сульфид- ные жилы		Сульфидные руды	Оловянно-суль- фидные и суль- фидные руды	Zp, Pb, Fe, As, Cu, Zp,
Флюорит-карбонат- ные и кварцевые жилы	Флюорит-карбонат- ные и кварцевые жилы	Флюорит-карбонат- ные жилы	Флюорит-карбо- натные и квар- цевые жилы	Безрудный

вые граниты, гранодиориты и граносиениты, иногда гибридного генезиса) сопровождаются многостадийными месторождениями. Они характеризуются интенсивным проявлением скарновой минерализации, более (биотитовые граниты) или менее (меланократовые гранитоиды) выраженной грейзенизацией и достаточно проявленным (в связи с реэвтектическими гранитоидами) поздним сульфидным оруденением. Разновозрастные минеральные комплексы месторождений данной группы, примером которых могут служить месторождения Вознесенского рудного узла

в Приморье (Ярославское, Вознесенское и др.), достаточно подробно охарактеризованы в таблице. Следует иметь в виду, что не все из перечисленных типов минерализации могут развиваться совместно в каком-либо одном месторождении. Интенсивное проявление специфических минеральных образований определяется первичной геохимической специализацией материнских интрузивов. Так, широкое развитие топазовых и флюоритовых грейзенов связано с фтороносными интрузивами, турмалиновые грейзены и жилы получают широкое распространение в связи с бороносными магмами.

Для месторождений, удаленных от крупных интрузивных тел (касситеритово-силикатная и касситеритово-сульфидная формации), характерно слабое проявление или отсутствие ранних редкометалльных образований — микроклинитов, альбититов, грейзенов, вместо которых здесь развита биотитизация или турмалинизация. Биотитизированные, биотитовые и двуслюдяные мусковит-биотитовые породы образуют куполообразные тела, которые обычно находятся в ядрах рудовмещающих складок и ограничивают распространение оруденения на глубину. Выступы биотитовых пород окаймляются узкой зоной турмалин-мусковит-хлоритовых метасоматитов, переходящих в широкий ореол пропилитоподобных пород с серицит-кальцит хлоритовой ассоциацией. Все эти изменения, представляющие зоны одной колонки контактово-регионального метасоматоза, можно отнести к первому, предрудному этапу. Для него отмечается слабый привнос калия, магния, железа, фтора, бора, а из рудных элементов — олова (до 0,02%).

Характерным примером месторождений с интенсивным развитием предрудной биотитизации и слабым проявлением ранней турмалинизации могут служить Лифудзинское и Хрустальное в Приморье. Оловорудные месторождения Комсомольского района относятся к турмалиновой фации, в которой биотитизация, хотя и распространена, но недостаточно интенсивна, а развитие турмалинитов получило колоссальный размах и захватило, вероятно, раннюю щелочную и кислотную стадии. Названные месторождения Приморья и большинство месторождений Комсомольского района характеризуются сравнительно слабым проявлением сульфидного (сернисто-карбонатно-щелочноземельного) этапа. Наряду с такими месторождениями касситерито-силикатной формации в Приморье большое распространение имеют собственно касситеритово-сульфидные месторождения (Смирновское, Зимнее, Щербаковское и др.) с подчиненным развитием малосульфидных касситеритово-кварцевых жил и обильными скоплениями сравнительно бедных оловом галенит-сфалерит-пирротиновых руд.

Следует подчеркнуть, что включенные растворы касситеритово-сульфидных месторождений весьма заметно отличаются от растворов касситерито-силикатных месторождений высоким содержанием магния и соединений серы при нормальных концентрациях других компонентов. Эти особенности химизма растворов указывают, по нашему мнению, на существенное участие в их составе глубинного вещества, имеющего, возможно, подкорое базальтическое происхождение.

Объяснение указанным особенностям плутогенных месторождений, т. е. их многостадийности, сочетанию рудных образований, резко отличающихся по своей масштабности, близости температурного режима растворов при различии их химизма следует искать в представлениях об опускании источника металлоносных растворов по мере остывания магматических тел, как это ранее в общих чертах отмечала Е. А. Радкевич (1959). Предлагаемая нами модель процесса описывается следующей схемой.

1. Формирование первичного магматического очага на глубинах 10—25 км в условиях амфиболитовой фации метаморфизма путем избирательного, а затем полного плавления пород с образованием меланокра-

товой гранитной и гранодиоритовой магмы, соответствующей по составу биотитовым гнейсам кристаллического фундамента или вулканогенно-терригенным толщам основания эвгеосинклинальной структуры.

2. Интрузии палингенной магмы вследствие тектонических подвижек с образованием сплошных магматических столбов и обособленных тел, достигающих небольших глубин, порядка 4—6 км от поверхности.

3. Кристаллизация гипабиссальных интрузивов в условиях пониженных давлений и температур по стадийному котектическому пути с последовательным отделением рудоносных растворов ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий.

4. Конвекционный перенос воды, растворенной в расплаве, из палингенного очага в верхние части неотшнурованных интрузивных штоков с выделением большой массы растворов ранней щелочной стадии, вызывающих контактово-региональный метасоматоз (биотитизация, пропилютовое изменение).

5. Кристаллизация глубинного палингенного плутона в условиях медленно понижающейся температуры и стабильного давления кровли при обогащении остаточного эвтектического расплава водой, летучими и рудными компонентами (олово, вольфрам). Отжим и накопление эвтектической рудоносной магмы в прикровельной части и купольных выступах плутона с частичной интрузией в гипабиссальную зону. Микроклинизация гранодиоритовой фации палингенного плутона под воздействием перемещающегося эвтектического остатка и трансплутоических калиевых растворов; сопряженная биотитизация вмещающих пород.

6. Кристаллизация глубинных тел эвтектической рудоносной магмы с дистилляцией кислой газовой фазы, производящей предрудную турмалинизацию и серицитизацию, и накоплением остаточного гидротермального раствора, концентрирующего соединения олова. Перемещение межзерновой оловоносной гидротермы под действием тектонических подвижек в трещинные структуры контактово-региональных метасоматических зон и образование малосульфидных касситеритово-кварцевых жил силикатной формации.

7. Накопление остаточной гидротермы, обогащенной соединениями тяжелых металлов (цинк, свинец) и серы, в гранодиоритовой фации палингенного плутона и ее миграция в зону рудоотложения по глубинным разломам, которые могут служить также путями проникновения основных расплавов и металлоносных (медь, ртуть и др.) растворов из подкорковых базальтических очагов. Постмагматическая мобилизация олова и других металлов, рассеянных в минералах гранитоидов повышенной основности, трансплутоическими и автохтонными растворами, циркулирующими в зонах глубинных разломов. Отложение оловянно-сульфидных руд.

Л и т е р а т у р а

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы образования.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении.— В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 5. Генезис руд». Изд-во «Недра», 1964.

Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов.— В сб. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Изд-во «Наука», 1964.

Говоров И. Н. Физико-химические свойства водных растворов в глубинных условиях и пневматолитовая стадия в рудообразующем процессе.— В сб. «Конференция Проблемы постмагматического рудообразования». Изд-во Чехослов. Академии наук, Прага, 1965.

- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г., Ефимова М. И. Химизм и температура минералообразующих растворов редкометалльных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями.— В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 1. Изд-во «Наука», 1968₁.
- Говоров И. Н., Ефимова М. И., Филиппова Т. Г. Химический состав минералообразующих растворов эндогенных месторождений Дальнего Востока.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 2. Генезис минеральных и термальных вод». Изд-во «Наука», 1968₂.
- Говоров И. Н., Степанов Г. Н., Фатьянов И. И., Филиппова Т. Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений в минералах).— В сб. «Рудообразующая среда во включениях в минералах». Изд-во «Наука», 1970.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Госгеолтехиздат, 1946.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В сб. «Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования». Изд-во Чехослов. Академии наук, Прага, 1965.
- Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями.— Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Материки М. П., Павловский А. Б. К вопросу о магматических источниках оруденения и об относительной глубине формирования месторождений касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формации.— Сов. геология, 1959, № 9.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе растворов в этапах глубинного магматического процесса.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности.— Сов. геология, 1959, № 9.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Феннер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд.— В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.
- Ферман А. Е. Геохимия, т. II. Л., ОНТИ. 1934.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 5. Генезис руд». Изд-во «Недра», 1964.

ПРЕРЫВИСТОСТЬ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

(на примере оловорудных месторождений
Северо-Востока СССР)

ФЛЕРОВ Б. Л.

(Институт геологии ЯФ СО АН СССР)

Локализация оловорудных месторождений в пределах эндо- и экзоконтактовых зон, часто непосредственно над гранитоидными массивами с несомненностью свидетельствует о магматическом происхождении породивших их растворов. С другой стороны, однообразные сравнительно инертные околожильные алюмосиликатные породы, разнообразие состава руд, широкий интервал температуры рудообразования, режима щелочей и окислительного потенциала, наличие сернистых и окисных соединений олова и железа разной валентности делают оловорудные месторождения особо благоприятными объектами для решения принципиальных вопросов рудообразования и, в частности, вопроса о прерывистости хода рудного процесса, подмеченного и доказанного еще С. С. Смирновым (1937).

На месторождениях олова разных минеральных типов в разных стадиях минералы группируются в последовательные парагенетические ассо-

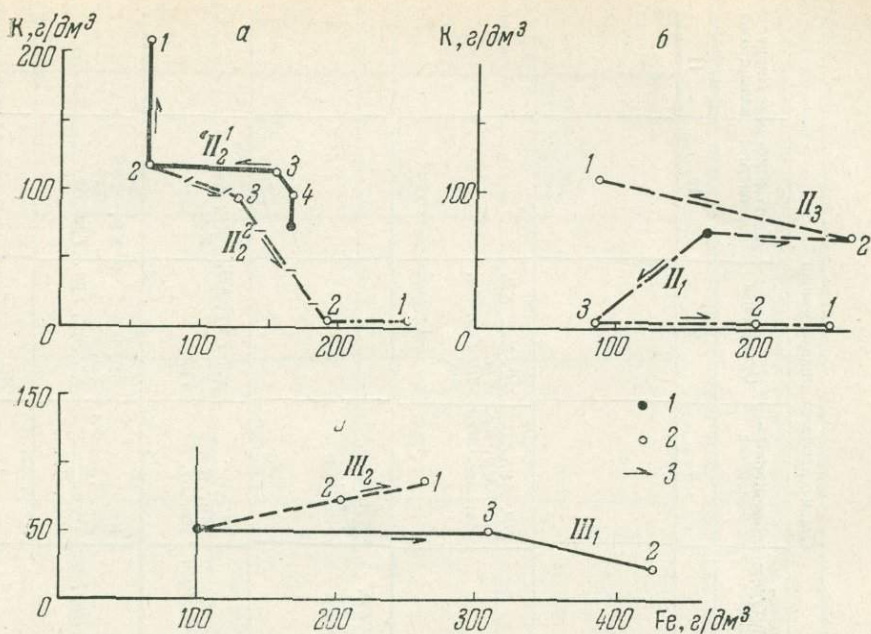


Рис. 1. Диаграмма хода процесса околожильного метасоматизма на Депутатском месторождении; на координатах содержания железа и калия

а — касситерит-кварцевая стадия в сульфидно-турмалиновых жилах второго этапа (II₂ — серицитизация, II₂¹ — турмалинизация); б — кварц-турмалиновая стадия того же этапа (II₁ — окварцевание и турмалинизация); сульфидная стадия того же этапа (II₃ — серицит-хлоритизация); в — сульфидно-хлоритовые жилы третьего этапа: касситерит-кварц-хлоритовая стадия (III₁ — хлоритизация), то же сульфидная стадия (III₂ — серицит-хлоритизация). Для всех линий: 1 — исходная порода, 2 — зона боковой метасоматической зональности, 3 — направление степени усиления метасоматизма; цифры около точек — номера метасоматических зон

циации. При одинаковой направленности рудного процесса изменяется лишь интенсивность их проявления и варьирует состав. Критерием для установления смены парагенезисов являются реакции замещения, характеризующиеся отрицательным приращением изобарного потенциала.

Последовательность парагенезисов, их распределение по стадиям и интенсивность проявления наиболее рельефно и четко видны в жилах турмалиново-сульфидного типа касситерито-сульфидной формации, например, на Иллитасском, Валькумейском и центральной зоне Депутатского месторождений. Из-за недостатка места мы лишь кратко осветим их состав (табл. 1), характерные черты и причины смены, без рассмотрения реакций замещения, которые приводятся нами в специальной статье.

Самые ранние парагенезисы — альбитовый и биотит-ортоклазовый были нами встречены только на Валькумейском месторождении рассматриваемого типа (Флеров, 1959). Первый характерен для альбитовой стадии, второй образует прожилки в альбититах и слагает околожильные породы подрудной зоны в кварц-касситеритовую стадию, а вместе с железистым хлоритом — в сульфидную.

Следующий — мусковит-кварцевый парагенезис, обязанный поступлению волны кислотных компонентов (Коржинский, 1953), пользуется распространением в околожильных породах кварц-турмалиновой и касситерито-кварцевой стадий почти на всех месторождениях сульфидно-турмалинового типа.

Кварц-алюмосиликатный парагенезис в кварц-турмалиновую стадию представлен турмалином и кварцем с примесью касситерита; в касситерито-кварцевую — к ним добавляется мусковит и иногда берилл.

Парагенетические минеральные ассоциации в касситерит-турмалино-сульфидно-кварцевых жилах

Частная кислотность-щелочность	Кислотность-щелочность процесса	Парагенезис	Характерная черта структуры растворов	Характерная реакция	Стадия процесса минерализации						
					Альбитовая	Кварц-турмалиновая	Касситерито-кварцевая	Сульфидная	Сульфидно-карбонатная	Пирит-кальцитовая	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
↑ (Увеличение щелочности) ↓		Альбитовый	Раннщелочные растворы, переход к кислотным	Замещение микроклина и длагиоклаза альбитом, биотита—магнезиальным хлоритом	<i>АБ, Ор Хл, Кц, Сер, Сф, Ап, Орт</i>						
		Биотит-ортоклазовый		Замещение альбита и кварца ортоклазом, биотита-сидерофиллитом и хлоритом	<i>СДФ, ОР, Тур, Кв, Сер, Нлт, Ап, Сф, Кс</i>		<i>ОР, АБ, КВ, Бт, Му, Кс, Ап, Анз, Миц</i>	<i>ОР, ХЛ, КВ, Бт, Му, Тур, Ап, Анз</i>			
		Серицит (мусковито-кварцевый)	Поступление волны опережающих кислотных компонентов	Замещение всех минералов кварцем и серицитом (мусковитом)			<i>КВ, СЕР, — Ап, Рут</i>	<i>КВ, СЕР, Тур, Ап, Рут</i>			
		Кварц-аломосиликатный	Распад комплексных соединений	Замещение кварца и серицита алумосиликатами железа и магния			<i>ТУР, Кв, Кс, Ап, Рут</i>	<i>ТУР, Му, Кв, Ап, Кс, Бе</i>	<i>ХЛ, СЕР, КВ, — Тур</i>	<i>СЕР, КВ, Хл, —</i>	
		Касситерито-кварцевый	Продолжение распада	Отложение позднего кварца, касситерита и ранних сульфидов			<i>КВ, Кс, Арс, Пир, Фл</i>	<i>КВ, Кс, Арс, Фл, Тур, Пир, Вф, Ап</i>	<i>КВ, Хл, Кс, Арс, Тур</i>	<i>КВ, — Тур, Кс</i>	
		Халькопирит-пирротинный	Увеличение растворимости H_2S и активизация иона S^{2-}	Замещение кварца пирротином; касситерита — станином		<i>— — Пир, По, Глн, Сфл</i>			<i>ПО Сфл, Хл, Арс, Стн, Тл</i>		

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Пирит-карбонатный	Увеличение растворимости CO_2 и активизация иона CO_3^{2-}	Замещение пирротина пиритом, сидеритом, магнетитом; кварца—сидеритом				— — <i>Пир, Сд, Мрк</i>	<i>Пир, Сд, Мрк, Мт</i>	
		Второй сульфидный	Активизация иона S^{2-}	Появление сульфидов второй генерации; замещение кварца и карбоната сульфидами		<i>Сд, Сфл</i>	— <i>Сд, Хл По</i>		<i>Сд, По, Хл, Сфл, Арс, Стн, Глн, Тл</i>	
		Сульфоантимонитовый	Активизация иона $[\text{SbS}_2]$	Кристаллизация сульфосолей, замещение сидерита, галенита, сфалерита, буланжеритом, касситерита-франкентом			— — <i>Зол, Те, Трд, Ви</i>	— — <i>Глн, Блаж, Вст</i>	<i>Сд, Глн, Блаж, Фрк, Трд, Пре</i>	
		Оксинокальцитовый	Активизация кислорода	Замещение сульфидов сидерита кварцем, пирротина гематитом и распад станнина, тиллита и франкента, замещение сидерита пиритом		— — <i>Кц, Ги</i>	— — <i>Ги</i>		— <i>Кв, Кц, Гт, Пир, Ги, Кс, Глн, Хл</i>	<i>КЦ, КВ, Гт</i>

Примечание.

1. Минералы расположены в порядке количественного распространения: главные минералы для данной стадии — прописные буквы, второстепенные — жирный курсив, примеси — светлый курсив.
2. Условные обозначения минералов: *Аб* — альбит, *Анз* — анатаз, *Ап* — апатит, *Арс* — арсенопирит, *Бе* — берилл, *Бт* — биотит, *Блаж* — буланжерит, *Ви* — висмут самородный, *Вст* — Висмутит, *Вф* — вольфрамит, *Глн* — галенит, *Гт* — гетит, *Ги* — гипс, *Зол* — золото самородное, *Илт* — ильменит, *Кц* — кальцит, *Кс* — касситерит, *Кв* — кварц, *Кр* — крошгедтит, *Мрк* — марказит, *Мт* — магнетит, *Мнц* — монацит, *Му* — мусковит, *Пре* — пираргирит, *Пир* — пирит, *По* — пирротин, *Ор* — ортоклаз, *Орт* — ортит, *Рут* — рутил, *Сер* — серицит, *Сд* — сидерит, *Стн* — станнын, *Сдф* — сидерофиллит, *Сфл* — сфалерит, *Сф* — сфен, *Те* — теллуриды золота, *Трд* — тетраэдрит, *Тл* — тиллит, *Тур* — турмалин, *Фл* — флюорит, *Фрк* — франкент; *Хл* — халькопирит, *Хл* — хлорит
3. Главные парагенезисы стадий обведены жирными линиями.

В этих стадиях парагенезис характеризует действие волны запаздывающих основных компонентов, что особенно хорошо иллюстрируется диаграммой состава околожильных пород в координатах содержания железа и калия (рис. 1), где со стороны жилы на окварцованные породы нарастает зона турмалинизации, в которой серицит и кварц замещаются турмалином, с поглощением иона OH^- . В сульфидную стадию этот парагенезис представлен хлоритом и серицитом в околожильных породах, в сульфидно-карбонатную преимущественно серицитом, что означает нарастание кислотности растворов, поскольку сопровождается выносом щелочей и привносом слабого основания — железа.

Следующий касситерит-кварцевый парагенезис в кварц-турмалиновую стадию вместе с арсенопиритом и иногда пиритом отлагается в интерстициях турмалиновой породы и в виде мелких прожилков в ней, а в касситерит-кварцевую — доминирует над другими, развиваясь в жильных трещинах. По сравнению с предыдущим он характеризуется некоторым увеличением кислотности, поскольку при малой активности серы касситерит кристаллизуется из кислых растворов (Диман, Некрасов, 1966), что подтверждается образованием около жил тонких окварцованных оторочек в ранее турмалинизированных породах.

Появление халькопирит-пирротинового парагенезиса, в который входят также железистый сфалерит и станнин, вызывается резким изменением условий кристаллизации растворов — уменьшением их окислительного потенциала, отношений $\text{O} : \text{S}$, $\text{As} : \text{S}$ и активацией иона S^{2-} . В результате в сульфидную стадию, для которой он характерен, кварц, арсенопирит и магнетит замещаются пирротинном, а касситерит — станнином. Момент активации ионов S^{2-} , по-видимому, лежит несколько ниже критической температуры воды и вызывается увеличением растворимости H_2S и диссоциации ее на ионы в связи с уменьшением температуры растворов (Бетехтин, 1953).

Замещение кварца сульфидами, в частности пирротинном, свидетельствует о щелочной обстановке рудоогложения, так как его растворение не происходит в слабокислых и нейтральных растворах (Б. Некрасов, 1952). Хотя замещение касситерита станнином сопровождается поглощением H^+ (Флеров, 1969), реакция эта в условиях высокой активности серы происходит также в щелочной среде, как это следует из рассмотрения реакции касситерит — герценберgit (Диман, Некрасов, 1966) и одновременного замещения станнином кварца (рис. 2). Повышение активности иона H^+ , вызванное связыванием иона S^{2-} в пирротине, сказывается также в замещении хлорита серицитом в ближайшей к жиле зоне (рис. 1).

Дальнейшее снижение температуры растворов приводит к появлению пирит-карбонатной ассоциации и экзотермическим реакциям замещения пирротина марказитом, пиритом, магнетитом и сидеритом, а кварца — сидеритом, особенно характерных для сульфидно-карбонатной стадии. Эти реакции свидетельствуют о повышении pH и Eh растворов (Маракушев, 1960) в результате увеличения растворимости CO_2 и активации иона CO_3^{2-} . Кроме того в сульфидную стадию пирит-карбонатный парагенезис развит слабее, и на контакте сидерита и пирротина реакционные дисульфиды могут и не образоваться; так, например, пирротин в сторону интерстиций, заполненных карбонатом, обладает даже идиоморфными гранями.

Далее по ходу кристаллизации растворов сульфидно-карбонатной стадии начинается отложение второго сульфидного парагенезиса, представленного сульфидами второй генерации — арсенопиритом в виде игольчатых кристаллов, пирротинном в форме гексагональных табличек, халькопиритом, станнином, галенитом с примесью тиллита. Место этого парагенезиса в процессе видно в мелких апофизах, ответвляющихся от пиритовых скоплений (рис. 3). В отличие от первого сульфидного пара-

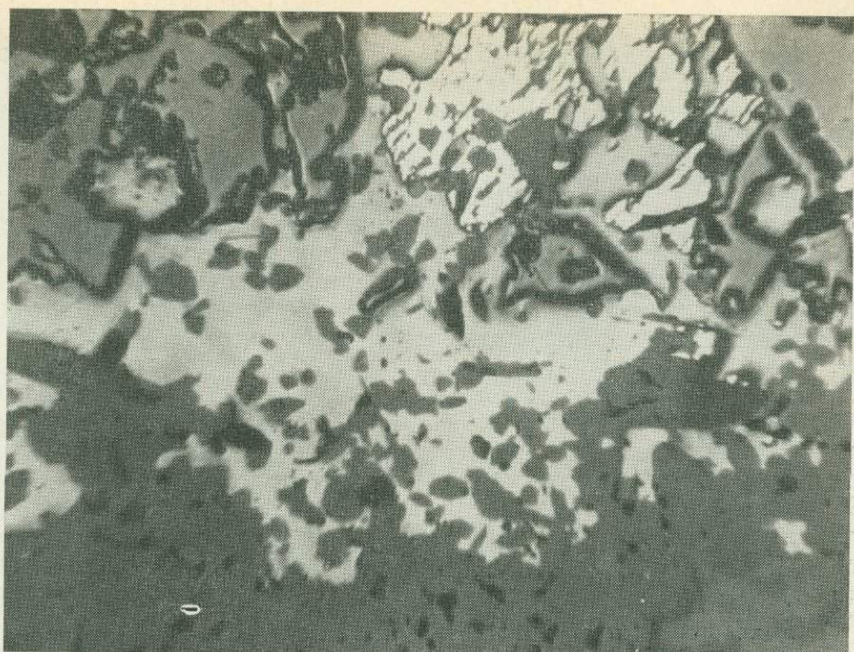


Рис. 2. Одновременное замещение станнином (светло-серое) касситерита (серое рельефное) и кварца из кварц-турмалиновой породы (темное). Среди станнина видны оставшиеся незамещенными кристаллы турмалина. Белое — пирит. Депутатское месторождение аншлиф, увел. 40

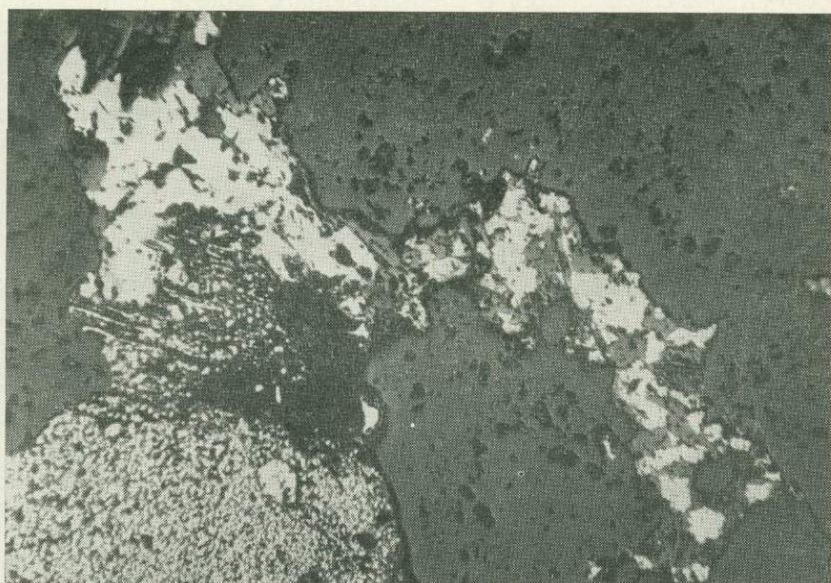


Рис. 3. Прожилек карбоната с сульфидами, ответвляющийся от пиритового агрегата. В прожилке ближе к пириту располагается халькопирит и дальше станнин с карбонатом. На границе пирита и халькопирита образовался пластинчатый марказит. Валькумейское месторождение, аншлиф, увел. 60

генезиса здесь пирротин подчинен другим сульфидам, сфалерит содержит меньше индия (Иванов, 1964), а халькопирит меньше включений сфалерита, валлериита, халькопирротина.

Растворы остаются щелочными, что доказывается многочисленными примерами замещения кварца сульфидами и сидеритом, иногда сидерита — сульфидами. Появление этого парагенезиса, по-видимому, становится возможным в результате снижения растворимости CO_2 , уменьшения активности иона CO_3^{2-} и уменьшения Eh растворов в связи с падением температуры (Рыженко, 1963). С другой стороны, растворимость H_2S ниже 150°C начинает снова возрастать (Козинцева, 1964), что приводит к активизации иона S^{2-} и отложению сульфидов. Эта ассоциация с преобладанием халькопирита встречается также в рудах ранних стадий многих месторождений, например Илинтасского оловорудного и Агылкинского вольфрамового.

Сульфоантимонитовый парагенезис представлен сульфосолями — тетраэдритом, буланжеритом, франкеитом и др. в ассоциации с галенитом, кристаллизующимися также в щелочной среде (Робинсон, 1950). Отмечается замещение сидерита и сульфидов сульфосолями и касситерита франкеитом. Парагенезис, по-видимому, становится возможным после израсходования значительной части серы на кристаллизацию сульфидов и распада комплексных соединений, содержащих сурьму как следствии активизации ионов $[\text{SbS}_2]^-$ или $[\text{Sb}_2\text{S}_4]^{2-}$.

Сульфоантимонитовая ассоциация характерна для сульфидно-карбонатной стадии. В касситерит-кварцевую наблюдается лишь отложение самородного золота, теллуридов золота и серебра, галенита, блеклой руды и самородного висмута в интерстициях между зернами арсенопирита (рис. 4), а в сульфидную — скопления поздних минералов: буланжерита, самородного висмута, висмутина, галенита и сидерита у края пирротинового зерен и в прожилках.

Окисно-кальцитовый парагенезис развивается в конце сульфидно-карбонатной стадии и в сокращенном виде в пирит-кальцитовую стадию. Он состоит из гетита в ассоциации с пиритом, гипсом, кронштедтитом (рис. 5). Пирротин замещается гематитом, сульфиды — поздним кварцем, сидерит — пиритом (Иванов, 1964). Из карбонатов устойчивым становится кальцит. Иногда кальцит и гипс кристаллизуются и в конце кварц-турмалиновой и касситерит-кварцевой стадий. Станнин и тиллит распадаются на касситерит, халькопирит и галенит, а франкеит — на буланжерит, галенит и касситерит.

Эти реакции возможны при высоком рН раствора и увеличении парциального давления кислорода. Последнее не является какой-то специфической чертой касситерит-сульфидных месторождений, а, как писал А. Г. Бетехтин (1955), представляет довольно частое явление в конце рудного процесса.

Выделенные нами парагенетические ассоциации в некоторой мере соответствуют «геофазам» пегматитового процесса, в понимании А. Е. Ферсмана (1940), но более детально расчлененным на гидротермальном отрезке. Так, высокотемпературную микроклинизацию и известковые скарны можно параллелизовать с «геофазами» D—E, альбитизацию и скарны — с F, грейзенизацию — G, алюмосиликатный парагенезис — началом H, активизацию иона S^{2-} — J и иона CO_3^{2-} — K.

Совокупность последовательных парагенетических ассоциаций, очевидно, соответствует полному развитию рудного процесса, связанного с остыванием магмы в локальной магматической камере. В турмалин-сульфидных месторождениях лишь спорадически возникающие альбитовая и биотит-ортоклазовая ассоциации образуются в раннещелочную стадию, по Д. С. Коржинскому (1953). Мусковит-кварцевый и отчасти касситерит-кварцевый парагенезисы отвечают стадии кислотного выщелачивания. Все же остальные парагенезисы относятся к позднещелочной стадии.

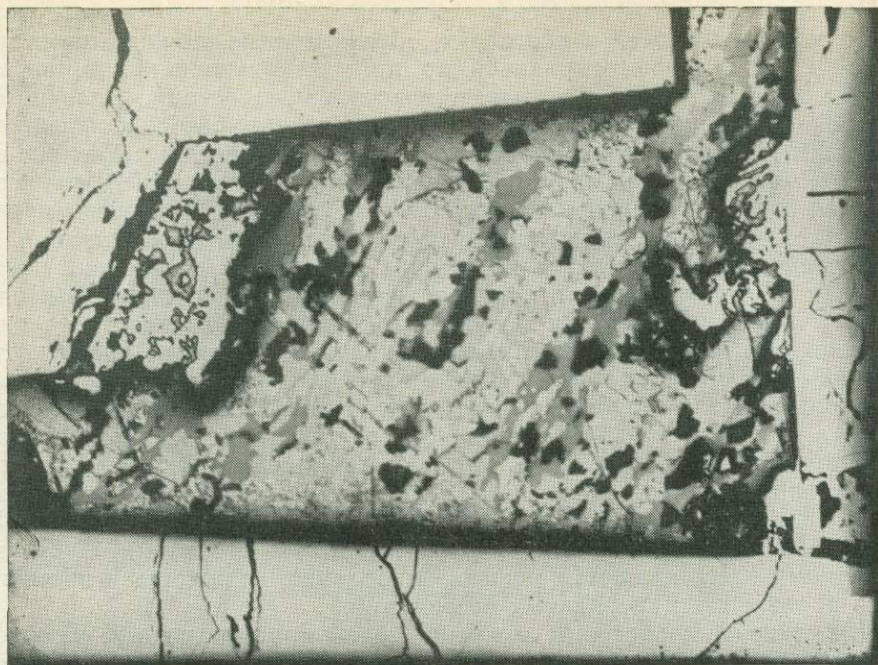


Рис. 4. Промежуток между зернами арсенипирита заполнен агрегатом галенита (светло-серое), самородным висмутом (белое), блеклой рудой (темно-серое), пиритом (белое рельефное) и карбонатом (черное). Илнитасское месторождение, аншлиф, снято в иммерсии, увел. 480

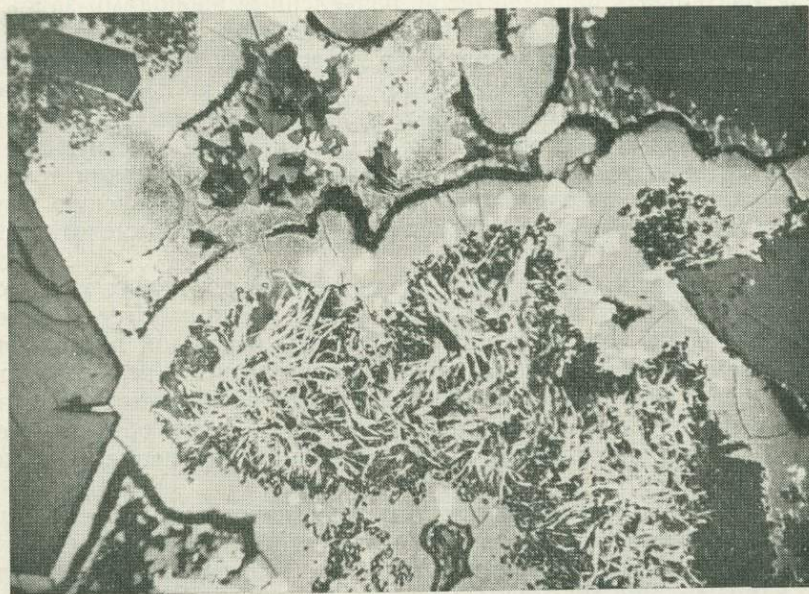


Рис. 5. Гетит (серое) в ассоциации с пиритом (белое) нарастает на почку франкента с карбонатом и на кристаллы кварца. В интерстиции кронштедтит (серые кристаллы с треугольными сечениями) и пирит. Депутатское месторождение, аншлиф, увел. 10.

При этом общем направлении процесса наблюдаются частные колебания режима щелочей в растворах, обусловленные, по-видимому, кислотно-щелочной дифференциацией по пути их движения. Так, алюмосиликатный парагенезис показывает некоторое возрастание щелочности, по сравнению с мусковит-кварцевым, а второй сульфидный — уменьшение ее сравнительно с пирит-карбонатным. Подмечаются и более мелкие колебания, как, например, преимущественное отложение раннего маркизита перед пиритом в пирит-карбонатном парагенезисе, а позднего маркизита после пирита и перед отложением сульфидов второй генерации.

Последовательность парагенетических ассоциаций во времени повторяется и в пространстве по ходу движения растворов, обуславливая в жилах температурную фациальную вертикальную зональность отложения с зонами нарастающей, максимальной и затухающей кислотности.

Дробление минералов, брекчиевые текстуры, пересечения прожилков свидетельствуют о постоянных напряжениях в области рудоотложения, которые в течение рудного процесса разряжаются в трещинах разного масштаба. Но если дробление руд является перманентным процессом, естественно возникает вопрос, что же считать стадиями рудоотложения (по С. С. Смирнову), а что более мелкими интервалами, которые мы будем, согласно Н. В. Петровской (1965), называть ступенями. Очевидно, критериями здесь являются масштаб дробления, сложность и интенсивность проявления минеральных ассоциаций.

Для ступеней характерны перерывы между парагенезисами, выраженные в дроблении, цементировании и замещении ранних следующими в порядке непрерывного ряда или даже внутри парагенезисов. Так, например, перерывы между околожилными изменениями и отложением руд в трещинах именно и являются границами ступеней процесса. Причиной их появления могут быть подвижки в области рудоотложения.


Под стадиями, в развитие определений С. С. Смирнова и А. Г. Бетехтина (Бетехтин и др., 1964), мы понимаем части рудного процесса, в течение которых отложились минеральные ассоциации, состоящие из серий последовательных парагенезисов, разделенные периодами закрытия трещин и рудоподводящих каналов и прекращением притока растворов. Эти перерывы конкретно выражаются в пересечении и цементировании ранних сложных ассоциаций минералов, состоящих из нескольких парагенезисов, поздними, новом типе околожильного метасоматизма и интенсивном замещении ранних минералов поздними, свидетельствующие о химической активности нового потока растворов, повышении температуры образования ранних минералов данной стадии по сравнению с поздними минералами предыдущей и появлении нового цикла кислотно-щелочной дифференциации (Кигаи, 1966).

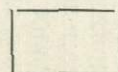
На рассматриваемом примере турмалин-сульфидных месторождений (табл. 1) видно, что в течение одной стадии среди парагенетических ассоциаций преобладает одна или две, причем в каждой последовательной стадии температура преобладающего парагенезиса и всей серии снижается, так же, как и интенсивность кислотного выщелачивания, а значение низкотемпературных ассоциаций возрастает. Таким образом, на многостадийных месторождениях отчетливо видно постепенное изменение состава растворов.

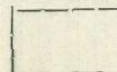
Из-за недостатка места отметим лишь некоторые особенности проявления парагенезисов и стадийности на месторождениях других минеральных типов и рудных формаций (табл. 2). Так, парагенезисы, образованные раннещелочными магматическими и послемагматическими растворами, преимущественно развиты на месторождениях скарновой и пегматитовой формаций. Средние, соответствующие растворам кислотной стадии, — на месторождениях касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной. Месторождения касситерит-сульфидной формации самые многостадийные, причем роль позднещелочных растворов увеличивается от суль-

Типовые стадии в главных минеральных типах и формациях оловорудных месторождений

Фация	Карбонатная		Алюмосиликатная									Стадия (по Д.С. Коржинскому)	
	Оловоносных скарнов		Касситерит-кварцевая			Касситерит-силикатная		Касситерит-сульфидная					
Формация	Магнезиально-боратовый	Известково-сульфидный	Грейзеновый	Кварцевый	Сульфидно-кварцевый	Кварц-турмалиновый	Кварц-хлоритовый	Сульфидно-турмалиновый	Сульфидно-хлоритовый	Арсенопирит-пирротиновый	Галенит-офалегитовый	Стadia (по Д.С. Коржинскому)	
Минеральный тип	Магнезиально-боратовый	Известково-сульфидный	Грейзеновый	Кварцевый	Сульфидно-кварцевый	Кварц-турмалиновый	Кварц-хлоритовый	Сульфидно-турмалиновый	Сульфидно-хлоритовый	Арсенопирит-пирротиновый	Галенит-офалегитовый		
Стадия (по С.С. Смирнову)	Магнезиальных скарнов	Магнезиальных скарнов										Раннещелочная	
	Известковых скарнов	Известковых скарнов	Альбитовая			Касситерит-полевошпатовая		Альбитовая					Кислотная
		Грейзеновая	Грейзеновая	Касситерит-кварцевая	Касситерит-кварцевая	Кварц-турмалиновая	Кварц-хлоритовая	Кварц-турмалиновая	Кварц-турмалиновая			Увеличение щелочности	
			Касситерит-кварцевая					Касситерит-кварцевая	Касситерит-хлорит-кварцевая	Касситерит-кварцевая	Касситерит-кварцевая		
		Сульфидная			Сульфидная			Сульфидная	Сульфидная	Сульфидная	Сульфидная	Позднещелочная	
								Сульфидно-карбонатная	Сульфидно-карбонатная	Сульфидно-карбонатная	Сульфидно-карбонатная		Увеличение щелочности
							Пирит-кальцитовая	Пирит-кальцитовая	Пирит-кальцитовая	Пирит-кальцитовая			

падение T°
 — главная стадия

 — слабо развитая стадия

 — стадия, встречающаяся спорадически

фидно-турмалинового к галенит-сфалеритовому типу, при одновременном уменьшении температуры образования преобладающих парагенезисов.

Разделение рудного процесса на стадии может объясняться с трех позиций. Согласно первой (Некрасов, 1964), ранние стадии связываются с эволюцией гранитной магмы, а поздние — начиная с сульфидной — с основной. Нам эта концепция представляется мало вероятной, поскольку на многостадийных месторождениях часто наблюдаются прожилки сложного состава с касситеритом, сульфидами и карбонатами без следов дробления, которые не могут быть образованы из разных очагов, а между начальными и конечными стадиями всегда отмечается несомненное геохимическое сходство.

Согласно второй концепции, перерывы между стадиями обусловлены тектоническими подвижками в области рудоотложения (Рундквист, 1968) при непрерывном выделении растворов магмой. Однако такие перерывы выше охарактеризованы нами как ступени процесса, а активность свежих растворов и образование в течение одной стадии нескольких парагенезисов с несомненностью свидетельствует об их новом мощном потоке, который не мог останавливаться где-то по пути движения до определенного момента.

Наиболее правильным нам представляется искать причину стадийности в самой интрузии, где генерируются растворы. Поскольку основная причина раскрытия трещин в эндо- и экзоконтактовых зонах кроется в сокращении объема магмы при ее кристаллизации и охлаждении, нет никаких оснований отрицать возможность неоднократного проникновения трещин до области зарождения растворов. Нельзя забывать, что более вязкая магма даек внедряется как до, так и после рудоотложения. Перерывы между глубокими раскрытиями трещин, очевидно, вызванные оседанием блоков пород под действием силы тяжести, обуславливают многостадийность подачи растворов. Только с этой позиции можно объяснить возобновление цикла кислотно-щелочной дифференциации в каждой стадии по пути их движения, интенсивный метасоматоз нового типа и сложный состав руд, состоящих из нескольких парагенезисов при направленном изменении главного для каждой стадии парагенезиса.

Недоразвитые поздние парагенезисы свидетельствуют о прекращении или уменьшении притока растворов в конце стадий, а также могут служить критериями для их выделения. Охлаждение таких «застойных» малоактивных растворов приводит к совмещению парагенезисов, как, например, кристаллизация халькопирита между зернами касситерита без замещения последнего станнином (Флеров, 1969) или образование минералов поздних парагенезисов в интерстициях и по краям ранних минералов, описанные выше. Возможность реакций только в результате падения температуры в одной порции растворов доказывается с термодинамических позиций И. Д. Рябчиковым (1967).

Зона максимального раскрытия трещин обычно перемещается в сторону от интрузий, что обуславливает локальную прямую вертикальную стадийную зональность в рудных телах и месторождениях и зональность раскрывания по простиранию рудных тел с асимметричной полосчатостью в зоне перекрытия (Смирнов, 1965). В рудных телах близповерхностных месторождений иногда наблюдается и обратная стадийная зональность (Валькумейское, Индустриальное месторождения).

Подмечается, что состав генерируемых магмой растворов изменяется в порядке, соответствующем смене парагенезисов в рудах, а направленность кислотно-щелочной дифференциации каждого потока растворов по пути движения соответствует направлению изменения во времени режима щелочей растворов при их генерации в локальном очаге. Эти наблюдения свидетельствуют об общности термодинамических закономерностей, управляющих как переходом из магмы в растворы простых и комплексных соединений, так и отложением руд.

Во многих оловорудных узлах не только Северо-Востока, но Забайкалья и Приморья встречаются месторождения нескольких минеральных типов и формаций. В общем случае относительно гранитоидных массивов или рудоподводящих структур они располагаются в таком порядке: касситерит-кварцевые, касситерит-турмалин-сульфидные, касситерит-хлорит-сульфидные, галенит-сфалеритовые.

Такая зональность не является случайным пространственным совмещением месторождений из разных магматических источников, о чем свидетельствует закономерное расположение составляющих ее месторождений, одинаковая фация их глубинности и общая ведущая геохимическая особенность. Так, в нашем типовом примере характерным компонентом руд является олово, заметные, хотя и непромышленные концентрации которого отмечаются и на периферийных месторождениях галенит-сфалеритовой формации.

С другой стороны, эту зональность нельзя относить к простой стадийной и прежде всего потому, что по крайней мере часть разнотипных месторождений в рудных узлах образована в несколько стадий, параллелизующихся между собой по температуре (табл. 2), что подтверждает полноту цикла эволюции гидротермального раствора в каждом месторождении. В горизонтальном направлении границы между зонами резкие, часто с безрудными интервалами; в вертикальном — зоны не повторяются, а интервал оруденения в них располагается примерно на одинаковом гипсометрическом уровне при уменьшении мощности рудных тел как вверх, так и вниз по падению. Между соседними месторождениями существенно изменяется план раскрытия трещин и структура рудных тел. Эта контрастная горизонтальная зональность может быть концентрической, как, например, на Депутатском рудном узле, или линейной (Дербеке-Нельгехинская зона, Арга-Бинах-Хайский и Аномальный узлы).

Наконец, одним из главных аргументов в пользу принадлежности рудных тел разных минеральных типов к самостоятельным месторождениям являются геохимические различия руд, особенно в элементах-примесях минералов. Так, в Депутатском рудном поле содержание индия в касситерите, пирротине и марматите в хлоритовом типе на порядок больше, чем в турмалиновом, и резко падает в сфалерите из галенит-сфалеритовых жил. В галенитах внешней зоны уменьшается концентрация висмута и увеличивается содержание серебра; здесь появляются серебро-свинцовые сульфосоли, тогда как в оловорудных жилах развиты сульфосоли одного свинца (Флеров и др., 1969).

Некоторые косвенные данные убеждают нас в том, что внешние зоны моложе центральных. Так, еще А. В. Королев (1947) показал, что рудовмещающие трещины развиваются во времени в большинстве рудных узлов в центробежном порядке, причем интенсивность раскрытия их увеличивается до максимума в средних зонах. Соответственно к периферии уменьшается температура образования месторождений и увеличивается роль поздних парагенезисов по сравнению с ранними.

Прямым указанием на относительный возраст рудных тел является взаимоотношение их с магматическими образованиями. Так, месторождения оловоносных грейзенов, по-видимому, близки по возрасту с гранитами, последние пересекаются кварцевыми порфирами, которые в свою очередь на Депутатском месторождении секутся турмалин- и хлорит-сульфидными жилами. Возраст лампрофиров относительно тех же оловорудных жил не вполне ясен, но на Илинтасе они секут граниты и отчетливо метаморфизуются гидротермальными растворами. В зоне галенит-сфалеритовых жил Депутатского узла кварцевые порфиры отсутствуют, а лампрофиры внедрились раньше, чем образовались руды.

Данные определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом подтверждают, что касситерит-сульфидная минерализация проявилась позже (60—100 млн. лет), чем грейзены и касситерит-кварцевые

руды (100—125 млн. лет). На Депутатском месторождении отмечается разрыв между турмалин-сульфидными и хлорит-сульфидными жилами в 21 млн. лет.

Периоды формирования отдельных месторождений в рудных узлах мы (Флеров и др., 1969) предлагаем называть этапами минерализации, а соответствующую им зональность этапной или формационной. Название «миграционная», предложенное для нее Р. М. Константиновым и др. (1967), нам представляется менее удачным.

Совокупность месторождений, образованных в несколько этапов, составляет рудный комплекс в юнимании Ю. А. Билибина (1947), а магматические образования, с которыми он связан, объединяются в единый интрузивный комплекс или конкретную магматическую формацию, по Ю. А. Кузнецову (1964). Источники растворов последовательных этапов, вероятно, были разными, но связанными с развитием единого магматического очага, причем каждому этапу минерализации соответствует свой обособившийся локальный очаг магмы. Этапы минерализации параллелизуются с фазами магматизма, что в некоторых случаях подтверждается выходом на поверхность их продуктов. Эти наши представления согласуются с выводами, полученными в последнее время в других оловорудных районах (Радкевич и др., 1962; Константинов и др., 1967).

Смена тектонического режима между последовательными тектоно-магматическими этапами развития складчатых зон и платформ или региональные тектоно-магматические особенности территорий обуславливают обособление во времени или пространстве магматических формаций, связанных с ними рудных комплексов и региональную металлогеническую зональность в их распределении.

Мы изложили только схему прерывистости рудного процесса. Как всякая систематика она является условной. В природе встречаются промежуточные случаи, когда порядок прерывистости может быть определен только приблизительно. Тем не менее установление его важно для оценки найденных объектов и правильного направления геологопоисковых и разведочных работ.

Л и т е р а т у р а

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Изд-во АН СССР, 1955.
- Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, № 1.
- Диман Е. Н., Некрасов И. Я. Условия образования простых сульфидов олова по экспериментальным данным.— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1964.
- Кигай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Козинцева Т. Н. Исследование растворимости сероводорода в воде при повышенных температурах.— Геохимия, 1964, № 8.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В. и др. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— Геол. рудных месторожд., 1967, № 3.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений». Изд-во АН СССР, 1963.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Маракушев А. А. Процессы окисления-восстановления в связи с режимом кислотности постмагматических растворов.— Геохимия, 1960, № 3.
- Некрасов Б. В. Курс общей химии. М.— Л., Госхимиздат, 1952.

- Некрасов И. Я. Зависимость типа оловянного оруденения от условий образования магматических пород (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР).— В сб. «Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудных месторожд., 1965, № 1.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Робинсон С. К. Синтез сульфоантимонитов свинца. Перев. с англ.— В кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Рундквист Д. В. Пульсационная гипотеза С. С. Смирнова в свете новых данных о процессах рудообразования.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, 1968, вып. 155.
- Рыженко Б. Н. Физико-химические данные по систематике Me_2CO_3 — MeHCO_3 — CO_2 — H_2O и некоторые приложения к гидротермальному процессу.— Геохимия, 1963, № 5.
- Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов.— Геол. рудных месторожд., 1967, № 6.
- Смирнов В. И. Региональная и локальная индогенная рудная зональность.— В кн. «Конференция Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1964.
- Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Флеров Б. Л. Околожильные изменения на примере одного из месторождений Северо-Востока СССР.— Труды Якут. фил. АН СССР, 1959, сб. № 4.
- Флеров Б. Л. Парагенезисы минералов олова из месторождений касситерито-сульфидной формации.— Геол. рудных месторожд., 1969, № 1.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. Рудные формации олова, вольфрама и полиметаллов.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.

СТАДИЙНОСТЬ РУДНОГО ПРОЦЕССА И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б. В. МАКЕЕВ, Т. М. ПОТАПОВА

(Всесоюзный институт минерального сырья)

Составление схем стадийности процессов рудообразования сопряжено с определенными трудностями выделения минеральных ассоциаций, образующихся в одну стадию рудного процесса, и выяснения их возрастной последовательности. Этим обусловлено отсутствие общепринятых критериев и методов выделения стадий минералообразования, хотя с общетеоретических позиций эти вопросы представляются достаточно разработанными. Вероятно, неизбежным следствием этого является весьма значительное многообразие схем стадийности рудного процесса для одноименных оловорудных формаций, которые приводятся в многочисленных публикациях. Анализ собранного авторами материала по большинству оловорудных месторождений Магаданской области и Хабаровского края, а также многим месторождениям Восточной Якутии и Приморья свидетельствует о возможности определенной типизации схем стадийности рудного процесса.

В большинстве оловорудных районов, четко индивидуализированных в геолого-структурном отношении и характеризующихся развитием единого оловоносного магматического комплекса, распространены месторождения, относящиеся, как правило, к одной оловорудной формации. Примерами могут служить Иультинский, Телекайский, Омсукчанский, Мяо-Чанский, Кавалеровский и другие оловорудные районы. Наряду с этим нельзя не отметить, что в этих районах устанавливается широкое разнообразие минеральных типов оруденения, которые по формальным клас-

сификационным признакам могут быть отнесены к различным оловорудным формациям. Одним из объективных критериев, дающих возможность объединять в рамках одной формации, казалось бы, совершенно различные минеральные типы, является единая последовательность образования и качественная идентичность минеральных ассоциаций рудных тел. Забегая несколько вперед, хотелось бы подчеркнуть, что для определенной оловорудной формации схема последовательности рудного процесса отличается исключительным постоянством и выдерживается в разных рудных районах.

Дальнейшее рассмотрение существа вопроса целесообразно провести на примере двух главнейших оловорудных формаций: касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной.

К а с с и т е р и т - к в а р ц е в а я ф о р м а ц и я, пожалуй, наиболее полно представлена в Иультинском рудном районе, где возможность составления единой схемы рудообразования для многочисленных месторождений кажется вполне естественной и не вызывает возражений. В раннюю (предпродуктивную) стадию рудного процесса отлагалась топаз-флюорит-альбит-мусковит-кварцевая минеральная ассоциация, имеющая отчетливый редкометальный облик (по примесям Ta, Nb, Be). Местами эта ассоциация проявляется с кажущейся самостоятельностью, накладываясь на поздние жильные тела гранитов и пегматитов, которые по формальным признакам могут быть отнесены к формации оловоносных редкометальных гранитов и пегматитов. Следующая (собственно продуктивная) стадия минерализации довольно проста по характеру конечных продуктов, представленных кварцем, касситеритом и вольфрамитом. Имеющие место вариации отражают лишь количественные соотношения главных рудных минералов. В заключительную (послепродуктивную) стадию рудного процесса отлагались нередко обильные количества высокотемпературных сульфидов — арсенопирита и леллингита. В рамках послепродуктивной стадии возможно выделение завершающего импульса минералообразования, в течение которого отлагались весьма малые количества сульфидов, карбонатов и флюорита. Следует подчеркнуть, что эта минеральная ассоциация в целом малохарактерна для этой формации и нередко выпадает совсем и в рудных телах не фиксируется.

К а с с и т е р и т - с и л и к а т н а я ф о р м а ц и я распространена в Тихоокеанском поясе значительно шире предыдущей. Типовыми представителями этой формации в советской части пояса являются месторождения Депутатского, Эге-Хайского, Певекского, Телекайского, Омсукчанского, Мяо-Чанского, Кавалеровского и других рудных районов и узлов.

В раннюю (предпродуктивную) стадию рудного процесса происходило, как правило, обильное отложение кварца и турмалина с образованием простой по составу, но весьма характерной для этой формации кварцево-турмалиновой парагенетической минеральной ассоциации. Помимо турмалина или вместо него, в зависимости от литологии вмещающих толщ, нередко образуются и другие минералы бора — аксинит (пространственно часто разобщающийся с турмалином в различных зонах единой метасоматической колонки, обычно образующейся в связи с этой стадией минерализации) и другие гипогенные бораты, столь характерно для оловоносных скарнов.

В следующую (продуктивную) стадию отлагались преимущественно кварц и касситерит. Часто, но в крайне малых количествах в составе этой минеральной ассоциации присутствуют вольфрамит и переотложенный турмалин.

Заключительная (послепродуктивная) стадия характеризуется отложением нередко обильных сульфидов. В рамках послепродуктивной стадии также возможно выделение нескольких последовательно сменявшихся во времени импульсов минералообразования, которые, как представляется, не имеют объема стадий минералообразования и в этом

отношении не сопоставимы с предыдущими стадиями. Ранние производные послепродуктивной стадии представлены кварцем и сравнительно высокотемпературными сульфидами — пирротином и арсенопиритом (при преобладающей роли первого). За ними без заметного временного перерыва отлагались пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин и другие минералы. Рудный процесс завершается, как правило, отложением существенно карбонатных минеральных ассоциаций, с которыми нередко ассоциируют сульфосоли Sb, Pb и других металлов, а также киноварь.

Приведенные для двух главных оловорудных формаций схемы последовательности рудообразования позволяют подметить между ними определенные, перечисленные ниже черты сходства.

I. Главенствующую роль в предпродуктивных минеральных ассоциациях элементов, в комплексных соединениях с которыми, судя по всему, происходила транспортировка олова в гидротермальных растворах. Этими элементами являются фтор (касситерит-кварцевая формация) и бор (касситерит-силикатная формация).

II. Широкое проявление в связи с предпродуктивной стадией околожильных метасоматических процессов с образованием колонок типовых для процессов кислотного выщелачивания. Строение этих метасоматических колонок в гранитоидах практически не зависит от формационного типа оруденения. От неизменных гранитоидов к жильному выполнению происходит постепенная смена метасоматических образований в следующей последовательности: альбитизированные гранитоиды (иногда существенно альбитовые породы) → грейзенизированные гранитоиды (грейзены) → существенно кварцевые породы (соответствуют зоне интенсивного кислотного выщелачивания; последняя более обычна для касситерит-силикатной формации). Несмотря на сходное строение колонок состав жильного выполнения несет отчетливые черты формационной принадлежности.

III. Сравнительную простоту продуктивных минералов ассоциаций.

IV. Преобладающую роль сульфидной минерализации в составе продуктов завершающей стадии рудного процесса.

Ниже отмечены отличительные особенности процессов рудообразования для этих формаций.

1. Различная роль фтора и бора в составе предпродуктивных минеральных ассоциаций. Здесь уместно сказать, что в том и другом случаях оба элемента выносятся из магматических расплавов, но при образовании месторождений касситерит-кварцевой формации бор удаляется из расплава еще в период контактово-метасоматических процессов (фиксируясь в виде турмалина в локальных интенсивных ореолах контактового метаморфизма) и в последующих послемагматических процессах заметной роли не играет, уступая место фтору. При образовании месторождений касситерит-силикатной формации бор, напротив, является ведущим элементом гидротермальных растворов в раннюю стадию рудного процесса, а фиксация фтора происходит по сути дела лишь в завершающую стадию рудного процесса.

2. Постоянная парагенетическая ассоциация касситерита и вольфрамитов в продуктивной минеральной ассоциации касситерит-кварцевой формации.

3. Более значительная роль низкотемпературной сульфидной минерализации в касситерит-силикатной формации.

Касаясь причин появления в рамках оловорудной формации весьма разнообразных минеральных типов оруденения, следует отметить, что чаще всего они обусловлены разномасштабной интенсивностью проявления стадий рудного процесса в связи с локальными условиями рудообразования и нередко с рудной зональностью. Яркими примерами последней являются Омсукчанский и Мяо-Чанский районы, где многосульфидные оловянные месторождения залегают в вулканитах, слагавших верхи геологического разреза в период рудообразования.

Нередки примеры, когда появление минеральных типов предопределяется в предпродуктивные стадии рудного процесса в результате последующего наложения собственно рудной минерализации на более ранние продукты рудного процесса. Это прежде всего относится к грейzenам и существенно альбитовым оловоносным образованиям (месторождения Иультин, Вешкап, Телекай, Хениканджа и др.). В этой связи следует подчеркнуть, что грейзены, как и оловоносные существенно альбитовые образования, не являются исключительной принадлежностью касситерит-кварцевой формации. Почти в равной мере они характерны и для касситерит-силикатной формации. Это в определенной мере справедливо и для оловоносных скарнов, которые также не имеют генетической самостоятельности (объема оловорудной формации) и тесно ассоциируют с оруденением касситерит-кварцевой или касситерит-силикатной формаций.

В составе касситерит-силикатной формации весьма характерно появление существенно сидерофиллитового минерального типа (месторождения Телекай, Начальное, Хениканджа). Для этого типа вследствие нехватки в гидротермальных растворах предпродуктивной стадии бора характерно образование очень своеобразной высокожелезистой минеральной ассоциации (сидерофиллит + магнетит + ортит + эпидот с высоким содержанием редких земель и другие минералы), богатой двухвалентным железом. Турмалин присутствует, но в очень малых количествах. Несмотря на большое своеобразие этого минерального типа он хорошо вписывается в общую схему рудного процесса для касситерит-силикатной формации. Имеющиеся отличия обусловлены нехваткой в растворах бора, которая повлекла смену кварцево-турмалиновой минеральной ассоциации (также высокожелезистой) существенно сидерофиллитовой, образование которой происходило в условиях более повышенной щелочности.

Образование минеральных типов в рамках оловорудных формаций обусловлено фаціальными изменениями условий рудоотложения. Некоторые из возможных причин этого были перечислены выше. В этой связи представляется более правильным классифицировать минеральные типы как фации оруденения. Это устраняет неопределенность, которую имеют минеральные типы, как генетические подразделения. С этих же позиций возможно внести определенную ясность в ставший дискуссионным вопрос о целесообразности выделения в объемах касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. При формационном анализе следует прежде всего различать богатые сульфидами фации оруденения касситерит-силикатной формации, возникающие при поздней существенно сульфидной стадии, минерализации и месторождения касситерит-сульфидной формации. Последние представлены, как правило, существенно станниновыми полиметаллическими месторождениями, образование которых связано с магматизмом вулканогенных поясов. В этих месторождениях часто присутствует деревянистый касситерит. Нередко он обособляется и в виде самостоятельных рудных проявлений. В противоположность двум ранее упомянутым формациям в касситерит-сульфидной не устанавливается заметного участия бора и фтора на ранних стадиях рудного процесса. Возможно, роль этих элементов здесь принадлежит хлору.

В заключение хотелось обратить внимание на следующее.

В пределах индивидуализированных в геолого-структурном отношении оловоносных площадей, рудных узлов, районов и других структурно-металлогенических подразделений, характеризующихся развитием единого оловоносного магматического комплекса, все оловянные месторождения и рудопроявления относятся, как правило, к одной оловорудной формации. В рамках последней нередко устанавливается значительное разнообразие минеральных типов, образование которых обусловлено локальными условиями рудоотложения и носит фаціальный харак-

тер, в связи с чем представляется более правильным минеральные типы оруденения классифицировать как фации оруденения.

Одним из объективных критериев отнесения разнообразных минеральных типов к одной оловорудной формации является единая схема последовательности рудообразования, которая присуща оловорудной формации в целом.

Сравнение типизированных схем рудного процесса для двух главных оловорудных формаций позволяет установить их определенную общность, которая заключается: 1) в ведущей роли бора и фтора на ранних стадиях рудного процесса; 2) в сходном временном положении в схеме рудного процесса продуктивной минеральной ассоциации; 3) в возрастающей роли сульфидной минерализации в завершающие стадии рудного процесса.

Литература

- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В. Оловорудные формации Северо-Востока СССР.— В сб. «Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК». М., 1968.
- Матвеев 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.
- Матвеев В. Т. Классификация месторождений олова С. С. Смирнова и ее роль в развитии оловянной промышленности СССР.— Труды Юбил. сессии Ученого совета ВСЕГЕИ. М., 1968.
- 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.

О ПРЕРЫВИСТОСТИ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

ГАМЯНИН Г. Н.

(Институт геологии ЯФ СО АН СССР)

На территории Восточной Якутии известны разнообразные типы золотого оруденения золото-кварцевой, кварцево-сульфидной, золото-серебряной формаций. Золото присутствует также в сульфидных рудах, наложенных на скарны, в рудах сурьмяно-ртутных и свинцово-цинковых месторождений.

Наиболее широким распространением пользуется золотое оруденение малосульфидной золото-кварцевой формации, к которой относятся все известные месторождения и мелкие, но многочисленные коренные источники богатых россыпей. Золоторудные проявления других типов, выявленные в процессе геологопоисковых работ, пока еще изучены слабо.

В статье рассматриваются некоторые генетические особенности золотого оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации на примере месторождений Восточной Якутии.

На основе изучения состава рудных тел многочисленных рудопроявлений и месторождений выделяются два минеральных типа золотого

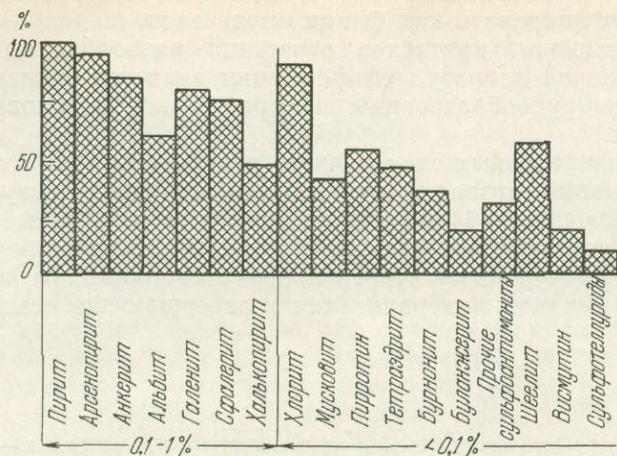


Рис. 1. Распространенность минералов в месторождениях золото-кварцевой формации

оруденения малосульфидной формации — арсенопиритовый и висмутый, которые различаются по минеральным ассоциациям, типоморфизму минералов и геологическому положению (Гамянин, 1966).

Месторождения арсенопиритового минерального типа локализуются преимущественно среди песчано-сланцевых пород верхоянского комплекса, реже в дайках и штоках гранитоидов. Рудные тела месторождений представляют очень разнообразные по морфологии кварцевые жилы, зоны сложных систем жил и прожилков, лестничные жилы и штокверки. Характерной ассоциацией рудных тел данного минерального типа является пирит-арсенопиритовая. Арсенопирит в этой ассоциации во всех рудопроявлениях и месторождениях имеет сходные типоморфные особенности. Минералы ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации постоянно содержат примесь дисперсного золота. Поздние продуктивные ассоциации в месторождениях арсенопиритового типа несколько различны. В целом ряде месторождений развита халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация, в других — ассоциация сульфидов. В месторождениях с сульфидной ассоциацией широко развита и кварц-альбит-анкерит-мусковитовая ассоциация жильных минералов. По различию поздних минеральных ассоциаций выделяются два подтипа месторождений — полиметаллический и сульфидно-антимонитовый.

На диаграмме (рис. 1) показана распространенность минералов (без кварца и антимонита) в золоторудных месторождениях Северо-Востока СССР. Как видно, такие минералы, как пирит и арсенопирит, встречаются практически во всех месторождениях. Несколько менее распространены галенит, сфалерит, халькопирит, образующие соответствующую ассоциацию. Мало распространены минералы тетраэдрит-бурнонит-буланжеритовой ассоциации. Помимо сходства в вещественном составе, для всех золоторудных месторождений отмечается общая направленность процесса минералообразования, характеризующаяся последовательной сменой ассоциаций раннего кварца и ранних сульфидов, халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциациями, далее ассоциацией сульфоселей и кварц-карбонатной ассоциацией. Последовательная смена минеральных ассоциаций выражается в зональности отложения. Отчетливая зональность в размещении минеральных ассоциаций (вертикальная и горизонтальная) наблюдается на Нежданнинском золоторудном месторождении. В вертикальной плоскости главной рудной зоны отмечается не только общая тенденция к сокращению количества сульфидов по восстанию, но и относительное увеличение роли поздних сульфидов

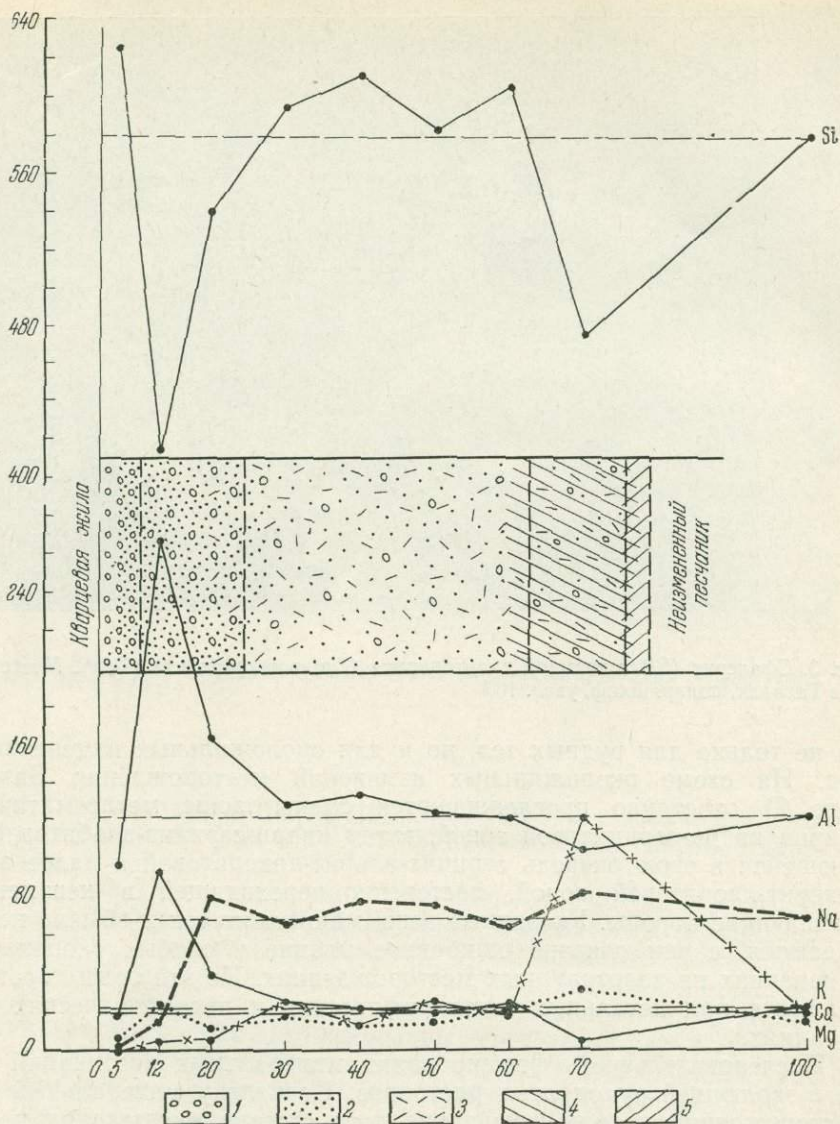


Рис. 2. Схема околожильных изменений месторождения Базовское
 1 — кварц; 2 — серицит; 3 — альбит; 4 — карбонат; 5 — хлорит

и сульфосолей по сравнению с ранними сульфидами. Среди поздних ассоциаций наблюдается последовательная смена халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации вначале халькопирит-галенит-бурнонит-буланжеритовой, а затем ассоциацией более редких сульфoантимонитов свинца (менегинит, плагионит, семсейит и др.). Горизонтальная зональность подчеркивается сменой к периферическим частям рудной зоны ассоциации сульфoантимонитов полиметаллической ассоциацией, что выражает «центробежный» характер развития минерализации в плане (концентрической, по Н. В. Петровской, 1963). Элементы вертикальной и горизонтальной зональности в размещении минеральных ассоциаций имеются и во многих других золоторудных месторождениях Северо-Востока СССР — Талалах, Малтан, Дора-Пиль, Булар, Восход и др. Зональность отложения характер-

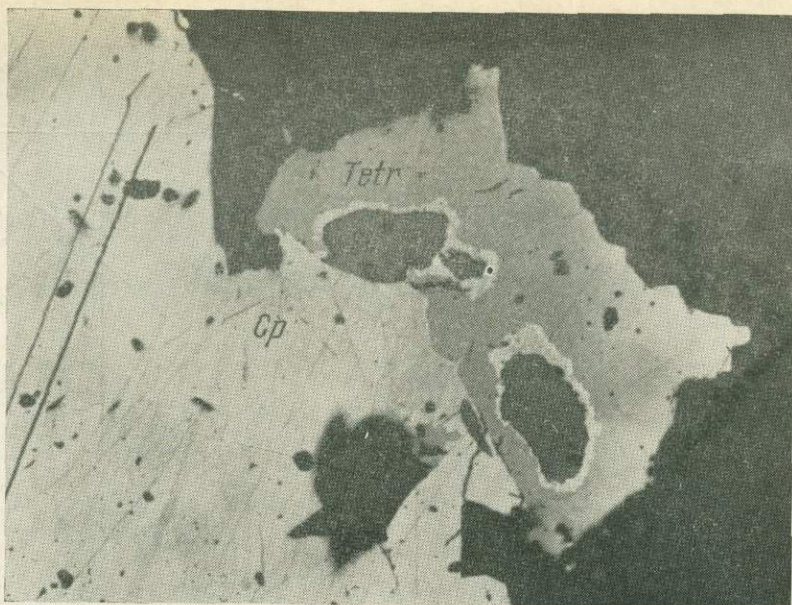


Рис. 3. Сфалерит (*Sl*) с каемкой халькопирита (*Cp*) в тетраэдрите (*Tetr*). Месторождение Талалах, полир. шлиф, увел. 100

на не только для рудных тел, но и для околожильных измененных пород. На схеме околожильных изменений месторождения Базовское (рис. 2) отчетливо прослеживаются смены зоны метасоматического кварца кварц-серицитовой зоной, затем кварц-серицит-альбитовой, сменяющейся в свою очередь серицит-альбит-анкеритовой и далее альбит-анкерит-хлоритовой зоной, постепенно переходящей в неизменные вмещающие породы. Указанные зоны макроскопически обычно не улавливаются, с чем связано ошибочное мнение о слабых околожильных изменениях на золоторудных месторождениях. Но эти зоны хорошо выделяются при детальном петрографических и петрохимических исследованиях.

Последовательность формирования минеральных ассоциаций связана с эволюцией рудоносных растворов. Поскольку минеральный состав месторождений в общем не зависит от состава вмещающих пород, а реконструкция геологических разрезов свидетельствует о формировании месторождений в интервале 1,5—2,5 км от палеоповерхности, можно думать, что основной причиной эволюции состава растворов является изменение режима кислотности-щелочности. Именно с опережающей волной кислотных компонентов на фоне снижения температуры, согласно гипотезе Д. С. Коржинского (1958, 1962, 1963, 1966), связана смена режима выщелачивания процессом осаждения, смена кислотного характера растворов более щелочным, и как результат этого — смена одних минеральных ассоциаций другими, что в конечном счете приводит к явлению зональности отложения в рудных телах и околожильных измененных породах. Выявление зональности осложняется внутрирудной тектоникой, сильно затушевывающей это явление. Лишь в исключительно редких случаях мы наблюдаем непрерывную последовательность в отложении минералов (рис. 3) и ассоциаций, обычно для отдельных рудных тел, реже для месторождения.

Так, в месторождении Диринь-Юрях, Талалах и Новинка от зальбандов отдельных жил к их центральным частям ассоциация темно-серого раннего кварца с пиритом и арсенопиритом сменяется молочно-белым

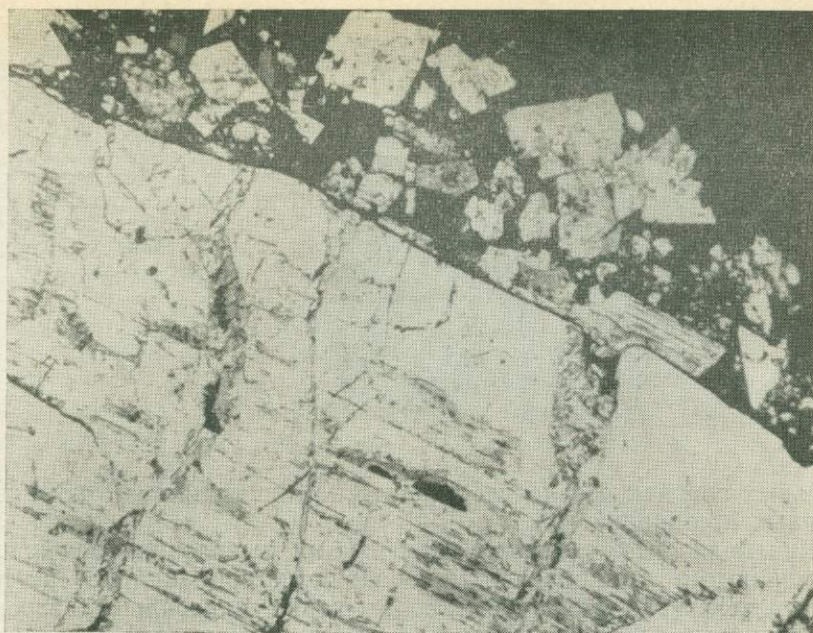


Рис. 4. Две генерации арсенопирита. Месторождение Булар, полир. шлиф, увел. 100, травление HNO_3 1:1

кварцем с галенитом, тетраэдритом, бурнонитом, а затем анкеритом с теми же сульфидами. При этом для пирита свойствен сквозной характер отложения.

И, напротив, очень часто мы сталкиваемся с явлениями пересечений одних минеральных ассоциаций другими. Характерной чертой золоторудных месторождений Северо-Востока СССР является также повторяемость минеральных парагенезисов в системах взаимопересекающихся прожилков. Например, в месторождениях Нежданинском, Жданном, Хаптагай-Хая, Базовском зафиксированы пересечения пирит-арсенопиритовой ассоциации вторыми генерациями пирита и арсенопирита (рис. 4), отличающимися от первых лишь морфологическими формами, но сходными между собой по содержанию элементов-примесей. В Тунгусском месторождении сфалерит-тетраэдрит-бурнонитовая ассоциация с золотом цементируется аналогичной ассоциацией.

Уже ранее подчеркивалось, что между минеральными ассоциациями раннего кварца, пирит-арсенопиритового, полиметаллического, сульфосолей и кварц-карбонатной существуют двойкие взаимоотношения — с одной стороны, последовательная смена в пространстве, с другой — пересечения ранних ассоциаций более поздними. Эти пересечения довольно своеобразны. Для них характерна небольшая мощность пересекающихся прожилков (рис. 5), малоамплитудные (сантиметровые) перемещения, локализация поздних прожилков в плоскости рудных тел, выполненных ранними ассоциациями, что находит отражение на диаграмме распространенности минералов в месторождениях Северо-Востока СССР (рис. 1), где мы не видим поздних ассоциаций минералов без ранних.

Наконец, следует подчеркнуть, что отложение минеральных ассоциаций поздних сульфидов, сульфосолей и кварц-карбонатной не сопровождается в отдельности проявлением кислотного выщелачивания в около-

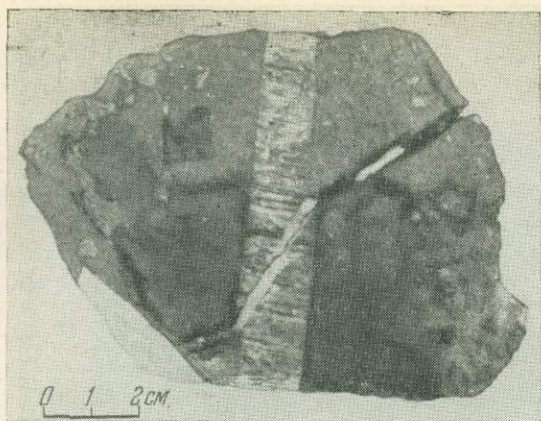


Рис. 5. Пересечение кварц-карбонатного прожилка шестоватого строения кварц-хлоритовым прожилком. Месторождение Курдат

жильных породах. Последнее характерно лишь для всего комплекса названных ассоциаций.

Учитывая, что главными признаками выявления разновременного (стадийного) формирования минеральных ассоциаций до сих пор считаются текстурно-структурные соотношения минеральных агрегатов, в золоторудных месторождениях Северо-Востока на этом основании можно было бы выделить от 3 до 10—12 стадий минерализации. А если считать, что каждая стадия связана с новой «порцией» растворов, то, следовательно, и поступление растворов было многократным. Трактую эти пересечения как стадийные, невольно возникает вопрос, почему на такой огромной территории (Северо-Восток СССР) наблюдается постоянное совмещение нескольких (3—10) стадий минерализации в одной жильной трещине или рудной зоне, учитывая при этом перерыв между стадиями. Почему каждая последующая «порция» растворов, вызывающая отложение минеральных ассоциаций стадии, закономерно проявляется в меньшем объеме пород? Почему, наконец, этот объем отложенного материала резко возрастает, когда мы сталкиваемся с иной, чем рассмотренные выше, ассоциацией — кварц-антимонитовой или халцедонидного кварца? Такое выделение стадий, как нам кажется, несколько искусственно, происходит скорее по традиции и не вполне отвечает комплексу тех требований, которые необходимы для выделения стадий. Действительно, если суммировать те признаки выделения стадий, которые изложены в последнее время в ряде работ Н. В. Петровской (1965, 1967), Д. В. Рундквиста (1965), И. Н. Кигая (1963), Г. Ю. Григорчука (1964), то мы увидим, что для уверенного выделения стадии необходимо не только простое пересечение и значительный перерыв во времени, но и изменение кислотно-щелочных свойств раствора, связанное с кислотно-фильтрационным эффектом и возникновением «опережающей волны кислотных компонентов» и, соответственно, изменением окружающих пород, вызываемое этим раствором, и ряд других более мелких факторов.

Приложение данных требований к имеющемуся фактическому материалу свидетельствует о том, что все указанные ассоциации образовались в результате эволюции одной «порции» растворов. Если учесть, что эволюция состава растворов происходит на фоне периодических подвижек, то практически устраняются все имеющиеся противоречия. Остается сказать лишь несколько слов о случаях коррозии ранних сульфидов, т. е. арсенопирита, поздними, преимущественно галенитом и сульфсантимонитами. По нашему мнению, это вполне объяснимо и с точки зрения эволюции одной «порции» растворов. Ассоциация ранних

и поздних сульфидов продукты разновременные, а потому пирит-арсенопиритовая ассоциация может оказаться неравновесной в тех физико-химических условиях, при которых происходит отложение поздних ассоциаций. Н. В. Петровская (1965) также считает, что при отложении минеральных ассоциаций из одной порции растворов может возникать несколько ступеней равновесия.

Взаимоотношение минеральных ассоциаций, рассмотренных выше, с ассоциациями кварц-антимонитовой или халцедоновидного кварца существенно иные. Ранее уже отмечалось (Гамянин, 1965, 1966), что эти ассоциации формировались при ином плане деформации (Халтагай-Хая, Туора-Тас, Тунгусское), а в отдельных месторождениях пространственно разобщены с продуктивными ассоциациями (Митрей-Онгтах, Сурьяное). Характерно, что по объему материала эти ассоциации иногда превосходят все предшествующие (Киньясь-Юрях, Малтан). При этом отмечается также интенсивное дробление, цементация (рис. 6, 7) и коррозия ими ранних ассоциаций и отдельных минералов (рис. 8). Вдоль трещин с кварц-антимонитовой минерализацией или халцедоновидным кварцем происходит смещение ранее отложенных ассоциаций на расстояние до 10 м. Наконец, около рудных тел с этими ассоциациями отмечается изменение околожильных пород со слабым развитием зоны метасоматического кварца, затем анкерит-эпидотовой и хлоритовой зон. В случае совмещения с ранними минеральными ассоциациями в одной рудной зоне наблюдается наложение нового типа изменений на ранее образованные. Температуры декрипитации кварца свидетельствуют о некотором повышении начальной температуры отложения кварца в кварц-антимонитовых жилах (160—170°) по сравнению с температурой кристаллизации кварца из кварц-карбонатной ассоциации (130°). Все это позволяет говорить, что в данном случае мы имеем дело с продуктами новой порции растворов, для которой, так же, как и для первой порции, характерна определенная эволюция физико-химических условий рудоотложения — режима кислотности-щелочности, температуры. Таким образом, в ряде месторождений арсенопиритового типа золото-кварцевой формации образование минеральных ассоциаций связано с двухкратным поступлением растворов. Различие состава растворов разных порций может быть связано с эволюцией питающего очага.

Исходя из существующих представлений о стадиях минерализации как о периодах рудоотложения из одной порции растворов, можно было бы выделенные три первые минеральные ассоциации месторождений арсенопиритового типа, образовавшиеся из одной порции растворов, рассматривать как подстадии единой стадии. Однако в литературе по золоторудным месторождениям укоренились представления о стадии ранних сульфидов, поздних сульфидов с золотой минерализацией и других. При этом вопрос о связи этих стадий с одной или разными порциями растворов, как правило, не рассматривается, но подразумевается, что каждой стадии соответствует самостоятельная порция растворов. Учитывая эти обстоятельства, представляется целесообразным, сохраняя существующую терминологию, выделять на золоторудных месторождениях стадию ранних сульфидов (пирит-арсенопиритовую), поздних сульфидов и сульфоантимонитов, сопровождающуюся золотой минерализацией и др. Но выделяя эти стадии минерализации, мы вкладываем в это понятие несколько иной, по сравнению с существующими представлениями смысл, а именно — рассматриваем их как последовательные стадии эволюции одной порции постмагматических растворов. Отмеченные стадии эволюции раствора протекают в течение одного этапа минералообразования. Под этапом нами понимается интервал процесса минералообразования, характеризующийся определенными условиями рудоотложения и соответствующими парагенезисами минералов в рудных телах и околожильных измененных породах, являющихся следствием эволюции



Рис. 6. Обломки раннего кварца (белое) в халцедоновидном (серое). Место-рождение Туора-Тас



Рис. 7. Обломки продуктивного кварца (Q) в антимоните (Ant). Место-рождение Хаптагай-Хая

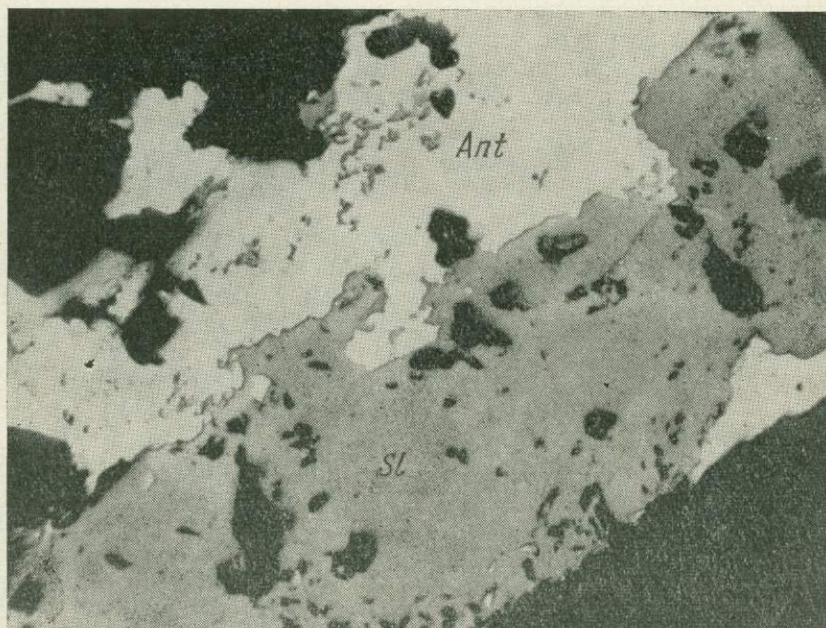


Рис. 8. Коррозия сфалерита (Sl) антимонитом (Ant). Место-рождение Тунгус-ское, полир. шлиф, увел. 75

одной порции растворов в период ее циркуляции по трещинам. Этапы минерализации разделяются интенсивными тектоническими подвижками и значительным временным интервалом.

Наблюдающиеся в золоторудных месторождениях пересечения минеральных ассоциаций являются следствием периодической активизации трещинообразования в процессе рудоотложения, осложняющего общее

направление развития минерализации. Интервалы рудного процесса, разделенные этими внутриминерализационными подвижками, можно выделить как подстадии или «ритмы», в понимании Д. В. Рундквиста (1965). Количество их зависит от тектонических условий формирования конкретного месторождения и приводит к возникновению нескольких генераций минералов, отлагающихся в данный период. В результате этого в отдельных месторождениях золота Северо-Востока СССР выделяются несколько однотипных минеральных ассоциаций. Например, в месторождениях Золотой Рог, Булар, Юр, Базовское и других наблюдается пересечение пирит-арсенопиритовой ассоциации вторыми генерациями этих минералов. В месторождении Штурмовском отмечаются три пересекающиеся кварц-альбитовые ассоциации. В месторождении Дора-Пиль зафиксировано две галенит-бурнонит-тетраэдритовые ассоциации, в Тунгусском — сфалерит-тетраэдрит-бурнонитовая ассоциация с золотом центрируется аналогичной ассоциацией. Для рудопроявления Митрей-Онгохта характерно пересечение карбонат-хлоритовых прожилков маломощными просечками того же состава.

Примерно такая же картина вырисовывается при изучении золото-рудных месторождений висмутового типа. Формирование кварц-турмалин-мусковитовой и кварц-турмалин-вольфрамитовой ассоциаций происходило из одного раствора при температуре 250—360° и сопровождалось околожильной грейзенизацией. Кварц-арсенопирит-пирротин-лёллингитовая ассоциация, халькопирит-сфалеритовая, висмутовых минералов и кварц-карбонатная — результат поступления новой порции растворов с начальной температурой 310—300°, вызывающей иной тип околожильных изменений — серицитизацию, альбитизацию, карбонатизацию, а в ряде случаев биотитизацию и актинолитизацию.

Таким образом, в месторождениях малосульфидной золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР намечаются два этапа минералообразования: для месторождений арсенопиритового минерального типа — золото-арсенопиритовый и кварц-антимонитовый этапы; для висмутового типа — вольфрамит-турмалин-кварцевый и золото-висмутовый.

Исходя из представления о двух этапах формирования золоторудных месторождений, становится понятным соотношение золотого и антимонитового, золотого и вольфрамового орудений. Детальное изучение взаимоотношений золота и антимонита показало, что золото находится в антимоните преимущественно в виде механических включений. При этом некоторая часть золотин находится среди антимонита в сочетании с минералами ранних ассоциаций — арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, бурнонитом и др. или с вторичными минералами, развивающимися за счет первых. Многочисленные химические и золотоспектрометрические определения показали, что золото обнаруживается лишь в мелкозернистых и плейчатых агрегатах антимонита, изобилующих включениями вмещающих пород и ранних минералов. Отмечается в антимоните и свободное золото. Но и в этом случае говорить о генетическом родстве его с антимонитом нельзя, поскольку в ряде таких свободных золотин при травлении обнаруживаются деформированные двойники золота, в то время как вмещающий их антимонит не обнаруживал никаких следов механического воздействия. Другая часть свободных золотин в антимоните имеет весьма своеобразные губчато-ветвистые и гелеподобные формы (рис. 9), очень схожие с гипергенным, переотложенным золотом, описанным в месторождениях Урала (Крейтер и др., 1958). Возможно, что здесь золото также имеет гипергенный, правда, более сложный характер образования, и поставщиком его, несомненно, являются ранние продуктивные ассоциации. Наконец, отсутствие пересечений золота антимонитом также не свидетельствует в пользу его парагенезиса с антимонитом, хотя на это иногда ссылаются. Таких пересечений нет и, видимо, не может быть в силу спе-

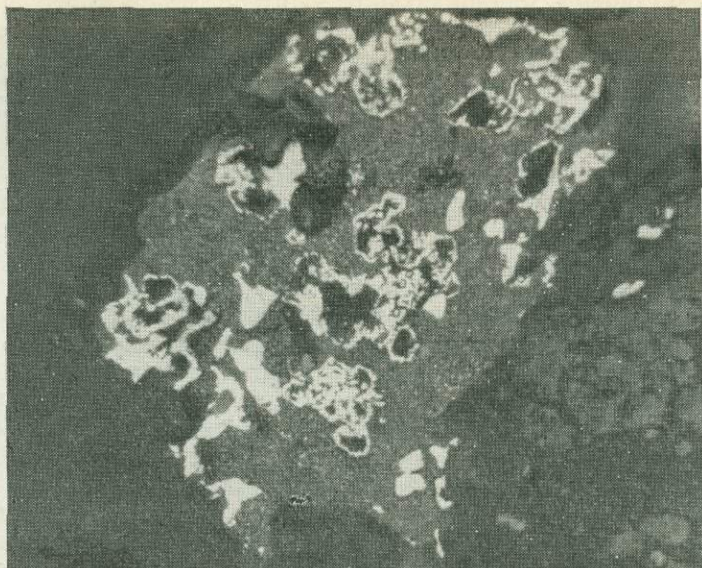


Рис. 9. Структура вторичного золота. Месторождение Кинясь-Юрях, полир. шлиф, увел. 200

цифических механических свойств золота. Таким образом, можно считать, что причина нахождения золота в антимоните заключается в цементировании им ранних продуктивных минеральных ассоциаций. Золотоносность кварц-антимонитовой ассоциации наблюдается лишь в тех месторождениях, где происходит совмещение в одной рудной зоне всех минеральных ассоциаций. Эти месторождения обычно локализуются в структурах типа долго живущих разломов (Малтан, Кинясь-Юрях, Сарылах). Там, где антимонитовая минерализация локализуется в иных системах трещин или пространственно разобщена с ранними продуктивными ассоциациями, золотоносность ее ничтожна (Хаптагай-Хая, Митрей-Онгохта, Сурьяное). Оторванность антимонитовой минерализации от собственно золотой характерна для многих золотоносных районов СССР и описана рядом исследователей (Петровская, 1955; 1960; Славин, 1953; Сагателян, 1961 и др.).

В отличие от антимонитовой вольфрамовая минерализация предшествует отложению продуктивного золото-висмутового этапа. Но золотоносна она также лишь в том случае, если происходит наложение на нее продуктивных ассоциаций. Такие месторождения характеризуются комплексными рудами, содержащими вольфрам, молибден, золото, висмут, иногда теллур и олово. Число этих месторождений в настоящее время неуклонно растет, некоторые из них характеризуются зональным размещением минеральных ассоциаций относительно гранитоидных тел, около которых они локализуются (Руб, 1950; Часовитин, Позняк, 1964; Иванов, 1946). Формирование вольфрамовой и золото-висмутовой минерализаций связано, по-видимому, с эволюцией одного очага, поэтому на Северо-Востоке СССР вольфрамовую минерализацию нельзя рассматривать как чуждый комплекс (Петровская, 1960) в золоторудных месторождениях. Скорее, наоборот, наличие в районе проявлений вольфрама может свидетельствовать о потенциальной золотоносности данного региона.

Литература

- Гамянин Г. Н. Парагенезисы рудных минералов в золоторудных месторождениях Верхне-Индигорского района.— Геол. и геофиз., 1965, № 7.
- Гамянин Г. Н. Типы золотого оруденения в Верхне-Индигорском районе и их связи.— Геол. и геофиз., 1966, № 12.
- Григорчук Г. Ю. О характере растворов и температурных условиях формирования минералов в сульфидных рудах.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, вып. 2, № 18.
- Кигай И. Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиасцентной зональности.— В кн. «Конференция Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963.
- Иванов А. А. Структура Айдырского золото-вольфрамового месторождения на Южном Урале.— Труды Горно-геол. ин-та, Свердловск, УФАН, 1946, вып. 3.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности-щелочности и вертикальная зональность при постмагматических процессах. Госгеолтехиздат, 1958.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования (третье чтение им. В. И. Вернадского). Изд-во АН СССР, 1962.
- Коржинский Д. С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах.— В кн. «Конференция Проблемы постмагматических рудообразований». Прага, 1963.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. ГОНТИ, 1958.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд.— В сб. «Генетические типы руд». Госгеолтехиздат, 1960.
- Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд. Госгеолтехиздат, 1963.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудное месторожд., 1965, № 1.
- Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудных месторожд., 1967, № 2.
- Руб М. Г. О минеральном составе золоторудного месторождения «Незаметный».— Материалы по геологии золота и платины, 1950, вып. 1 (2).
- Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грейзеновых месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 1.
- Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-цинковых руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1961.
- Славин В. М. О вещественном составе некоторых золоторудных месторождений Восточного Забайкалья.— Материалы по геологии золота и платины, 1953, вып. 7.
- Часовитин М. Д., Позняк В. О. Зональность Водораздельного рудного поля на Чукотке.— Докл. АН СССР, 1964, № 6, 157.

СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ И ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ДАРАСУНСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (Восточное Забайкалье)

М. С. САХАРОВА

(Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова)

Дарасунское золоторудное месторождение является типичным примером образований сложного генезиса. В формировании этого месторождения отчетливо проявляется закономерная повторяемость отдельных циклов рудоотложения, свидетельствующая о проявлении стадийности в процессе его образования. В связи с этим выяснение минералого-гео-

химических особенностей кристаллизации руд и отдельных минеральных ассоциаций способствует решению некоторых общих вопросов гидротермального рудообразования.

Геологическая позиция Дарасунского месторождения определяется его расположением в пределах золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, в области мезозойской активизации палеозойских кристаллических пород. Рудное поле приурочено к узлу пересечения зоны глубинного Балейско-Дарасунского разлома северо-западного простирания, выделенного Н. А. Фогельман (1962) и зоны повышенной трещиноватости северо-восточного направления.

Рудоносная площадь сложена метаморфизованными габброидами и амфиболитами, относящимися, по Д. А. Тимофеевскому (1962), к нижнему палеозою, и средне-верхнепалеозойскими гранитоидами — кварцевыми диоритами, гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Мезозойские магматические образования представлены дайками и мелкими штокообразными телами плагиогранит-порфиров, с которыми в районе парагенетически связывается золотое оруденение.

Рудные тела Дарасунского месторождения представляют собой жилы и минерализованные зоны дробления. Их размещение контролируется двумя системами разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, неоднократно подновлявшимися в процессе рудообразования.

Руды месторождения имеют сложный кварц-сульфидный состав (Сахарова, 1968). Они характеризуются значительным развитием сульфидов и сульфосолей, суммарное содержание которых в среднем составляет 40—60%, снижаясь на глубоких горизонтах. В повышенных концентрациях в рудах содержится золото, серебро, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, висмут, теллур и другие. Наиболее широко распространены сульфиды железа — пирит-арсенопирит, халькопирит, пирротин. В повышенных количествах наблюдаются сфалерит и галенит. Важной особенностью минералогии месторождения является широкое распространение сульфосолей, включающих группу медно-сурьмяных (блеклые руды, бурнонит) образований медно- и свинцово-висмутовых (айкинит, гр. козалита-коббелита и др.), свинцово-сурьмяных (цинкенин, джемсонит и др.), а также присутствие теллуридов висмута и других редких минералов (Сахарова, Кривицкая, 1969).

Процесс формирования руд сложный. Д. А. Зенков (1946) еще в 30-е годы на основании текстурных особенностей руд и проявляющейся в ряде случаев пространственной разобщенности минеральных комплексов выделил семь стадий минерализации, которым отвечают соответствующие ассоциации минералов: 1 — кварц-турмалиновая, 2 — кварц-пиритовая, 3 — пирит-арсенопиритовая, 4 — сфалерит-галенитовая, 5 — халькопирит-бурнонитовая, 6 — сульфоантимонитовая и 7 — карбонатная.

Намеченная Д. А. Зенковым схема стадийности легла в основу последующих представлений о генезисе месторождения. Образование каждой из минеральных ассоциаций связывалось с привнесом новых порций рудообразующих растворов. В соответствии с указанной схемой на месторождении описывалось значительное количество генераций различных минералов — от шести до девяти для пирита, восемь генераций кварца, три сфалерита и т. д.

Происходящий в настоящее время процесс пересмотра излишне дробного выделения стадий рудообразования и современные представления о критериях их выделения, сформулированные в работах И. Н. Кигая (1966), Н. В. Петровской (1965, 1967), Г. Ю. Григорчука (1965) и др., с одной стороны, и новые данные, полученные при геологическом, минералого-геохимическом и термометрическом изучении Дарасунского месторождения, с другой, — заставляют критически пересмотреть во-

прос о количестве стадий, выделяемых в процессе формирования этого месторождения и принципе их выделения.

Если обратиться к схеме последовательности минералообразования Дарасунского месторождения (рис. 1), то в первую очередь привлекает внимание повторяемость циклов этого процесса. Как в ранний, так и в последующий периоды рудоотложения имела место аналогичная повторяющаяся последовательность хода кристаллизации минералов: 1) кварц — сульфиды — самородное золото — карбонат — в ранний период рудоотложения; 2) кварц — сульфиды — сульфосоли — самородное золото — карбонаты — в последующий интервал процесса; 3) аналогичная последовательность, исключая сульфосоли и золото, со значительным усилением роли карбонатной минерализации проявляется в заключительный период минералообразования.

С ранним отрезком процесса, отвечающим по нашим представлениям ранней стадии рудоотложения, связано образование зон гидротермально-измененных, березитизированных и местами турмалинизированных пород и кристаллизация в трещинных полостях кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой и пирит-арсенопиритовой ассоциаций. Этот комплекс характеризуется простым минеральным составом, с основными минералами — турмалином, серицитом, кварцем и пиритом, сменяющимся в последующем арсенопиритом.

Кристаллизация минералов в раннюю стадию, так же как и в последующий период, происходит на фоне внутрирудных тектонических движений, приводящих в ряде случаев к локальному дроблению и к образованию полосчатых текстур.

Изучение типоморфных особенностей соответствующих минералов из трех ранних минеральных ассоциаций показывает полную их аналогию. Так, разновидности раннего пирита, ранее связывавшиеся с тремя различными порциями растворов, весьма близки по морфологии и внутреннему строению. Они полностью аналогичны по составу примесей и температуре кристаллизации. Тождествен по своим характеристикам кварц из рассматриваемых трех ассоциаций. Весь ранний кварц обнаруживает признаки деформированности. Он характеризуется волнистым, местами мозаичным угасанием, чем отличается от более молодого, «свежего» кварца полисульфидной и карбонатной стадии.

Выделенное нами раннее золото обычно не дает высоких концентраций. Оно является тонкодисперсным, связано с ранним пиритом и арсенопиритом и выявляется аналитически или методом рекристаллизации. Рассматриваемая стадия завершается кристаллизацией анкерита.

Исследование температур кристаллизации минералов ранней сульфидной стадии, произведенное Л. К. Дмитриевой и Ю. В. Ляховым (1968) во Львовском университете, а также нами в минералотермометрической лаборатории МГУ, не выявило температурных перерывов в отложении минералов трех ранних ассоциаций. Процесс минералообразования рассматриваемой стадии протекал в интервале температур 420—280°.

Рудообразование ранней стадии начиналось кислотным выщелачиванием вмещающих пород — выносом щелочей, Ca, Mg, Fe и образованием зон березитизации. Эти явления, а также кристаллизация турмалина позволяют говорить об относительно кислом режиме растворов в начале процесса рудоотложения.

Последовательная смена кварц-турмалиновой ассоциации на кварц-сульфидную и кварц-сульфидно-карбонатную (рис. 1) свидетельствует о понижении кислотности гидротерм. С подобным изменением, вероятно, связано отложение раннего золота, устойчивость комплексных ионов которого уменьшается в слабокислых и нейтральных растворах (Goni et al., 1967). Все это позволяет предполагать, что в конце стадии ранних сульфидов растворы были близки к нейтральным.

Стадии минерализации Минеральные ассоциации Важнейшие минералы	Ранняя сульфидная			Полисульфидная с сульфосолями (продуктивная)			Поздняя карбонатная
	Кварц-турмалиновая	Кварц-пиритовая	Пирит-арсенолитовая	Стралерит-галенитовая	Халькопиритовая		Сульфрантимианитовая
					С блеклой рудой или пирротитом	С золотом, сульфурбисмутом и теллуридами	
Турмалин	■						
Кварц	■	■		■	■		■
Серицит	■	■				?	
Пирит	■	■			■		
Арсенопирит		■	■		■		
Золото раннее			■				
Анкерит			■				
Стралерит				■	■	■	
Галенит				■		■	
Халькопирит					■		
Пирротин					■		
Бурнонит					■		
Блеклая руда					■		
Cu-Bi сульфосоли						■	
Pb-Bi и Pl-Sb-Bi сульфосоли						■	
Ag-Bi сульфосоли						■	
Теллуриды Bi и Ag						■	
Самородный висмут						■	
Золото позднее						■	
Сульфрантимианит свинца						■	
Антимианит						■	
Кальцит							■
Хлорит							■
Марказит							■
Флюорит							■
Цеолиты							■
Температура, °C	420 - 280			300 - 180			150 - 50
Изменение кислотности растворов	Кислые Нейтральные Щелочные			Кислые Нейтральные Щелочные			Кислые Нейтральные Щелочные
Ведущие компоненты	B, Si, Fe, As, S			Zn, Pb, Cu, S, Sb, Bi, Te, Ag, Au			Ca, CO ₂

Таким образом, образование рассмотренных выше ранних ассоциаций, представленных серицитом, турмалином, ранним кварцем, ранним пиритом, арсенопиритом, дисперсным золотом и анкеритом, может рассматриваться как результат последовательной кристаллизации минералов из одной порции растворов, т. е. как минералообразование единой стадии.

Стадия ранних сульфидов характеризуется простым составом гидротерм, низкой концентрацией в них благородных, редких и полиметаллических элементов и эволюцией растворов от кислых до близких к нейтральным — слабощелочных.

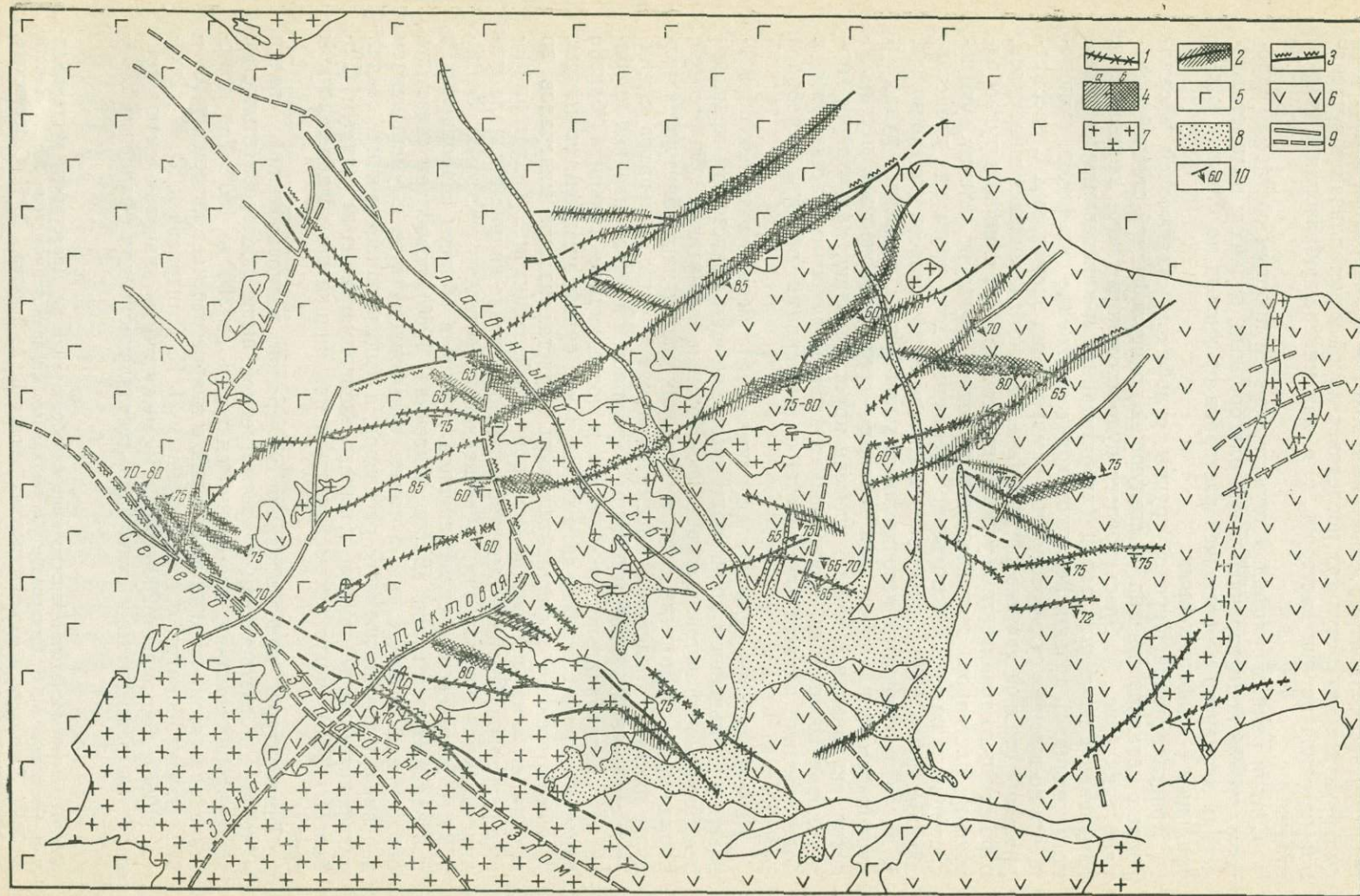
Кристаллизация широкой группы сульфидов, сульфосолей и самородных металлов связана со следующей полисульфидной стадией минерализации (рис. 1). Здесь процесс рудоотложения также начинается с изменения вмещающих пород (хлоритизация) и кристаллизации жильного кварца. В дальнейшем происходит отложение сульфидов, сменяющееся во времени сульфосолями и самородными элементами. С рассматриваемой стадией связано образование сложного комплекса минералов, отражающего значительное усложнение состава новой порции рудообразующих растворов. Этот комплекс включает сфалерит-галенитовую ассоциацию и ряд последовательно сменяющих друг друга или представляющих собой фациальные разновидности парагенезисов халькопирита. К их числу относится ассоциация халькопирита с блеклыми рудами и бурнонитом, характерная для верхних — средних горизонтов месторождения, синхронная с ней по времени кристаллизации халькопирит-пирротиновая ассоциация, приуроченная к более глубоким частям жил, и более поздний парагенезис золота с минералами висмута, серебра и теллура.

Кристаллизация сульфосолей начинается с медносурьмяных образований. В дальнейшем происходит отложение сульфовисмутом меди, далее свинцово-висмутовых и свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей, параллельно с которыми в более глубоких частях жил образуются теллуры висмута. Выделение рассматриваемой группы минералов сменяется самородным золотом. Стадия завершается кристаллизацией карбонатов — первоначально анкерита, а в последующем кальцита, близко одновременно с которыми шло образование сульфоантимонитов свинца.

Рассмотренная последовательность кристаллизации минералов во многом связана с кислотно-основной дифференциацией гидротермальных растворов. Процесс хлоритизации и отложение кварца в начале стадии являются показателями повышенной кислотности растворов. Устойчивость комплексных сульфоанионов сурьмы в области слабокислых и нейтральных растворов (Бабко, Лисецкая, 1956) позволяет связывать образование блеклых руд, а также сульфовисмутитов с уменьшением первоначальной кислотности растворов, а выделявшиеся в конце стадии сульфоантимониты свинца, согласно экспериментальным данным (Робинсон, 1950), могут рассматриваться как индикаторы слабощелочных сред.

Температуры кристаллизации минералов полисульфидной стадии находятся в соответствии с рассмотренной выше последовательностью минералообразования, постепенно снижаясь от 300 до 180°. Так, гомогенизация газовой-жидких включений в кварце отвечает интервалу 300—270°, для карбонатов, согласно данным Л. К. Дмитриева и Ю. В. Ляхова (1968), составляет 200—180°. Промежуточные значения имеют температуры декрепитации сульфидов, составляющие для сфалерита 280—

Рис. 1. Схема последовательности минералообразования на Дарасунском месторождении. Составила М. С. Сахарова с учетом данных минералотермометрии Ю. В. Ляхова и Л. К. Дмитриева и минералогических данных Д. А. Зенкова, В. И. Соболевского, Н. Н. Кривицкой и других.



250°, для халькопирита 260—220°, а для блеклых руд 250—220°. Отложение золота после медно-сурьмяных сульфосолей, близких по времени к β -матильдиту, перед карбонатами позволяет считать, что температура его кристаллизации была близка к 200° (Сахарова, 1968).

Таким образом, полисульфидная стадия характеризуется сложным дифференцированным составом растворов, накоплением полиметаллических, редких и благородных элементов, дальнейшим снижением температур минералообразования и эволюцией значений рН растворов от кислых до щелочных. Завершающей карбонатной стадии рудообразования отвечала низкая концентрация в растворах рудогенных элементов, накопление углекислоты и низкие температуры кристаллизации минералов, не превышавшие 150°.

Приведенные материалы дают, по нашему мнению, основание считать, что процесс рудообразования на Дарасунском месторождении являлся трехстадийным. Пример этого месторождения показывает, что одним из критериев выделения стадий наряду с другими признаками может считаться цикличность хода кристаллизации минералов, отражающая кислотно-основную дифференциацию новых порций гидротермальных растворов.

Со стадийностью процесса рудоотложения тесно связано на Дарасуне пространственное размещение минеральных ассоциаций. На месторождении отчетливо проявлена как стадийная (пульсационная) зональность, наиболее ясно выраженная в горизонтальном плане, так и физико-химическая, приводящая к изменению в пространстве состава единовременных минеральных ассоциаций.

Зональное размещение минеральных ассоциаций в горизонтальном плане было впервые выявлено на Дарасуне работами Д. А. Зенкова (1946), который связывал горизонтальную зональность со структурными факторами. В последующем Д. А. Тимофеевский (1959) предложил рассматривать зональность Дарасунского месторождения как кольцевую, обусловленную концентрическим размещением минеральных ассоциаций вокруг штокообразного тела плагиигранит-порфиров.

Цикл комплексных исследований и геологоразведочных работ, проведенных в последние годы на месторождении, подтвердил ведущую роль в горизонтальном размещении минеральных ассоциаций стадийности процесса рудообразования и одновременного приоткрывания рудолокализирующих разрывов.

На предлагаемой схеме (рис. 2) показано размещение трех минеральных комплексов, соответствующих выделенным нами стадиям минерализации. Комплекс минералов, отмечающих стадии ранних сульфидов, преимущественно вмещается трещинами северо-восточного простирания. Менее интенсивно минерализация ранней стадии развита в жилах северо-западного направления. При этом в южной части рудного поля и в отрезках жил, тяготеющих к крупным рудоконтролирующим нарушениям северо-западного простирания, преобладают кварц-турмалиновая и кварц-пиритовая ассоциации. В то время как пирит-арсенипиритовая минерализация более широко проявлена в Центральной части рудного поля и локализована на некотором удалении от названных структур, а также в жилах северо-западного простирания.

Рис. 2. Схема размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском месторождении. Составила М. С. Сахарова с использованием материалов Дарасунского рудоуправления, партии МГУ, ЦНИГРИ и МГРИ. Геологическая основа по Д. А. Тимофеевскому

Минеральные ассоциации: 1 — ранней сульфидной стадии, 2 — полисульфидной стадии, 3 — карбонатной стадии, 4 — распространенность минеральных ассоциаций: а — умеренная, б — широкая; 5 — комплекс метаморфизованных габброндных пород нижнего палеозоя; 6 — комплекс пород гранодиоритовой интрузии среднего палеозоя; 7 — лейкократовые граниты и сyenиты среднего палеозоя — нижнего мезозоя; 8 — дайки и малые интрузии верхнеюрского возраста; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания

Минеральные ассоциации полисульфидной стадии накладываются на раннюю, преимущественно пирит-арсенопиритовую минерализацию. Эти ассоциации имеют ограниченное распространение в южной части рудного поля, где проявляются главным образом в жилах северо-западного направления. Полисульфидная минерализация пользуется значительным распространением в центральной части рудного поля, где жилы, вмещающие эти ассоциации, образуют широкую полосу, протягивающуюся от западного до восточного фланга рудного поля (рис. 2). Здесь рассматриваемая минерализация развита в протяженных, испытавших многократное приоткрывание рудных жилах северо-восточных простирания, тяготея к их центральным и восточным частям, и интенсивно проявлена в разрывах северо-западного простирания. При этом наиболее высокие концентрации золота характерны для мобильных блоков, долгоживущих тектонических зон, узлов сочленения рудовмещающих разрывов.

Наиболее поздняя карбонатная ассоциация локализуется в крупных долгоживущих тектонических зонах — Северо-Западном разломе, Главном сбросе, Контактной зоне и др.

Рассмотренные особенности пространственного размещения ассоциаций подтверждают существование временного разрыва между отложением ранних сульфидов, кристаллизацией полисульфидной ассоциации с основной продуктивной минерализацией и выделением поздних карбонатов.

Важной минералого-геохимической особенностью Дарасунского месторождения является изменение в пространстве состава ассоциаций, обусловленное физико-химическими причинами и представляющее собой зональность отложения. Последняя наиболее отчетливо проявлена в вертикальном разрезе рудных тел. Она выражается в постепенном изменении с глубиной состава минеральных парагенезисов.

Так, с глубиной отчетливо уменьшается общее количество сульфидов и возрастает роль кварца. Графики (рис. 3), составленные нами по материалам детального минералогического картирования и пересчета данных химических анализов рудничных проб, показывают уменьшение с глубиной количества арсенопирита, заметное сокращение распространенности блеклых руд, бурнонита. На глубине в составе халькопиритовой ассоциации появляется пирротин.

В вертикальном разрезе рудных жил изменяются минеральные формы нахождения химических элементов. Это отчетливо проявляется на примере висмута, образующего на верхних — средних горизонтах преимущественно сульфовисмутиты, а на глубине самородный висмут и его теллуриды.

С физико-химической зональностью связано на месторождении изменение соотношения минералов в составе продуктивной ассоциации и концентрации золота в вертикальном разрезе рудных тел. Последняя закономерность наглядно иллюстрируется графиком (рис. 4), показывающим изменение средних содержаний золота, выраженных в условных единицах и отложенных в логарифмическом масштабе, для различных жил месторождения. Полученные кривые показывают возрастание золотоносности руд до определенных глубин и дальнейшее снижение содержаний золота.

Таким образом, сложность и изменчивость состава руд месторождения обусловлена стадийностью процесса рудоотложения, явлениями наложения минеральных ассоциаций, в одних случаях, и их пространственным разобщением, в других, а также изменением состава ассоциаций, вызванным физико-химическими причинами.

Процесс рудообразования на Дарасуне связан с тремя импульсами гидротермальных растворов, различающихся как качественным составом, так и степенью концентрации в них химических элементов. Выде-

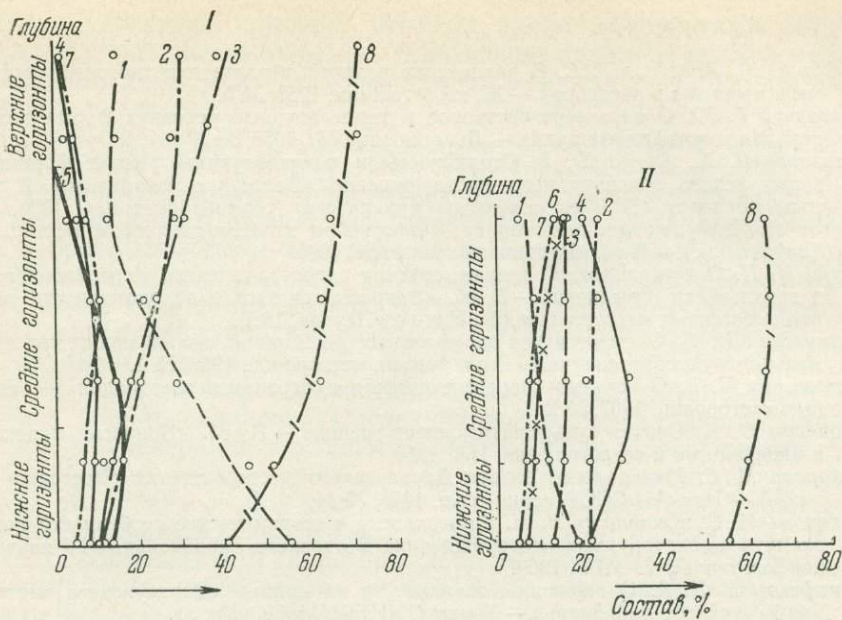


Рис. 3. Изменения минерального состава руд в вертикальном разрезе жил Дарасунского месторождения

I — жилы Западного участка; II — жила Медведевская; 1 — кварц; 2 — пирит; 3 — арсенопирит; 4 — халькопирит; 5 — пирротин; 6 — блеклая руда и бурнонит; 7 — карбонаты; 8 — сумма сульфидов

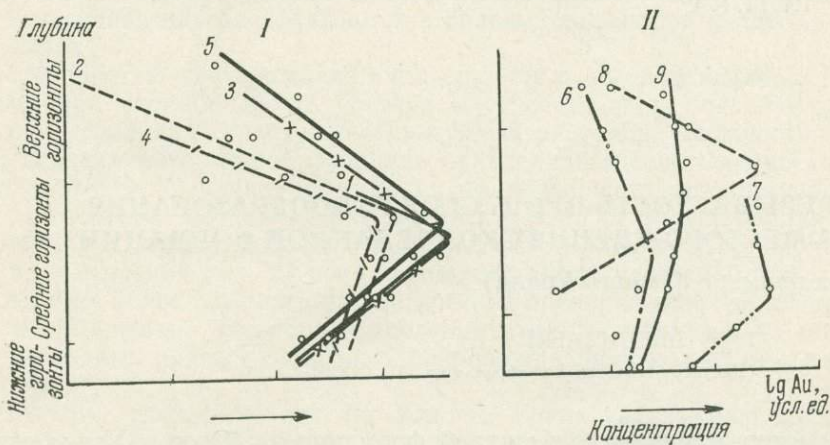


Рис. 4. Изменение содержания золота в вертикальном разрезе жил Дарасунского месторождения

I — жилы Западного участка: 1 — IV Электрическая, 2 — IV Электрическая, 3 — II Электрическая, 4 — Сближенная, 5 — Сентябрьская; II — жилы Центрального и Восточного участков: 6 — Ново-Кузнецовская, 7 — Медведевская, 8 — Южно-Кузнецовская, 9 — жила № 4

ленные стадии характеризуются повторяющейся циклической последовательностью кристаллизации минералов, отражающей кислотно-щелочную эволюцию гидротерм.

Пример Дарасунского месторождения показывает, что, помимо характера изменения вмещающих пород, важным критерием выделения стадий является циклический ход кристаллизации минералов собственно рудных жил и что для суждения о кислотно-щелочной эволюции растворов могут использоваться определенные минералы-индикаторы.

Л и т е р а т у р а

- Бобко А. К., Лисецкая Г. С. О равновесии реакций образования тиосолей, олова, сурьмы и мышьяка в растворах.— Ж. неорг. химии, 1956, № 5.
- Григорчук Г. Ю. О характере растворов и температурных условиях формирования минералов в сульфидных рудах.— Львовск мин. сб., 1965, № 1, вып. 2.
- Дмитриев Я. К., Ляхов Ю. В. Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). В кн. «Тезисы докладов III Всес. совещ. по минералогии термобарометрии», 1968.
- Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золотомышьяковом месторождении (Забайкалье).— В сб. «Рудничная геология», 1946.
- Кизай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудных месторожд., 1968, № 1.
- Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудных месторожд., 1967, № 2.
- Робинсон С. К. Синтез сульфоантимонитов свинца.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Сахарова М. С. Минералогия золота Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11.
- Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. Минералогия и геохимические особенности поведения висмута в золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья.— IV научн. отчет. конфер. геол. ф-та МГУ, 1969.
- Тимофеевский Д. А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 31.
- Тимофеевский Д. А. Особенности геологического строения и структуры Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 43.
- Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейского золотоносного района (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 41.
- Goni J., Guillemain C., Sarcia C. Geochemie de l'or exogene, Etude experimentale de la formation des dispersi s colloïdales d'or et de leur stabilite.— Mineralium deposita, 1967, 1, N 4.

ПРЕРЫВИСТОСТЬ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ

(на примере Южного Урала)

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ

(Институт геологии Башкирск. фил. АН СССР)

К месторождениям колчеданной формации на Южном Урале относятся существенно пиритовые залежи с подчиненным количеством халькопирита, сфалерита и в меньшей степени других сульфидов, залегающих среди вулканогенных пород спилито-диабазовой, альбитофиристо-диабазовой и андезитито-дацитовой формаций силурийского и девонского возраста, претерпевших региональный зеленокаменный метаморфизм. Все промышленные месторождения расположены в пределах Магнитогорского и частично Зилаирского и Восточно-Уральского мегасинклинориев. В пределах рудоносных структурно-фациальных зон месторождения контролируются тектонически ослабленными зонами, вулканогенными брахиантиклиналями, поясами даек и субвулканических интрузий. Для краевых частей Магнитогорского мегасинклинория характерна приуроченность колчеданных месторождений к зонам рассланцевания (Куль-Юрт-Тау, Семеновское и др.), а ближе к осевой части этой структуры располагаются рудные поля типа вулканогенных брахиантиклиналей с более крупными месторождениями (им. XIX Партсъезда, Сибай, Гай

и др.). Рудоконтролирующее значение имеют тектонически ослабленные зоны, зоны расщепления, межслоевые сдвиги и др. Рудовмещающими являются обычно пирокластические разности вулканогенных пород смешанного состава.

В зависимости от структурной обстановки формирования рудные тела и залежи имеют форму линз, сундуковидных тел, рудных столбов с поперечным сечением неправильной формы, ветвящихся залежей. Более простые формы рудных тел характерны для крутопадающих структур, а более сложные — для пологозалегающих толщ. В общем случае форма колчеданных залежей определяется пространственным взаимоотношением напластования пород, крутопадающих тектонических нарушений, контактов субвулканических и интрузивных тел (Прокин, 1969).

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит. В качестве второстепенных минералов присутствуют блеклая руда, галенит, борнит, пирротин. Последние два минерала иногда образуют крупные концентрации и являются главными рудообразующими. Число редких и очень редких минералов (арсенопирит, магнетит, самородное золото, теллуриды и др.) достигает нескольких десятков. Рудовмещающие породы вблизи колчеданных залежей претерпели окolorудные изменения с образованием гидротермально-метасоматической зональности. Во внутренних зонах ореола окolorудных изменений распространены гидротермально-метасоматические породы с полным замещением плагиоклазов кварцем, серицитом, хлоритом, а иногда пиррофиллитом, диаспором, карбонатом. В наружных зонах частично сохраняются реликты альбита, но в породах широко распространены вторичные минералы: серицит, хлорит, карбонат, кварц, эпидот, пумпеллиит. Рудные тела обычно приурочены к зонам контактов метасоматических и частично измененных пород или располагаются в краевых частях зон метасоматических пород.

Особенностью месторождений колчеданной формации является резко выраженная неоднородность состава и строения руд, большое разнообразие и сложность текстурно-структурных рисунков. Сложность проблемы колчеданного рудообразования привлекала к себе большое число исследователей. С начала 30-х годов до настоящего времени продолжается дискуссия по важнейшим вопросам условий формирования колчеданных руд, куда входят: 1) причины, определившие неоднородность состава и строения руд; 2) роль первичных закономерностей отложения руд; 3) роль более поздних диагенетических преобразований и послерудного метаморфизма в перераспределении рудного вещества; 4) генезис обломковидных рудных скоплений, сопровождающих колчеданные залежи и др.

Работами последних лет на Южном Урале убедительно доказано многостадийное формирование руд медноколчеданных месторождений и показано, что наблюдающиеся в рудах минеральные ассоциации представляют собою разновременные образования, созданные в различные стадии формирования рудных тел, т. е. являются парагенетическими минеральными ассоциациями (Петровская, 1959, 1961 и др.). Неравномерное размещение минеральных ассоциаций в пространстве определяет общую закономерность неоднородности колчеданного рудообразования. Метаморфические преобразования, сопровождающие процесс рудообразования на различных его стадиях и неоднократно проявляющиеся в послерудное время, лишь осложняли, а в значительной степени затушевывали и изменяли первичные взаимоотношения между минералами и минеральными агрегатами в рудах. Иногда такие преобразования приводили к появлению новых ассоциаций метаморфического происхождения: сидерит-пирротиновая с гематитом и магнетитом на Сибее (Пшеничный, Кулагина, 1968), халькопирит-борнитовая с халькозином на Учалах (Пшеничный, Пирожок, 1969). Различия геологического строе-

ния рудомещающих толщ, структурных факторов локализации оруденения и физико-химических условий минералообразования обусловили значительное многообразие минеральных ассоциаций в рудах колчеданных месторождений. В связи с этим встречаются минеральные ассоциации, характерные лишь для отдельных месторождений.

В то же время отчетливо выделяются следующие сквозные минеральные ассоциации, постоянно проявляющиеся на всех месторождениях Южного Урала, что впервые было обосновано Н. В. Петровской (1961^{1, 2}): 1) кварц-пиритовая с примесями халькопирита и сфалерита; 2) халькопирит-пиритовая; 3) сфалерит-пиритовая; 4) ассоциации позднего кварца, барита и карбонатов с сульфидами. Минералы последней ассоциации на отдельных месторождениях образуют различные сообщества. Общим для них является одинаковое отношение к главным рудообразующим комплексам минералов, в участках развития которых эти ассоциации обычно выполняют трещины дробления. На отдельных месторождениях к перечисленным минеральным ассоциациям могут добавляться и другие, наиболее распространенными среди которых являются: 1) халькопирит-сфалерит-пиритовая; 2) галенит-теннантитовая; 3) галенит-борнитовая, иногда с халькозином; 4) борнит-баритовая и другие.

Отложение минеральных ассоциаций происходило на протяжении отдельных стадий (периодов) в ходе рудообразующего процесса, которые сменялись перерывами в минералообразовании. Последние характеризуются проявлениями внутрирудного дробления, трещинообразования и метаморфизма руд. К этим перерывам иногда приурочены внедрения внутрирудных даек (миндалекаменные диабазы на Сибайском и Учалинском месторождениях). Иногда перерывы и сопровождающие их тектонические подвижки были, вероятно, очень незначительными или совершенно не проявлялись. В этих случаях на протяжении одной стадии минерализации происходит отложение двух или более минеральных ассоциаций.

Принципиальная схема последовательности стадий рудообразования для колчеданных месторождений Южного Урала может быть намечена следующим образом:

1. Отложение преобладающей массы пирита, сопровождающегося незначительными примесями халькопирита и сфалерита и сформировавшегося в основном серноколчеданные залежи.

2. Тектонические подвижки, вызвавшие деформацию вещества, его метаморфическую перекристаллизацию и локальную перегруппировку. Последние, вероятно, происходили также в результате взаимодействия руд с новыми порциями растворов более поздних минеральных ассоциаций. Деформации сопровождались объемным брекчированием руд и образованием серии субпараллельных трещин.

3. Отложение минералов халькопирит-пиритовой ассоциации в наиболее деформированных участках иногда с образованием брекчиевых (серноколчеданные обломки цементируются халькопиритом в ассоциации с более поздними пиритом) и наложенных прожилково-полосчатых текстур.

4. Новый этап тектонических подвижек, вызвавших трещинообразование и дробление руд с частичной метаморфической перегруппировкой вещества.

5. Циркуляция богатых цинком растворов с отложением минералов сфалерит-пиритовой ассоциации, сопровождающихся незначительным количеством галенита, блеклой руды и других редких минералов. Для указанной стадии минерализации характерно повсеместное массовое образование брекчиевых и наложенно-полосчатых текстур руд.

6. Менее интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие в основном трещинообразование и последовавшее затем отложение минералов

жильных ассоциаций позднего кварца, барита и карбонатов с сульфидами, среди которых преобладают блеклая руда и халькопирит.

В заключительной стадии рудного процесса Н. В. Петровской (1961) отмечается отложение тонкозернистого пирита в трещинах пород и руд. Тонкозернистые агрегаты пирита секут скопления и прожилки сфалерита и иногда цементируют его угловатые обломки. В сплошных пиритовых рудах этот пирит выявляется лишь при изучении полированных шлифов, где он наблюдается в виде тонкозернистых кайм вокруг обломков и по трещинам пиритовых руд.

Таким образом, сквозным для колчеданных месторождений Южного Урала являются следующие стадии минерализации: 1) серноколчеданная; 2) медисто-колчеданная; 3) полиметаллическая, разделяемая на некоторых месторождениях на раннюю и позднюю подстадии; 4) послерудная, объединяющая в себе ассоциации позднего кварца, барита и карбонатов с сульфидами.

Колчеданные месторождения Урала в настоящее время довольно детально изучены в геохронологическом отношении. В основе определения возраста колчеданного оруденения лежит представление о единстве и практической синхронности процессов околорудных гидротермально-метасоматических изменений и следующего за ними рудоотложения (Прокин, 1963). Многочисленные данные о возрасте околорудных серицитсодержащих метасоматитов из колчеданных месторождений Урала свидетельствуют о многоэтапности оруденения этого типа (Гаррис, 1962, 1966, 1968).

На Южном Урале отчетливо выделяются два этапа колчеданного рудообразования: позднекаледонский с абсолютным возрастом 360—380 млн. лет и среднегерцинский—290—315 млн. лет. На некоторых месторождениях отмечается совмещение (наложение) колчеданного оруденения двух гидротермальных этапов. Наиболее отчетливо оно проявилось на Гайском медноколчеданном месторождении (Гаррис, Пшеничный, 1963). Между двумя этапами гидротермально-метасоматического рудообразования на Гае более интенсивно, чем на других колчеданных месторождениях Южного Урала, проявился внутрирудный метаморфизм руд (Пшеничный, Шадлун, 1962).

Особенности состава и строения руд Гайского месторождения в связи с пространственным совмещением двух этапов колчеданного рудоотложения является значительно большее разнообразие последовательно отложившихся минеральных ассоциаций и большое разнообразие текстурных и структурных рисунков руд (рис. 1).

В ходе длительно развивавшегося процесса рудоотложения происходит последовательная эволюция состава рудообразующих растворов. В последних меняются количественные соотношения не только главных рудообразующих элементов, но и различных элементов-примесей. Особенно характерным является поведение селена и теллура (Пшеничный, 1961). В ходе рудообразовательного процесса концентрация селена в рудах последовательно уменьшается от начальных стадий рудообразования к конечным, т. е. от серноколчеданных руд к медисто-цинковистым, а концентрация теллура последовательно увеличивается в этом же направлении, что наглядно видно на примере диаграммы, построенной для одного из колчеданных месторождений Южного Урала (рис. 2).

От начальных стадий колчеданного рудообразования к конечным происходит последовательное обогащение растворов медью, затем цинком и, наконец, свинцом и мышьяком.

Убедительное выделение парагенетических минеральных ассоциаций и стадий рудообразования на колчеданных месторождениях Южного Урала, как и вообще, вероятно, на месторождениях колчеданной формации, связано с большими трудностями. Эта задача оказалась в значительной степени разрешимой благодаря применению в последнее десятилетие

Минерал	Метаморфический этап	Этап гипоген	
		I Гидротермальный	II
		Стадия минерализации и соотношения	
		1. Серноколчеданная	2. Медисто-колчеданная
		1. Кварц-пиритовая	1. Халькопирит-пиритовая с кварцем или карбонатами 2. Халькопирит-сфалерит-пиритовая с карбонатами или баритом
Кварц	Расщепление пород, сопровождающееся окислением и серциптитацией. Преобладают пути для проникновения растворов, окисленных сульфиды.	Метаморфизм руд	Дополнительное расщепление вмещающих пород. Расщепление, разложение и выделение пиритовых руд. Образование уже отложенных сплавных и вкрапленных пиритовых руд.
Серцит			
Пирит			
Халькопирит			
Самородное золото			
Карбонаты			
Сфалерит			
Барит			
Блеклая руда			
Креннерит			
Алтайит			
Гессит			
Минералы рассеянных элементов			
Галенит			
Халькозин			
Борнит			
Флюорит			

Рис. 1. Схема этапов, стадий минералообразования и последовательности выделения минералов. Гайское месторождение

принципиально новых путей и методов при проведении детальных геолого-минералогических работ на колчеданных месторождениях Южного Урала. Главнейшими критериями и методами для выделения парагенетических минеральных ассоциаций и стадий минерализации являются:

1. Крупномасштабное минералогическое картирование руд, впервые на Южном Урале примененное Н. В. Петровской (1959) и направленное на выявление и прослеживание в пространстве закономерно повторяющихся минеральных сообществ.

2. Выявление и изучение взаимоотношений минеральных сообществ, позволяющее установить последовательность рудообразования разновременных минеральных ассоциаций.

3. Сравнительное изучение состава (и в особенности элементов-примесей) тех минералов, которые являются сквозными для всего процесса

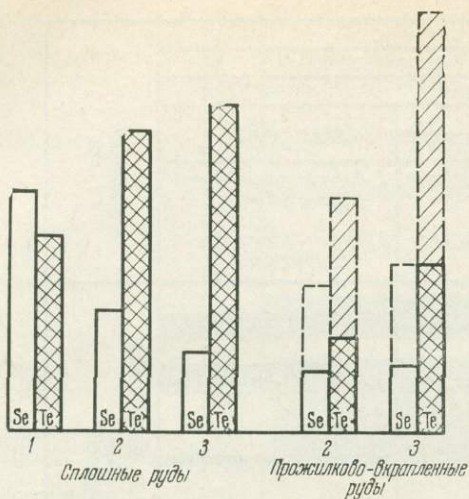


Рис. 2. Диаграмма изменений средних содержаний селена и теллура по отдельным промышленным сортам 3-й залежи

Руды: 1 — серноколчеданные, 2 — медисто-колчеданные, 3 — медистощинковистые. В прожилково-вкрапленных рудах сплошной линией показаны истинные содержания селена и теллура, а штриховой — в пересчете на сплошные руды (80–85 сульфидов)

новременные выделения одного и того же минерала обнаруживают закономерно повторяющиеся во всех месторождениях различия в поведении элементов примесей, варьируют лишь абсолютные величины содержаний отдельных элементов.

4. В качестве дополнительного метода изучения минеральных ассоциаций на Южном Урале был применен анализ изотопного состава серы в одновременных выделениях сульфидов (Петровская, Гриненко, Чупахин, 1958). При этом установлена общая тенденция к обогащению тяжелыми изотопами серы поздних парагенетических ассоциаций. По существующим представлениям (Виноградов, 1956), значительное закономерно проявляющееся различие изотопного состава серы сульфидов может быть следствием наличия разных источников серы или могло возникать при длительной эволюции одного источника. Последнее представляется более вероятным для процессов формирования колчеданных месторождений.

5. Сравнительное изучение некоторых физических свойств, в частности микротвердости сульфидов, участвующих в одновременных минеральных ассоциациях. Опыт использования микротвердости показал, что различные морфологические разновидности пирита, представляющие собою разные его генерации, резко различаются по значениям микротвердости (Пшеничный, 1969). Так, в рудах Сибайского месторождения средние значения микротвердости пиритов колеблются от 483 до 1854 кг/мм².

6. Выявление на месторождениях внутрирудных даек и изучение их взаимоотношения с одновременными выделениями минеральных ассоциаций сульфидов. Широкое развитие на колчеданных месторождениях Южного Урала внутрирудных даек основного состава (Бородаевская и др., 1967; Пшеничный, Шигарев, 1969), расчленивших во времени процесс формирования руд, несомненно свидетельствует о длительном прерывистом процессе рудоотложения.

7. Детальное изучение метаморфизма руд и выявление различий деталей строения и состава минеральных агрегатов, возникших в результате метаморфического переотложения рудного вещества, и агрегатов, выделившихся в ходе последовательно развивающегося процесса рудоотложения, а также выявление различий в интенсивности метаморфических преобразований одновременных минеральных ассоциаций.

Комплексное использование перечисленных методов геолого-минералогических исследований позволяет однозначно выявлять на месторождениях колчеданной формации главнейшие минеральные ассоциации и стадии минерализации.

Полученные в последние годы данные свидетельствуют о сложной истории формирования многих колчеданных месторождений Южного Урала, совмещающих в своих рудах минеральные агрегаты, образованные не только в различные геологические эпохи, но и относящиеся к различным рудным формациям (Ракчеев, 1956; Шмидт, 1961; Бородаевская, 1964).

Минеральные агрегаты послеколчеданных металлогенических эпох отчетливо проявляют себя как эпигенетические минеральные комплексы по отношению к колчеданному оруденению.

В ряде колчеданных месторождений Южного Урала установлено наличие следующих типов эпигенетических к колчеданному оруденению минеральных комплексов (Бородаевская, 1964): 1) скарновый, представленный гранатом, эпидотом, хлоритом, карбонатом (обычно сидеритом) и магнетитом; 2) золото-полиметаллический; 3) халькопирит-пирротиновый.

Наложение скарновой минерализации на колчеданное оруденение в некоторых месторождениях Южного и Среднего Урала установлено работами А. И. Шмидта (1959), Л. И. Яковлева (1959), М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбанова и П. И. Пирожка (Бородаевская и др., 1962). Позднее те же процессы наблюдались автором в карьере Учалинского месторождения, где скарны наложены на послеколчеданные дайки габброидов, прорывающих отложения франского яруса. Возраст скарнов на Учалинском месторождении не установлен.

Поздняя золото-полиметаллическая минерализация, накладывающаяся на колчеданное оруденение, на Среднем Урале установлена А. Д. Ракчеевым (1956), а в месторождениях Южного Урала (Южный Курорт, Учалинское) она описана А. И. Шмидтом (1959, 1961), М. Б. Бородаевской, П. И. Пирожком и Н. К. Курбановым (Бородаевская и др., 1967). Позднее автором также установлена и изучена золото-полиметаллическая минерализация в послеколчеданных дайках габбро-диоритов Учалинского месторождения. Золото-полиметаллическое оруденение представлено прожилковой, штокверковой и гнездовой (сплошной или густовкрапленой) минерализацией, состоящей из галенита, блеклой руды, частично халькопирита, светлого сфалерита и пирита в ассоциации с кварцем. Галенит и блеклая руда отличаются высокими содержаниями золота, серебра и теллура, которые образуют часто встречающиеся под микроскопом собственные минеральные формы — самородное золото, алтаит, гессит. Отмеченный комплекс минералов по мнению М. Б. Бородаевской (Бородаевская и др., 1967) тождествен золото-полиметаллической ассоциации многих золоторудных месторождений, формирование которых генетически связано с интрузиями позднегерцинских гранитоидов.

По данным А. И. Шмидта (1959, 1962), на Южно-Курортском месторождении между формированием колчеданных руд и отложением минералов поздней золото-полиметаллической ассоциации произошли такие крупные явления, как внедрение гранитов, сопутствующий им контактовый метаморфизм со скарнообразованием и внедрение даек ламирофинов. Следовательно, разрыв во времени формирования минералов рассматриваемой ассоциации и собственно колчеданных руд был достаточно продолжительным.

В отношении природы халькопирит-пирротиновой минерализации в ассоциации с сидеритом и магнетитом, образующей значительные концентрации на некоторых месторождениях Среднего и Южного Урала (Озерное, Сибайское и др.), среди исследователей в настоящее время нет единого мнения.

Изучая пирротиновые руды Сибая, А. Г. Бетехтин (1949) сделал вывод о том, что эти руды сформировались в две стадии минерализации. Сидерит, магнетит и поздний пирит возникли за счет пирротина.

В. А. Прокин и В. В. Маслов, изучая месторождение в 1952 г., считали пирротиновые руды фацией пиритовых руд, образовавшейся при пониженной концентрации серы одновременно с формированием главной массы рудного вещества.

Н. В. Петровская (1961) рассматривает пирротин Сибая как продукт перерождения колчеданных руд, вероятно, под воздействием более поздних магматических проявлений. Ею установлена также тесная связь пирротина с сидерито-магнетитовой ассоциацией. Автором совместно с М. А. Кулагиной (Пшеничный, Кулагина, 1968) на Сибайском месторождении в экзоконтакте послерудных даек габбро-диабазов со сплошными колчеданными рудами установлены новообразования гематита, пирротина, сидерита, магнетита и позднего пирита. Последние представляют собою продукт контактового термального метаморфизма колчеданных руд послерудными дайками габбро-диабазов. Отмеченные новообразования по составу очень близки к пирротиновым рудам глубоких горизонтов Сибая.

Л. И. Яковлев (1959) развитие пирротина на Среднем Урале связывает с тем же процессом контактового метаморфизма, который обусловил и развитие скарнов в известняках, вмещающих колчеданное рудное тело. А. Д. Ракчев и И. Я. Широкова пришли к заключению, что возникновение халькопирит-пирротиновой ассоциации минералов связано с ранними этапами гидротермальной деятельности позднегерцинских интрузий гранитоидов.

Эпигенетические типы минеральных комплексов, наложенные на колчеданные руды, обычно не имеют самостоятельного промышленного значения, за исключением халькопирит-пирротинового типа минерализации.

Таким образом, на колчеданных месторождениях Южного Урала отчетливо устанавливается прерывистый многостадийный, а иногда и многоэтапный процесс колчеданного рудообразования, на который иногда накладывается эпигенетическая минерализация других металлогенических эпох и рудных формаций.

Литература

- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Бородаевская М. Б., Петровская Н. В., Нафиков У. С. и др. К вопросу о генезисе так называемых рудных «галек» из Учалинского месторождения на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 48.
- Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала.— В кн. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.
- Бородаевская М. Б., Пирожок П. И., Курбанов Н. К., Нафиков У. С. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал). Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
- Виноградов А. П. Геохимия изотопов.— Вестник АН СССР, 1956, № 5.
- Гаррис М. А. Опыт применения калий-аргонового метода для определения возраста колчеданного оруденения Южного Урала. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гаррис М. А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». Изд-во «Наука», 1966.
- Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования).— В кн. «Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблемы 6 и 13а. Проблемы геохимии и космологии». Изд-во «Наука», 1968.
- Гаррис М. А., Пшеничный Г. Н. О возрасте околорудных метасоматитов Гайского месторождения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Петровская Н. В., Гриненко Л. Н., Чупахин М. С. Опыт применения метода изотопного анализа серы при изучении медноколчеданного месторождения Учалы (Южный Урал).— Геохимия, 1958, № 8.
- Петровская Н. В. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.
- Петровская Н. В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала.— Геол. рудных месторожд., 1961, № 2.

- Петровская Н. В.* Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1961₂, вып. 40.
- Прокин В. А.* Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал).— Труды конференции по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Прокин В. А.* Типы сульфидных месторождений Южного Урала.— Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала. 1969, вып. 10.
- Пшеничный Г. Н.* О формах нахождения и особенностях распространения теллура в сульфидных рудах.— Геохимия, 1961, № 8.
- Пшеничный Г. Н.* Изменение микротвердости пирита под воздействием контактового метаморфизма сульфидных руд послерудной дайкой.— Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала, 1969, вып. 10.
- Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А.* Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбродиабазов.— Геол. рудных месторожд., 1968, № 2.
- Пшеничный Г. Н., Пирожок П. И.* Халькопирит-борнитовая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения и некоторые вопросы ее происхождения (Южный Урал).— Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала, 1969, вып. 10.
- Пшеничный Г. Н., Шадлун Т. Н.* О полосчатых и сланцевых текстурах руд Гайского месторождения на Южном Урале.— Геол. рудных месторожд., 1962, № 6.
- Пшеничный Г. Н., Шигарев В. Г.* Дайковые серии пород Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Материалы по геол. и геофиз. рудных месторожд. вост. склона Южного Урала. Уфа, 1969.
- Ракчеев А. Д.* Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецкихинского месторождения на Среднем Урале.— Сов. геология, 1956, № 51.
- Шмидт А. И.* К вопросу о возрастных взаимоотношениях жильных пород и скарнов с серноколчеданным оруденением на примере рудопроявлений Южного Куросана (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.
- Шмидт А. И.* Возрастные соотношения серноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения в Куросанском рудном поле (Южный Урал).— Геол. рудных месторожд., 1961, № 6.
- Яковлев Л. И.* О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО
РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ф. И. ВОЛЬФСОН

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

Вопрос распространения на глубину гидротермального оруденения давно интересует геологов, занимающихся поисками, разведками и геологическим обслуживанием действующих рудников. Решение этого вопроса особенно важно в настоящее время в нашей стране, поскольку многие горные предприятия, преимущественно построенные в годы предвоенных пятилеток, уже давно достигли проектной глубины, и возможность продолжения добычи руд на многих из этих объектов будет зависеть от того, на какую глубину могут продолжаться промышленные руды. Важно подчеркнуть, что отечественные геологи одними из первых поставили вопрос о прямой зависимости вертикального размаха оруденения от истории геологического развития рудоносных площадей. В этом отношении прежде всего должна быть отмечена работа В. К. Котульского (1922), в которой впервые обращается внимание на прямую зависимость истории развития рудовмещающих разрывов, их внутреннего строения и вертикального размаха гидротермального оруденения, локализующегося вдоль них. В. К. Котульский рассмотрел также зависимость вертикального размаха оруденения и проявления на тех или иных глубинах эруптивных пород, с которыми оно генетически связано. Он пришел к выводу, что глубина распространения гидротермального оруденения больше у тех жильных систем, которые генетически связаны с раскристаллизованными интрузивными породами и она оказывается значительно меньшей у месторождений, генетически связанных с порфировыми интрузиями. В дальнейшем вопрос о вертикальном размахе гидротермального оруденения в зависимости от геологических условий его формирования затрагивался С. С. Смирновым (1947), В. М. Крейтером (1956), А. В. Королевым (1959), Н. М. Синициным (1959), В. П. Федорчуком (1959), И. П. Кушнаревым (1961), Г. Г. Грушкиным (1961), автором (Вольфсон, 1951, 1962), А. Г. Асланяном, Б. Л. Флеровым и Л. Е. Леоновым (1967) и многими другими геологами.

При выяснении генезиса гидротермальных месторождений вопросы вертикального размаха оруденения рассматривались В. Линдгреном (1933—1935) и В. Х. Эммонсом (1937). А. С. Грейтон (1937) попытался проанализировать возможную связь вертикального размаха оруденения и температур формирования руд; по его данным наибольшим вертикальным размахом (до 6000 м и больше) обладают гипотермальные месторождения.

Исследования автора и Л. И. Лукина (Вольфсон, Лукин, 1968) показали, что условия локализации гидротермального оруденения, а также его вертикальный размах в значительной степени зависят от того,

в образованиях каких структурных этажей и ярусов оно размещается. Ниже этот вопрос будет рассмотрен с учетом данным новейших исследований, преимущественно на примере свинцово-цинковых, золоторудных и некоторых редкометальных месторождений Восточного Забайкалья, Алдана, Средней Азии и других районов.

Размещение гидротермальных месторождений в образованиях различных структурных этажей

Как известно, при геотектонических построениях обычно выделяют два структурных этажа — геосинклинальный и платформенный. Для решения вопросов, связанных с выяснением особенностей геологического строения эндогенных месторождений, целесообразно, кроме того, выделить нижний структурный этаж, включающий архейские и протерозойские образования, которые служат фундаментом или основанием различных геотектонических областей. Таким образом, гидротермальные месторождения могут размещаться в трех структурных этажах.

Вертикальный размах оруденения в месторождениях, залегающих в нижнем структурном этаже

Суммируя опыт изучения гидротермальных месторождений цветных металлов и золота, залегающих в образованиях нижнего структурного этажа различных рудоносных провинций, приходим к заключению, что именно эти месторождения имеют максимальный вертикальный размах. В этом отношении наиболее ярким примером является золоторудное месторождение Колар в Индии, залегающее в архейских толщах, на котором оруденение прослежено непрерывно горными выработками с поверхности и до глубины 3500 м. Свинцово-цинковое оруденение Фрейбергского горного округа в ГДР вскрыто по падению более чем на 1800 м. То же относится к свинцово-цинковым месторождениям Маданского района, где вертикальный размах оруденения достигает 2000 м. Значительная глубина распространения оруденения характерна для золоторудных месторождений Алдана, залегающих в архейских образованиях и описанных Я. Д. Готманом (1968), а также Е. Е. Захаровым и др. (1969). Это оруденение приурочено к долгоживущим разрывным нарушениям, заложенным, согласно В. И. Казанскому и И. Б. Иванову (1968), более 1700 млн. лет тому назад. Последующие изменения, протекавшие в протерозойское и палеозойское время вдоль зон дробления, выразились в проявлении среди вмещающих пироксеновых гнейсов амфиболовой ступени метаморфизма. Однако наиболее интенсивное изменение пород вдоль древних зон разрывов произошло в процессе мезозойской активизации и оно выразилось в образовании кварц-карбонат-адуляровых метасоматитов, абсолютный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет 160 млн. лет.

В этих метасоматитах несколько позднее и локализовалось рассеянное золото-пиритовое оруденение. Значительный вертикальный размах последнего, видимо, вызван развитием вдоль основных тектонических швов однородных амфиболитизированных пород, что способствовало в период мезозойских предрудных движений, унаследовавших древние тектонические швы, возникновению полостей, распространяющихся глупо по падению.

*Вертикальный размах оруденения
в месторождениях, залегающих в нижнем ярусе
среднего (геосинклинального) структурного этажа*

В нижнем ярусе среднего структурного этажа залегают большое количество свинцово-цинковых месторождений, золоторудных, колчеданных и других. В образованиях нижнего структурного яруса залегают также сурьмяные, сурьмяно-ртутные и ртутные месторождения. Общей особенностью этих месторождений является преимущественная приуроченность рудных тел к послейным разрывам и соответственно широкое развитие пласто-, линзо-, седло- и лентообразных рудных тел, связанных со складчатыми структурами.

В некоторых случаях в участках проявления на рудоносных площадях достаточно протяженных разрывов, секущих слоистые толщи, получают развитие также и крутопадающие рудные тела, приуроченные к этим разрывам. Однако в большинстве рудных полей крутопадающие разрывы промышленных руд не несут, а в процессе оруденения они играли роль рудоподводящих каналов. В рассматриваемых месторождениях нередко рудные тела развиты не в одном, а в нескольких горизонтах пород стратиграфического разреза и в этом случае они приобретают многоярусное строение, располагаясь одно над другим. В случае развития гидротермального оруденения в образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа, сложенных массивными известняками, рудные тела обладают преимущественно трубообразной формой и они локализируются в участках пересечения или сочленения разрывных нарушений.

В кристаллических породах обычно развиты трещинные жилы, приуроченные к крутопадающим и реже к пологопадающим нарушениям. Все упомянутые морфологические типы рудных тел широко развиты в образованиях нижнего структурного яруса различных рудных районов Забайкалья.

Как правило, месторождения, залегающие в этих образованиях, обладают достаточно большим вертикальным размахом оруденения, составляющим 1000—1500 м.

Характерные для рассматриваемой геологической обстановки гидротермальные месторождения, включающие все упомянутые выше морфологические типы рудных тел, широко развиты в Забайкалье. Здесь в слоистых толщах нижнего яруса среднего этажа, залегают свинцово-цинковые, частью флюоритовые и колчеданные месторождения Приаргунья и Бурятской АССР. В первом случае развиты преимущественно крутопадающие пластообразные и линзообразные рудные тела, залегающие согласно со слоистостью и распространяющиеся вдоль разрывных нарушений и зон смятия, обычно наблюдающихся в пачке тонкопереслаивающихся пород. Типичным примером является месторождение Савинское 5 Кличкинского рудного поля (рис. 1), залегающее в зоне смятия и характеризующееся развитием свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к известковистым сланцам, переслаивающимся с прослоями известняка и углито-глинистых сланцев. Особенностью этого месторождения является широкое развитие на верхних горизонтах в составе сульфидных руд — пирита и пирротина, а на нижних, более ранних скарнов, к которым и приурочены руды. Установленный на этом месторождении разведочными выработками вертикальный размах оруденения составляет около 500 м. Общий вертикальный размах, видимо, составит не менее 1000 м. Примером трубообразных рудных тел являются Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения, в которых разведанный вертикальный размах составляет около 280 м а в перспективе, вероятно, не менее 500 м. Минерализованные зоны и трубообразные свинцово-цинковые рудные тела Карамазара обладают вертикальным размахом, превышающим 1000 м.

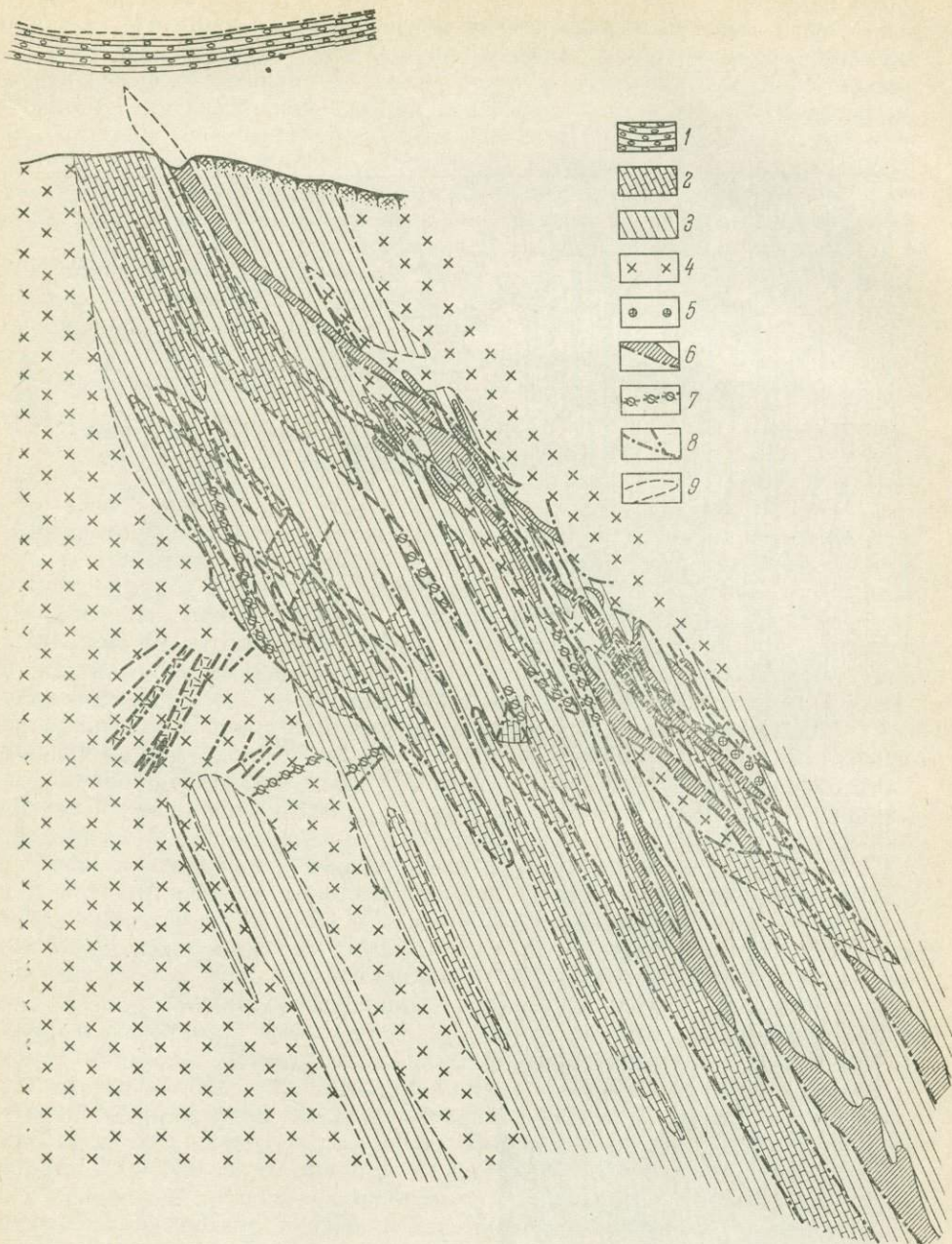
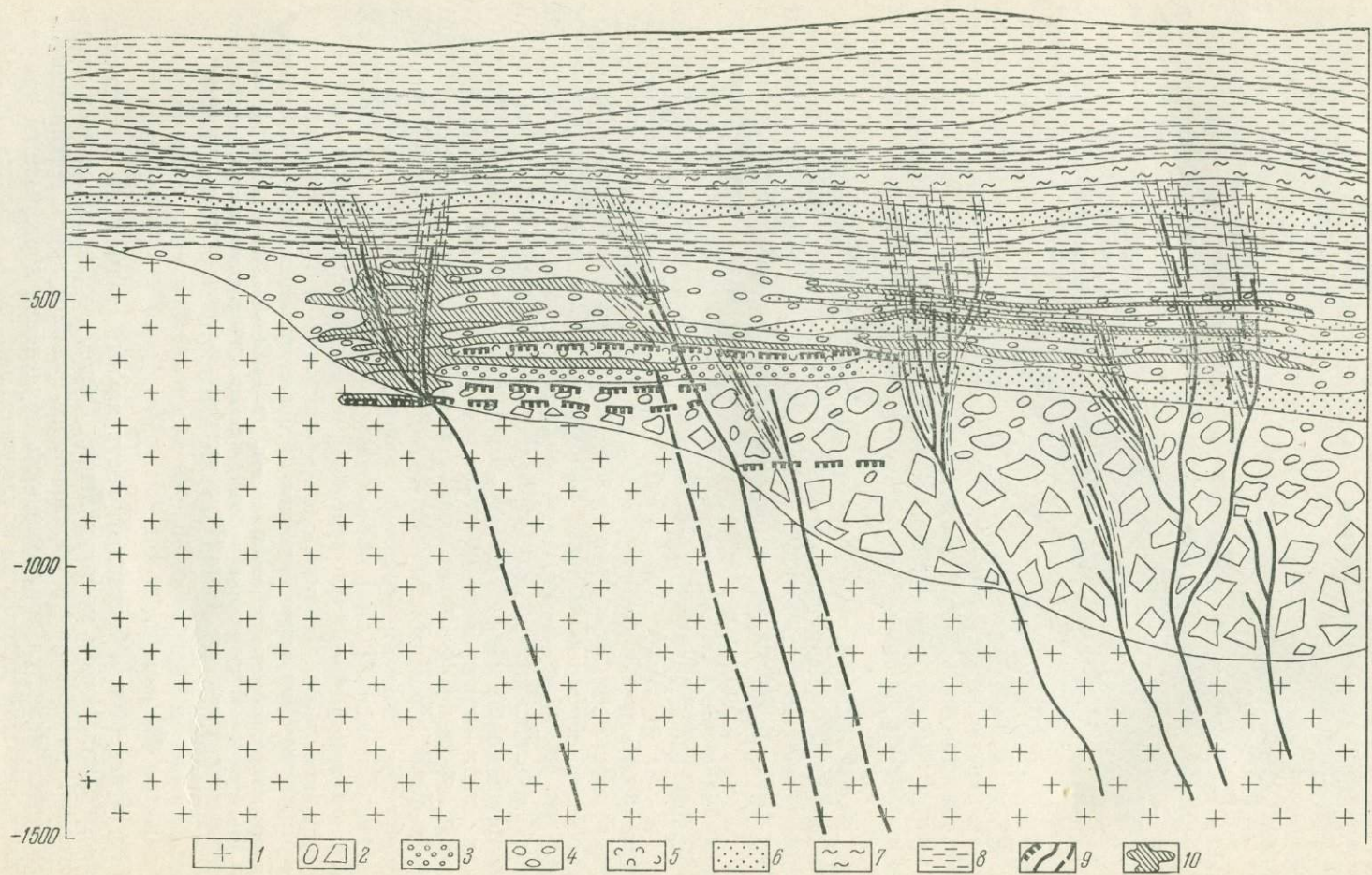


Рис. 1. Схематический разрез Савинского № 5 месторождения (по Н. М. Чумаченко)

1—предполагаемое положение надрудной толщи I_{1-2} , 2—глинисто-сланцевые сланцы Pz_1 , 3—известняки Pz_1 , 4—кварц-биотитовые диориты Pz_2 , 5—скарны, 6—свинцово-цинковые рудные тела, 7—флюоритовые рудные тела, 8—разрывные нарушения, 9—предполагаемое выклинивание рудных жил по восстановлению

Не менее 1000 м составляет вертикальный размах на золото-сульфидном Дарасунском месторождении. Общей особенностью всех месторождений, залегающих в образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа, является приуроченность оруденения к разрывным нарушениям, возникшим задолго до оруденения, например, в Восточном Забай-



калье в нижнем палеозое, в то время как руды в этой провинции сформировались в процессе мезозойской активизации в нижнем мелу.

Не останавливаясь подробно на вопросе о вертикальном размахе оруденения в образованиях верхнего яруса геосинклинального этажа, поскольку для Восточной Сибири подобные месторождения малохарактерны, а данные о месторождениях Восточного Карамазара, где они развиты достаточно широко и освещены в печати (Лукин и др., 1968), отметим лишь некоторые общие особенности этих месторождений, среди которых отчетливо выделяются две группы: 1) залегающие в слоистых толщах, преимущественно в осадочно-эффузивных породах и 2) в субвулканических образованиях. Первые из них характеризуются относительно небольшим вертикальным размахом оруденения, не превышающим обычно 400—600 м. В субвулканических интрузивных массивах при условии проявления круто-пологопадающих разрывов, контролирующих оруденение, вертикальный размах его достигает 1000 м.

*Вертикальный размах оруденения
месторождений, залегающих в верхнем
структурном этаже*

Гидротермальные месторождения в верхнем структурном этаже развиты в основном в активизированных областях, соответственно они получили широкое развитие в Забайкалье, на Алдане и в некоторых других восточных районах нашей страны. Для всех этих месторождений характерно то, что они залегают в слоистых толщах чехла, покоящихся на жестком основании, сложенном палеозойскими гранитоидами, либо древними гнейсами. По составу вмещающих пород и условиям залегания рудных тел среди этих месторождений отчетливо выделяются три группы: 1) месторождения, развитые в осадочных толщах чехла и не продолжающиеся в основании, 2) месторождения, рудные тела которых пересекают осадочные толщи чехла и с глубиной переходят в породы основания, 3) месторождения, залегающие в эффузивно-осадочной толще чехла и частично проникающие в породы основания.

В зависимости от мощности пород чехла месторождения первой группы локализуются либо в основании слоистой толщи в нижних частях ее разреза, либо они отрываются от основания на 400—500 м, а иногда и более. Как это показано на приложенной обобщенной схеме (рис. 2), положение оруденения в разрезе осадочной слоистой толщи находится в прямой зависимости от уровня расположения критической зоны (Вольфсон, Лукин, 1968). Глубина формирования верхних частей рудных тел в обоих случаях сохраняется постоянной, порядка 500 м. Вертикальный размах оруденения также остается постоянным независимо от того, в какой части разреза залегают месторождения, и не превышает 200—250 м. Надрудной толщей у этих месторождений являлись осадочные породы — глинистые сланцы, либо конгломераты. В зависимости от состава и физико-механических свойств рудовмещающих пород оруденение может залегать в хрупких разностях пород в форме жил, либо штокверков, а в пористых — в виде пластообразных, либо лентообразных залежей. Примером месторождений, локализующихся в упомянутых условиях, является Балейское золоторудное. Представители месторождений второй из выделенных групп характеризуются тем, что оруденение приурочивается к определенным горизонтам пород слоистой толщи, благоприятным по своим физико-механическим особенностям, основные черты месторождений верхнего структурного этажа

Рис. 2. Обобщенный схематический разрез

1 — граниты фундамента; 2 — грубообломочные конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — мелкообломочные конгломераты; 5 — туфы; 6 — песчаники; 7 — алеволиты; 8 — глинистые сланцы; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудные тела

именно в этом и заключаются. С глубиной оруденение переходит в метаморфические сланцы, либо гнейсы фундамента, и структурно-морфологические особенности рудных тел таких месторождений уже сближаются с месторождениями нижнего структурного этажа. Последнее обуславливает значительно больший вертикальный размах оруденения. Одним из представителей таких месторождений является Лебединое золоторудное на Алдане.

Месторождения третьей группы залегают в эффузивно-осадочных слоистых толщах чехла, частью в рвущих их экстрезивных образованиях. Так же как и на месторождениях первой группы, оруденение, развиваясь в определенной критической зоне, обычно проявляется во всех благоприятных горизонтах чехла и в выступах фундамента. Соответственно этому рудные тела частью локализуются в нижней части разреза слоистой толщи, вблизи фундамента, частью находятся в нем самом, либо отрываются от фундамента вверх по разрезу на 500 м и более. Независимо от этого глубина формирования верхней части рудных тел примерно оказывается одинаковой и составляет 500—600 м. Надрудной толщей в данном случае оказываются чаще всего эффузивы. Вертикальный размах оруденения 350—400 м. Одним из примеров является свинцово-цинковое Новоширокинское месторождение в Восточном Забайкалье.

Сравнительная характеристика некоторых особенностей месторождений, залегающих в различных структурных этажах и ярусах

Из данных, изложенных выше, следует, что в направлении от верхнего структурного этажа к нижнему наблюдается увеличение вертикального размаха гидротермального оруденения от 200 до 2000—3000 м и более. При этом глубина формирования верхних частей рудных тел существенно не меняется и колеблется от 500—600 до 1000—1500 м. Из этого общего правила исключением являются месторождения вольфрамовых руд, рудные тела которых, согласно Е. П. Малиновскому, имеют максимальный вертикальный размах не в нижнем, а в среднем структурном этаже. Установленная эмпирическая закономерность о постепенном увеличении вертикального размаха оруденения по направлению к нижнему структурному этажу находит свое объяснение прежде всего в том, что вверх по разрезу резко увеличивается относительная контрастность вмещающих пород в связи с уменьшением интенсивности их метаморфизма. Это в свою очередь приводит к тому, что оруденение оказывается локализованным в пределах критической зоны в определенных горизонтах слоистых толщ, благоприятных по своим физико-механическим свойствам, и вертикальный его размах оказывается равным мощности этих горизонтов. Породы, слагающие более глубоко расположенные структурные этажи и особенно нижний, характеризуются повышением интенсивности их метаморфизма, что нивелирует их физико-механические свойства и способствует увеличению вертикального интервала распространения руд. Рудоносные разрывы во всех структурных этажах и ярусах возникают значительно ранее оруденения. Однако это особенно относится к нижнему структурному этажу, в образованиях которого разрывные нарушения имеют особую длительную историю развития — от момента их возникновения и до периода рудоотложения нередко проходит более миллиарда лет. Многие десятки даже первые сотни миллионов лет проходит с момента заложения разрывов в нижнем ярусе среднего этажа и до их минерализации. В результате многократных тектонических движений вдоль упомянутых разрывов, в ряде случаев сопровождаемых метаморфизмом вмещающих пород, создаются условия к моменту оруденения для возникнове-

ния вдоль этих нарушений глубоко проникающих полостей, по которым происходит циркуляция рудоносных растворов, их взаимодействие с вмещающими породами и рудоотложение. В процессе формирования гидротермальных месторождений важное значение приобретает степень относительной закрытости рудовмещающих нарушений. Как правило, относительно большей закрытостью характеризуются рудоносные разрывные нарушения, развившиеся в образованиях нижнего структурного этажа и нижнего яруса среднего. Это приводит к медленному просачиванию рудоносных растворов и их взаимодействию с вмещающими породами на значительном вертикальном интервале при сравнительно стабильных термодинамических условиях. Относительно большей открытостью характеризуются тектонические элементы в образованиях верхнего структурного этажа. Это приводит к резкому перепаду давления гидротермальных растворов, поступающих из глубин в зону рудоотложения, что в свою очередь вызывает дегазацию растворов, влекущую за собой выпадение рудного вещества на относительно коротком расстоянии. Различные структурно-геологические и физико-химические условия рудообразования, проявляющиеся в разных структурных этажах, приводят к формированию месторождений, отличающихся не только вертикальным размахом, но также и составом околорудно-измененных вмещающих пород и минеральных ассоциаций, слагающих руды. В нижнем структурном этаже более характерны высокотемпературные месторождения, сопровождаемые кварц-адуляровым, либо альбитовым изменением. В среднем структурном этаже преимущественно развиты среднетемпературные месторождения, сопровождающиеся березитизацией алюмосиликатных и доломитизацией карбонатных вмещающих пород, а в верхнем структурном этаже более распространены низкотемпературные месторождения, сопровождаемые аргиллизацией вмещающих пород. Все отмеченные закономерности обязательно должны учитываться при разведке и оценке гидротермальных месторождений и при разработке структурных минералого-геохимических критериев поисков скрытых рудных тел и месторождений.

Литература

- Вольфсон Ф. И. Структура и вопросы генезиса свинцово-цинковых месторождений Западного Карамазара.— Изд-во АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1968.
- Готман Я. Д. О возможном открытии нового типа золоторудного оруденения на Алданском щите.— Сов. геология, 1968, № 7.
- Грейтон А. С. Гидротермальные глубинные зоны.— В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.
- Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов.— Геол. рудных месторожд., 1961, № 1.
- Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района.— Геол. рудных месторожд., 1969, 11, № 2.
- Казанский В. И., Иванов И. Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района.— Докл. АН СССР, 1968, 181, № 1.
- Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли.— Труды Среднеаз. политехн. ин-та, новая серия, 1959, вып. 6.
- Котульский В. К. О глубине жильных месторождений.— Изв. Геол. ком., 1922, 40, № 1.
- Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении.— Геол. рудных месторожд., 1961, № 6.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 3. ОНТИ, 1933—1935.

- Лукин Л. И., Сафонов Ю. Г., Чернышов Р. Ф. Общие закономерности локализации рудных месторождений Южного Карамазара.— В кн. «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1968.
- Синицин Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1959, № 2.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 1947, ч. 76, вып. 1.
- Федорчук В. П. К вопросу о глубине формирования низкотемпературных месторождений ртути и сурьмы и о вертикальном размахе оруденения.— Записки Кирг. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 1.
- Флеров Б. Л., Леонов Л. Е. Глубина формирования Денутатского месторождения.— Геол. и геофиз., 1967, № 6 (90).
- Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами.— В кн. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

ПРИНЦИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЯКУТИИ

В. В. ЕЛОВСКИХ

(Якутское ордена Ленина территориальное геологическое управление)

Закономерности пространственного распределения месторождений эндогенных полезных ископаемых на территории Якутской АССР определяются сложным сочетанием многих геологических факторов, среди которых главная роль принадлежит тектоническому и магматическому контролю оруденения.

Региональные металлогенические исследования проводились на описываемой территории Якутским геологическим управлением и Институтом геологии Якутского филиала СО АН СССР на основе историко-формационного принципа, согласно которому осадочно-вулканогенные, магматические и рудные формации Якутии рассматриваются в тесной связи друг с другом, в хронологической последовательности по тектоно-магматическим циклам и по распределению в пространстве.

История формирования платформенных и геосинклинальных структур разделяется на девять тектоно-магматических циклов (структурных ярусов) общих (единых) для территории Якутии, которые в свою очередь группируются в три мегацикла (структурных комплекса).

Соответственно тектоно-магматическим циклам выделяются девять металлогенических эпох: нижнеархейская, верхнеархейская и нижне-среднепротерозойская, относящиеся к протогеосинклинальному мегациклу (периоду), затем верхнепротерозойская (байкальская), нижнепалеозойская (позднекаледонская) и среднепалеозойская (раннегерцинская), относящиеся к мегациклу (периоду) формирования платформенного чехла и синхронных ему складчатых областей, обрамляющих платформу, и, наконец, верхнепалеозойская (позднегерцинская), мезозойская (тихоокеанская) и мезо-кайнозойская (альпийская), входящие в состав мегацикла (периода) активизации Сибирской платформы ее древнего складчатого обрамления и формирования Верхояно-Колымской геосинклинали.

Протогеосинклинальный период характеризуется преимущественным развитием процессов гранитизации и мощного древнего гранитоидного магматизма, платформенный период — проявлениями процессов базальтификации, основного и ультраосновного интрузивного магматизма и, наконец, для периода активизации характерным является проявление процессов базальтификации, а также основного ультраосновного и ще-

лочного магматизма на Сибирской платформе, мощного гранитоидного магматизма в Верхояно-Колымской и Байкало-Становой складчатых областях.

Зоны и области распространения разновозрастных или разновозрастных наложенных интрузивных формаций и связанных с ними генетически или парагенетически рудных формаций выделяются в качестве металлогенических зон и рудных районов. Они обычно совпадают или располагаются внутри структурных зон и образуют в совокупности с ними структурно-формационные металлогенические зоны или пояса.

Важное значение для металлогенического районирования имеет глубинное строение территории, и в частности, глубина залегания, строение и вещественный состав основания и кристаллического фундамента платформы, срединных массивов и геосинклинальных складчатых систем, а также особенности строения и состав глубинных оболочек, ограниченных поверхностями Конрада и Мохоровичича.

На территории Якутии выделяются четыре комплексных металлогенических провинции, которые являются контрастными геотектоническими регионами, различающимися по своему геологическому и глубинному строению, формационному составу, истории развития и, соответственно, по условиям образования эндогенных месторождений полезных ископаемых. К числу этих провинций относятся Западно-Якутская, охватывающая область развития осадочного чехла Сибирской платформы, Алданская, представляющая собою крупный выступ кристаллического фундамента платформы, Байкало-Становая, совпадающая с областью позднеархейского и байкальского складчатого обрамления платформы и Верхояно-Колымская, охватывающая область мезозойского Северо-Востока СССР.

Внутри перечисленных провинций выделяются металлогенические области (субпровинции) и зоны, а внутри зон и областей — рудные районы. Последние выделяются в ряде случаев непосредственно в составе провинций, вне границ зон и областей. Наконец, третьим по соподчиненности элементом металлогенического районирования в составе металлогенических провинций Якутии являются рудные или металлоносные (оловоносные, золотоносные и др.) зоны, расположенные обычно внутри рудных районов и реже за их пределами.

Так, например, в северной части Западно-Якутской провинции, в основном на территории Анабарской антеклизы и в зонах сочленения ее с Тунгусской и Вилюйской синеклизами, выделяются алмазоносные районы. Границы районов проводятся в значительной мере условно по ореолам россыпной алмазности и узлам сгущения кимберлитовых трубок позднекаледонского (нижнедевонского) и мезозойского (верхнеюрского-нижнемелового) возраста.

В южной части Западно-Якутской провинции в областях развития золотосульфидной формации, связанной с трахидолеритовой среднепалеозойской и габбро-диабазовой нижнепалеозойской магматическими формациями, а также на участках развития золотоносных россыпей и кор выветривания, выделяются Лено-Витимский, Нюйский, Олекминский, Средне-Амгинский и Вилюйский золотоносные районы, составляющие в совокупности Лено-Вилюйскую золотоносную субпровинцию. Западная часть Западно-Якутской алмазоносной провинции в пределах Тунгусской синеклизы охватывает обширные поля развития нижнетриасовых траппов, с которыми связаны месторождения исландского шпата и многочисленные титано-магнетитовые рудопроявления. Данная часть территории составляет Тунгусскую металлогеническую область (субпровинцию), в которой выделяется перспективная Тунгусская шпатоносная зона.

В пределах Алданской металлогенической провинции, на территории Алданского щита, широкое развитие получили архейские ультрамета-

морфические гранитоидные формации, ниже-среднепротерозойские эоплатформенные (габбро-диабазовая и гранитная) формации, верхнепротерозойские фемические платформенные формации и, наконец, поздне-мезозойская формация щелочных пород.

Благодаря столь широкому формационному профилю магматизма Алданская провинция по разнообразию эндогенных месторождений полезных ископаемых стоит на одном из первых мест в нашей стране. Она является крупнейшей железорудной, флогопитоносной, золотоносной, хрусталеносной и редкометальной провинцией. В составе провинции выделяется древнейшая в Якутии Центрально-Алданская кольцевая металлогеническая зона, подчеркивающая концентрическую структуру иенгского комплекса алданского архея. Указанная зона объединяет 10 железорудных и флогопитоносных полей, именуемых группами или районами (Леглиерская, Дес-Сиваглинская, Эмельджакская, Оюм-ракская и т. д.).

Узловое распределение щелочных интрузий Алданского комплекса, с которыми связаны рудные месторождения, относящиеся к золотосульфидной формации, а также ореолы россыпной золотоносности обуславливают наличие в описываемой провинции семь золотоносных районов: Центрально-Алданского, Верхне-Амгинского, Учурского, Эвотинского, Тьркандинского, Ганымского и Мурунского. Золотоносные районы наложены на древние железорудные, флогопитоносные и хрусталеносные зоны и районы.

В Байкало-Становой металлогенической провинции, северным ограничением которой служит Становой трансконтинентальный глубинный разлом, выделяются Кабактанский, Верхне-Тимптонский, Сутамский и Альгоминский золотоносные районы. Они образуют в совокупности Становую металлогеническую зону, приуроченную к глубинному разлому. Золоторудные проявления относятся к пирит-арсенопиритовому типу золото-кварцевой формации, парагенетически связанной с поздне-мезозойской диорит-гранит-гранодиоритовой магматической формацией. Непосредственно в зоне Станового шва располагается также Южно-Становая мусковитоносная зона, связанная с гранитами позднерейского станового комплекса. В результате наложения поздне-мезозойской золотоносности на древнюю минерализацию Южно-Становой зоны в последней возникли антимонитовые и киноварные рудопроявления, относящиеся к последним стадиям золото-кварцевой формации.

Металлогенический облик Верхояно-Колымской провинции определяется зонально-поясовым распределением поздне-мезозойских гранитоидных и связанных с ними рудных формаций вокруг Колымского срединного массива.

Внутренняя (центральная) часть массива выделяется как Алазейская металлогеническая область, для которой характерной чертой является развитие палеогенового базальтоидного магматизма и шлиховых ореолов киновари.

Внешняя Омудевско-Селенняхская зона палеозоид представляет собою редкометальную металлогеническую зону. Широкое распространение в ней получили скарновые и гидротермальные месторождения золота, олова, молибдена, сурьмы, ртути, свинца, ашарит-датолит-людовигитовых руд, связанные с верхнеюрской диорит-гранит-гранодиоритовой, нижнемеловой гранитной и палеогеновой базальтоидной магматическими формациями. Кроме того, в этой же зоне имеются месторождения чевкениит-иттриалитовых руд, являющиеся производными позднегерцинской габбро-сиенитовой формации. Перечисленная выше минерализация сосредоточена в Улахан-Тасском, Селенняхском и Тас-Хаяхтахском рудных районах.

Следующая к западу от Колымского массива Верхнеиндигирская металлогеническая зона, являющаяся северным флангом Главного зо-

лотоносного пояса Северо-Востока СССР, характеризуется преимущественным распространением рудных и россыпных месторождений золота. Золотоносность связана с диорит-гранит-гранодиоритовой формацией верхнеюрского возраста и пространственно распределяется в Адычанской, Тарыно-Эльгинской, Ольчано-Нерской, Хангаласской, Иньяли-Дебинской, Туостах-Эриkitской продольной и Прииндигирской поперечной золотоносных зонах. В некоторых зонах открыты сурьмяные месторождения и киноварные рудопроявления, относящиеся к двум последним стадиям регионального рудного процесса золотокварцевой формации. Подчиненное значение имеют оловянные и вольфрамовые месторождения касситерит-кварцевой формации, генетически связанные с нижнемеловыми гранитными батолитами и их апикальными выступами.

Яно-Полоусненская металлогеническая зона объединяет в своем составе два главных оловорудных района Якутии — Полоусненский и Яно-Адычанский, в пределах которых преимущественное распространение получили поперечные ряды верхнемеловых гранитоидов и месторождения касситерит-сульфидной формации, а также продольные ряды нижнемеловых гранитов с оловянно-вольфрамовыми месторождениями касситерит-кварцевой формации.

В юго-западной части Сартанского синклинория выделяется Долгулахская, а на территории Эльгинского района пологих дислокаций Брюгандинская ртутноносные зоны, представленные молодой киноварной формацией условно палеогенового возраста. В этом же районе расположена Агылкинская медно-вольфрамовая зона, связанная с верхнемеловыми гранитоидами.

Верхоянская металлогеническая зона является крупнейшей в Якутии золото-полиметаллической структурно-формационной зоной, протягивающейся в субмеридиональном направлении вдоль восточного края Сибирской платформы и охватывающей область распространения верхнепалеозойских и более древних отложений.

В составе Верхоянской металлогенической зоны следует прежде всего отметить наличие двух крупнейших полиметаллических районов — Западно-Верхоянского и Южно-Верхоянского с типичными для них месторождениями оловянных и серебряных свинцово-цинковых руд. Указанные месторождения являются производными двух последних стадий регионального рудного процесса касситерит-сульфидной формации, связанной с верхнемеловой диорит-гранодиорит-лейкогранитовой монотонитоидной формацией.

В пределах указанных районов господствующий в них верхнемеловой магматизм и полиметаллическое оруденение накладываются частично на верхнеюрский магматизм и золотую минерализацию. В Южно-Верхоянском районе рудные и россыпные месторождения золота образуют протяженную Аллах-Юньскую зону.

Куларский золотоносный район, расположенный на северо-восточном фланге Верхоянской зоны, подобно Верхне-Индиgирской зоне характеризуется развитием верхнеюрской диорит-гранит-гранодиоритовой формации и наложенной на нее нижнемеловой оловоносной формации двуслюдяных гранитов. Касситерит-кварцевое оруденение, связанное с гранитами, имеет подчиненное значение.

Северо-Западную часть Верхоянской металлогенической зоны составляет Орулганский район, в котором преимущественное распространение получили нижнетриасовая габбро-диабазовая интрузивная и связанная с ней золото-сульфидная рудная формации. Однотипный магматизм и оруденение среднепалеозойского возраста свойственны Сетте-Дабанской зоне Южно-Верхоянского района.

Приведенный выше схематический обзор металлогенического районирования Якутии и принцип, на котором оно основано, свидетельст-

вуют о наличии связи оруденения, магматизма и тектоники, обусловившей закономерности пространственного распределения месторождений эндогенных полезных ископаемых на территории Якутии.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

(на примере Забайкалья)

В. А. ДВОРКИН-САМАРСКИЙ

(Отдел геологии Бурятского филиала СО АН СССР)

Основные принципы выделения геохимических провинций были разработаны академиками В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом и Д. И. Щербаковым в первой половине нашего столетия. В последние годы вопросам геохимического районирования уделялось сравнительно небольшое внимание, хотя геохимическая изученность страны резко возросла и накопилось огромное количество новых фактов, позволяющих детализировать наши представления в этой области. Вместе с тем широкое развитие получили работы по составлению различного рода металлогенических карт, которые по существу являются частным случаем геохимической карты, ограниченной промышленными концентрациями элементов. Естественно, что решение проблем, связанных с составлением геохимических карт и геохимическим районированием, имеет исключительно важное значение для познания основных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и определения источников самого рудного вещества.

Долгое время использованию геохимических карт для целей металлогенического анализа мешала их оторванность от геологии и тектоники. В связи с этим большой интерес представляет работа В. В. Иванова (1969), который связал формирование пяти главных геохимических ассоциаций элементов с приподнятыми и опущенными геотектоническими блоками земной коры, зонами активизации и другими структурными элементами. Это направление в геохимическом районировании нам кажется наиболее перспективным, однако при выборе геологической и геотектонической основы для нанесения геохимических данных могут быть приняты различные варианты. Мы считаем, что для сопоставимости результатов геохимического районирования с металлогеническим необходимо широко использовать формационный метод исследований.

Изучение геохимических особенностей распределения элементов-примесей магматических, метаморфических и некоторых осадочно-эффузивных формаций Забайкалья показало, что существует по крайней мере два специфических ряда геохимических провинций, которые отличаются концентрациями элементов-примесей, особенностями географического распространения, взаимосвязями с горными породами и геологическими структурами.

Геохимические провинции первого ряда характеризуются относительно низкими повышенными или пониженными кларками элементов-примесей, значительными размерами, пространственно совпадают с контурами крупных геоструктурных элементов, таких, как платформа, орогенная область, а в Забайкалье — области развития байкалид, каледонид, герцинид. Примерами геохимических провинций этого типа могут быть Северо-Байкальская золото-шеелитовая провинция, которая свя-

зана с областью распространения верхнепротерозойских метаморфических и магматических формаций, а также титан-торий-редкоземельные провинции Байкальской, Кутимской, Муйской и других глыб, сложенных глубоко метаморфизованными архейско-нижне-протерозойскими образованиями.

Геохимические провинции второго ряда представляют собой локальные, иногда весьма протяженные зоны и пояса с повышенными кларками элементов, приуроченные к крупным долгоживущим разломам, структурным швам и областям активизации, в которых располагаются цепочки интрузий, поля эффузивов, даек, пегматитов, гидротермальных жил и приразломных метасоматитов. В этих же зонах обычно локализуется большинство типов эндогенных, метаморфических, гидротермальных и эпитеpmальных рудных месторождений. Набор элементов в таких зонах в одних случаях повторяет типичные геохимические ассоциации для данного участка земной коры, а в других — резко отличается от них. Примером геохимических провинций этого типа, наследующих геохимическую специализацию района, могут служить Абчадская, Баргузино-Муйская, Моностойская, Заганская и другие приразломные зоны среди докембрийских пород с торий-редкоземельно-редкометалльной специализацией. Перечисленные элементы в этих зонах отмечаются в повышенных кларковых концентрациях как в гнейсах субстрата, так и на участках околоразломного метаморфизма, в трещинных интрузиях гранитоидов, их пегматитах и гидротермально-пневматолитовых образованиях. Примерами наложенных геохимических провинций могут служить Чайская и Довыренская медно-никелевые, Удино-Витимская полиметаллическая, Восточно-Саянская и Киянская ртутоносные зоны, в которых геохимическая специализация либо связана с внедрением подкоровых магм (Чая, Довырен), либо вообще не имеет прямой связи ни с какой-либо магмой, ни с вмещающими породами коры.

В пределах континентальной части земной коры все геохимические провинции первого ряда можно разделить на следующие четыре типа: 1) геохимические провинции, специфичные для фундаментов древних глыб и платформ; 2) геохимические провинции ранних этапов развития геосинклинали; 3) геохимические провинции орогенных областей или поздних этапов развития геосинклинали; 4) геохимические провинции устойчивых областей или платформ.

Эти подразделения совпадают в своей геотектонической основе со структурными элементами классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964), но в них находит свое место распределение всех осадочных и метаморфических формаций.

В зонах активизаций на каждый из четырех выделенных типов геохимических провинций первого ряда накладывается специфический тип геохимических провинций второго ряда.

Для геохимических провинций зон активизаций, наложенных на образования фундаментов древних глыб и платформ, в целом характерна литофильная ассоциация элементов. Причем в этой ассоциации преобладают обычно малоподвижные элементы типа железа, титана, тория, редких земель. Однако чем моложе зона активизации, тем более подвижные элементы вовлекаются в этот ряд, и в его составе мы наблюдаем фосфор, редкие элементы и даже образования пятиэлементной формации. Как правило, процессы концентрации элементов вызываются высокой активностью щелочей.

Геохимические провинции зон активизаций, наложенные на образования ранних этапов развития геосинклинали, отличаются преобладающим развитием халькофильной ассоциации элементов, связанных с поясами эффузивов и интрузий основного состава и образующих месторождения золота, меди, свинца, цинка, железа в виде колчеданных месторождений и ряда других элементов. В более поздних зонах активизации появля-

ются пятиэлементная формация, ртуть, фтор, сурьма, мышьяк, висмут и другие ассоциации легкоподвижных элементов.

Геохимические провинции зон активизаций орогенных областей вновь характеризуются преимущественным развитием литофильной ассоциации элементов, которая выражена даже более отчетливо, чем в случае зон активизаций щитов и фундаментов древних глыб и платформ. Обычно эти элементы, тем или иным способом связанные с гранитоидными магмами, такие, как олово, вольфрам, молибден, различные редкие и рассеянные элементы. В более поздних наложенных зонах наблюдаются фтор, золото, свинец, цинк, ртуть и другие элементы.

Геохимические провинции зон активизаций платформ по ассоциациям элементов, как правило, резко отличаются по составу от пород, слагающих этот структурный элемент. Геологически это объясняется тем, что на платформе по зонам крупных разломов происходит внедрение базальтоидных и эклогитовых магм (траппы, габбро-перидотиты, кимберлиты, карбонатиты и др.), с которыми связаны сидерофильно-халькофильные ассоциации элементов и месторождения железа, кобальта, никеля, меди, свинца, цинка, фосфора, редких земель и редких элементов. Так же как и в предыдущих случаях, на платформах появляются зоны с эпитермальными концентрациями элементов, содержащие золото, ртуть, кобальт, медь, цинк и свинец, непосредственно не связанные с магматическими породами.

Из приведенной схемы классификации геохимических провинций видно, что их формирование неразрывно связано с геологической историей развития каждого конкретного района или структуры. Своеобразным может быть распределение осадочных, метаморфических и магматических формаций, количество циклов и интенсивность проявления магматизма и метаморфических процессов. Так, например, в гранитоидах в орогенных областях Забайкалья с полициклическим развитием нами (Дворкин-Самарский, Каперская, 1969 г.) наблюдалось последовательное увеличение средних содержаний калия, натрия, рубидия и бериллия от древних пород к молодым. Одновременно были отмечены резкие вариации содержаний этих элементов в пределах одного крупного батолита гранитоидов баргузинского комплекса, расположенного в двух различных структурно-фациальных зонах: Байкальской глыбе и области байкалид. При этом в части массива, формировавшейся среди архейских образований Байкальской глыбы, имело место понижение кларков калия и натрия в 1,5 раза, бериллия в 2 и рубидия в 5—10 раз, одновременно наблюдалось некоторое увеличение кларков титана, железа и редких земель. Приведенные факты свидетельствуют о геохимической дифференциации ряда элементов, протекавшей в ходе полициклического метаморфизма.

Еще более сложными нам представляются процессы, приводящие к геохимической специализации зон активизаций. Ю. П. Ивенсен на совещании по проблеме «Рудообразование и его связь с магматизмом» по силе связи выделил три группы магматических и рудных формаций: с сильной, по-видимому, генетической связью; менее сильной — пространственной и отсутствующей связью. Им же отмечена возможность различных источников магмы и рудного вещества: плавление мантии, базальтового слоя и коры. Эти же категории применимы по отношению к формированию геохимических провинций зон активизации. Они объясняют многообразие и специфичность геохимических провинций зон активизаций в различных геоструктурных элементах. Разломы глубокого заложения выводят на поверхность вещество мантии. Наиболее благоприятная обстановка для заложения таких разломов возникает на платформе, по границе платформ со складчатым обрамлением и на ранних этапах формирования геосинклиналей. В результате этого формируются геохимические провинции с халькофильной или сидерофильной специа-

лизацией. В орогенных областях в обстановке сжатия разломы имеют меньшую глубину заложения, в них формируются коровые магматические очаги, а их магма обогащена литофильными элементами. Если сжатие сменяется растяжением, то в данную структуру могут поступать продукты дифференциации верхних слоев мантии. Этим объясняется пространственное совмещение разнородных геохимических ассоциаций в пределах длительно развивающихся структур. Нередко магматические очаги одновременно формируются на различных уровнях (Кузнецов, 1966). Примером этого могут служить многие поля мезозойских эффузивов Забайкалья и других районов, в которых перемежаются лавы кислого, среднего и основного составов.

Другой важной особенностью геохимических провинций зон активизаций является высокая концентрация встречающихся в них элементов. Для интрузивных образований зон активизаций, выделяемых нами в особую интрузивную формацию областей завершённой складчатости (Дворкин-Самарский, 1965), повышенные концентрации элементов-примесей находят объяснение с позиций механизма локального выплавления магмы и экстракции элементов боковых пород, слабо связанных в решетках силикатных минералов. Обогащение элементами-примесями, а точнее перераспределение этих элементов, происходит при окolorазломном метаморфизме, причем в вертикальном разрезе такой зоны они располагаются пропорционально своей подвижности. Этим окolorазломный метаморфизм резко отличается от регионального и регионально-контактового. Понятен также механизм обогащения зон разломов глубокого заложения наиболее легко подвижными продуктами дифференциации вещества мантии (по А. П. Виноградову), который приводит к появлению наложенных ореолов золота, ртути и других элементов. Каждый из описанных процессов может развиваться отдельно или совместно с другими, но в сумме это приводит к тому, что большинство эндогенных, метаморфических и эпitherмальных рудных месторождений пространственно связаны с зонами крупных разломов.

В свете сказанного разработка проблем, связанных с геохимическим районированием во всем их геологическом разнообразии, является важнейшей задачей современной геологической науки.

Литература

- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радикальных процессов в Земле.— Геохимия, 1962, № 3.
Иванов В. В. Некоторые вопросы регионально-геохимических исследований и перспективной оценки рудных районов и месторождений.— Геохимия, 1969, № 8.
Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел.— Геол. и геофиз., 1966, № 6.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV. Избр. труды, т. V. Изд-во АН СССР, 1959.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХОЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ПРИМЫКАЮЩЕЙ ЧАСТИ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Ю. П. ИВЕНСЕН, [Г. Г. НЕВОЙСА], В. А. АМУЗИНСКИЙ

(Институт геологии ЯФ СО АН СССР)

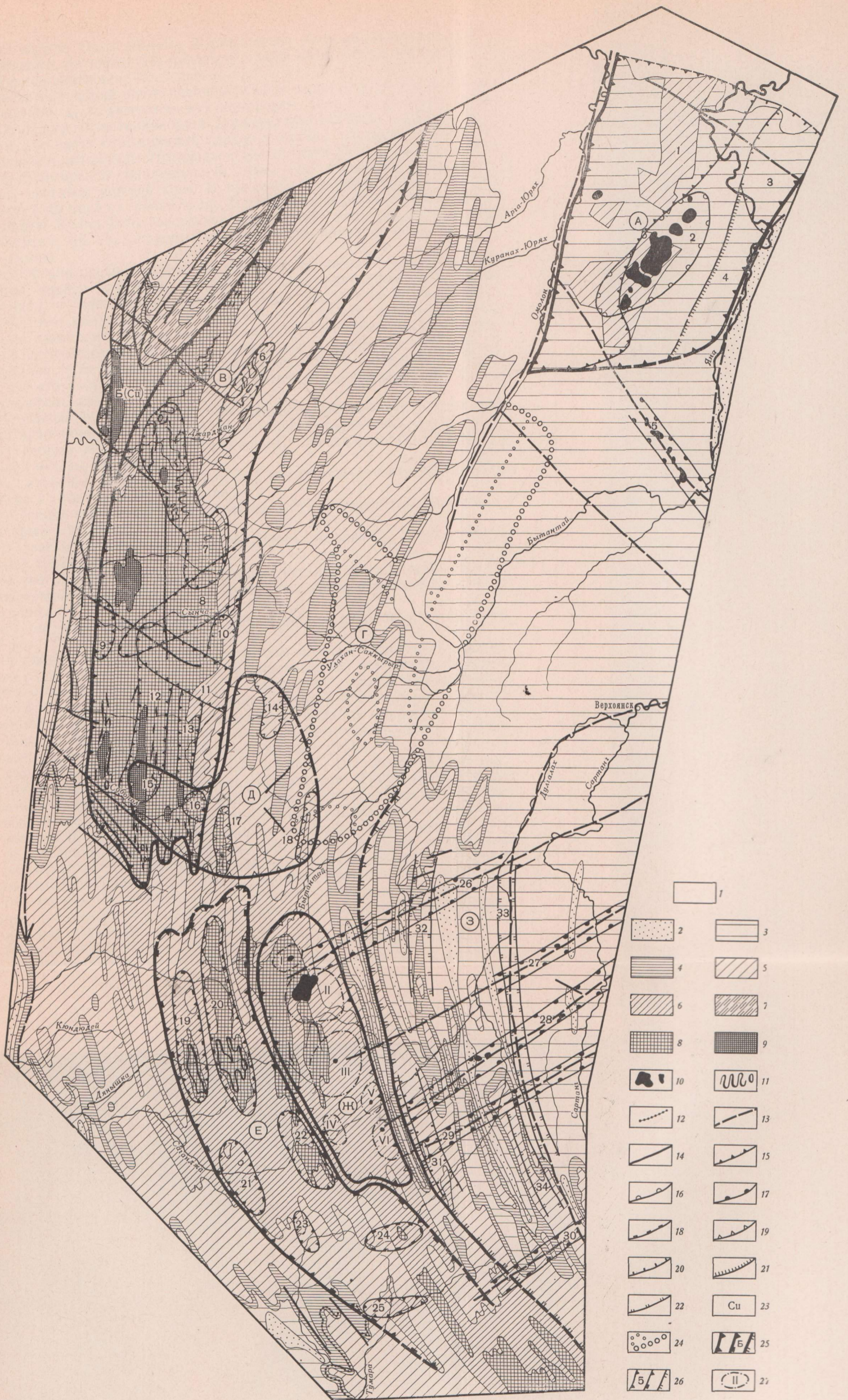
Южная часть Верхоянского мегантиклинория (Имтанджинский и Эндыбальский рудные узлы) стала в тридцатые годы первой территорией в Якутии, где было открыто оловянное и полиметаллическое оруденения (Смирнов, Ванюшин, 1933; Смирнов, 1934; Смирнов и др., 1935; Ванюшин, 1937, 1938; Московской, 1935). Но вскоре в связи с открытием более богатых оловородных месторождений бассейна р. Яны (Смирнов, Цареградский, 1937; Падалка, 1939; Смирнов и др., 1941; Спичарский и др., 1940) интенсивное изучение рудоносности этого района прекратилось и было возобновлено лишь в начале пятидесятых годов группой геологов Якутского филиала АН СССР (Вихерт и др., 1961), а затем геологическими организациями Якутии.

В тридцатые годы также было начато изучение северо-западной части мегантиклинория, а именно Орулганского антиклинория (Атласов, 1938), которое продолжалось рядом организаций (Атласов и др., 1952; Лазуркин, 1957; Фадеев, Кузнецов, 1964; Аплонов, 1959, 1961, 1966; Наумов, Ушаков, 1968; Мельников и др., 1969). Наибольший объем исследований был сосредоточен на оловоносных площадях Яно-Индигирской синклинальной зоны и примыкающих к ним территориям. Геологосъемочные работы были широко развернуты на всей этой территории в конце пятидесятых и в шестидесятые годы. В процессе этих работ был получен большой новый материал по рудоносности территории, однако хорошо изученным и освещенным в литературе до последнего времени оставалось только оруденение «классических» оловоносных районов (Еловских, 1959, 1960, 1961; Ефременко и др., 1966; Иванов, 1964; Некрасов, 1962, 1966; Флеров, Яковлев, 1965; Флеров и др., 1969).

В связи с неравномерной изученностью этого региона и неясностью многих важных вопросов, в частности, такого как взаимоотношение с Верхоянским мегантиклинорием Куларского горстантиклинория и распространенного в пределах этих структур оруденения, авторами статьи в 1966—1969 гг. проводились специальные исследования, в которых принимали участие также А. В. Коробицын (изучение литологии и геохимии верхнепалеозойских отложений верхоянской серии), В. П. Семенов (аналогичное изучение мезозойских отложений верхоянской серии), В. А. Трунилина (магматизм Куларского горстантиклинория), Г. Г. Кухтинский (магматизм Куранахского антиклинория), Г. С. Гусев (общие особенности тектоники региона), Л. Н. Индолев (взаимоотношение дайковых пород с гранитоидными массивами и рудными жилами в пределах Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория), В. П. Самусиков, А. И. Сергеенко и Ф. И. Цхурбаев (изучение шлихового фона и россыпной металлоносности региона) (Ивенсен и др., 1969).

В данной статье рассматриваются только некоторые выводы из собранного этим коллективом материала, имеющие непосредственное отношение к проблеме рудных формаций, последовательности их образования, вещественного состава, закономерностям размещения в тектонических структурах, взаимоотношениям их между собой и с развитыми на тех же территориях магматическими породами.

Верхоянский мегантиклинорий состоит из трех антиклинориев кулисообразно сменяющих друг друга в направлении с северо-запада



Металлогеническая карта Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Яно-Инди́гирской синклинали́ной зоны

1 — четвертичные отложения; 2 — юра; 3 — верхний и средний триас; 4 — нижний триас; 5 — верхняя пермь; 6 — нижняя пермь; 7 — нерасчлененные отложения перми; 8 — верхний и средний карбон; 9 — нижний карбон и девон (?); 10 — массивы гранитоидов; 11 — интрузивные диабазы; 12 — эффузивные диабазы; 13 — глубинные разломы; 14 — разрывные нарушения. Границы зон развития рудных формаций: 15 — золото-кварцевой, малосульфидной, 16 — редкометалльной, 17 — оловорудной, 18 — полиметаллической, 19 — галенит-сфалеритовой, 20 — антимонитовой, 21 — золото-киноварно-антимонитовой, 22 — киноварной, 23 — медистых песчаников, 24 — кварцевые жилы неясной формационной принадлежности и участки их концентраций, 25 — границы металлогенических подзон (буквы на карте в кружках): А — Куларская, Б — Ага-Куканская, В — Орулганская, Г — Бытантская, Д — Собопоп-Бытантская, Е — Западно-Куранахская, Ж — Центрально-Куранахская, З — Дулгалахская (сартангская); 26 — границы рудных зон (цифры на карте): 1 — Яно-Омолойская, 2 — Центрально-Куларская, 3 — Кюндюлюнская, 4 — Кюючюская, 5 — Баки-Бытантская, 6 — Мейчанская, 7 — Джарджанская, 8 — Сынчинская, 9 — Балаганнахская, 10 — Серегинская, 11 — Айалырская, 12 — Судяндахская, 13 — Имтаченская, 14 — Тара-Салинская, 15 — Куоландинская, 16 — Собопольская, 17 — Меретинская, 18 — Кимпечинская, 19 — Эмчээчинская, 20 — Юндолонская, 21 — Китинская, 22 — Саганджинская, 23 — Абылынджинская, 24 — Баялджинская, 25 — Тумаринская, 26 — Эге-Хайская, 27 — Халгысинская, 28 — Северо-Тирехтяхская, 29 — Южно-Тирехтяхская, 30 — Дербеке-Нельгехинская, 31 — Кюнкурская, 32 — Улага-Билляхская, 33 — Суордахская, 34 — Дулгалахская; 27 — границы рудных узлов (цифры на карте): I — Быйтахский, II — Хобйту-Эчийский, III — Ньюктоминский, IV — Верхне-Аркачанский, V — Эндыбальский, VI — Кыс-Кюельский

на юго-восток: Орулганского, Куранахского (Западно-Верхоянского) и Бараинского, на карте (см. рисунок) видно лишь северо-западное периклинальное замыкание последнего.

Мегантиклинорий почти целиком сложен терригенными отложениями верхоянской серии («верхоянский комплекс»; Херасков, Колосов, 1938). Ядра каждого из антиклинориев сложены отложениями карбона, периферические части отложениями перми, а склоны мегантиклинория, переходящие в структуры Предверхоянского краевого прогиба на западе и Яно-Индибирской синклиналильной зоны на востоке, — отложениями триаса, частично нижней юры. В пределах Яно-Индибирской синклиналильной зоны распространены триас, в отдельных синклиналиях юра, за исключением Куларского горстантиклинория (см. рис., северо-восточный угол карты), где ядра крупных сундучных антиклиналей сложены верхней пермью.

Отложения среднего палеозоя (девон и турнейский ярус карбона) развиты крайне ограниченно (крайний северо-западный угол карты, см. рис.) и представлены ангидритовым, карбонатно-терригенным и карбонатным комплексами. Отложения верхоянской серии, появление которых знаменует формирование Верхояно-Чукотской геосинклиналильной области мезозой, начали накапливаться в восточной части. Как показали исследования А. В. Коробицына по палеозою и В. П. Семенова по мезозою, в составе серии выделяются ритмично чередующиеся терригенно-петрографические комплексы:

а) первый олигомиктовый, нижнекарбонового возраста, трансгрессивно налегающий на карбонатный комплекс агауканской свиты;

б) первый полимиктовый (аркозовый), охватывающий средний и верхний отделы карбона;

в) второй олигомиктовый, который начал формироваться в позднем карбоне и охватывает нижнюю пермь;

г) второй полимиктовый (граувакковый), включающий верхнюю пермь и верхнюю пермь;

д) третий полимиктовый (вулканогенно-аркозовый), охватывающий нижний триас;

е) третий олигомиктовый (средний и верхний триас), среди которого выдерживаются горизонты высокостарых почти мономиктово-кварцевых пород;

ж) четвертый полимиктовый (аркозовый) — нижняя, условно, средняя юра.

Границы комплексов достаточно близко совпадают со стратиграфическими. Это указывает на то, что рассматриваемая территория обладала общей областью сноса (Сибирская платформа), смена тектонического режима в пределах восточной окраины которой происходила почти одновременно. В пределах геосинклиналильной области, напротив, явно выделяется серия тектонических блоков, которые неодновременно и с различной интенсивностью вовлекались в процесс опускания или поднятия. Об этом можно судить по поведению границ формаций, выделяемых внутри терригенно-петрографических комплексов. Границы формаций испытывают возрастное скольжение с более резкими скачками в определенных зонах. Эти границы омолаживаются в направлении с севера на юг и с запада на восток. Антиклинории, сменяющие друг друга в этом же направлении (с северо-запада на юго-восток), судя по уменьшению площади распространения отложений карбона, оказываются все менее поднятыми (они срезаны эрозией на меньшую глубину). Эти закономерности строения, на которых мы не имеем возможности остановиться подробнее, оказывают определенное влияние на размещения магматических проявлений и оруденения.

Постседиментационные преобразования отложений верхоянской серии ограничиваются стадией глубинного эпигенеза (А. В. Коробицын,

В. П. Семенов). Нижне- и среднекаменноугольные отложения ядра Орулганского антиклинория и верхнепермские отложения Куларского горстантиклинория изменены сильнее, до стадии позднего метагенеза (шиповидные структуры, мусковитово-хлоритовый со стильпно-меланом цемент).

Территория Верхоянского мегантиклинория отличается от Яно-Инди-гирской синклиналильной зоны своим глубинным строением. По данным Г. И. Штеха, обработавшего на ЭВМ материалы гравиметрических съемок, план поверхности фундамента в общем совпадает с генеральным направлением складчатости. Под Верхоянским мегантиклинорием фундамент погружен на 10—18 км, под структурами Яно-Инди-гирской зоны на 10—7 км. При этом сводам Орулганского и Куранахского анти-клинориев отвечают два максимальных прогиба поверхности фундамен-та (—16, —18 км), а в восточной полосе Яно-Инди-гирской зоны на тер-ритории, занятой Куларским горстантиклинорием, Тыкахским и Ады-чанским поднятиями, поверхность фундамента образует пологий свод на глубине —8, —6 км. Исключение здесь составляет небольшое погру-жение поверхности до —8 км, отвечающее Омолгойской впадине.

Поверхность Мохоровичича, по расчетам Г. И. Штеха, поднимается с юга на север от глубин —36, —33 км в области Алданского щита до —27 км на северном побережье в устье Лены и Яны. На этом фоне вы-деляются: вытянутый в широтном направлении свод (до —24 км), от-вечающий Нижне-Алданской впадине, ограничивающей с юго-запада Бараинский антиклинорий, и удлиненный в меридиональном направле-нии прогиб (от —30 до —39 км), находящийся под Орулганским анти-клинорием. Куранахский антиклинорий в рельефе поверхности Мохо не получает отражения.

Таким образом, ясно выраженное увеличение мощности коры имеет место только под Орулганским антиклинорием, что служит дополни-тельным аргументом в пользу наиболее интенсивного подъема этой ча-сти мегантиклинория. Значительно также значительное уменьшение мощности осадочной части коры в пределах Яно-Инди-гирской синкли-нальной зоны, особенно в ее восточной части, занятой субмеридиональ-ной полосой поднятий (Куларского, Тыкахского и Адычанского). Это позволяет думать, что нижне-среднепалеозойские комплексы карбонат-ных, ангидритовых и карбонатно-терригенных отложений выклиниваю-тся примерно вдоль восточной границы мегантиклинория, восточнее ко-торой на кристаллическом фундаменте, скорее всего, непосредственно лежат отложения верхоянской серии.

Блоковое строение геосинклиналильной области определяется систе-мой разломов типа глубинных, часть которых получает конкретное структурное выражение (крупные смещения) в толще пород верхоянской серии, другие, очевидно, ясно выражены только в фундаменте геосинк-линали, а в толще пород верхоянской серии фиксируются резкими изме-нениями фациального типа и мощностей отложений, флексурными изги-бами, зонами повышенной трещиноватости, зонами резких перегибов осей или шарниров складок, цепочками мелких интрузивных тел, даек, повышенной концентрацией рудопроявлений, образующих кучные скоп-ления в местах пересечения зонами разлома сводов антиклиналей.

В систему разломов входят протяженные нарушения субмеридио-нального простирания, ограничивающие с запада и востока Верхоянский мегантиклинорий (особенно четко выражен Западно-Верхоянский крае-вой шов) и оперяющие их разломы северо-западного (преимущественно в пределах мегантиклинория) и северо-восточного (главным образом на территории Яно-Инди-гирской синклиналильной зоны, особенно в ее восточной части в пределах Куларского, Тыкахского и Адычанского под-нятий) направлений, диагональные или поперечные по отношению к

складчатости. Разломы последних двух направлений являются магмо- и рудоконтролирующими (см. рис.).

Магматизм доверхоянского возраста практически неизвестен. Однако М. Д. Булгаковой в низах визе описаны терригенно-спонголитовая и диамиктитовая формации на Хараулахе (свиты атырдахская и крестяхских конгломератов) и туфово-кремнистая формация (куранахская свита) в Сетте-Дабане, что позволяет предполагать наличие ранневизейских вулканогенных типа спилито-кератофировых образований в прогибе, отвечающем Верхоянскому мегантиклинорию.

В процессе формирования и консолидации Верхоянской геосинклинали базальтоидный магматизм наиболее широко проявлялся на втором этапе ее развития (триас, юра), а гранитоидный магматизм на третьем орогенном этапе, после завершения главной складчатости, которая продолжала развиваться в позднегеосинклинальных прогибах и наложенных впадинах восточнее описанной территории (поздняя юра — мел). Позже гранитоидного магматизма, в конце мела или в палеогене (?) вновь появляются дайки базальтоидов часто с щелочным уклоном.

Эффузивы нижнетриасовых базальтоидов наиболее широко развиты вдоль Западно-Верхоянского краевого шва, на площадях, где к нему приближаются разломы северо-западного простириания (Орулган) или трещинные зоны северо-восточного простириания (Куранахский антиклинорий). Они сопровождаются туфогенными породами. Вторая полоса туфогенных пород и, по-видимому, более редких эффузий окаймляет в нижнем триасе восточный борт мегантиклинория. В этом же поясе В. П. Семеновым отмечены эффузии и туфы базальтоидов в отложениях верхнего триаса. На восточной окраине территории (бассейн р. Чаркы) описаны андезито-базальты и туфы юрского возраста.

Интрузивные фации базальтоидов занимают иное структурное положение. Несколько дайковых, дайково-силловых и силловых полей диабазов размещено в сводовых частях Орулганского и Куранахского антиклинориев (см. рис.). Они контролируются зонами диагональных разломов и несмотря на продольные простириания и соскладчатые формы силлов, судя по наличию диагональных не нарушенных складчатостью даек, переходящих в силлы, и диагональной или даже поперечной к складчатости общей конфигурации силловых полей, являются послескладчатыми. Изотопные определения показывают триасовый и юрский возраст интрузивных диабазов. В пределах Яно-Индибирской синклинальной зоны распространены свиты диабазовых даек, для части которых В. С. Векличем установлен послегранитный возраст (палеоген?).

Петрохимические особенности эффузивных диабазов нижнего триаса и интрузивных диабазов сводовой части Орулганского антиклинория показывают, что несмотря на их разновозрастность они комагматичны. Породы интрузивной фации беднее полевошпатовой известью и несколько богаче щелочами, причем дисперсия содержаний последних в них значительна в результате постмагматического перераспределения. Интрузивные диабазы часто карбонатизированы и хлоритизированы. Интрузивные диабазы Куранахского антиклинория отличаются большей кремнекислотностью и щелочностью. В дайковых полях Яно-Индибирской синклинальной зоны их состав часто приближается к андезитам.

Диабазовый магматизм Верхоянской складчатой зоны обычно рассматривается как простое продолжение траппового магматизма Сибирской платформы в геосинклинальную область (Масайтис, 1964; Кузнецов и др., 1967). Нами уже высказывалось мнение, что среднепалеозойский и триасовый основной магматизм платформы продолжается в пределах складчатой области, существенно изменяя свою природу (Ивенсен, 1969). Произведенное нами сопоставление средних составов эффузивных и интрузивных диабазов Орулгана со средними типами базальтоидных формаций методом дискриминантных функций (Кутолин, 1969)

показало, что они петрохимически ближе к формации континентальных оливиновых базальтов, чем к траппам древних платформ. Проследивая составы базальтоидов на восток и юго-восток, мы убеждаемся, что в пределах Куранахского антиклинория они приближаются к типу траппов молодых платформ, а при рассмотрении Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория (Яно-Индибирская зона) совместно — к типу базальтов андезито-базальтовой формации. Таким образом, с запада на восток и юго-восток происходит закономерное омоложение верхней возрастной границы базальтоидного магматизма и изменение петрохимического облика магмы.

Размещение гранитоидного магматизма контролируется почти поперечными к складчатости зонами северо-восточного и лишь в одном случае северо-западного (Баки-Бытантайский ряд) простирания. Только на Куларе складчатость параллельна этим разломам северо-восточного простирания. В противоположность базальтоидному, гранитоидный магматизм максимальное развитие получает не на западной окраине региона, в условиях максимальной мощности, в том числе осадочной коры, а, напротив, на его восточной окраине, за пределами карты (см. рис.), в полосе поднятий (Куларского, Тыкахского, Адычанского) с минимальными мощностями коры. Такое размещение двух типов магматизма весьма необычно. По-видимому, это связано с тем, что метаморфическая часть коры, в которой или на границе с которой формировались палингенные гранитоидные очаги, здесь максимально приближена к поверхности. Западнее зона гранитообразования занимала более глубокое положение и еще не выведена эрозией на дневную поверхность. Но, помимо погружения гранитоидных очагов в западном направлении на большую глубину, что отчетливо фиксируется в пределах Яно-Индибирской синклинальной зоны, очевидно, имеет место и общее ослабление гранитоидного магматизма в этом направлении. Он проникает в восточное крыло и сводовую часть Верхоянского мегантиклинория с полной несомненностью только в средней части Куранахского антиклинория, на продолжении целой серии поперечных зон разлома, упирающихся в субмеридиональные складки антиклинория и деформирующих их (Хобяту-Эчийский и еще более мелкие массивы, иногда не вскрытые эрозией, но фиксируемые роговиковыми полями и участками сульфидизированных пород). Все массивы послескладчатые.

Гранитоиды Кулара и Куранахского антиклинория существенно отличаются по глубине формирования, петрографически и геохимически. Куларский плутон (его главная фаза) сложен мезабиссальными биотитовыми гранитами, прорванными дайками взаимопереходящих друг в друга порфировидных гранитов, аляскитов, аплитов и пегматитов. На периферии плутона наблюдаются догранитные тела микродиоритов, диоритовых порфиритов, керсантитов. Породы главной фазы и дайки часто метасоматически изменены: микроклинизированы, альбитизированы, грейзенизированы. Вторая интрузивная фаза представлена адаметеллитами, образующими как мелкие самостоятельные тела, так и инъекции в породы первой фазы (В. А. Трунилина). Границы первой фазы геохимически специализированы на бериллий, олово и фтор, содержание которых резко возрастает в метасоматически измененных разностях. В адаметеллитах второй фазы несколько возрастает содержание золота. Радиологический возраст гранитов первой фазы лежит в интервале 170—112 млн. лет, второй фазы 114—78 млн. лет. Породы первой фазы относятся по составу биотита к фации ультракислых гранитов (В. А. Трунилина).

В Куранахском антиклинории крупнейший Хобяту-Эчийский плутон и более мелкие массивы сложены гипабиссальными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами или кварцевыми диоритами. Местами гранодиориты микроклинизированы (порфиробластовые гранодиорит-пор-

фиры). По составу биотитов это гранитоиды нормальной щелочности. Массив однофазный. Гранодиориты прорваны жилами гранитов, аплитов и пегматитов, представляющих собой выжимки остаточного расплава. Радиологический возраст массива 106—90 млн. лет, т. е. близок к возрасту второй, адаметлитовой фазы Куларского плутона. С массивом сопряжены два поколения даек гранодиорит-порфиров: одни из них отходят от массива и несомненно являются его апофизами, другие — секут массив, обладают зонами закалки в эндоконтакте (т. е. внедрялись в уже остывший массив, в связи с чем они должны быть на десятки миллионов лет моложе первых), в отдельных случаях включают обломки гранодиоритов массива. По своим петрографическим особенностям в удалении от массива эти дайки не различимы (Г. Г. Кухтинский).

Геохимически массив еще недостаточно изучен. Содержание олова в нем ниже, чем на Куларе, содержание золота находится на уровне кларкового и несколько повышается в фациях экзоконтакта и дайках гранодиорит-порфиров.

На территории Куранахского антиклинория, помимо мелких массивов, относительно широко распространены дайки гранодиорит-порфиров и лампрофиров (керсантитов, спессартитов). И те, и другие на основании радиологических определений возраста могут быть разбиты на две группы: а) с возрастом 140—127 млн. лет, т. е. примерно отвечающие возрасту первой фазы Куларского плутона (поздняя юра — начало мела); б) 108—90 млн. лет, соответствующие второй адаметлитовой фазе Кулара и гранодиоритам Хобяту-Эчийского массива (поздний мел). Дайки «диабазов» Куранахского антиклинория, как уже отмечалось, характеризуются либо триасовым возрастом (около 240 млн. лет), либо позднерусским-раннемеловым (150—124 млн. лет). Во второй возрастной группе «диабазов», по-видимому, в силу недостаточной изученности, объединены не только производные базальтоидной магмы, но и ранние наиболее основные дериваты гранитоидных очагов, подобные «микродиоритам» Кулара. Петрохимические особенности этих микродиоритов, адаметлитов-гранодиоритов и биотитовых гранитов Кулара показывают, что породы представляют единый ряд дифференциации, развитие которого на всей описываемой территории протекало примерно синхронно. Сначала внедрялись наиболее основные дериваты (диориты, кварцевые диориты), затем породы, которые в преобладающем объеме отвечали составу адаметлитов-гранодиоритов. В мезабиссальных массивах Кулара, еще слабо вскрытых эрозией, достаточно полно выражены наиболее кислые апикальные части, испытавшие интенсивную аутометасоматическую переработку. Вторая фаза адаметлитов представляет здесь дополнительное внедрение расплава с более глубоких горизонтов еще не остывшего очага, отвечающего примерно среднему составу магмы очага. Гипабиссальный Хобяту-Эчийский массив относительно глубже вскрыт эрозией, кислые апикальные выступы в нем не сохранились. Время его внедрения и состав близки к таковым адаметлитовой фазы Кулара. Две распространенных в регионе возрастных группы гранитоидных и лампрофировых даек также отвечают этим двум главным этапам магматизма.

Н. И. Ненашев (1965), изучая абсолютный возраст гранитоидного магматизма, показал, что как в пределах главного «батолитового» пояса, так и в поперечных рядах массивов этот магматизм развивался на протяжении длительного времени от верхней юры до палеогена. По его данным, интервалы между этапами магматизма отсутствуют, имеют место только эпохи кульминаций этого процесса. К таким выводам приводит чисто статистический анализ при охвате очень большой территории. Более детальный анализ конкретных районов с учетом петрологических особенностей объектов, по которым определялся абсолютный возраст (все определения выполнены под руководством Н. И. Ненашева), как

видим, приводит к более четкому разделению магматического процесса на две эпохи.

Остались не охарактеризованными радиологическими определениями наиболее поздние гранитоидные образования нашего региона: дайки гранодиорит-порфиров (и гранит-порфиров), прорывающие уже остывшие гранодиориты Хобяту-Эчийского массива и гранит-порфиры, цементирующие обломки гранодиорит-порфиров и вмещающих пород в эруптивной брекчии Эндыбальского штока, представляющего собой трубку взрыва. Эти породы, как будет показано, являются определенным репером в металлогении нашего региона (Ивенсен, Проценко, 1961).

Металлогения региона характеризуется развитием очень разнообразного спектра рудопроявлений, охватывающих значительный возрастной интервал, по-видимому, более длительный, чем интервал гранитоидного магматизма. На некоторых частях территории оруденение достигает высокой интенсивности (Кулар, восточное крыло Куранахского антиклинория, «поперечные ряды» Сартагского синклинория Яно-Индибирской зоны). На большей части территории оруденение носит более или менее рассеянный характер и слабее всего выражено в пределах восточной половины восточного крыла Орулганского антиклинория и примыкающего к нему Омолойского синклинория, т. е. обширной еще очень слабо изученной площади, отделяющей Куларский горстантиклинорий от Верхоянского мегантиклинория.

В регионе можно выделить три металлогенические зоны: западную, преимущественно золоторудную, охватывающую сводовую часть Орулганского антиклинория и западную половину Куранахского антиклинория (эта зона, кулисообразно отступая на восток, как и вся складчатая структура, продолжается южнее границы нашей карты в Бараинском антиклинории, а затем в Южном Верхоянье в виде известной Аллах-Юньской зоны); центральную, охватывающую восточную половину Куранахского антиклинория, с развитием золотого, рекометального и полиметаллического оруденений и восточную половину Куларского горстантиклинория, где она несет преимущественно редкометальное оруденение; восточную, приуроченную к Сартагскому синклинорию и синклинорной зоне, отделяющей Кулар от Тыкахского поднятия, характеризуемую широким распространением сурьяно-ртутного и, возможно, золото-сурьяно-ртутного оруденений, с узлами редкометального оруденения сосредоточенного в пределах «поперечных рядов». К западной зоне, очевидно, необходимо отнести и территориально разобщенную с ней западную половину Куларского горстантиклинория, также специфически золоторудную.

Западная зона (см. рис.), металлогенические подзоны В, Е, рудная зона I) характеризуются тем, что размещенные в ее пределах рудные формации явно не обнаруживают пространственных связей с гранитоидным магматизмом. Местами, но не повсеместно они ассоциируют с интрузивными диабазами. На этих площадях жилы обогащены халькопиритом, а в гидротермально измененных диабазах содержание меди понижено, как и содержание золота. Это позволяет подозревать, что рудные жилы заимствовали из диабазов медь, частично, по-видимому, и золото, но жилы золотоносны и на территориях, где не фиксируется выход диабазов. Для всех площадей распространения золото-кварцевой формации в пределах этой зоны характерно наиболее интенсивное изменение вмещающих пород до стадии метагенеза или глубинного эпигенеза независимо от возраста пород. Типичные для зоны рудные жилы пересекаются (Орулган, Куранахский антиклинорий) жилами рудных формаций, распространенных в центральной зоне. Многие рудные зоны, развитые в пределах западной металлогенической зоны, в своей общей конфигурации контролируются диагональными к складчатости системами разломов (см. рис., зоны 7, 11), но рудные поля, входящие в состав этих зон,

обычно вытянуты в субмеридиональном направлении, вдоль сводов крупных складок.

Для центральной зоны, напротив, характерна связь пространственная, а в ряде случаев и генетическая для большинства распространенных в ее пределах рудных формаций с гранитоидным магматизмом. Многие типы оруденения зонально размещены вокруг гранитоидных массивов. Только наиболее поздние для этой зоны типы оруденения, которые моложе порфиров Эндыбальского штока и порфировых даек, секущих Хобояту-Эчийский массив (касситерит-сульфидные рудопроявления и высокосеребристые галенит-сфалеритовые), в своем размещении не зависят от этого зонального плана. В этой зоне также преобладает размещение рудных полей вдоль сводов складок, в субмеридиональном или северо-восточном на Куларе направлении, хотя важное рудоконтролирующее значение в региональном плане имеют поперечные и диагональные глубинные разломы (см. рис., рудные зоны 2, 3, металлогенетическая подзона Д).

В Восточной зоне важнейшее рудоконтролирующее значение приобретают продольные субмеридиональные разломы глубокого заложения и оперяющие их трещины. Сурьмяно-киноварные и золото-сурьмяно-киноварные рудные поля вытянуты вдоль складчатых структур и в своем размещении не обнаруживают пространственной связи с магматическими образованиями (см. рис., зоны 4, 32, 33, 34). Напротив, в пределах «поперечных поясов» Сартагского синклинория (см. рис., зоны 26—30) располагаются поперечные рудные зоны, в которых редкометальное, частью полиметаллическое оруденение группируется в отдельные изометрические узлы, приуроченные к слабо вскрытым эрозией апикальным выступам небольших гранитоидных массивов и не распространяющиеся от них на значительное расстояние. Золото-сурьмяно-ртутное и сурьмяно-ртутное оруденения являются послегранитными, местами они накладываются на дайки щелочных базальтоидов, по-видимому, палеогенового возраста.

Рудные формации западной металлогенетической зоны в пределах Орулгана изучены В. А. Амузинским. Здесь преобладают кварцевые, карбонат-кварцевые и кварц-карбонатные жилы, относимые к малосульфидной золото-кварцевой формации. Все они приурочены к сводовой части Орулганского антиклинория, где образуют полосу, прослеженную к северу от верховьев р. Собопол. Длина этой полосы на рассматриваемой территории около 450 км, ширина до 25—70 км. Отчетливо выявляется приуроченность проявлений к толще пород, претерпевших наиболее сильные постседиментационные преобразования.

Минеральный состав рудных тел достаточно однообразен. Содержание рудных минералов меньше 1%, лишь иногда повышается до 2—4%. Среди нерудных преобладает кварц, реже карбонаты, представленные кальцитом, анкеритом, доломитом, сидеритом и другими разновидностями. В качестве второстепенных минералов отмечаются альбит, мусковит, серицит, минералы группы хлорита, рутил, актинолит и горный хрусталь. Среди рудных минералов главенствуют пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, реже встречаются арсенопирит и касситерит, в нескольких жилах отмечены блеклая руда и видимое золото. Минералы зоны окисления развиты слабо.

Строение рудных жил достаточно простое. Местами наблюдается зональность отложения. Последовательность выделения рудных минералов обычна и повторяется во всех жилах. На площади развития проявлений малосульфидной золото-кварцевой формации отмечаются участки, где в рудных жилах преобладает определенный комплекс рудных минералов. Это позволяет выделить несколько минеральных типов. Наиболее широко развит и представлен многочисленными проявлениями галенит-сфалеритовый тип, в рудных жилах которого вместе с пиритом преоб-

ладают сфалерит и галенит. Большинство рудопроявлений этого типа расположено в междуречье Собопола и Мейчана, полностью охватывая сводовую часть и восточное крыло Орулганского антиклинория. На этой территории выделяется несколько участков, где сконцентрирована основная часть проявлений. Такие участки выделены нами как рудные зоны (см. рис., зоны 6, 7, 11, 12).

Ньолонская подзона Джарджанской рудной зоны охватывает сводовую часть Верхне-Сынчинской антиклинали II порядка на участке ее пересечения с Джарджанским глубинным разломом северо-западного направления (см. рис., зона 7). Балаганахская рудная зона также занимает сводовую часть одной из крупных антиклиналей на участке ее пересечения с Сынчинским глубинным разломом в бассейне р. Балаганах (см. рис., зона 9). Судяндаханская и Имтачанская рудные зоны, расположенные в бассейнах соответствующих рек, в отличие от изометричных в плане Ньолонской подзоны и Балаганахской зоны, имеют отчетливо выраженную линейность. Обе они приурочены к сводовым частям двух крупнейших антиклиналей района и вытянуты вдоль осей складок на несколько десятков километров (см. рис., зона 12, 13).

Проявления халькопирит-галенит-сфалеритового типа связаны пространственно с интрузивными диабазами, интенсивно измененными постмагматическими процессами. Эти рудопроявления располагаются, как правило, на расстоянии не более 5 км от ближайшей интрузии. Среди рудных минералов халькопирит либо преобладает, либо является вторым по распространенности после пирита. Саханджинскую подзону Мейчанской рудной зоны отличает приуроченность рудных жил к той части свода Богучанской антиклинали, где развиты силлы диабазов, отходящие к северу от крупнейшей Унгуохтахской дайки. Эта дайка приурочена к глубинному разлому, практически поперечному к складчатым структурам. Кендинская подзона Джарджанской рудной зоны (междуречье Джарджана и Ньолона) связана с интрузивами Джарджанского поля, вытянутыми в север-северо-западном направлении под острым углом к простиранию складчатых структур (см. рис., зоны 6, 7).

Опробование околорудноизмененных диабазов выявило отчетливый вынос меди в рудные тела. Аналогичная особенность намечается для золота по результатам нейтронно-активационного анализа.

Имеющиеся данные позволяют рассмотреть проявления халькопирит-галенит-сфалеритового и галенит-сфалеритового типов, как фациальные разновидности, производные одних и тех же растворов. Эти растворы претерпели определенные преобразования на участках развития диабазов, отличающихся повышенным кларком меди по сравнению с терригенными породами, что и привело к усилению в жилах роли халькопирита.

Рудные жилы с арсенипиритовой минерализацией обнаружены в верховье р. Джарджан, где образуют Верхне-Джарджанскую подзону Мейчанской рудной зоны. Все проявления расположены в своде Богучанской антиклинали II порядка, южнее Унгуохтахской дайки диабаза и восточнее крупного разрывного нарушения, осложняющего эту антиклиналь. Характерной особенностью рудопроявлений, залегающих в дайке диабаза, являются сильные изменения вмещающей породы, вплоть до возникновения хлорит-альбит-карбонатных образований (см. рис., зона 6).

Представители золото-касситеритового типа известны в верховьях рек Сынча и Собопол, где образуют Айальырскую рудную зону (см. рис., зона 11), вытянутую в северо-западном направлении вдоль Сынчинского глубинного разлома. В пределах зоны выделяются три рудных поля на пересечении глубинным разломом сводовых частей антиклиналей. Отличительной особенностью их является присутствие касситерита и повышенные содержания олова. На остальной территории касситерит не отмечался, а олово обнаружено некоторыми анализами в значительно меньших

содержаниях. В остальном эти проявления не отличаются от жил других минеральных типов малосульфидной золото-кварцевой формации.

Рудные жилы, относимые к пиритовому типу, малочисленны, но распространены практически по всей площади занимаемой формацией. Определенной структурной приуроченности их не намечается. Они могут быть разделены на две группы: 1) кварцевые и карбонат-кварцевые жилы с вкрапленностью пирита; 2) мономинеральные прожилки и гнезда пирита, известные по работе И. П. Атласова (1938). Проявления обеих групп золотоносны.

Хрусталеносными являются большинство рудопроявлений рассмотренных выше минеральных типов. Вместе с тем известны многочисленные хрусталеносные жилы, схожие в целом с описанными рудными жилами, но расположенные вне пределов рудных зон. Хрусталеносность, как это отчетливо показано В. С. Аглоновым (1961), связана с конечной стадией гидротермального процесса, сформировавшего проявления малосульфидной золото-кварцевой формации. Это позволяет рассматривать безрудные хрусталеносные жилы условно в качестве самостоятельного минерального типа.

Большинство хрусталепроявлений приурочено к замкам антиклиналей III порядка, осложняющих сводовую часть крупнейших антиклиналей региона, и разрывным нарушениям. Отчетливо выявлено две области концентрации хрусталеносных жил: в сводовой части Орулганского антиклинория на междуречье Собопола и Джарджана и в своде Богучанской антиклинали в бассейне рек Мейчан, Саханджа и верховье Джарджана.

Среди рудных тел малосульфидной золото-кварцевой формации можно выделить секущие трещинные жилы, согласные пластовые жилы, штокверкообразные и сетчатые жилы, минерализованные зоны внутрипластового смятия. Намечается определенная закономерность в размещении этих типов. Зоны смятия связаны с мощной глинистой толщей в верховьях р. Ньолон, пластовые жилы наиболее часто встречаются на восточном крыле Орулганского антиклинория, остальные типы развиты по всей площади.

Рудопроявления рассматриваемой формации образуют в плане область, которая пространственно совпадает с площадью развития интрузивных диабазов. Возраст диабазов, как уже отмечалось, является триасовым — юрским, послескладчатым. Повсеместно отчетливо выражен наложенный характер рудных жил. Они пересекают интрузивы и окружены зонами окolorудного изменения диабазов.

С гидротермальным процессом, обусловившим образование жил золото-кварцевой формации, связаны своеобразные метасоматиты, развивающиеся по соляным ядрам диапировых структур. Диапиры известны в верховье р. Собопол, где локализованы в наиболее древней толще верхоянского комплекса, обнаженной в своде двух крупнейших антиклиналей. Метасоматиты представлены карбонатными породами, слагающими полностью мелкие штоки и зону эндоконтакта крупных диапиров. Карбонатизация сопровождается интенсивным развитием пирита. Отмечаются магнетит, пирротин, халькопирит и сфалерит, значительно реже встречаются слюды, амфибол и акцессорный черный монацит.

С востока на зону развития малосульфидной золото-кварцевой формации накладываются рудные зоны галенит-сфалеритовой (вдоль разломов северо-западного простирания) и полиметаллической (вдоль разломов северо-восточного простирания) формаций. Область распространения галенит-сфалеритовой формации юго-восточной части Орулгана является несомненным продолжением на север оруденения, характерного для центральной металлогенической зоны в пределах Курнахского антиклинория.

Рудопроявления галенит-сфалеритовой формации известны в верховье р. Собопол и в бассейне левых притоков р. Быгантай (см. рис.). Здесь об-

ласть их распространения (Соболю-Бытантайская подзона) занимает сводовую часть и восточное крыло Верхоянского мегантиклинория. Все проявления отчетливо связаны с многочисленными разрывными нарушениями северо-западного направления, осложняющими складчатые структуры на этой площади. Вместе с тем выявлена другая особенность — подавляющее большинство рудных жил залегают в сводовых частях крупнейших антиклиналей района. Таким образом, рудоносны лишь те участки разрывных нарушений, которые занимают сводовые части антиклиналей. Эти особенности обусловили выделение пяти рудных узлов: Куоландинского, Соболюпольского, Меретинского, Тара-Салинского и Кимпечинского. Для всех узлов известно два структурно-морфологических типа рудных тел: минерализованные зоны дробления в разрывных нарушениях и жилы в трещинах оперения этих нарушений.

Выявлено два минеральных типа: галенит-сфалеритовый и сидерит-фрейбергитовый. Рудопроявления первого типа известны во всех рудных узлах и в интервалах между ними. Вместе с тем на площади отмечаются определенные различия в характере минерализации. Так, в Куоландинском, Соболюпольском и Меретинском узлах рудные тела представлены жилами, сложенными массивными галенит-сфалеритовыми рудами и кварцевыми жилами с обильной вкрапленностью и гнездами сфалерита и галенита. Часто отмечаются взаимопереходы между этими образованиями. Среди нерудной массы постоянно присутствуют карбонаты. В единичных вкрапленниках встречены халькопирит, арсеоноспирит, пирит и другие сульфиды. Характерны высокие содержания серебра, ртути и германия. В Тара-Салинском и Кимпечинском рудных узлах повышается роль карбонатов, которые преобладают над кварцем. Вместе с тем характерно интенсивное предрудное прокварцевание вмещающих пород. Увеличиваются размеры рудных тел. Отдельные жилы сложены массивным галенитом. Отмечен стронцианит, связанный, вероятно, с жилами, сформировавшимися в пострудную стадию.

Рудопроявления сидерит-фрейбергитового типа известны лишь в бассейне р. Кимпиче, в сводовой части Имтанджинской (Кыгыл-Тасской) антиклинали. Пространственно они связаны с областью развития проявлений касситерит-кварцевой формации. Рудные тела сидерит-фрейбергитового типа представлены минерализованными зонами дробления и жилами в трещинах оперения. Основным жильным минералом является высокожелезистый манганосидерит. Рудные минералы в отдельных жилах составляют 15—25% объема. Представлены в основном высокосеребристой блеклой рудой. В протолочках установлены галенит и киноварь, в аншлифах — халькопирит и самородное серебро.

Для проявлений галенит-сфалеритовой формации на рассматриваемой территории связь с изверженными породами не выявлена, поскольку таковые отсутствуют. На тех площадях, где эти рудопроявления пространственно совмещены с проявлениями малосульфидной золото-кварцевой формации отчетливо проявляется их разновозрастность. Рудные жилы галенит-сфалеритовой формации являются более молодыми.

Немногочисленные проявления полиметаллической формации известны в верховье р. Сынча и истоках р. Тумара (приток р. Большой Саккырыр), где они образуют Сынчинскую рудную зону, вытянутую в северо-восточном направлении через сводовую часть и восточное крыло Орулганского антиклинория. Рудная зона охватывает область развития разрывных нарушений северо-восточного направления, в зонах дробления которых локализованы рудопроявления. Все рудопроявления залегают в сводовых частях крупных антиклиналей II порядка. Рудные тела представлены сетчатыми и штокверковыми кварц-карбонатными и карбонатными (чаще кальцитовыми) жилами, в ряде случаев трещинными жилами простой морфологии. Рудные минералы представлены вкрапленностью и гнездами халькопирита (преобладает), сфалерита, галенита и

пирита. В отдельных случаях жильные минералы отсутствуют, тогда рудные минералы наблюдаются в виде мелкой вкрапленности в песчаниках и алевролитах.

Жилы полиметаллической формации, по данным геологов ВАГТ (Мельников и др., 1969), пересекают рудные тела малосульфидной золото-кварцевой формации. Связь с изверженными породами не выяснена.

К касситерит-кварцевой (?) формации отнесено несколько рудопроявлений, расположенных в междуречье Хобола и Кимпиче (левые притоки р. Бытантай). Представлены они небольшими по размерам кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами трещинного типа. Содержание рудных минералов меньше одного процента. Установлены арсенопирит, галенит, сфалерит и касситерит; отмечается золото.

На обширной территории левобережных притоков и междуречье Бытантая и Омолоя, связывающей Верхоянский мегантиклинорий с Куларом, известны кварцевые и карбонат-кварцевые жилы, формационная принадлежность которых в настоящее время не ясна. Занимают они пологое восточное крыло Верхоянского мегантиклинория, располагаясь в сводовых частях антиклиналей II порядка, которые отчетливо прослеживаются от Хобояту-Эчийского интрузива до Куларского поднятия. Рудные минералы в жилах представлены исключительно редко встречающимися вкрапленниками пирита, сфалерита, галенита, ильменита, магнетита, халькопирита, арсенопирита, золота и других минералов. Среди нерудных минералов отмечены барит и флюорит. Изверженные породы на этой территории не известны.

На территории междуречья Джарджана и Ага-Кукана, в области краевого шва, на восточном крыле Ага-Куканской антиклинали вскрыты базальные толщи верхоянского комплекса, среди которых известны красноцветные отложения артыганской меденосной свиты. В красноцветях (в основном алевролиты) наблюдаются зеленовато-серые и серые известковистые песчаники, с которыми пространственно связаны следующие структурно-морфологические типы медного оруденения: пласты оруденелых песчаников, минерализованные песчаники в зонах дробления и кварцевые прожилки с сульфидами. Рудные минералы наблюдаются в виде вкрапленников халькозина, борнита, халькопирита, пирита и других минералов. Содержание меди достигает нескольких процентов, на отдельных рудопроявлениях отмечено золото. Оруденение данной формации стоит в нашем регионе особняком и не участвует в плане региональной зональности размещения остальных рудных формаций.

Продолжением золотоносной зоны Орулгана в западной части Куранахского антиклинория (в пределах его западного крыла) является протяженная Западно-Куранахская (см. рис., *Е*) металлогеническая подзона, на площади которой развиты линейные антиклинальные структуры II порядка субмеридионального простирания с широкими и пологими сводами и разделяющими их узкими шелевидными синклиналиями.

Металлогенический профиль зоны (по данным Г. Г. Невойса), обусловлен проявлением оруденения халькопирит-галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной и полиметаллической рудных формаций, которые, во-первых, пространственно ассоциируют с проявлениями базальтоидного магматизма пермо-триасового возраста и, во-вторых, существенным образом отличаются (табл. 1) по вещественному составу и геохимическим особенностям от развитого восточнее оруденения аналогичных формаций. Рудопроявления халькопирит-галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой рудной формации приурочены в основном к сводовым частям антиклинальных структур и к смыкающим крыльям смежных антиклиналей и синклиналей, а размещение их в отличие от проявлений другого типа контролируется поперечными тектоническими нарушениями преимущественно северо-восточного (20—40°) простирания, ре-

Эндегенные рудные формации Куранахского антиклинория и Сартагского синклинория

Рудная формация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Структурно-морфологический тип оруденения	Связь с магматизмом	Типовые рудопроявления
Золото-кварцевая, малосульфидная	Халькопирит-галенит-сфалеритовый	Кварц, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, кальцит, хлорит, анкерит, арсенопирит, золото	Секущие межпластовые трещинные жилы, прожилковые и брекчиевые зоны, минерализованные зоны дробления	Прост. антевсная связь с диабазами пермоярского возраста	Западный склон Куранахского синклинория, Орулганский антиклинорий Куст, Попутное, Эмчэгин
Полиметаллическая	Халькопирит-галенит-сфалеритовый	Кварц, кальцит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, хлорит, арсенопирит, пирротин	Секущие и межпластовые жилы, минерализованные зоны дробления и брекчирования		
Золото-кварцевая, малосульфидная	Галенит-сфалеритовый	Кварц, галенит, сфалерит, карбонат, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, золото	Секущие и межпластовые трещинные жилы, минерализованные зоны дробления	Пространственная связь с дайками диоритовых порфиритов верхнеюрского нижнемелового возраста	Чочимбальское, Раннее
Молибденит-кварцевая	—	Кварц, молибденит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит	Секущая, трещинные жилы, и прожилки, прожилково-вкрапленные зоны	Генетическая и парагенетическая связь с гранитоидными интрузиями позднемелового возраста	Хобояту, Молибденовое, Порфириное
Вольфрамит-кварцевая	—	Кварц, вольфрамит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, карбонат	Секущие, трещинные жилы прожилки		Сульфидное
Касситерит-силикатная	Турмалиновый	Кварц, турмалин, касситерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, станин	Прожилковые зоны, трещинные жилы		Бочинское, басс. р. Сартаг
Золото-сульфидная	Арсенопирит-пирротин-галенит-марматитовый	Кварц, сидерит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, золото	Межпластовые жилы	Генетическая и парагенетическая связь с гранитоидными интрузиями позднемелового возраста	Чочимбальское
Золото-сульфидная	Халькопирит-пирротин-арсенопиритовый	Арсенопирит, халькопирит, галенит, золото, сидерит, кварц, пирит	Прожилковые зоны		Аркачанское
Полиметаллическая	Пирротин-халькопирит-арсенопиритовый	Кварц, сидерит, арсенопирит, пирротин, пирит, халькопирит, вольфрамит, сфалерит, висмутин, блеклая руда	Секущие трещинные жилы и жильные зоны		Генетическая и парагенетическая связь с гранитоидными интрузиями позднемелового возраста
	Арсенопирит-пирротин, галенит, марматитовый	Кварц, пирротин, марматит, арсенопирит, пирит, галенит, халькопирит, сидерит, мусковит, станин, хлорит	Секущие и межпластовые трещинные жилы, жильные зоны, штокверки, зальбанды	Кыгылтаское, Чочимбальское, Раннее	
	Галенит-сфалеритовый	Кварц, сидерит, галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит	Секущие и межпластовые трещинные жилы, брекчиевые зоны, минерализованные зоны дробления	Имтаджа, Кельтер, Раннее	

Таблица 1 (окончание)

Рудная формация	Минеральный тип	Характерная минеральная ассоциация	Структурно-морфологический тип оруденения	Связь с магматизмом	Типовые рудные проявления
Касситерит-сульфидная	Арсенопирит-пирротинный	Арсенопирит, пирротин, кварц, халькопирит, касситерит, станнин, галенит, сфалерит	Трещинные жилы	Оруденение мо- ложе карбона поздних порфи- ров позднемо- ловоу гранито- идной формаци- ции	Северо-Хобс- ятовское
	Хлорит-сульфидный	Кварц, хлорит, сидерит, пирротин, галенит, сфалерит, вольфрамит, касситерит	Минерализованные зоны дробления, трещинные жилы		Аномальное, Имтаджа
Галенит-сфалеритовая	Сульфидантимонит-галенит-сфалеритовый	Кварц, сидерит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, фрейберит, овинит, диафорит, пираргирит, миаргирит	Пластовые и секущие жилы, прожилковые зоны		Мангазейское, Эчибское, Безьянское
Золото-кварцевая, малосульфидная	Арсенопиритовый	Кварц, арсенопирит, пирротин, шеелит, марказит, пирит, галенит	Трещинные жилы	Генетическая связь не ясна	Сомилкон
	Арсенопирит-антимонитовый	Кварц, антимонит, арсенопирит, халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, сурьма, золото	То же		Тарьнахское
Антимонитовая	Кварц-антимонитовый	Кварц, антимонит, сфалерит, галенит, бурнит, халькопирит, блестящая руда, джемсонит	Секущие трещинные жилы	Пространственная связь с дайками базальтоидных пород	Аркачанское, Озерное, Сурьянское
Золото-антимонитовая	Антимонитовый	Кварц, антимонит, пирит, анкерит, золото, киноварь	Прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления		Маган-Хайское
Киноварная	Золото-кварцевый	Кварц, пирит, киноварь	Минерализованные зоны дробления		Пространственная связь с дайками базальтоидных пород
	Кварц-киноварный	Кварц, киноварь, пирит, кальцит, карбонат, галенит, сфалерит, барит	Минерализованные зоны дробления, трещинные жилы, прожилковые зоны	Звездочка, Холболлох	
	Карбонатно-киноварный	Кварц, анкерит, киноварь, пирит, сфалерит, халькопирит	Жилы, жильные брекчии	Кыра-Суугун	

же — субмеридиональными разломами. Рудные тела представлены секущими либо межпластовыми крутопадающими (45—90°) кварцевыми, кальцит-кварцевыми, хлорит-кальцит-кварцевыми, либо сидеритовыми жилами с вкрапленностью сульфидов, мощностью от десятков сантиметров до 2—3 м и длиной до 100—300 м.

Реже распространены прожилковые зоны или зоны дробления песчаников и алевролитов, минерализованные кварцем и карбонатами (табл. 1).

Рудопроявления полиметаллической рудной формации представлены халькопирит-галенит-сфалеритовым, кварц-халькопиритовым и сидерит-халькопиритовым минеральными типами (табл. 1). Рудопроявление полиметаллической рудной формации в отличие от золото-кварцевой малосульфидной характеризуется значительным разнообразием структурно-минералогических типов оруденения (простые и прожилковые сложные

жилы, серии жил, зоны прожилкования, дробления, брекчирования, брекчиевые диабазовые силлы и т. д.), повышенным количеством сульфидных минералов (до 20—70%), условиями локализации рудных тел и т. п. Размещение оруденения полиметаллической формации в отличие от золоторудных тел контролируется в основном поперечными разрывными нарушениями субширотного и северо-западного (275—330°) направлений, представляющими собой типичные трещины разрыва в сводовых частях антиклиналей. Реже встречаются рудные тела, размещенные в нарушениях северо-восточного (50—70°) и субмеридионального (10°) простираний. В пределах Западно-Куранахской металлогенической подзоны выделено семь рудных зон с золотым и золото-полиметаллическим оруденением (см. рис.). Пять из них (Эмчэзчинская, Юндолюнская, Нетинская, Саганджинская, Абылынджинская) приурочены к сводовым частям антиклинальных складок субмеридионального простирания Куранахского антиклинория, в связи с чем носят линейный характер. Две зоны (Баянджинская и Тумаринская) занимают секущее положение в структуре антиклинория, что обусловлено, вероятно, приуроченностью их к скрытым глубинным разломам в верхнем структурном ярусе, прослеживаемым в зоне погружения Куранахского и Бараинского антиклинориев.

Центрально-Куранахская (см. рис., Ж) металлогеническая подзона, структурно приуроченная к сводовой части и восточному крылу Каранахского антиклинория, характеризуется наибольшим разнообразием эндогенного оруденения, весьма различного по вещественному составу, генетическим типам, связям с магматизмом и т. п. Зона изучалась в 1954—57 гг. Ю. П. Ивенсенем и в 1966—69 гг. Г. Г. Невойса. К числу наиболее древних рудных образований района относится, вероятно, оруденение золото-кварцевой малосульфидной формации. Рудопроявления золото-кварцевой малосульфидной формации (галенит-сфалеритового типа наиболее широко развиты в Ньюктоминском рудном узле (Чочимбал), где в метаморфизованной Кыгыл-Тасским гранодиоритовым штоком дайке диоритового порфирита по рч. Кварцевому И. А. Никипеловым и одним из авторов в 1966 г. наблюдались в виде ксенолитов обломки золотосодержащей кварцевой жилы с вкрапленностью галенита. О более молодом возрасте свидетельствует также независимое расположение их относительно гранитоидных штоков.

По морфологическим особенностям рудные тела галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации сравнительно просты. Наиболее типичны секущие либо межпластовые крутопадающие (40—80°) жильные тела, не выдержанные по простиранию и падению, с частыми раздувами и пережимами. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 2—5 м в раздувах, иногда наблюдаются штокообразные раздувы жильных тел мощностью до 25—30 м; длина рудных тел изменяется от десятков метров до 700—1000 м. Другим типом оруденения являются минерализованные зоны дробления вмещающих пород или серии сближенных кварцевых жил.

В составе рудных жил описываемого типа резко преобладает кварц (до 95%), в подчиненном количестве встречается сидерит (до 10—15%) и рудные минералы (до 5—10%): галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, бурнонит, блеклая руда. Только в этом типе золоторудных тел наблюдается видимое золото в виде кристаллов размером до 1—2 мм.

Рудопроявления золото-кварцевой малосульфидной формации приурочены к различным элементам складок — к сводовым частям антиклиналей различных порядков, к смыкающим крыльям смежных антиклиналей и синклиналей, к периклинальным замыканиям структур, нередко и к осевым частям синклиналей. Распространены они в той или иной мере в пределах всей зоны, однако наиболее широко развиты в Нью-

ктоминском, в меньшей степени в Эндыбальском, Кысельском, Хоботяу-Эчийском узлах.

С гранитным магматизмом, проявившимся в пределах Западного Верхоянья и Сартангского синклинория по границе нижнего и верхнего мела и в верхнем мелу, связано наиболее многообразное оруденение. Размещение эндогенного оруденения в этот этап контролировалось в основном магматическими и структурно-тектоническими факторами регионального плана, вследствие чего в Центрально-Куранахской металлогенической подзоне устанавливается несколько рудных узлов, характеризующихся зональным размещением эндогенных месторождений и рудопроявлений вокруг массивов и штоков гранитоидов, расположенных преимущественно в сводовых частях антиклинальных структур II порядка и трассируемых поперечными глубинными разломами Янской синклинальной зоны. Размещение отдельных рудопроявлений и конкретных рудных тел в узлах обуславливалось локальными, структурными и литологическими факторами. Всего в пределах подзоны выделяется шесть рудных узлов (с севера на юг).

I — Быйтахский рудный узел в эндо- и экзоконтакте одноименного штока гранодиоритов в своде Имтаджинской антиклинали;

II — Хоботяу-Эчийский рудный узел вокруг Хоботяу-Эчийского гранодиоритового штока в своде той же антиклинали; оба эти узла расположены на юго-западном продолжении Эге-Хайского глубинного разлома;

III — Ньюктоминский рудный узел, приуроченный к Кыгыл-Тасскому гранодиоритовому штоку и роговиковым полям в сводах Имтаджинской и Сулболаахской антиклиналей на юго-западном продолжении Халтысинского глубинного разлома;

IV — Верхне-Аркачанский рудный узел, размещение которого контролируется субширотными разрывами в присводовой части Имтаджинской антиклинали, в зоне Аркачанского глубинного разлома;

V — Эндыбальский и VI — Кыс-Кельский рудные узлы, приуроченные к одноименным штокам гранитоидов в своде и на крыльях Эндыбальской антиклинали, размещение которых контролируется соответственно Аркачанским и Северо-Тирехтяхским глубинными разломами.

В формировании эндогенного оруденения Центрально-Куранахской металлогенической подзоны по характеру взаимоотношения его с дайками порфиров устанавливаются два этапа — допорфировый, для которого характерно оруденение молибденит- и вольфрамит-кварцевой золото-сульфидной и полиметаллической формаций и послепорфировой с проявлениями касситерит-сульфидной, галенит-сфалеритовой и, возможно, антимонитовой формаций.

Наличие двух этапов оруденения отчетливо устанавливается в пределах Эндыбальского рудного узла. Здесь в эруптивной брекчии Эндыбальского штока, которая пересекается дайками кварцевых порфиров, нами были обнаружены обломки полиметаллических жил с марматитом. Дайки порфиров в свою очередь секутся сульфидными жилами сереброгаленит-сфалеритовой формации (рудопроявление Верхне-Эндыбальское и Порфировое).

В пространственном размещении эндогенного оруденения допорфирового этапа в пределах рудных узлов четко прослеживается горизонтальная зональность, выраженная в последовательной смене зон преимущественного развития высоко- и среднетемпературных проявлений молибденит-вольфрамит-кварцевой и полиметаллической формаций на зоны более низкотемпературных свинцово-цинковых и сурьмяных рудопроявлений. Рудопроявления послепорфирового этапа в пределах Центрально-Куранахской зоны такой закономерности не подчиняются. В то же время в поперечных рудных зонах Сартангского синклинория, где в рудных узлах развиты рудопроявления только второго этапа, горизон-

гальная зональность выражена четко: в центральных участках рудных узлов развиты проявления касситерит-сульфидной формации, а на периферии размещены рудопроявления сереброносной галенит-сфалеритовой формации (Аномальный, Арангасский, Эмий-Хайский и другие узлы).

Рудопроявления молибденит-кварцевой формации располагаются в эндо- или экзоконтактных зонах гранитоидных массивов (Хобяту-Эчийский, Кыгыл-Тасский, Эндыбальский). Рудные тела этой формации представлены секущими, редко пластовыми кварцевыми с молибденитом жилами мощностью до 10—20 см и длиной до десятков и сотен метров. Нередко наблюдаются также серни сближенных прожилков и жил, жильные зоны и штокверки. Молибденит наблюдается в виде чешуек размерами от 1 мм до 2 см; из других минералов отмечены пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит (табл. 2). Проявления вольфрамит-кварцевой формации, представленные жилами и маломощными прожилками мощностью от первых сантиметров до 40—50 см, известны в экзоконтакте Хобяту-Эчийского массива (Трохачев, 1934 г.) и наблюдались нами в пределах Эндыбальского штока кварцевых порфиров.

Рудопроявления полиметаллической рудной формации представлены тремя минеральными типами — халькопирит-пирротин-арсенопиритовым, арсенопирит-пирротин-галенит-марматитовым и галенит-сфалеритовым. В размещении проявлений выделенных типов в рудных узлах четко прослеживается горизонтальная температурная зональность. Проявления халькопирит-пирротин-арсенопиритового типа приурочиваются к экзоконтактным зонам гранитоидных массивов, нередко наблюдаются также непосредственно в гранитоидах (Быйтахский шток), а иногда (рудопоявление Дябкандья) вне видимой связи с гранитами, проявления второго типа развиты в дальних экзоконтактах либо за их пределами и, наконец, рудопоявления галенит-сфалеритового типа — по периферии рудного узла (Хобяту-Эчийский, Ньюктоминский и другие рудные узлы).

Рудопоявления халькопирит-пирротин-арсенопиритового типа наиболее разнообразны по структурно-морфологическим особенностям. Среди них выделяются четыре типа.

1. Крутопадающие (75—80°) секущие жильные или прожилковые зоны в сводах антиклинальных структур, контролируемые тектоническими нарушениями северо-восточного простирания в участках поперечных глубинных разломов (тип Дябхандья).

2. Крутопадающие секущие жилы мощностью до 0,5—1 м и протяженностью от первых метров до сотен метров в эндо- и экзоконтакте гранитоидных массивов или среди роговиковых полей в зонах поперечных глубинных разломов (тип Быйтах) или в субмеридиональных разломах в сводах антиклиналей (тип Хобяту).

3. Штокверковые зоны, состоящие из кварц-сульфидных прожилков мощностью от 1 до 10 м, ширина зон 1—4 м, протяженность до 50—100 м, литологически контролируемые пластами песчаников (тип Кыгыл-Таас).

4. Сульфидизированные роговики над нескрытыми интрузиями в зоне поперечных глубинных разломов (тип Тарыннах). Содержание сульфидов в рудах нередко достигает 50—90%.

Рудопоявления арсенопирит — пирротин-галенит-марматитового типа полиметаллической рудной формации размещены в сводовых частях антиклиналей либо на смыкающих крыльях смежных антиклиналей и синклиналей в тектонических нарушениях северо-восточного простирания в зонах поперечных глубинных разломов. Представлены они крутопадающими секущими либо межпластовыми жилами, жильными зонами и штокверками. Типичным представителем данного типа формации является Кыгылтасское рудопоявление в Западном Верхо-

янье, изучавшееся в разные годы С. С. Ванюшиным (1934—1938 г.), М. М. Константиновым (1947 г.), Ю. П. Ивенсеном (1955 г.) и др.

Рудопроявление приурочено к субширотному (80—90°) тектоническому нарушению в зоне Халтысинского разлома и представлено серией крутопадающих (50—90°) сближенных кулисообразно расположенных жил мощностью до 0,5—0,6 м и длиной до 200 м, образующих жильную зону шириной до 100 м и протяженностью до 600 м. Абсолютный возраст оруденения Кыгыл-Тасского рудопроявления, определенный калий-аргоновым методом по мусковиту из зальбандов рудных жил, показал цифры порядка 104 млн. лет (граница нижнего и верхнего мела). Учитывая, что гранодиориты Кыгыл-Тасского штока имеют близкий возраст (105 млн. лет), можно говорить об их генетической связи. Рудопроявления галенит-сфалеритового типа полиметаллической формации представлены крутопадающими (40—75°) секущими или пологозалегающими межпластовыми жилами, жильными зонами, минерализованными зонами дробления и брекчирования. Размещение рудных тел контролируется тектоническими нарушениями субмеридионального (350—355°) согласного со складчатостью района либо субширотного поперечного к складчатости простирания в зонах глубинных разломов.

Типичными проявлениями данного типа являются расположенные по периферии рудных узлов Эчийское, Кельтерское, Раннее. Имтанджинское и др. рудопроявления. Рудопроявления золото-сульфидной формации по вещественному составу, геолого-структурной позиции и т. п. во многом сходны с высокотемпературными типами полиметаллической формации: очевидно, они близки и по связям с магматизмом. Рудопроявления золото-сульфидной формации размещаются в присводовых частях антиклинальных структур района и представлены двумя структурно-морфологическими типами рудных тел — межпластовыми жилами (Чочимбальский тип) и зонами прожилкования в поперечных тектонических нарушениях (Аркачанский тип). По минеральному составу (табл. 1) они также подразделяются на два типа: а) арсенопирит-пирит-галенит-марматитовый (Чочимбал); б) халькопирит-пирит-арсенопиритовый (рудопроявление Аркачанское).

Оруденение послепорфирового этапа, как отмечалось выше, представлено месторождениями и рудопроявлениями касситерит-сульфидной и галенит-сфалеритовой формаций. Касситерит-сульфидная формация в Верхоянье и Сартангском синклинии проявлена в связи с магматизмом верхнемелового возраста поперечных рядов, что и обуславливает локализацию месторождений и рудопроявлений этой формации в пределах поперечных рудных зон в экзо- и эндоконтактах гранитоидных массивов либо в роговиках над нескрытыми интрузивными телами.

По минеральному составу и условиям локализации в ее пределах выделены два минеральных типа: а) арсенопирит-пирротинный и б) хлорит-сульфидный. Рудопроявления первого типа в пределах Центрально-Куранахской металлогенической подзоны установлены авторами в 1968 г. в северо-западном экзоконтакте Хобояту-Эчийского массива (Северо-Хобоятинское рудопроявление) и в эндо- и экзоконтакте Бытайахского штока (Бытайахское рудопроявление). Рудные тела этого типа не сложны по морфологии. Это секущие крутопадающие простые либо сложные трещинные жилы. Мощность их колеблется в пределах десятков сантиметров, редко составляет 0,9—1 м, а длина изменяется от первых метров до 250 м. Размещение рудных тел в отличие от других типов оруденения контролируется тектоническими нарушениями северо-восточного (60—85°) простирания в зонах влияния поперечных глубинных разломов в фундаменте (Эге-Хайский разлом). Месторождения и рудопроявления хлорит-сульфидного типа касситерит-сульфидной формации распространены преимущественно в пределах Северно- и Южно-Тирехтяхского по-

перечных глубинных разломов на пересечении их с субмеридиональными и синклинальными складками, а в Западном Верхоянье известны в районе Хобояту-Эчийского массива (Имганджинское месторождение), приурочены они в основном к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов перечных рядов либо к роговиковым полям над нескрытыми интрузивными телами (Хобояту-Эчийский, Арангасский, Эмит-Хайский и Анимальный рудные узлы).

Рудные тела представлены протяженными (до 2 км) крутопадающими минерализованными зонами дробления, жилами и жильными зонами субмеридионального и северо-восточного простирания, а также прожилковыми зонами штокверкового типа.

Проявлениями серебросодержащей галенит-сфалеритовой и, возможно, антимонитовой рудных формаций в Западном Верхоянье завершался процесс рудообразования, связанный с проявлением верхнемелового гранитоидного магматизма. Месторождения и рудопроявления галенит-сфалеритовой рудной формации вследствие высокого содержания в них серебра являются одним из наиболее интересных в минералогическом отношении и особенно ценных для промышленного использования. Всего в регионе известно около 70 проявлений данной формации. Условия локализации рудопроявлений многообразны. Они приурочиваются к сводам антиклинальных структур и смыкающим крыльям смежных антиклиналей и синклиналей, нередко отмечаются на крыльях или в мульдах синклиналей и т. д. По вещественному составу рудопроявления данной формации подразделяются на три типа: галенит-сфалеритовый (с содержанием серебра до 0,5 кг/т), сульфоантимонит-галенит-сфалеритовой (содержание серебра до 1—4 кг/т) и галенит-сульфоантимонитовой (с содержанием серебра до 10—14 кг/т).

Рудные тела галенит-сфалеритового типа представлены крутопадающими (до 70—75°) или полого залегающими (15°) межпластовыми трещинными жилами мощностью от десятков сантиметров до 1 реже до 2,5 м и протяженностью до 100—200 м, иногда до 2,5—3 км или секущими крутопадающими (90°) маломощными (0,5—3 м) минерализованными зонами дробления и брекчирования шириною до 1—3 м, длиной до 50—500 м. Размещение рудных тел галенит-сфалеритового типа контролируется тектоническими нарушениями субмеридионального согласного со складчатостью района либо субширотного простирания, поперечного к складчатости района. Реже они размещены в сводовых трещинах северо-восточного (10—20°) либо северо-западного направления.

Рудные тела сульфоантимонит-галенит-сфалеритового типа представлены трещинными жилами сравнительно небольшой (0,1—0,8 реже до 1—1,3 м) мощности. Жилы секущие и межпластовые. Протяженность секущих жил обычно десятки — сотни метров, а межпластовых достигает 2—4 км. Кроме жильных тел, наблюдаются зоны прожилкования, состоящие из многочисленных маломощных (от первых миллиметров до 3—5 см) прожилков и жилок, иногда подобных штокверку (Нижне-Эндыбальское, Эчийское рудопроявление). Ширина таких зон до 5—7 м, длина от десятков метров до 500 м. Наиболее характерным представителем данного типа формации является известное Мангазейское месторождение в Западном Верхоянье. Типичным и пока единственным представителем галенит-сульфоантимонитового типа галенит-сфалеритовой формации является широко известное Безымянное свинцово-серебряное месторождение в Западном Верхоянье, открытое в 1934 г. Г. И. Борисовым.

В настоящее время на месторождении выявлено 12 субпластовых пологозалегающих (20—30°) жил субмеридионального простирания мощностью до 20—60 см, прослеживающихся на расстояние до 400—500 м.

В составе рудных жил наряду с галенитом, мангансидеритом и кварцем основными рудными минералами являются редкие сульфосоли свинца и серебра — овихит, диафорит, миаргирит, пираргирит и др.

В размещении рудопроявлений галенит-сфалеритовой формации в пределах поперечных зон Сартангского синклинория отчетливо прослеживается горизонтальная зональность, которая приурочивается к периферийным зонам оловорудных узлов (Аномальный, Ат-Юрэхский и др.). В Центрально-Куранахской подзоне такая закономерность отчетливо не выражена. Вероятно, это обусловлено тем, что в поперечных зонах отчетливо проявлены лишь более ранние стадии рудного процесса (галенит-сфалеритовый и сульфоантимонит-галенит-сфалеритовый типы), в то время как в Западном Верхоянье четко проявились также более поздние низкотемпературные стадии с сульфосолями серебра, при отложении которых температурный градиент не имел существенного значения.

В восточной части описываемого региона выделяется Дулгалахская металлогеническая подзона (см. рис. 3), структурно приуроченная к Сартангскому синклинорию Яно-Индибирской синклинальной зоны. В пределах металлогенической подзоны устанавливаются две группы рудных зон линейного типа, отличающиеся по условиям формирования и размещения минерализации, по их металлогенической специализации, связям с магматизмом и возрасту оруденения и т. д.

Первая группа рудных зон располагается дискордантно по отношению к пликативным структурам региона и зональным рудным полям Центрально-Куранахской подзоны. Размещение оруденения в этих зонах контролируется в основном региональными структурно-тектоническими факторами — сочетанием поперечных глубинных разломов и крупных антиклинальных структур II порядка, вследствие чего оруденение приурочивается в основном к сводовым частям антиклиналей, иногда к крыльям синклиналей (рудопроявление Аномальное) в зонах пересечения их глубинными разломами.

В Дулгалахской металлогенической подзоне выделяются пять рудных зон, расположенных вдоль одноименных разломов (с севера на юг): 1) Эге-Хайская (см. рис., 26); 2) Халтысинская (см. рис., 27); 3) Северо-Тирехтяхская (см. рис., 28); 4) Южно-Тирехтяхская (см. рис., 29) и 5) Дербек-Нельгехгинская (см. рис., 30).

В указанных зонах вдоль глубинных разломов прослеживаются цепочки мелких интрузивов диорит-гранодиоритового состава верхнемелового возраста, с которыми генетически или парагенетически связано оруденение молибденит-кварцевой (Ат-Юрэхское рудное поле), вольфрамит-кварцевой (Менекенский, Арангасский, Аномальный рудные узлы), касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, полиметаллической, галенит-сфалеритовой и золото-кварцевой малосульфидной формаций. Кроме того, в поперечных линейных зонах устанавливается ряд роговиковых полей над нескрытыми интрузивами. Непосредственно в пределах рудных зон размещение рудопроявлений контролируется магматическими и локальными структурными факторами, вследствие чего в зонах выделяются ряд рудных узлов и полей с четко выраженной зональностью оруденения расположенных вокруг штоков гранитоидов или в роговиковых полях. Наиболее важными, определяющими металлогеническую специализацию рудных зон, являются рудопроявления касситерит-сульфидной и галенит-сфалеритовой рудных формаций. Они подобны описанным выше проявлениям этих формаций в Центрально-Куранахской подзоне. Здесь следует отметить лишь не охарактеризованные ранее проявления арсенопиритового и арсенопирит-антимонитового типов золото-кварцевой малосульфидной формации (табл. 1).

Рудопроявления арсенопиритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации парагенетически связаны с массивами гранитоидов верхнемелового возраста поперечных рядов. Размещены они

в экзоконтактах гранитоидных массивов либо в полях контактово-метаморфических пород над нескрытыми интрузивами и пространственно сопряжены с рудопоявлениями касситерит-сульфидной формации. Всего установлено около 15 проявлений данного типа формации. Распространены они в Северо-Тирехтяжской и Эге-Хайской рудных зонах (Халтысинская рудная зона).

Рудопоявления арсенопирит-антимонитового типа золото-кварцевой малосульфидной формации известны только в Сомолконском рудном узле в пределах Малого и Западного Тарынахского роговикового полей над нескрытыми интрузивами в Северо-Тирехтяжской рудной зоне.

Вторая группа рудных зон линейного типа Дулгалахской металлогенической подзоны имеет субмеридиональное согласное со складчатостью региона простираение, протягиваясь в этом направлении на десятки и сотни километров. Пространственное положение рудных зон определяется структурно-тектоническими факторами регионального плана — сочетанием субмеридиональных антиклинальных структур II порядка и ориентированных согласно со складчатостью продольных глубинных разломов или зон трещиноватости пород в сводах антиклиналей. Рудные поля в этих зонах размещаются обычно в разрывных нарушениях, оперяющих глубинные разломы, либо в участках пересечения продольных и поперечных разрывов.

В Дулгалахской металлогенической подзоне выделяются четыре рудные зоны (с запада на восток): Кюнкюрская (см. рис., 31), приуроченная к сводовой части одноименной антиклинали; Улага-Билляхская (см. рис., 32), расположенная в пределах Алгыйской и Верхне-Екюччинской антиклиналей; Суордахская и Дулгалахская (см. рис., 33 и 34), размещенные в сводовых частях одноименных антиклиналей. Первая из этих зон характеризуется в основном сурьмяной, а последующие три — ртутной специализацией.

Эндогенное оруденение рудных зон представлено рудопоявлениями антимонитовой, золото-антимонитовой, золото-антимонитовой и киноварной рудных формаций. Генетические связи оруденения с магматизмом не установлены. В отдельных зонах наблюдается пространственная связь с базальтоидными дайками верхнемелового-палеогенового возраста. Проявления антимонитовой формации распространены преимущественно в западной части Сартангского синклиория, на стыке его с Куранахским антиклинорием (Кюнкюрская зона); единичные находки сурьмяного оруденения установлены Г. П. Булаевым в 1968 г. в Дулгалахской зоне.

Рудопоявления антимонитовой формации размещаются главным образом в присводовых частях Кюнкюрской и Алгыйской антиклиналей. Представлены они простыми секущими трещинными жилами небольшой (от первых сантиметров до 30 см) мощности и протяженности (до 100 м). Руды по составу антимонит-кварцевые и кварца-антимонитовые массивные, поясовой, гнездово-вкрапленной и вкрапленной текстуры. Рудопоявления золото-антимонитовой формации известны в восточной части зоны. Типичным представителем этой формации является Маган-Хайское рудопоявление, открытое в 1967 г. В. Р. Тумошовым. Рудопоявление размещено в западном борту субмеридиональной брахисинклинальной складки, осложненной разрывным нарушением субширотного простираения. В оперяющих трещинах этого разрыва локализируются рудные тела, представленные сериями крутопадающих (85—90°) прожилков, образующих зоны прожилкования и штокверковые зоны мощностью 0,3—1,5 м северо-восточного простираения.

Главными минералами являются кварц (до 65—80%) и антимонит (до 20—30%, в среднем 10—15%). В виде примесей встречаются пирит, киноварь, золото, анкерит. Золото образует губчатые, дендритовидные,

крючковатые, редко пластинчатые кристаллы размером 0,008—0—1 мм красновато-желтой до светло-желтой окраски, располагающиеся в кварце либо на контакте антимонита с кварцем. По особенностям вещественного состава, геолого-структурным особенностям и стадийности процесса Маган-Хайское рудопроявление сходно с Нижне-Кючюсским рудопроявлением Кулара.

Рудопроявления ртутной киноварной формации в терригенных породах верхоянского комплекса, открытые в последние годы геологами Якутской геологосъемочной экспедиции и ВАГТ (М. В. Сусов, В. С. Веклич, Ю. Н. Бадарханов, Г. П. Булаев, В. П. Прокопьев и др.), благодаря выдержанности оруденения и значительной протяженности рудных тел являются весьма перспективными в промышленном отношении. Они приурочиваются преимущественно к сводовым частям, реже к крыльям антиклинальных структур района, а размещение их контролируется в основном субмеридиональными продольными разломами и оперяющими их тектоническими нарушениями.

По структурно-морфологическим особенностям среди рудных тел киноварной формации выделяются три типа:

1) минерализованные зоны дробления и брекчирования в сводах антиклиналей субширотного простирания (Холболахский тип);

2) крутопадающие секущие прожилковые и жильные продольные зоны в сводовых частях антиклиналей (Улагинский тип);

3) крутопадающие жильные брекчии в оперяющих продольные разломы трещинах северо-восточного простирания (Кыра-Суучунский тип).

Рудные тела киноварной формации практически мономинеральны. Главным рудным минералом является киновар; жильные минералы — кварц (кварц-киноварный тип) либо карбонат и кварц (карбонатно-киноварный тип). В резко подчиненных количествах встречаются каолинит, антимонит, пирит, сфалерит, галенит, иногда касситерит, шеелит, золото. В протолочках из рудных тел обнаружены арсенопирит, касситерит, циркон, апатит, рутил, турмалин. По вещественному составу среди проявлений киноварной формации нами выделено три минеральных типа: 1) золото-кварцевый, 2) кварц-киноварный, 3) карбонатно-киноварный.

Проявления золото-кварцевого типа представлены мощными жильными зонами, образовавшимися в результате метасоматического замещения терригенных пород (песчаников) халценовидным кварцем до степени кварцитов, по В. С. Векличу. Ширина зон от 2—10 до 40—50 м в раздувах, а протяженность до 300—500 м. Иногда кварциты сильно импрегнированы пиритом. Размещение этих зон контролируется субмеридиональными и северо-восточными тектоническими нарушениями в сводовых частях и на крыльях антиклиналей. По данным Ю. Н. Бадарханова, широко распространены они на левобережье р. Дулгалах — в междуречье Улага — Дулгалах и на водоразделе р. Согуру — Кюэрэчэй — Дулгалах.

В описываемых жильных зонах установлено содержание золота до 2,5 г/т. Рудопроявления кварц-киноварного типа характерны для Улага-Билляхской (рудопроявление Звездочка) и Суордахской зон (Холболах), а проявления карбонатно-киноварного типа развиты в Дулгалахской зоне (Кыра-Суугунское рудопроявление).

Куларский горстантиклинорий, как показали литолого-формационные исследования, развивался по иному типу, чем Верхоянский мегантиклинорий, минимум с верхней перми. Судя по особенностям глубинного разреза, его развитие отличалось своеобразием и на более ранних этапах. Тектонический анализ также позволяет прийти к выводу, что Куларский горстантиклинорий не является виргацией Верхоянского мегантиклинория, а входит в состав протяженного вала поднятий, ограничивающих с востока Яно-Индибирскую синклинальную зону.

В металлогеническом отношении Кулар и Верхоянский мегантиклинорий также разобщены, но Кулар характеризуется наличием региональной металлогенической зональности того же типа.

В пределах Куларской металлогенической подзоны (см. рис., А) известны многочисленные эндогенные рудные месторождения и проявления, весьма различные по своим формационным признакам, а также связям с магматизмом, которые изучал Г. Г. Невоиса. В пространственном размещении их четко прослеживается региональная структурно-металлогеническая зональность, выраженная в последовательной смене с запада на восток рудных зон, характеризующихся развитием эндогенного оруденения, отличающегося по вещественному составу, генетическим типам, по характеру связей с магматизмом, возрастным соотношениям и т. п.

В западной части региона выделяется Яно-Омолойская рудная зона (см. рис., 1), которая охватывает структурно разнородную территорию Яно-Омолойского междуречья, включающую юго- и северо-западные крылья Центрально-Куларской антиклинали, Солурскую, Улахан-Сисскую и Магыл-Хайскую сундучные антиклинали с разделяющими их узкими щелевидными синклиналями. С запада эта зона ограничивается Омолойским, а на севере и юге соответственно Казачинским и Баки-Быгантайским глубинными разломами. В пределах северной части Яно-Омолойской рудной зоны выделяются три подзоны, структурно приуроченные к указанным выше антиклинальным складкам (Солурская, Улахан-Сисская и Магыл-Хайская), простирающиеся в субмеридиональном направлении соответственно на 125, 100 и 50 км. В юго-западной части рудной зоны расположен Суордахский рудный узел.

Металлогенический профиль Яно-Омолойской рудной зоны обусловлен развитием оруденения преимущественно малосульфидной золото-кварцевой рудной формации, пространственно связанной с наиболее ранними дайками диоритовых порфиритов верхнеюрского-нижнемелового возраста, ксенолиты которых наблюдались в нижнемеловых гранитах Куларского батолита. Возможно, золотое оруденение этой зоны имеет парагенетические связи с не вскрытым интрузивом (Улахан-Сисская гряда), а также с ранними фазами нижнемеловых гранитов Кулара. Однако достоверных данных о наличии таких связей пока нет.

Рудопроявления золото-кварцевой малосульфидной рудной формации подразделяются на арсенопиритовый и галенит-сфалеритовый типы (табл. 2), отличающиеся по вещественному составу, условиям формирования и локализации, по геохимическим особенностям и т. д. Рудопроявления арсенопиритового типа (Джуотукское, Юнкюрское и др.) отличаются более высокотемпературным по сравнению с галенит-сфалеритовым типом характером минеральных ассоциаций и локализуются нередко в экзоконтактах гранитоидных массивов среди контактово-метаморфизованных пород. Размещение их контролируется крупными продольными разломами в присводовых частях антиклиналей и оперяющими эти зоны разломы мелкими тектоническими нарушениями в экзоконтактовых зонах интрузивов.

Рудопроявления галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации устанавливаются преимущественно на значительном удалении от гранитоидных интрузий, хотя нередки и среди полей контактово-метаморфизованных пород над не вскрытыми гранитоидными интрузиями (Улахан-Сисская подзона). Рудопроявления этого типа приурочены преимущественно к сводовым частям, реже к крыльям и периклиналильным замыканиям антиклинальных структур. Размещение оруденения контролируется крупными продольными и диагональными разломами и оперяющими их разрывами, причем золоторудные узлы и поля приурочиваются к участкам пересечения сводовых частей антиклинальных структур глубинными разломами либо к тектоническим нарушениям различного простираания.

Рудными телами золото-кварцевой малосульфидной формации являются преимущественно крутопадающие ($40-80^\circ$) секущие минерализованные зоны дробления брекчирования шириной от 1 до 10—13 м и длиной от сотен метров до 1—1,5 редко до 2,5 км, иногда серии минерализованных зон дробления. Широко распространены также секущие жильные тела мощностью от первых и десятков сантиметров до 1,5—3, иногда до 13 м в раздувах, протяженностью до 200—400 м. Кроме указанных двух основных типов оруденения, в качестве рудных тел наблюдаются зоны прожилкования, зоны гидротермально измененных брекчий, пиритизированные сланцы, дайки диоритовых порфиритов и т. д.

В центральной части Куларской металлогенической подзоны устанавливается Центрально-Куларская рудная зона (см. рис., 2), в структурном отношении приуроченная к сводовой части одноименной сундучной антиклинали. Пермотриасовые терригенные породы, слагающие антиклинальную складку, прорваны интрузиями гранитоидов нижнемелового возраста, с которыми генетически связаны рудопроявления редкометалльно-пегматитовой, молибденит-кварцевой и касситерит (вольфрамит)-кварцевой формаций (табл. 2). Оруденение размещено в эндо- и экзоконтактовых участках Куларского ряда гранитоидных интрузий в контактово-метаморфизованных терригенных породах и частично за их пределами. В экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов устанавливаются также редкие проявления кварц-халькопиритового типа полиметаллической формации. Абсолютный возраст оруденения, определенный калий-аргоновым методом по мусковиту из рудных жил касситерит-кварцевой формации, датируется нижним мелом (121—122 млн. лет).

Особый интерес представляют развитые в юго-западной части Центрально-Куларской зоны (Суордахский рудный узел) комплексные золото-вольфрамо-оловянные рудопроявления золото-редкометалльной формации (Новое, Элигерское и др.). Они представляют собой переходный тип формации от золото-кварцевой и касситерит-кварцевой к касситерит-сульфидной и, судя по геохимическим данным, имеют, вероятно, парагенетическую связь с более молодыми, чем граниты главной фазы, гранитоидами повышенной основности (адамеллиты II фазы) верхнемелового возраста. Абсолютный возраст одной пробы мусковита из зальбандов вольфрамит-кварцевой жилы рудопроявления «Новое» показал цифры порядка 110 млн. лет.

В пределах золото-редкометалльной формации выделяются два минеральных типа — золото-касситерит-арсенопиритовый и золото-вольфрамит-арсенопиритовый (табл. 2). Рудные тела их представлены обычно минерализованными зонами дробления и жилами, образующими протяженные зоны, мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров и длиной от десятков и сотен метров до 1—1,5 км, контролируемые разрывами северо-восточного простирания.

В восточной части Куларской металлогенической подзоны выделены Кюндюлюнская (см. рис., 3) и Кючюсская (см. рис., 4) рудные зоны. В их пределах развито наиболее молодое низкотемпературное сурьмяное и золото-ртутно-сурьмяное оруденения, связь которых с проявлениями магматизма еще недостаточно изучена или вообще не ясна. Кюндюлюнская рудная зона в структурном отношении приурочена к сводовой части северо-восточной ветви Центрально-Куларской антиклинали в полосе пересечения ее Куйгинским глубинным разломом. Изверженные породы представлены дайками диоритовых порфиритов, в которых нами наблюдались карбонатно-кварцевые прожилки с антимонитом, что указывает на последайковый возраст сурьмяной минерализации. Металлогенический профиль рудной зоны обусловлен развитием проявлений в основном антимонитовой рудной формации. Рудные тела представлены преимущественно карбонатно-кварц-антимонитовыми жилами, реже зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления и брекчирования

Эндегенные рудные формации Куларского горстантиклинория

Рудная форма-ция	Минеральный тип	Характерная минераль-ная ассоциация	Структурно-мор-фологические типы оруденения	Связь с магма-тизмом	Типичные рудо-проявления
Золото-кварце-вая, малосуль-фидная	Арсенопирито-вый	Кварц, карбонат, арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, касситерит, шее-лит, турмалин, рутил, золото	Минерализован-ные зоны дроб-ления, трещин-ные жилы	Пространствен-ная связь с до-батовитовыми дайками диори-товых порфиритов	Джуотукское, Юнчорское
	Галенит-сфале-ритовый	Кварц, карбонат, га-ленит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, хлорит, кальцит, золото, касситерит, вольфрамит, блеклая руда	Минерализован-ные зоны дроб-ления и смятия, трещинные жи-лы, жильные и прожилковые зоны, брекчие-вые зоны		Бургуатский, рудный узел, Суурдахский узел
Редкометаль-но-пегматитовая		Кварц, альбит, муско-вит, турмалин, шерл, касситерит	Пегматитовые жилы, жилы лейкогранитов и аплитов, трещинные жилы		Курунг-Юрэхское и др.
Молибденит-кварцевая		Кварц, молибде-нит, халькопирит, пи-рит, арсенопирит	Трещинные жилы		Хос-Юрэхское
Касситерит-кварцевая	Грейзеновый	Кварц, мусковит, аль-бит, микроклин, турмалин, касситерит, арсенопирит	Дайки лейко-гранитов, апли-тов, зоны грей-зенизации	Генетическая связь с гранита-ми верхнеюрско-го-нижнемелово-го возраста	Верхне-Кюючю-ское
	Кварцевый	Кварц, арсенопирит, халькопирит, пирит, га-ленит, сфалерит, касси-терит	Трещинные жи-лы и минерали-зованные зоны дробления		
	Арсенопирит-шеелитовый	Кварц, турмалин, шее-лит, арсенопирит, альбит, муско-вит, касситерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, флю-орит, гранат, циркон	Трещинные жи-лы, прожилко-вые зоны, минера-лизованные зоны дробления		Нагорное, Хос-Юрэхское, Под-горное, Аччы-гый-Кюючюс-ское
Полиметалли-ческая	Кварц-халько-пиритовый	Кварц, халькопирит, пирит	Трещинные жи-лы и прожилки		
Золото-редко-металлическая	Золото-кассите-рит-арсенопиритовый	Кварц, арсенопирит, карбонат, галенит, сфале-рит, пирит, халькопирит, шеелит, кассите-рит, золото	Минерализован-ные зоны дроб-ления	Парагенетиче-ская связь с адамеллитами верхнемелового возраста	Элигерское
	Золото-вольф-рамит-арсено-пиритовый	Кварц, арсенопирит, вольфра-мит, шеелит, касси-терит, пирротин, пи-рит, висмутит, сфалерит, галенит, золото	Минерализован-ные зоны дроб-ления и смя-тия, секущие трещинные жи-лы		Новое
Галенит-сфале-ритовая	Галенит-сфале-ритовый	Кварц, галенит, сфалерит, арсенопи-рит, кальцит, сидерит	Трещинные жи-лы, прожилки	Генетические связи не ясны. Пространствен-ная связь с поздними дайка-ми диоритовых порфиритов	Мало-Казачин-ское
Антимонитовая	Кварц-антимони-товый	Кварц, антимонит, карбонат, хлорит, пи-рит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, киноварь	Секущие и меж-пластовые жи-лы, линзы и ми-нерализованные зоны дробления		Байдахское, Омук
Золото-киновар-но-антимонито-вая	Киноварно-анти-монитовый	Кварц, антимонит, карбонат, пирит, арсе-нопирит, киноварь, бле-клая руда, реальгар, аурипегмент, золото	Секущие тре-щинные жилы, минерализован-ные зоны дроб-ления	Генетические связи не ясны	Нижне-Кюючюс-ское

северо-восточного (20—70°) или северо-западного (300—350°) простира-ния. Мощности их колеблются от первых сантиметров до 1—1,5 м, а про-тяженность составляет 50—150—300 м. Минеральный состав их приве-ден в табл. 2.

Кроме рудопроявлений антимонитовой формации, в северо-восточной части рудной зоны на периклинальном погружении складки распростра-нены проявления галенит-сфалеритовой рудной формации. Они представ-лены кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами и прожилками с вкрапленностью галенита, сфалерита, реже арсенопирита и халькопирита. Мощность жил не превышает 0,2—0,6 м, а длина 20—50 м. Размеще-ние их контролируется мелкими разломами северо-восточного простира-ния.

Ключюсская рудная зона (см. рис., 4) располагается на стыке двух рай-онов различного тектонического плана в полосе сопряжения структур северо-восточного простираения Куларского горстантиклинория и струк-тур широтного направления Полоубинского синклинория. Размещение этой зоны контролируется Янским глубинным разломом и оперяющими его тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного про-стираний, на пересечении которых установлено Нижне-Ключюское рудо-проявление золото-киноварно-антимонитовой формации. Рудные тела представлены крутопадающими (60—85°) жилами и минерализованными зонами дробления алевролитов кварц-антимонитового состава мощно-стью от 0,1—0,2 до 0,8—1,5 м. Минеральный состав их приведен в табл. 2. Связь золото-сурьмяного оруденения Ключюсской зоны с прояв-лениями магматизма не установлена, но по аналогии с известными рай-онами северо-восточной Якутии возраст его, вероятно, датируется как верхнемеловой — палеогеновый.

Л и т е р а т у р а

- Аплонов В. С. Некоторые сведения о хрусталеносности северной части Верхоянских гор.— Инф. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 13.
- Аплонов В. С. Хрусталеносные кварцевые жилы бассейна верховьев реки Нелон (Вер-хоянская хрусталеносная зона). Труды Ин-та геол. Арктики, 1961, 125.
- Аплонов В. С. Некоторые закономерности в размещении хрусталеносных поясов и жильных полей в северной части Верхоянской хрусталеносной провинции.— Уче-ные записки НИИГА, рег. геол., 1966, вып. 8.
- Атласов И. П. Орулганский хребет.— Труды Всес. аркт. ин-та, 1938, 99, вып. 1.
- Атласов И. П., Головачов Ф. А., Первунинский В. А. Геологическое строение и полез-ные ископаемые правобережной части бассейна р. Собопол.— Труды НИИГА, 1952, 42.
- Ванюшин С. С. Минералогия и генезис руд Мангазейского полиметаллического место-рождения.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 12.
- Ванюшин С. С. Кыгыл-Тасское рассеянное месторождение олова.— Проблемы сов. геол-огии, 1938, № 8—9.
- Вихерт А. В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетте-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья.— Тру-ды ЯФ АН СССР, серия геол., 1957, сб. 4.
- Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегаю-щей территории. Изд-во АН СССР, 1960.
- Вихерт А. В., Возин В. Ф., Ивенсен Ю. П. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Еловских В. В. Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зо-ны.— Труды ЯФ АН СССР, серия геол., 1959, сб. 3.
- Еловских В. В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Восточной Якутии.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Еловских В. В. Условия образования месторождений Бургавли-Чалбинской оловоруд-ной зоны.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, 1961, вып. 8.
- Ефременко Э. А., Иванов О. П., Рынок В. М. Особенности геологического положения оловянной минерализации в Яно-Борулахском междуречье.— В кн. «Генетические типы, условия формирования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1966.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных место-рождений Якутии. Изд-во «Недра», 1964.

- Ивенсен Ю. П. Этапы магматического процесса и магматические формации Якутии.— В кн.: «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Недра», 1969.
- Ивенсен Ю. П., Прошенко Е. Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура.— В кн.: «Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ивенсен Ю. П., Невойса Г. Г., Амузинский В. А. и др. Металлогенетическая карта Северного Верхоянья.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Индолев Л. Н., Невойса Г. Г. Типы серебряной минерализации Северо-Восточной Якутии.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Кузнецов А. А., Виноградов В. Н., Аглонов В. С. Трапповый магматизм Северного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 3.
- Кутолин В. А. Статистические петрохимические критерии формационной принадлежности для базальтов и долеритов.— В кн. «Вопросы петрохимии». Л., ВСЕГЕИ, 1969.
- Лазуркин В. М. Геологические исследования в Северном Верхоянье.— Инф. бюлл. НИИГА, 1957, вып. 14.
- Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 97.
- Матвеев Ю. Т. Основные черты эндогенной металлогении Северо-Востока СССР.— В кн. «Геология и металлогения западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Мельников Б. Д., Подадич А. Ф. Возрастные взаимоотношения рудных и хрусталеносных жил Орулганского антиклинория.— Сов. геология, 1969, № 5.
- Мельников Б. Д., Буров В. А., Андреев В. С. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в рудных полях Орулганского антиклинория.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Московой А. М. Генезис и минералогия рудных жил Имтаджи в связи с внедрением Хобяту-Эчийской интрузии.— Проблемы сов. геологии, 1935, № 11.
- Наумов А. Н., Ушаков В. И. О формации медистых песчаников в Северном Верхоянье.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 4.
- Невойса Г. Г., Орлов Ю. С., Трунилина В. А. О связи эндогенных месторождений Куларского района с магматизмом.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхоянско-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1962.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхоянско-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966.
- Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и оруденение Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Падалка Г. Л. О геологическом строении северо-восточной Якутии в связи с металлогенностью.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 5—6.
- Смирнов С. С. Металлогения Западного Верхоянья.— Проблемы сов. геологии, 1934, № 4.
- Смирнов С. С., Ванюшин С. С. О редких металлах Верхоянского хребта.— Разведка недр, 1933, № 11.
- Смирнов С. С., Елифанов П. П., Дубовик М. М. Минералогический очерк Яно-Адычанского района.— Труды ИГН АН СССР, 1941, вып. 46.
- Смирнов С. С., Константинов М. М., Борисов Г. И. Серебряные руды Верхоянского хребта.— Проблемы сов. геологии, 1935, № 12.
- Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
- Спижарский Т. Н., Хейфец И. З., Кипарисова Л. Д. Геология, геоморфология и металлогения южной части Сартано-Адычанского междуречья.— Труды АНИИ, 1940, 164.
- Сухоруков Ю. Г. О региональной зональности в размещении некоторых полезных ископаемых в пределах Верхоянского мегантиклинория.— Изв. Высших учебн. заведений, геол. и разведка, 1969, № 8.
- Фадеев В. А. Проявления гидротермальной минерализации в северной части Орулганского хребта.— Инф. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 15.
- Фадеев В. А., Кузнецов А. А. К вопросу о различии между интрузивной и эффузивной фашиями трапповой магмы.— Учебные записки НИИГА, рег. геол., 1964, вып. 3.
- 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.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. Рудные формации олова, вольфрама и полиметаллов.— В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Херасов Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья.— Труды ВИМС, 1938, вып. 116.
- Шульц Г. Б. Бочийское месторождение олова.— Цветные металлы, 1937, № 7.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОМ РАЙОНЕ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

И. И. СИЛИН, А. Н. УГРЮМОВ

(Якутское ордена Ленина территориальное геологическое управление)

До последнего времени анализ размещения мезозойских магматических пород и связанных с ними золоторудных месторождений в Центральном Алдане проводился на мелкомасштабных геологических картах, схематически отражающих геологическое строение района. В связи с этим сделанные выводы (Билибин, 1959, 1961; Казаринов, 1969) имели только общий характер. После завершения крупномасштабной геологической съемки района появилась возможность значительно уточнить существующие представления. В настоящей статье приводятся результаты обобщения новых данных детального картирования и разведочных работ, выполненных партиями Якутского геологического управления в Центральном Алдане за период 1960—1969 гг.

Тектоника

Рассматриваемый район располагается на северном склоне широтного сводового поднятия Алданского щита в узле его пересечения Якокутским прогибом (Билибина и др., 1967; Минкин, 1960; Угрюмов, 1967). Главная особенность тектонического строения района состоит, во-первых, в наличии архейского кристаллического фундамента, относительно высоко приподнятого и на значительных площадях выведенного на дневную поверхность, во-вторых, в присутствии (почти горизонтально) залегающего платформенного чехла, с резким угловым несогласием перекрывающего сложнослоистые толщи фундамента.

Важнейшими структурными элементами района являются длительно развивающиеся региональные разломы архейского заложения. Картирование позволило выделить две системы таких разломов — ортогональную, объединяющую разломы широтной и меридиональной ориентировки, и диагональную, составленную разломами северо-западного и северо-восточного простираний.

В эпоху мезозойской активизации по этим разломам происходили перемещения блоков фундамента. Наиболее контрастные тектонические движения (с максимальными для района амплитудами перемещений блоков в 500—1000 м) проявились в относительно узкой меридионально вытянутой Центрально-Алданской зоне, отвечающей Якокутскому прогибу и пограничной с ним площади срединного поднятия щита. В прогибе на месте нижнепалеозойских котловин сформировались грабены: Кудулинский, Куранахский, Верхне-Якокутский, а на примыкающих площадях поднятия — горсты: Байонайский, Верхне-Нимгерканский и Эльконский. Ограничивающие грабены и горсты главные региональные разломы (Якокутский и Куранахский меридионального простирания, Ютинский, Эмельджакский и др. диагонального к меридиану направления) активизированы очень неравномерно. Максимальные вертикальные перемещения (400—600 м) отмечены по Якокутскому разлому. Характерно, что амплитуды движений по всем разломам закономерно возрастают (от первых метров до первых сотен метров) по мере их приближения к Якокутскому разлому. Этот факт подчеркивает особую ведущую роль Якокутского разлома в формировании всей Центрально-Алданской структурной зоны.

Мобильная в тектоническом отношении Центрально-Алданская структурная зона явилась в Центральном Алдане зоной массового проявления щелочного магматизма. Именно здесь, в узле контрастных тектонических движений возникли крупные очаги мезозойских щелочных магм.

В сложном мезозойском вулканогенно-интрузивном комплексе Центрального Алдана по составу четко выделяются (Билибина и др., 1967; Угрюмов, 1967) две большие группы пород. Это группа щелочных калиевых габброидов и сиенитов (шонкиниты, лаурвикиты, пуласкиты, псевдолейцитовые сиениты и др.) и группа щелочноземельных сиенитов (мондониты, сиениты, граносиениты и др.). Щелочные сиениты резко отличаются от сиенитов щелочноземельного ряда большей общей щелочностью, большим значением отношения $K_2O : Na_2O$ и значительно меньшим содержанием полевошпатовой извести и глинозема во всех членах группы (от самых меланократовых до лейкократовых разностей). Обобщенная характеристика химизма группы щелочных сиенитов ближе всего отвечает щелочному типу Марос-Хайвуд, характеристика щелочноземельных сиенитов близка среднему составу мондонита — щелочноземельного роговообманкового сиенита по Дэли.

Процесс становления всей ассоциации мезозойских магматических пород был весьма длительным и многоактным. По данным картирования (А. Н. Угрюмов, Е. П. Максимов, В. А. Подкопаев) выделяются четыре периода (фазы) проявления интенсивного магматизма, разделенные интервалами относительного покоя. Первый период (верхний триас — нижняя юра) характеризовался внедрением маломощных силлов и пологопадающих даек преимущественно щелочноземельных пород, щелочные разности здесь пользуются ограниченным развитием. Второму периоду (верхи средней юры — низы верхней юры) свойственны извержения центральных вулканов и образование кальдер проседания с накоплением в последних туфов, туфолав, игнимбритов и лав эффузивных аналогов щелочных сиенитов. В небольшом количестве внедряются силлы щелочноземельных сиенитов. Третий период (верхняя юра — нижний мел), фиксирующий кульминационный момент магматизма, характерен становлением крупных штоков, воронкообразных и кольцевых интрузий щелочных сиенитов, на месте средне-верхнеюрских кальдер проседания. Период заканчивается формированием большого числа штоков и лакколитов щелочноземельных сиенитов. Четвертый заключительный период магматизма (верхний мел) ознаменовался внедрением мелких крутопадающих даек щелочных и щелочноземельных пород. Объемные соотношения изверженного материала между первым, вторым, третьим и четвертым периодами (в % к общему объему щелочных и щелочноземельных пород) равны соответственно — 2 : 21 : 70 : 5. Отношение щелочных пород к щелочноземельным составляет 55 : 45.

Связь магматизма с тектоникой

Для мезозойских магматических пород Центрального Алдана может быть намечено два типа отношений к вмещающим структурам: 1) сосредоточение интрузивов в зоне Якокутского разлома и примыкающих к нему участках главных разломов диагональной системы; 2) локализация интрузивов в зонах малоамплитудных разломов субмеридиональной ориентировки.

Первый ряд отношений характеризует начальные (первую и вторую) и главную (третью) фазы магматического процесса и отражает тесную его связь с движениями в зоне Якокутского разлома, относительно которого магматические массы каждой фазы размещаются симметрично (Угрюмов, 1967). При этом имеют место существенные различия в лока-

лизации пород щелочной и щелочноземельной групп. Практически все щелочные породы (95% объема) сосредоточены в пределах нескольких крупных массивов центрального типа. Эти массивы приурочены к узлам: 1) пересечения выделенных главных региональных разломов диагональной системы с Якокутским разломом, 2) взаимного пересечения диагональных разломов (см. рисунок).

Щелочноземельные сиениты участвуют как в строении центральных массивов, так и в образовании большого количества мелких лакколитов, штоков и пластовых залежей. В центральных массивах сосредоточено 30% объема щелочноземельных сиенитов, в малых интрузиях — 70%. Цепочки интрузивов щелочноземельных сиенитов вытягиваются вдоль Якокутского разлома и зон главных региональных разломов у границ блоковых структур, реже следуют разноориентированным разрывам высоких порядков, проникая в центральные части грабенов и горстов (см. рисунок). Особенно четко выделяются три зоны концентрации интрузивов — две северо-западного простирания вдоль Юхтинского и Юхухтинского региональных разломов диагональной системы и одна северо-восточного простирания, совпадающая с отрезком Томмотского разлома и Якокутским разломом. Хорошо видно, что названные три зоны концентрации интрузивов точно соответствуют трем магматическим полосам Ю. А. Билибина (1959, 1961).

Второй ряд отношений характеризует конечную четвертую фазу магматического процесса, совпадающую с затуханием тектонических движений в Якокутском разломе. Сформированные в этот период дайки группируются в несколько протяженных (до 50—80 км) субмеридионально ориентированных поясов, пересекающих все тектонические структуры района (в том числе и зону Якокутского разлома). Важно подчеркнуть, что субмеридиональные дайковые пояса развиты вдоль зон региональной трещиноватости, в большинстве случаев не связанной непосредственно с древними разломами. Резко секущее положение зон трещиноватости по отношению к мезозойским блоковым структурам и поясам интрузий первой, второй и третьей фаз внедрения и другим структурным элементам района свидетельствует о позднемезозойском времени формирования этих зон (см. рисунок).

Состав пород в дайковых поясах меняется в пределах Центрально-Алданской зоны при переходе от одной структуры (грабена или горста) к другой. Так, на юге и юго-западе района (Верхне-Якокутский грабен и его обрамление) в дайковых поясах резко преобладают щелочноземельные породы. В Эльконском горсте дайки представлены главным образом щелочными породами, причем наиболее обычны здесь самые молодые породы группы — щелочные эгириновые граниты. В Куранахском грабене развиты дайки «сложного состава», выполненные щелочными и щелочно-земельными породами, а также трубки и дайки эруптивных брекчий щелочных трахитов.

Указанные различия в условиях локализации щелочных и щелочноземельных сиенитов, их петрохимические особенности, примерно равные объемные количества свидетельствуют о том, что эти породы являются производными самостоятельных глубинных магматических очагов (Угрюмов, 1967). Преимущественная концентрация интрузий в зоне Якокутского разлома или в непосредственной близости от него и факт симметричного расположения магматических масс относительно этого разлома разрешают считать, что глубинные очаги щелочных и щелочноземельных магм размещались преимущественно либо непосредственно в Якокутском разломе, либо в примыкающих к нему частях активизированных диагональных разломов и поясов региональной трещиноватости. Сделанный вывод подтверждается данными геофизики. Вдоль Якокутского разлома фиксируется мощная отрицательная гравитационная аномалия (Билибина и др., 1967), которая может быть связана с разуплот-

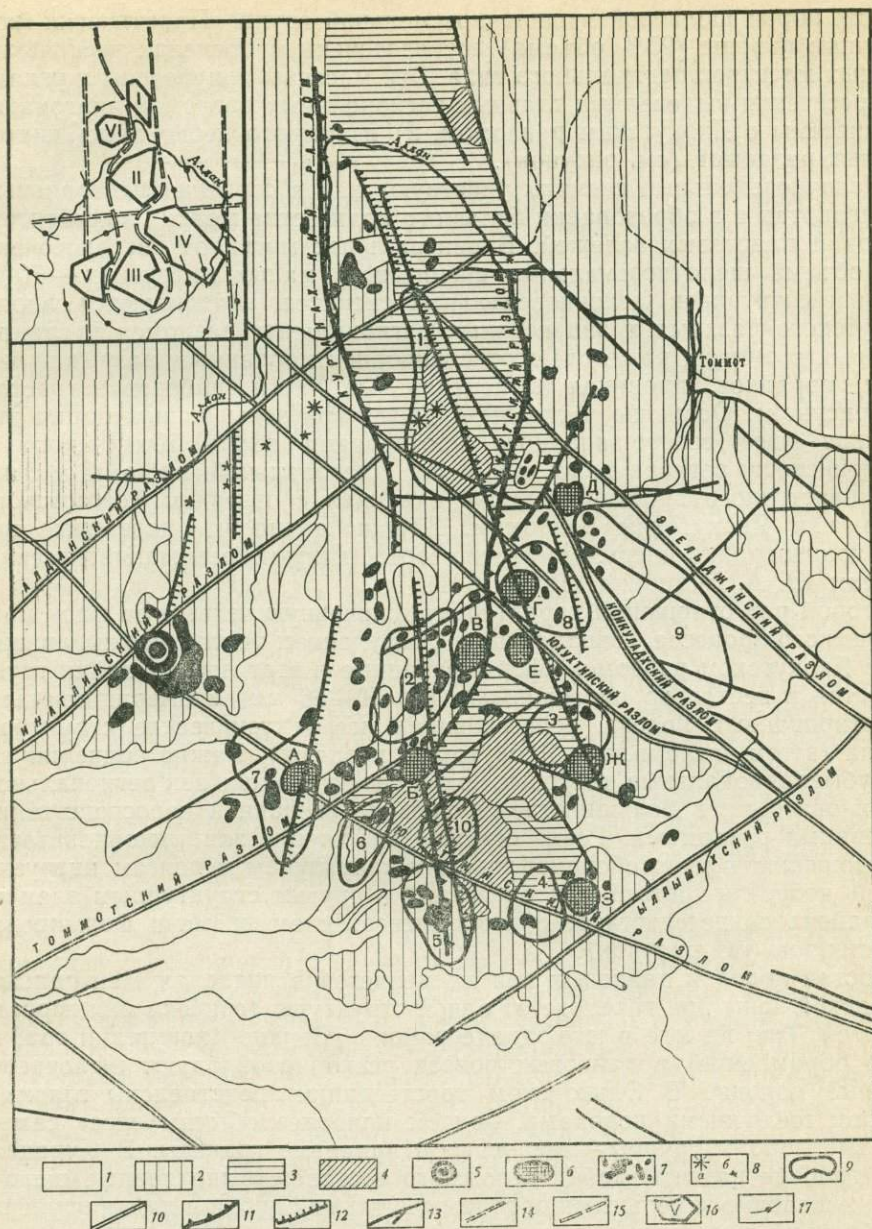


Схема геологического строения Центрально-Алданского рудного района

1 — архейский фундамент; 2—4 — платформенный чехол; 2 — нижнекембрийские глинисто-карбонатные отложения, мощность до 400 м, 3 — то же, мощность 400—650 м, 4 — нижнеюрские песчано-глинистые отложения, мощность до 400 м; 5—8 — мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс: 5 — центральный массив ультраосновных щелочных пород (Инаглинский), 6 — центральные массивы щелочных сиенитов (буквы на карте): А — Томмотский, Б — Якутский, В — Стрелка, Г — Рябиновый, Д — Энне, Е — Юхухтинский, Ж — Джекондинский, З — Ыльмахский, 7 — пластовые интрузии, лакколиты, штоки щелочноземельных сиенитов, 8 — трубки взрыва и дайки: а — эруптивных брекчий щелочных трахитов, б — кимберлитов, 9 — золоторудные поля (цифры на карте): 1 — Куранахское, 2 — Лебединское, 3 — Джекондинское, 4 — Ыльмахское, 5 — Юхтинское, 6 — Томмотское, 7 — Верхне-Нимгерканское, 8 — Курумканское, 9 — Юкунгинское, 10 — Верхне-Якутское; 10 — главные региональные разломы диагональной системы; 11 — главные ортогональные разломы; 12 — региональные пояса повышенной трещиноватости, выполненные дайками; 13 — разломы высоких порядков ортогональной и диагональной систем; 14 — скрытые разломы ортогональной системы; 15 — границы Якутского прогиба; 16 — блоковые структуры; грабены (цифры на врезке): 1 — Кудудинский, 11 — Куранахский, 111 — Верхне-Якутский, горы: 1V — Эльконский, V — Верхне-Нимгерканский, VI — Байонайский. 17 — оси архейских складчатых структур

нением вещества на глубине — явлением, наиболее характерным для зон развития глубинных магматических очагов. В других участках района подобных аномалий не установлено.

Генетические группы и минеральные типы золоторудных месторождений

Глубинные магматические очаги, из которых черпалась магма в течение всего периода магматической деятельности, как показал Ю. А. Билибин (1937, 1959, 1961), являлись источником рудных растворов для основных месторождений золота в Алданской металлогенической провинции. Этим исследователем было доказано, что связь большинства рудных месторождений района с интрузивными телами является парагенетической, но не генетической. Только для контактово-метасоматических месторождений, мелких рудных штокерков и зон оруденелых мусковитизированных сиенитов источником рудных растворов Ю. А. Билибин считал собственно интрузии верхнего структурного яруса.

Первая группа месторождений (связанных по Ю. А. Билибину с интрузиями верхнего структурного яруса общностью глубинного магматического очага, т. е. парагенетически) является наиболее важной в промышленном отношении. Она представлена крупными гидротермально-метасоматическими месторождениями золота, которые располагаются группами, образуя 10 пространственно разобщенных рудных полей (см. рисунок). На современном этапе геологической изученности района выделяются три главных минеральных типа месторождений — золото-кварц-полисульфидный (Лебединский), золото-пирит-кварцевый (Куранахский), золото-пиритовый (Эльконский), различающихся особенностями геолого-структурной позиции, морфологией рудных тел, характером изменения боковых пород, составом руд и рядом других признаков.

Лебединский тип (на примере которого Ю. А. Билибиным были сделаны основные выводы о характере связи оруденения с интрузиями) представлен кварцево-сульфидными, кварц-гематит-сульфидными, анкерит-сульфидными крутопадающими жилами и пластовыми и лентовидными залежами, локализованными преимущественно в нижних горизонтах (0—150 м) нижнекембрийской карбонатной толщи платформенного чехла. Вмещающие рудные тела доломиты повсеместно превращены в тонкокристаллические мраморы, а на отдельных участках скарнированы. Характерной особенностью месторождений Лебединского типа является то, что все они располагаются в пределах узлов интенсивного и длительного проявления щелочноземельного магматизма (от первой до четвертой фазы включительно). Процесс формирования рудных жил и залежей был наиболее поздним. Оруденение четко накладывается на самые молодые изверженные породы дайковой фазы.

Куранахский тип представлен залежами малосульфидных кварцевых метасоматитов (типа вторичных кварцитов), тесно ассоциирующих с более ранними калищпатовыми метасоматитами (адуляритами). Метасоматиты локализованы на контакте карбонатной толщи нижнего кембрия с нижнеюрскими песчаниками. Метасоматическому замещению подвергались как песчаники, так и доюрская кора выветривания, развивая на карбонатных породах нижнего кембрия. Особенностью месторождений куранахского типа является их сильная закарстованность. Все рудные тела залегают в дорудных карстовых полостях, которые были сформированы в доюрское время и усложнены в процессе развития пострудного неогенового и современного карста. Известняки и мергели, вмещающие карстовые полости, изменены очень незначительно. Здесь не проявлены, например, столь обычные для Лебединских месторождений процессы мраморизации и скарнирования. Относительно мало распространены на месторождениях куранахского типа и магмати-

ческие породы. Исключение составляют лишь дайки «сложного состава» и дайки эруптивных брекчий щелочных трахитов. По отношению к дайкам кварцевые метасоматиты и золотое оруденение являются более поздними образованиями.

Эльконский тип месторождений выявлен сравнительно недавно (Захаров и др., 1969; Пилипенко, Новиков, 1969) и изучен еще не достаточно. Он представлен мощными и протяженными линейными зонами дробления (в архейских гранитах и гнейсах) интенсивно метасоматически и гидротермально проработанными. Метасоматиты почти нацело сложены калиевым полевым шпатом, в незначительном количестве содержат карбонат (анкерит), пирит и флюорит. С последними минералами связано золото. В пределах площади развития месторождений эльконского типа широко распространены дайки щелочных пород, тогда как щелочноземельные сиениты развиты ограниченно. Наблюдались (Пилипенко, Новиков, 1969) пересечения дайками щелочных пород рудного тела. Возможно, что месторождения обсуждаемого типа являются более древними, чем Куранахские и Лебединские, однако для окончательных выводов по этому вопросу нужны дополнительные исследования.

Закономерности размещения золоторудных месторождений

Рудные поля охарактеризованных типов месторождений локализируются в центральной части рассматриваемого района. Пространственно они тяготеют к намеченным нами выше по геологическим и геофизическим данным зонам развития глубинных магматических очагов (Якутскому разлому и примыкающим к нему участкам главных диагональных разломов). Отмечается грубосимметричное расположение рудных полей относительно Якутского разлома (см. рисунок). Второй важной закономерностью в размещении рудных полей является их тесная связь с меридиональными дайковыми поясами. Установлено, что в подавляющем большинстве случаев выполненные дайками трещины играли роль рудо-подводящих каналов.

Сочетание первого и второго факторов контроля определили предпочтительную локализацию рудных полей в узлах пересечения Якутского и главных диагональных разломов с меридиональными дайковыми поясами. Поскольку разломы района образуют довольно правильную сетку, рудные поля группируются в цепочки, которые вытянуты вдоль зон как главных диагональных разломов, так и дайковых поясов. Причем преобладающая вытянутость рудных полей по меридиану еще раз доказывает, что вмещающие дайки меридиональные пояса трещиноватости являлись ведущими рудоконтролирующими структурами.

Наряду с крутопадающими зонами разломов и трещиноватости в платформенном чехле выделяется ряд горизонтально залегающих зон дробления и трещиноватости пород, приуроченных к контактам литологически различных толщ (контакт чехла и фундамента, контакт нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских песчано-сланцевых толщ и др.). В пределах таких горизонтальных зон локализованы все промышленные месторождения золота Лебединского и Куранахского типа.

Различие в структурной позиции рудных полей выделенных типов месторождений обнаруживается также в особенностях их распределения по отношению к блоковым структурам 2-го порядка (горстам и грабенам). Рудные поля, составленные месторождениями Лебединского типа, сосредоточиваются в обрамлении Верхне-Якутского грабена (Лебединское, Джекондинское, Ыллымахское, Юхтинское и Томмотское поля), где разбитый мощными сбросами фундамент залегает относительно не глубоко, а в чехле сосредоточено большое число интрузий щелочноземельных пород и широко проявлены процессы скарнирования и мраморизации в доломитах нижнего кембрия. Рудные поля Куранахского типа

локализованы в центральных частях грабеновых структур (Куранахское и Верхне-Якутское поля). Здесь сохранились от размыва нижнеюрские отложения и развит карст. Рудные поля Эльконского типа тяготеют к центральным частям горстовых поднятий (Курумканское и Экунгринское поля), в пределах которых в мезозое формировались мощные и протяженные зоны дробления. Последние из перечисленных особенностей локализации месторождений во многом определяются факторами литолого-стратиграфического контроля. Толщи доломитов юдомской свиты нижнего кембрия оказались наиболее благоприятными для метасоматического замещения сильно железистыми и относительно малощелочными рудными растворами, сформировавшими месторождения Лебединского типа, тогда как алюмосиликатные породы фундамента и древняя кора выветривания совместно с песчаниками юры явились благоприятной средой формирования щелочных метасоматитов соответственно Эльконского и Куранахского типов месторождений.

Соотношение магматизма и оруденения

Характер соотношений выделенных трех минеральных типов золоторудных месторождений района с двумя главными ассоциациями сиенитов еще не совсем ясен. Ряд фактов указывает, что Куранахский тип, скорее всего, связан с постмагматической деятельностью глубинных очагов щелочной магмы, а Лебединский — с щелочноземельной. Действительно, для Куранахских месторождений установлено относительно широкое развитие даек щелочных пород; тесный парагенез со щелочными калишпатовыми метасоматитами; сравнительно высокое значение величины отношения $K_2O : Na_2O = 5$ в рудах. Лебединские месторождения, напротив, располагаются в узлах проявления щелочноземельного магматизма; щелочные метасоматиты здесь отсутствуют; наблюдается тесный парагенез сульфидной богатой золотом минерализации с магнетитовой и борат-магнетитовой минерализацией, типичной для контактовых зон интрузий щелочноземельных сиенитов; здесь меньше, чем на куранахских месторождениях, величины отношения $K_2O : Na_2O = 4,32$. Эльконский тип занимает промежуточное положение между Куранахским и Лебединским. По парагенезу со щелочными дайками и метасоматитами, низкому содержанию сульфидов в рудах и ряду других признаков он примыкает к первому, однако некоторые геохимические особенности (изотопный состав серы и др.) сближают его со вторым. Возможно, что Эльконский тип имеет сложный генезис и сформирован в результате поступления рудных растворов из глубинных очагов как щелочных, так и щелочноземельных магм.

Более отчетливо характер соотношений золотого оруденения с двумя типами мезозойских магм района виден на примере второй группы месторождений¹ Ю. А. Билибина, связанных с интрузиями генетически. Здесь прежде всего обращает внимание тот факт, что, во-первых, золоторудные месторождения связаны с каждой из двух выделенных главных групп сиенитов, во вторых, с интрузиями щелочных и щелочноземельных сиенитов ассоциируют различные минеральные типы месторождений. Для первых характерны: 1) проявление золотого оруденения в связи с процессами щелочного калиевого метасоматоза (мусковитизации пуласкидов и нефелиновых сиенитов в массивах Рябиновом, Ыллымахском, Якутском и др.); 2) мелкие рудные штокверки золотоносных кварц-пирит-флюоритовых жил (месторождение Пионерское в Якутском массиве). Для интрузий щелочноземельных сиенитов типичны: 1) контактово-метасоматические скарновые месторождения в мраморизованных доломитах нижнего кембрия, где золотое оруденение находится в парагенезисе с магнетитовой минерализацией (скарны горы Зверева,

¹ Месторождения указанной группы из-за низкого содержания золота в руде промышленного значения пока не имеют.

Паленого, ВУЗ и др.); 2) небольшие рудные штокерки кварц-полисульфидных жил (в штоках авгитовых сиенитов, расположенных в бассейне р. Турук).

Если сопоставить особенности минерального состава и характер метасоматоза для главных генетических групп месторождений, то не трудно заметить большое сходство между месторождениями: Лебединского типа и контактовых зон интрузий щелочноземельных сиенитов; Куранахского типа и зон мусковитизации в щелочных сиенитах. Это сходство подтверждает намеченную по общегеологическим признакам связь лебединских месторождений с глубинными очагами щелочноземельной магмы, а Куранахских — с щелочной.

* * *

В Центральном Алдане развитие магматического процесса в мезозое шло по пути образования двух сиенитовых магм — щелочной и щелочноземельной. Для первой наиболее характерны крупные массивы центрального типа, локализованные в узлах пересечения главных региональных разломов, для второй — малые интрузивы (штоки, лакколиты), группирующиеся в цепочки вдоль указанных разломов. Магматическая деятельность завершается формированием протяженных меридиональных поясов даек щелочных и щелочноземельных пород.

Золоторудные месторождения пространственно тесно ассоциируют с интрузивами. В центральных массивах щелочных пород и на контактах лакколитов и штоков щелочноземельных сиенитов локализуются генетически связанные с этими интрузивами гидротермально-метасоматические и контактово-метасоматические непромышленные месторождения золота. Крупные промышленные гидротермально-метасоматические месторождения золота размещаются в пределах дайковых поясов, на участках их пересечения с главными региональными разломами. Промышленная золоторудная минерализация связана с дайками парагенетически, наложена на них и является наиболее поздним продуктом деятельности глубинных магматических очагов. Различия в составе двух сиенитовых магм, по-видимому, предопределили главные особенности состава их постмагматических растворов, что в свою очередь явилось причиной возникновения двух главных (Куранахского и Лебединского) и третьего промежуточного (Эльконского) минеральных типов промышленных золоторудных месторождений.

Литература

- Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 5—6.
- Билибин Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана.— Докл. АН СССР, новая серия, 1946, 51, № 6.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 2, 3. Изд-во АН СССР, 1959, 1961.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И., Титов В. К., Шукин С. И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., изд-во «Недра», 1967.
- Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распределения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Госгеолтехиздат, 1956.
- Захаров Е. Е., Новиков В. П., Пилипенко Г. Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
- Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки.— В кн. «Геология и методы изучения золоторудных провинций и месторождений золота». Изд-во «Недра», 1969.
- Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, 1960, вып. 2.
- Пилипенко Г. Н., Новиков В. П. Некоторые генетические позиции нового типа золотоносной минерализации в тектонических зонах в фундаменте Центрального Алдана.— В кн. «Рудообразование и его связь с магматизмом» (тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Угрюмов А. Н. К вопросу о связи щелочного магматизма и тектоники в Центрально-Алданском районе Южной Якутии. Новосибирск, 1967.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е. М. КРЕСТИН

(Московский ордена Трудового Красного Знамени
геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе)

Даже предварительное ознакомление с геологическими условиями нахождения никеленосных интрузий и медно-никелевых месторождений показывает их большое разнообразие. Этим объясняется появление в последние годы значительного количества различных взглядов на их генезис и как следствие на методику поисков, что имеет огромное практическое значение.

Вместе с тем сравнение геологических позиций, строения, вещественного состава и других параметров рудоносных интрузивов и промышленных месторождений позволяет установить ряд общих для них закономерностей и решить многие вопросы формирования этих месторождений.

Для решения поставленной задачи нами были обобщены личные наблюдения и опубликованные материалы по всем основным рудоносным интрузивам и месторождениям северо-запада Сибирской платформы.

Необходимо подчеркнуть, что в целях повышения объективности окончательных выводов ниже рассматриваются только те общие закономерности, которые признаются всеми исследователями, независимо от того, какой гипотезы генезиса оруденения они придерживаются.

I. Постоянная тесная связь медно-никелевых месторождений и интрузивов основных и субультраосновных пород.

II. Нахождение промышленных скоплений медно-никелевых руд связано с резкой дифференциацией исходного никеленосного магматического расплава, или, иначе говоря, степень дифференцированности магмы определяет степень ее рудонасыщенности.

Необходимо особо подчеркнуть, что основным является именно степень дифференцированности исходной никеленосной магмы, а не степень дифференцированности отдельных интрузий. Однако данному вопросу часто не уделяют должного внимания, а это приводит к появлению соображений, что концентрация сульфидов в месторождениях прямо пропорциональна степени дифференцированности вмещающих их интрузий и что, следовательно, последняя является основным поисковым признаком.

III. Все промышленные месторождения и наиболее крупные рудопроявления связаны с многофазными интрузиями, т. е. с интрузиями, сформировавшимися в результате последовательного внедрения слагающих их дифференциатов.

Особенно четко устанавливается самостоятельное внедрение промышленно рудоносных дифференциатов, несущих сингенетические вкрапленные и шлировые (гнездовые) сплошные руды, что однозначно доказывается результатами детальных работ для интрузивов Норильского и Талнахского рудных узлов (Роговер, 1959, 1961; Егоров, Суханова, 1963; Суханова, 1964, 1966, 1967; Смирнов, 1966; Тарасов, 1966; Архипова, Наторхин, 1967; Иванов, Иванова, 1968) и Курейского рудного района (Крестин, 1967, 1968).

Высказанное положение базируется на следующих фактах.

1. Одинаковая последовательность в залегании дифференциатов при пологом и крутом залегании интрузий.

2. Степень дифференцированности интрузий от их мощности не зависит.

3. Повсеместное развитие наряду с довольно постепенными переходами четких, резких, секущих контактов между дифференциатами. Такие контакты особенно однозначно устанавливаются во всех рудоносных интрузивах между рудоносными и безрудными дифференциатами.

4. Отсутствие корреляционной зависимости мощностей отдельных дифференциатов от мощности интрузий в целом.

5. Неоднократное переслаивание, незакономерное чередование, пересечение, неправильная форма и различная пространственная ориентировка (самостоятельное структурное положение) отдельных дифференциатов.

6. Различное строение отдельных участков интрузивных тел, обусловленное выпадением отдельных дифференциатов из разреза или резким изменением их мощности.

7. Образование отдельными дифференциатами (и в первую очередь рудоносными пикритовыми габбро-долеритами, перидотитами, оливинитами и др.) обособленных апофиз в другие дифференциаты и вмещающие породы.

8. Пространственная приуроченность наиболее магнезиальных рудоносных разностей пород непосредственно к зонам магмоподводящих разломов.

9. Широкое развитие самостоятельных интрузий отдельных дифференциатов — субкислых, основных и субультраосновных. Особый интерес представляет обнаружение самостоятельных интрузий такситовых и пикритовых габбро-долеритов, перидотитов, оливинитов и т. д., во многих случаях несущих богатое оруденение или тесно ассоциирующих с рудными телами.

10. Пространственная, петрохимическая и геохимическая близость рудоносных существенно оливиновых пород и эффузивных пикритов.

11. Резкое различие в составах основных породообразующих минералов (в первую очередь оливинов и плагиоклазов) между рудоносными обогащенными оливином дифференциатами и остальными дифференциатами интрузий, что однозначно указывает на резко различные термодинамические условия их выделения.

12. Отчетливо выраженные первичные текстуры течения (полосчатость, линейность, трахитоидность и др.).

Наиболее отчетливо своеобразная полосчатость проявляется в рудоносных породах, где часто отмечается чередование обогащенных оливином и существенно полевошпатовых слоев. Отмечается линейно-ориентированное расположение протовыделений оливина I и плагиоклаза I. Такое слоистое строение в сочетании с линейной ориентировкой кристаллов однозначно указывает на движение магмы, обогащенной кристаллической фазой.

13. Скачкообразное (неравномерно-прерывистое) распределение содержания оливина по разрезу интрузивных тел.

14. На петрохимических диаграммах точки анализов пород отдельных дифференциатов распределяются не равномерно, а в виде хотя и сильно сближенных, но обособленных групп, что наряду с постоянством состава отдельных дифференциатов из различных интрузий одного рудного района указывает на обособление этих дифференциатов в виде самостоятельных единиц.

15. Изучение характера распределения летучих компонентов по разрезу некоторых траптовых рудоносных интрузий (Крестин, Громов, 1969) показало наличие максимумов содержаний их внутри интрузивных тел у верхних и нижних контактов отдельных дифференциатов.

Совместное рассмотрение всех этих особенностей внутреннего строения и состава рудоносных интрузивов однозначно свидетельствует о

формировании их в результате многофазного внедрения магмы в виде обособившихся в промежуточных очагах дифференциатов с определенной петрохимической и металлогенической специализацией.

Следует подчеркнуть, что все отмеченные особенности наиболее ярко проявлены и четко устанавливаются в интрузивах, с которыми связаны крупные месторождения вкрапленных и сплошных медно-никелевых руд (Талнах, Октябрьское), или, иначе говоря, чем резче проявлена в пределах рудного узла (поля) абиссальная дифференциация никеленосной магмы и ее многофазное внедрение, тем более крупное месторождение приурочено к этому узлу (полю).

IV. Во всех месторождениях сингенетическое вкрапленное оруденение приурочено к наиболее магниальным (существенно оливиновым) дифференциатам независимо от условий залегания и положения последних в теле интрузий. Рудные тела в связи с этим занимают самое различное структурное положение и часто имеют «подвешенный» характер.

Приуроченность вкрапленного оруденения только к существенно оливиновым разностям пород еще более подчеркивает четкий контакт между ними и остальными дифференциатами: при переходе из вышележащих дифференциатов в существенно оливиновые породы повсеместно устанавливается резкое возрастание содержания металлов и серы (в пределах сантиметров) в 5—10 и более раз.

V. Для горизонтов вкрапленных руд характерны следующие особенности.

1. Отсутствие корреляционной зависимости мощности рудного горизонта от общей мощности интрузии.

Прямая зависимость устанавливается только между мощностью рудного горизонта и мощностью рудовмещающих дифференциатов.

2. Сульфидная вкрапленность в рудных горизонтах распределена не равномерно, а концентрируется в виде линзовидных «струй», прерывистых полос, уплощенных линз и пластообразных залежей среди слабо минерализованных пород. Эти рудные тела часто кулисообразно сменяют друг друга по направлению течения магмы.

В рудных горизонтах отмечается полосчатость, перемежаемость слоев богатых и убогих руд, часто отчетливо связанная с первичными слоями течения.

3. В участках интенсивного развития оруденения нередко наблюдается ориентированное расположение сплюснутых линзовидных вкрапленников и растянутость их в направлении движения магмы.

4. Отмечаемые во всех рудных горизонтах шлиры сплошных сульфидов часто имеют продолговатую линзовидную и лепешковидную формы и ориентированы длинной осью согласно с первичными структурами течения. В некоторых случаях для них характерно кометообразное строение.

VI. Основными типоморфными минералами рудоносных дифференциатов являются интрателлурические вкрапленники (протовыделения) оливина I генерации и плагиоклаза I генерации, являющиеся продуктом абиссальной кристаллизации магмы в промежуточных очагах и вертикальных каналах.

Оливин I генерации (Fa_{10-25}) образует идиоморфные шестигранные кристаллы и округлые зерна, обладающие высоким идиоморфизмом. Часто они концентрируются в гломероскоплениях или слагают вместе с плагиоклазом трактолитовые и плагиооливинитовые участки. Содержание оливина I в рудоносных дифференциатах составляет от 40 до 80%.

Плагиоклаз I генерации (An_{80-100}) представлен порфиристыми зернами в форме широких таблиц и коротких призм, характеризующимися зональным строением или парными двойниками с нечеткими двойниковыми швами и сильным волнистым погасанием.

Проведенное (Громов, Крестин, 1967) детальное изучение магмати-

ческих включений в этих минералах показало, что последние часто содержат во внутренних частях зерен первичные раскристаллизованные включения. Форма их, как правило, изометричная, часто близкая к форме негативных кристаллов минералов-хозяев. Размеры включений колеблются от нескольких микрон до 0,03—0,1 мм. Они сложены несколькими минералами, среди которых по оптическим константам различаются оливин, плагиоклаз, пироксен и рудные минералы. Последние обычно составляют от 10—20 до 40% объема включения. Наряду с этим устанавливаются существенно рудные включения, на 90—100% состоящие из рудных минералов, которые по желтой и светло-кремовой окраске в отраженном свете определяются как сульфиды.

Эти данные однозначно указывают, что основная масса сульфидов откликнулась в абиссальных условиях в процессе интрателлурической протокристаллизации.

VII. Во всех месторождениях жильные сплошные медно-никелевые руды являются эпигенетическими. Это положение признается всеми исследователями. Спорным является лишь вопрос о природе этих руд: являются ли они продуктом кристаллизации из расплава или каких-либо гидротермальных, газово-водных и т. д. флюидов.

При решении этого вопроса необходимо учитывать следующие особенности этих жил.

1. Практическое отсутствие низкотемпературных изменений вокруг жил сплошных сульфидов как в интрузиях, так и в метаморфизованных породах экзоконтакта. Масштаб окolorудных изменений не сопоставим с масштабом оруденения, они не затрагивают вмещающих пород в целом, что является одним из основных признаков гидротермальных месторождений, сопровождающихся ореолом гидротермально измененных пород, во много раз превосходящих по объему рудные тела.

2. В ряде случаев наблюдается высокотемпературное взаимодействие сульфидного расплава со стенками жил, характер которого зависит от состава вмещающих пород. Кварц-полевошпатовые песчаники на контакте с жилами и их ксенолиты в жилах подвергаются сильному ороговикованию, иногда частично перекристаллизованы и превращены в породу гранитоидного облика (Тарасов, 1966). Угли на контакте с сульфидной жилой превращаются в кокс (Суханова, 1959). При взаимодействии сульфидов с андезито-базальтами или порфиритами в результате растворения пироксенов и плагиоклаза образуются ритмично-полосчатые и прерывисто-полосчатые силикатно-сульфидные сростания и мелкие линзочки и жилочки анортоклаза или анортоклазового гранофира (Зонтов, 1958). Иногда отмечаются явления переплавления сульфидами ксенолитов габбро-долеритов, в которых полевые шпаты претерпевают полную перекристаллизацию, а пироксен частично сохраняется (Роговер, 1959).

3. Во многих случаях (особенно отчетливо в крупных телах сплошных руд) наблюдается кристаллизационно-гравитационная дифференциация сульфидов, аналогичная дифференциация в расслоенных сингенетических вкрапленниках: повсеместно отмечается приуроченность существенно халькопиритовых руд к верхним, а пирротиновых — к нижним частям рудных тел (Зонтов, 1958; Суханова, 1966, 1967; Сmealкин, 1968 и др.).

4. Контакты жил с вмещающими породами обычно резкие, часто прямолинейные. Для жил характерны резкие колено- и уступообразные изгибы и изменения мощности. Трещины, вмещающие сульфидные жилы, часто являются слепыми.

5. Четко устанавливается механическое расклинивание и раздвижение вмещающих пород сульфидами.

6. Повсеместно наблюдаемые обломки и крупные глыбы вмещающих пород часто занимают в кровле жил «висячее» положение.

7. Отсутствие фракционирования изотопов серы (Гриненко, 1967).

8 Минералогический состав жил не зависит от состава вмещающих пород, а определяется только закономерностями дифференциации сульфидных расплавов (Зонтов, 1958).

Комплексное рассмотрение всех приведенных данных позволяет говорить об образовании сульфидных жил из расплавов, внедрившихся в виде самостоятельной рудной магмы.

VIII. Вещественный состав сульфидной вмещающей в интрузиях и жильных сплошных сульфидов в качественном отношении идентичен. Это подтверждается также отсутствием систематических различий в изотопном составе серы сульфидов вне зависимости от их минералогического вида, условий нахождения, морфологии рудных тел и т. д. (Гриненко, 1967).

IX. Основные закономерности распределения рудоносных интрузий и медно-никелевого оруденения.

1. В пределах Нижне-Енисейской металлогенической провинции устанавливается горизонтальная зональность, выражающаяся в чередовании районов с различным характером интрузивной деятельности и медно-никелевого оруденения. Контуры этих районов в общих чертах совпадают с контурами тектонических блоков фундамента.

2. Все рудоносные интрузии и месторождения расположены непосредственно в зонах долгоживущих полициклических магмоподводящих региональных разломов глубокого заложения, часто ограничивающих глубокие депрессии и прогибы.

3. Рудоносные интрузии и месторождения распределены вдоль этих региональных зон разломов группами, образуя рудные поля и узлы, приуроченные к местам сопряжения и местам изгибов магмоподводящих разломов.

4. В распределении никеленосных интрузий и месторождений в пределах центральной части Нижне-Енисейской металлогенической провинции устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в постепенной закономерной смене с глубиной по стратиграфическому разрезу безрудных интрузий интрузиями с промышленным содержанием полезных компонентов.

Совместное рассмотрение всех отмеченных общих закономерностей указывает, что все слагающие интрузивы дифференциаты, в первую очередь рудоносные существенно оливиновые породы и сплошные руды, образовались в результате абиссальной дифференциации и ликвации магмы и последовательно внедрялись со свойственным им оруденением в конечные камеры.

Процессы гравитационно-кинетической дифференциации *in situ* приводили лишь к некоторому перераспределению кристаллов оливина и капель сульфидов. Относительно существенную роль в формировании оруденения играли лишь летучие компоненты, накапливавшиеся в остаточном расплаве и обусловившие образование позднемагматических руд и перераспределение ликвационного оруденения в нижних горизонтах рудоносных дифференциатов (такситовые габбродолериты).

Таким образом, все наблюдаемое разнообразие рудоносных интрузий и медно-никелевых месторождений является результатом абиссальной дифференциации и ликвации магмы в промежуточных магматических очагах, существование которых подтверждается рядом геологических и геофизических данных, и тектонической обстановки их внедрения.

Л и т е р а т у р а

- Архипов А. И., Наторхин И. А. Особенности строения Талнахской дифференцированной интрузии.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1967, 151.
- Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1967, 151.
- Громов А. В., Крестин Е. М. О магматических включениях в породообразующих минералах никеленосных трапповых интрузивов.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2.
- Егоров В. Н., Суханова Е. Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр, 1963, № 1.
- Зонтов Н. С. Закономерности дифференциации медно-никелевых сульфидных расплавов.— Сов. геология, 1958, № 6.
- Иванов М. К., Иванова Т. К. О связи рудоносных трапповых интрузий с вулканами центрального типа и вулканической природой медно-никелевых руд (на примере Норильского узла).— В сб. «Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района». Норильск, 1968.
- Крестин Е. М. Некоторые особенности ликвационно-магматического медно-никелевого оруденения северо-запада Сибирской платформы.— Изв. Высших учебных завед., геол. и разв., 1967, № 7.
- Крестин Е. М. Об условиях кристаллизации сульфидов во вкрапленных медно-никелевых рудах Курейского района.— Изв. высших учебных завед., геол. и разв., 1968, № 7.
- Крестин Е. М., Громов А. В. О характере распределения летучих компонентов внутри и около трапповых интрузий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. Госгеолтехиздат, 1959.
- Роговер Г. Б. О геологической основе поисков богатых сульфидных медно-никелевых руд на северо-западе Сибирской платформы.— Сов. геология, 1961, № 10.
- Смекалкин А. Г. К вопросу о генезисе богатых медно-никелевых руд (на примере Центрального участка рудника «Заполярный»).— В сб. «Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района». Норильск, 1968.
- Смирнов М. Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. Изд-во «Недра», 1966.
- Суханова Е. Н. Случай образования кокса в углях под воздействием сульфидной жи-лы.— Геол. рудных месторожд., 1959, № 6.
- Суханова Е. Н. Новые данные о генезисе медно-никелевых руд на Сибирской платформе.— Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Суханова Е. Н. Талнахский интрузив и некоторые особенности вещественного состава и локализации связанного с ним оруденения.— Красноярск, 1966.
- Суханова Е. Н. Сопоставление состава и рудоносности Талнахской интрузии с другими интрузиями Норильского района в связи с поисками новых месторождений меди и никеля.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1967, 151.
- Тарасов А. В. Сульфидные руды экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-1 (южная часть).— Ученые записки НИИГА, регион. геол., 1966, вып. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Часть I. Связи оруденения с магматизмом

<i>Ивенсен Ю. П.</i> Рудные формации и их связь с магматизмом	5
<i>Шахов Ф. Н.</i> О рудоносности гранитоидных интрузий	20
<i>Апельцин Ф. Р.</i> Гранитный магматизм и редкометальное оруденение	28
<i>Иванов В. В.</i> К вопросу о связи эндогенного рудообразования магматизма и региональной тектоники	41
<i>Ермолаев Н. П.</i> Прогрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм пород как вероятные источники вещества при эндогенном рудообразовании	45
<i>Туровский С. Д., Давлетов И. К., Колесников Я. И., Соломович Л. И.</i> К вопросу об условиях проявления и признаках рудогенерирующих интрузий	51
<i>Ненашев Н. И., Зайцев А. И.</i> Формирование химических и физических свойств гранитоидов рудоносного массива в пространстве и времени	59
<i>Еловских В. В.</i> Эндогенные рудные формации Якутии и связь их с магматическими комплексами	67
<i>Лугов С. Ф., Макеев Б. В.</i> Оловоносные рудно-магматические комплексы Северо-Востока СССР	72
<i>Барсуков В. Л., Волосов, А. Г., Дурасова Н. А.</i> Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений и возможные пути прогноза оруденения на глубину	76
<i>Таусон Л. В., Шеремет Е. М., Антипин В. С.</i> Молибден в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья	80
<i>Сизых В. И., Фомин И. Н., Калинин А. С.</i> Особенности формирования мезозойских гранитоидов и связанного с ними редкометального оруденения Западного Забайкалья	84
<i>Пляшкевич Л. Н.</i> Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматоза и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	91
<i>Алабин Л. В., Долгушин С. С., Зимоглядов Б. Н.</i> Связь золотого оруденения с магматическими и метаморфическими формациями складчатого обрамления юго-запада Сибирской платформы	103
<i>Щербаков Ю. Г.</i> Связь золотого оруденения в скарнах с гранитоидными массивами Алтае-Саянской складчатой области	110
<i>Моисеенко В. Г., Фатъянов И. И., Карнаух Ю. А.</i> Малые интрузии и золотое оруденение Приамурья	114
<i>Кузнецов В. А., Оболенский А. А.</i> Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений и характер связи их с магматизмом	137
<i>Лобанов М. П.</i> Об одном возможном варианте рудообразования в зонах смятия и областях повышенного регионального метаморфизма (на примере Прибайкалья)	144
<i>Осипова Г. А., Азарова Л. И., Бутенко Л. А.</i> Некоторые дайки основного состава и их взаимоотношение с оруденением в Кавалеровском районе (Приамурье)	146
<i>Соловьева Л. В., Захаров М. Н., Санин Б. П.</i> О связи мезозойских рудных формаций с дайками (на примере полиметаллического и золото-молибденового поясов Восточного Забайкалья)	157
<i>Крестин Е. М.</i> Характеристика позднемагматического медно-никелевого оруденения северо-запада Сибирской платформы и условия его образования	165
<i>Щукин В. Н., Минорин В. Е., Харьков А. Д.</i> Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазонасность кимберлитов Мало-Ботуобинского района	171

Часть II. Прерывистость рудообразующего процесса

Говоров И. Н. Стадийность плутогенного рудного процесса	178
Флеров Б. Л. Прерывистость процесса рудообразования (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР)	186
Макеев Б. В., Потапова Т. М. Стадийность рудного процесса и фациальные условия образования оловорудных месторождений	199
Гамянин Г. Н. О прерывистости процесса минералообразования в месторождениях золото-кварцевой формации	203
Сахарова М. С. Стадийность процесса рудообразования и вопросы зональности на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье)	213
Пшеничный Г. Н. Прерывистость процессов рудообразования на месторождениях колчеданной формации (на примере Южного Урала)	222

Часть III. Закономерности пространственного размещения оруденения

Вольфсон Ф. И. Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений	232
Еловских В. В. Принципы металлогенического районирования Якутии	240
Дворкин-Самарский В. А. Некоторые проблемы геохимического и металлогенического районирования	244
Ивсенен Ю. П., <u>Невойса Г. Г.</u> , Амузинский В. А. Рудные формации Верхоянского мегантиклинория и примыкающей части Яно-Индигирской синклинальной зоны	248
Силин И. И., Угрюмов А. Н. Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центрально-Алданском районе Южной Якутии	275
Крестин Е. М. Условия формирования и основные закономерности размещения промышленного медно-никелевого оруденения на северо-западе Сибирской платформы	283

Рудообразование и его связь с магматизмом

Утверждено к печати Институтом геологии Якутского филиала СО АН СССР

Редактор издательства М. И. Азизян

Художник А. А. Грибов. Технический редактор И. А. Макогонова

Сдано в набор 8/X 1971 г. Подписано к печати 29/II-1972 г. Формат 70×108¹/₁₆

Усл. печ. л. 26,42. Уч.-изд. л. 26,9 Тираж 1000. Т-03877. Бумага № 2. Тип. зак. 4777

Цена 2 р. 69 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 553.06+556.061.11

Рудные формации и их связь с магматизмом. Ю. П. Ивенсен. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Изучение взаимоотношений рудных и магматических формаций на количественной основе с использованием современных математических методов — наиболее надежный путь к созданию естественной классификации рудных формаций и разработке общей теории рудообразования. Рудные формации могут быть разделены по силе связи с магматизмом на три группы: 1) с сильной, видимо, генетической связью, 2) преимущественно парагенетической пространственной связью и 3) с отсутствием связи. Многие рудные элементы второй группы и большинство третьей поступают из глубинных источников. Современная классификация рудных формаций страдает многими недоработками: не уточнены взаимоотношения понятий «генетический тип» — «рудная формация», «рудная формация» — «минеральный тип» — «минеральная ассоциация», а также содержания, вкладываемые в понятия горизонтальных и вертикальных рядов рудных формаций. Изучение связи рудообразования с магматизмом должно проводиться с учетом большой длительности (охватывающей десятки и сотни миллионов лет) и обычно многоэтапности как магматического, так и рудного процессов.

Таблиц 2. Библ. 54 назв.

УДК 552.11+553.061.12

О рудоносности гранитоидных интрузий. Ф. Н. Шахов. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Оруденение связывается не с гранитоидными массивами в целом, а с их куполами, в которых магма обогащена компонентами. Окажется данный массив (его купола) рудогенерирующими или нет, возможно, зависит не от изначальных свойств данной магмы (вряд ли существуют магмы настолько бедные летучими, что они неспособны быть источником рудных элементов), а от тектонической обстановки, в которой происходит становление массива, в особенности его наиболее подвижных частей — апикальных куполов и гребней.

Рис. 11. Библ. 2 назв.

УДК 552.11+553.061.12

Гранитоидный магматизм и редкометалльное оруденение. Ф. Р. Апельцин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Гранитоиды палингеного происхождения создают магматические колонны, для различных гипсометрических уровней которых характерна разная металлогенетическая специализация. В корневых частях с опережающим процессом щелочного метасоматоза совмещается тантал-ниобиевая, циркониевая, редкоземельная, иногда оловянная минерализация. На более высоких уровнях (эруптивные гранитоиды с наложенным щелочным метасоматозом) усиливается роль тангала, бериллия, лития, цезия. В условиях более открытых систем создаются грейзеновые и жильные месторождения олова, вольфрама, бериллия. В близповерхностных частях магматических колонн в период, когда их корневые части испытывают влияние процесса «базификации», появляются редкоземельные, касситерит-сульфидные, бериллиевые фенакит-берtrandитовой формации месторождения, пространственно и во времени связанные с полиметаллическими.

Рис. 1. Библ. 17 назв.

УДК 553.12+552.061+553.291

К вопросу о связи эндогенного рудообразования, магматизма и региональной тектоники. В. В. Иванов. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Возникающие комплексы магматических пород и генетически или парагенетически связанное с ними оруденение обусловлены особенностями глубинного строения земной коры, что в свою очередь определяется тектоническим режимом того или иного блока земной коры. В одних случаях наблюдается прямая связь оруденения с конкретными магматическими телами, в других — выявляется лишь общая связь между рудными и магматическими формациями в форме рудно-магматической зональности. Последняя всегда ориентирована относительно главных тектонических элементов региона (гранит, подъятия, прогибов и т. д.). Разного типа подъятия и прогибы земной коры свойственны определенным наборам эндогенных пород и рудных месторождений. Необходимо детальное на статистической основе изучение связей между определенными элементами тектоники, палеогеографии, магматизма и рудоносности.

Библ. 11 назв.

УДК 552.4+553.061.12

Прогрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм пород как вероятные источники вещества при эндогенном рудообразовании. Н. П. Ермолаев. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

При прогрессивном метаморфизме происходит освобождение из подвергшихся метаморфизму пород целого ряда рудных элементов и их перемещение из зоны максимального метаморфизма в зоны с более низким уровнем метаморфизма. Этот процесс может быть источником формирования рудообразующих растворов. Наиболее наглядно процесс иллюстрируется поведением урана в породах докембрия и в зонах контактово-метаморфизованных пород палеозоя.

Библ. 9 назв.

УДК 553.061.13/17

К вопросу об условиях проявления и признаках рудогенерирующих интрузий. С. Д. Туровский, И. К. Давлетов, Я. И. Колесников, Л. И. Соломович. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На примере Тянь-Шаня освещаются признаки рудогенерирующей способности интрузий и условия, благоприятствующие проявлению этой способности. К первым относятся: 1) повышенный геохимический фон элемента в породе, 2) повышенное содержание щелочей и летучих компонентов, 3) нормальный закон распределения элемента, 4) повышенное содержание и видовое разнообразие акцессорных минералов элемента, 5) преобладание свободного состояния элемента над связанным в кристаллическую решетку породообразующих и акцессорных минералов, 6) повышенное содержание акцессорных минералов «пегматит-пневматолитовой» «гидротермальной» генетических групп. Благоприятными условиями для максимального проявления рудогенерирующей способности интрузий являются: 1) приуроченность

их к древним жестким выступам земной коры, 2) контроль размещения крупными разрывными нарушениями, 3) тектонически спокойная обстановка формирования, 4) малая глубина становления.

Табл. 1. Библ. 26 назв.

УДК 532.11

Формирование химических и физических свойств гранитоидов рудоносного массива в пространстве и времени. Н. И. Ненашев, А. И. Зайцев. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Большая длительность процесса формирования комплексов магматических пород, охватывающая сотни миллионов лет, доказана во многих регионах. Изучавшийся отдельный массив в Верхоянском хребте, по данным калий-аргоновых определений, застыл в интервале времени от 162 до 74 млн. лет. При этом дольше всего застывали внутренние части массива. С радиологическим возрастом гранитоидов массива в прямой или обратной коррелятивной связи находятся такие его физические свойства, как интенсивность термолюминесценции и величина углов волнистого погасания кварца, иллюстрирующая степень или продолжительность динамических напряжений, а также содержания некоторых петрогенных элементов. Все эти свойства определялись в точных пространственных координатах, а полученные данные были обработаны на ЭВМ, что позволило выявить силу связи между разными физическими и химическими параметрами и радиологическим возрастом.

Табл. 3. Библ. 24 назв.

УДК 533.06(571.56)

Эндеогенные рудные формации Якутии и связь их с магматическими комплексами. В. В. Еловских. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Описаны генетические и парагенетические связи между 21 рудной формацией, из которых некоторые представлены несколькими минеральными типами и определенными комплексами магматических пород. При этом выделены три крупных мегацикла: а) протогогосинклиналиального развития земной коры, охватывающего архей, нижний и средний протерозой (5 рудных формаций); б) платформенного развития земной коры, включающего верхний протерозой, нижний и средний палеозой (5 рудных формаций); в) формирования Верхояно-Колымской области мезозой и активизации Сибирской платформы, ливневшегося на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя (11 рудных формаций) и сыгравшего наиболее важную роль в металлогенетическом развитии территории Якутии.

Табл. 1

УДК 552.2+553.45(571.65)

Оловоносные рудно-магматические комплексы Северо-Востока СССР. С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г. Табл. 1.

Выделено несколько крупных этапов магматизма и связанного с ним оруденения.

1. Формирование батолитоподобных массивов «колымского типа» вслед за главной складчатостью дискордантных к ней; они формировались от поздней юры (Якутия) до середины мела (Чукотка); с ними связаны оловоносные пегматиты и месторождения касситерит-кварцевой формации, а также проявления висмута, молибдена и золота. 2. Гранитоиды «комсукчанского типа», гипабиссальные и субвудканические, многофазные, в наложенных впадинах и поперечных разломах; с ними ассоциируют месторождения касситерит-силикатной формации, сопровождаемые полиметаллической минерализацией. 3. С вулканизмом Охотско-Чукотского пояса связаны наиболее поздние проявления касситерит-сульфидной формации (поздний мел — палеоген).

Библ. 14 назв.

УДК 553.12+553.45

Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений и возможные пути прогноза оруденения на глубину. В. Л. Барсуков, А. Г. Волосов, Н. А. Дурасова. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На примере гранитоидов Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня по распределению в них олова выделено два типа: оловоносных и неоловоносных с разными законами распределения. Показана повышенная концентрация олова в биотитах в прямой зависимости от содержания в них трехвалентного железа в шестерной координации. В районах развития сульфидно-касситеритовых месторождений биотит гранитоидов хлоритизирован, а содержание олова в нем резко снижено. На этом основании выдвигается гипотеза, что источником олова для этих месторождений являются биотиты гранитоидов, из которых оно выщелачивается гидротермальным раствором. Возможность такого процесса проверена экспериментально.

Табл. 1. Рис. 3. Библ. 10 назв.

УДК 553.462+552.3(571.55)

Молибден в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья. Л. В. Таусон, Е. М. Шеремет, В. С. Антипин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Изучено распределение молибдена в гранитоидах туджирского и амуджиканско-сретенского комплексов, с которыми парагенетически связаны рудопроявления молибденита. Эти гранитоиды не отличаются по среднему содержанию молибдена от вмещающих более древних пород. Первично-магматическая концентрация молибдена характеризуется его волевым рассеянием среди минералов; по этому признаку не могут быть выделены «продуктивные» на молибден или «безрудные» комплексы. Повышение содержания молибдена в гранитоидах во всех случаях связано с постмагматическими изменениями и обычно выражено тонкой вкрапленностью молибденита.

Табл. 3.

УДК 552.3+553.065(571.55)

Особенности формирования мезозойских гранитоидов и связанного с ними редкометаллового оруденения Западного Забайкалья. В. И. Сярых, И. Н. Фомин, А. С. Калинин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Гранитоиды туджирского комплекса, с которыми связано молибденовое и вольфрамовое оруденение, формировались в условиях длительно изменявшейся структурной обстановки в связи с крупными поперечными разломами. На ранних этапах формирования значительную роль сыграла метасоматическая калищпатизация, затем развивалась грейзенизация и после-

грейзеновые гидротермальные процессы. В результате эволюции расплава и растворов параллельно с изменением структурной обстановки молибденовая минерализация оказалась связанной с ранней щелочной стадией, вольфрамовая — с кислотной.

Табл. 1. Рис. 2. Библ. 3 назв.

УДК 552.3+553.41(571.65)

Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматоза и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Л. Н. Пляшкевич. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Золото-серебряное оруденение накладывается на субвулканические интрузивы и экстрезивные купола пропилитизированных андезитов или липарито-дацитов, тесно связанных с разновозрастными эффузивными образованиями и пирокластами верхнего мела. После незначительного эрозионного перерыва золотоносный комплекс пород перекрывается кислыми игнибридами самой верхней свиты верхнего мела, а затем андезито-базальтами и базальтами палеогена, которые слабо пропилитизированы, нигде не изменены до вторичных кварцитов и не содержат продуктивных золотоносных жил.

Рис. 2. Библ. 15 назв.

УДК 552.3+553.41+553.061.12

Связь золотого оруденения с магматическими и метаморфическими формациями складчатого обрамления юго-запада Сибирской платформы. Л. В. Алабин, С. С. Долгушин, Б. Н. Зимоглядов. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Золотое оруденение в складчатых структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы (Восточном и Западном Саяне, Туве, Кузнецком Алатау, Горном Алтае) обнаруживает генетическую и парагенетическую связь с габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагногранитной формациями, с формациями гранитоидных батолитов, субвулканических гранитов и сиенитов, а также с метаморфической полифазальной формацией, распространенной в поясах высокой проницаемости, сопровождающих глубинные разломы. Главные промышленные золоторудные месторождения связаны с формацией гранитоидных батолитов пестрого состава. Золоторудные месторождения и проявления представлены разнообразными морфологическими типами: жилами и системами жил, штокверками, минерализованными зонами, метасоматическими телами неправильной формы. По устойчивым ассоциациям минералов руды относятся к золото-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной формациям и скачковой, сопутствующей золото-сульфидной минерализацией.

Рис. 1. Библ. 27 назв.

УДК 553.41+553.061.12(571.151)

Связь золотого оруденения в скарнах с гранитоидными массивами Алтае-Саянской складчатой области. Ю. Г. Щербakov. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Палингенная гранитоидная магма при своем возникновении занимает золото из андезито-базальтовых толщ эвгеосинклинальной стадии развития региона, а затем частично отдает его во вмещающие породы. При скарнообразовании в породах, импрегнированных магнетитом, создаются содержания золота на порядок выше кларковых. Дальнейшая миграция золота протекает при более позднем гидротермальном метаморфизме, когда золото выщелачивается из магнетита и перетрагается в трещинных зонах совместно с сульфидами.

Рис. 2. Библ. 16 назв.

УДК 553.41+553.061.12(571.151)

Малые интрузии и золотое оруденение Приамурья. В. Г. Моисеевко, И. И. Фатьянов, Ю. А. Карнаух. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Золотое оруденение Приамурского пояса на западе и его центральной части связано парагенетически с малыми интрузивами диоритов гранодюр-порфиров, в восточной части — с субвулканическими интрузивами. Среди малых интрузивов выделяются лорудные, внутрирудные и пострудные. Возраст золотого оруденения с запада на восток изменяется от нижнеэолового до палеогенового. В ряде районов устанавливается не только пространственная, но и геохимическая связь между оруденением и интрузивами.

Табл. 5. Рис. 7. Библ. 13 назв.

УДК 553.499.

Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений и характер их связи с магматизмом. В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Показана постоянная ассоциация ртутного оруденения с производными базальтоидного вулканизма в современных вулканических областях, а также с близкими по времени проявлениями дайковых пород в виде комплексов самостоятельных малых интрузив в складчатых областях, областях тектоно-магматической активизации древней складчатости, окраинных частей срединных массивов и древних платформ. Как магматические образования, так и ртутное оруденение своим происхождением связаны с глубинными, подкоровыми, базальтоидными по природе магматическими очагами. Между этими магматическими образованиями и ртутным оруденением предполагается наличие парагенетической связи.

Табл. 1. Библ. 49 назв.

УДК 553.061.12+552.181(571.53)

Об одном возможном варианте рудообразования в зонах смятия и областях повышенного регионального метаморфизма (на примере Прибайкалья). М. П. Лобанов. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Зональность метаморфизма сопровождается зональным распределением рудопроявлений, специфичных для каждой зоны метаморфизма. Наименьшие концентрации большинства рудных элементов свойственны амфиболитовой фации, наибольшие — эпидот-амфиболитовой фации. Золотое оруденение сопряжено с зеленосланцевой фацией. Предполагается, что при выплавлении палингенных гранитов (они наиболее бедны рудными элементами) происходит вынос данных элементов и их концентрация в зонах более низкого метаморфизма.

УДК 552.312(571.6)

Некоторые дайки основного состава и их взаимоотношение с оруденением в Кавалеровском районе (Приморье). Г. А. Осипова, Л. И. Азарова, Л. А. Бутенко. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

В Кавалеровском районе многие исследователи предполагают связь оловянного оруденения со скрытым на глубине гранитоидным массивом. В этом же районе имеются три типа основных даек (диабазовые порфириды, роговообманковые порфириды и базальты), взаимоотношение которых с оруденением трактуется по-разному. Авторами установлено, что диабазовые и роговообманковые порфириды являются дорудными. Первые из них включают микроксенолиты гранитоидов. Базальты являются послерудными. В дорудных дайках среди акцессорных минералов установлен обильный касситерит. Диабазовые порфириды и олово-полиметаллические жилы содержат также хромит. Среди элементов-примесей в касситерите широко представлены сидерофильные элементы. Все это позволяет подозревать генетическую связь оловянного оруденения с основной магмой.

Табл. 4. Рис. 2. Библ. 8 назв.

УДК 553.061.2 : 551.76(571.55)

О связи мезозойских рудных формаций с дайками (на примере полиметаллического и золото-молибденового поясов Восточного Забайкалья). Л. В. Соловьева, М. Н. Захаров, Б. П. Санин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Лампрофиры базальтоидного происхождения связаны с оруденением только пространственно. Золото-молибденовая минерализация генетически связана с очагами гранитоидной магмы. Полиметаллическое оруденение, по-видимому, возникало дважды в связи с вулканоплутоновскими комплексами трахибазальтовых-трахиандезитовых магм.

Табл. 4. Рис. 4. Библ. 8 назв.

УДК 553.43+553.48(571.51)

Характеристика позднемагматического медно-никелевого оруденения северо-запада Сибирской платформы и условия его образования. Е. М. Крестин «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Показано, что некоторые типы медно-никелевого оруденения, которым нередко приписывается гидротермальный или инфильтрационный аутометасоматический генезис, являются позднемагматическими, образование которых обусловлено отщеплением остаточных продуктов магматического расплава, возможно, в виде самостоятельной несмешивающейся жидкости.

Табл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 552.323.6+553.81(571.56)

Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазонасность кимберлитов Мало-Ботубоинского района. В. Н. Щукин, В. Е. Минорин, А. Д. Харькив. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Размещение кимберлитовых трубок в пределах района контролируется сеткой разломов. Они внедрялись по трещинам отрыва, опирающим региональные разломы. Некоторые трубки формировались в несколько приемов. Статистическое изучение показывает, что алмазонасность распределена в трубках неравномерно. В полифазных трубках более поздние кимберлиты оказываются более алмазонасными. Последнее служит доказательством образования алмазов в глубинном очаге, в мантийном слое.

Рис. 2. Библ. 7 назв.

УДК 556.061.13 : 550.41(571.62—63)

Стадийность плутоногенного рудного процесса. И. Н. Говоров. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На основании данных геологического изучения рудных месторождений, термодинамического расчета их парагенезисов, температур гомогенизации и химизма включенных растворов выделены геохимические этапы постмагматического рудного процесса, связанного с палингенными плутонами и интрузивами гранитоидной магмы.

Табл. 1. Библ. 20 назв.

УДК 553.45+553.06.11(571.56)

Прерывистость процесса рудообразования на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. Б. Л. Флеров. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Локализация рудных тел вокруг магматических и геохимические связи между ними доказывает магматическое происхождение рудообразующего раствора. Отделение последнего в процессе пульсационного развития структуры обусловило образование стадий — последовательно формирующихся минеральных парагенезисов: раннекварцевого-алюмосиликатного — касситерито-кварцевого — первого сульфидного (пирротинового) — сульфидно-карбонатного — второго сульфидного — сульфидно-антимонитового — окисно-кальцитового. Смена парагенезисов обусловлена падением температуры раствора. Изменение растворов во времени может быть вызвано кислотно-щелочной дифференциацией их по пути движения, но в основном, видимо, обусловлено реакциями в локальном магматическом очаге при его остывании.

Табл. 2. Рис. 5. Библ. 26 назв.

УДК 553.45+553.06.11(571.65)

Стадийность рудного процесса и фациальные условия образования оловорудных месторождений. Б. В. Макеев, Т. М. Потапова. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

В пределах определенного района с конкретными магматическими комплексами обычно связывается одна рудная формация. Многообразие минеральных типов, которые могут быть выделены внутри формации, обусловлено разнообразием фациальных обстановок рудоотложения, по существу это типы фациальные. Критерием, позволяющим относить ряд типов к одной формации, служит единая присущая данной формации последовательность рудообразования (его стадий).

Библ. 7 назв.

УДК 553.411+553.061.11(571.56)

О прерывистости процесса минералообразования в месторождениях золото-кварцевой формации. Г. Н. Гамьянин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации Восточной Якутии представлены двумя минеральными типами — арсенопиритовым и висмутовым, сформированными в два этапа минералообразования: золото-арсенопиритовый и кварц-антимонитовый для первого типа; вольфрамит-турмалин-кварцевый и золото-висмутовый для второго. Внутривулканические деформации в рамках этапа минерализации приводят к явлениям пересечения минеральных ассоциаций, повторяемости парагенезисов и мелкоамплитудным перемещениям. Антимонитовая минерализация рассматривается как наложенная на золотую, а вольфрамовая как предшествующая продуктивному этапу.

Рис. 9. Библ. 20 назв.

УДК 549.01+553.441(571.55)

Стадийность процессов рудообразования и вопросы зональности на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье). М. С. Сахарова. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Вместо выделявшихся ранее семи стадий минерализации, на основании физико-химических особенностей, цикличности хода минерализации и степени интенсивности внутривулканических движений предлагается трехстадийная схема. 1) Стадия ранних сульфидов, объединяющая явления березитизации и образование кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой и пирит-арсенопиритовой ассоциаций, характеризуется простым составом гидротерм, снижением растворов от 420 до 280° и их эволюцией от кислых до нейтральных. 2) Полисульфидная стадия, дающая начало группе ассоциации сульфидов, сульфосолей и золото-висмут-теллуридной, отличается сложным составом растворов, накоплением полиметаллических, редких и благородных элементов, снижением от 300 до 180° и изменением характера растворов от кислых до щелочных. 3) Для поздней карбонатной стадии типична низкая концентрация рудогенных элементов, накопление углекислоты и низкие растворы (ниже 150°). Внутри каждой из стадий проявлена цикличность в ходе кристаллизации минералов, отражающая кислотно-основную дифференциацию новых порций гидротерм.

Рис. 4. Библ. 14 назв.

УДК 553.439+553.061.11(470.52)

Прерывистость процессов рудообразования на месторождениях колчеданной формации (на примере Южного Урала). Г. Н. Пшеничный. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На колчеданных месторождениях Южного Урала с помощью современных тонких методов исследования отчетливо установлен прерывистый, многостадийный процесс колчеданного рудообразования, на который иногда накладывается эпигенетическая минерализация других металлогенических эпох и рудных формаций.

Рис. 2. Библ. 25 назв.

УДК 553.27+553.291

Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений. Ф. И. Вольфсон. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Вертикальный размах гидротермального оруденения представляет собой исключительно важный параметр, знание которого необходимо для прогнозной оценки оруденения на глубину. Вертикальный размах оруденения стоит в прямой зависимости от истории геологического развития геологических площадей. Этот размах, как и ряд других параметров рудных тел, приобретает типичные особенности в месторождениях, локализованных в различных структурных этажах.

Рис. 2. Библ. 19 назв.

УДК 552.181+553.042(571.56)

Принципы металлогенического районирования Якутии. В. В. Еловских. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На территории Якутии проявились 9 тектоно-магматических циклов и соответственно 9 металлогенических эпох, из которых важнейшими являются две последних (мезозойская и мезо-кайнозойская). На территории Якутии выделены 4 комплексных металлогенических провинции, внутри которых заключены металлогенические области и зоны, в свою очередь включающие рудные районы и зоны. Металлогенические и рудные зоны и районы характеризуются распространением определенного магматического комплекса и генетически или парагенетически связанного с ним оруденения.

УДК 552.181+553.042

Некоторые проблемы геохимического и металлогенического районирования. В. А. Дворкин - Самарский. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Решение проблем, связанных с составлением геохимических карт и геохимическим районированием, имеет исключительно важное значение для познания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и выявления источников рудного вещества. Результаты геохимических и металлогенических исследований могут сопоставляться на основе формационного метода. Можно выделить несколько типов геохимических провинций, характерных для геологических областей с разным тектоническим режимом. На примере Забайкалья яркое освещение получает тип провинций зон активизации, наложенных на более древние комплексы.

Библ. 8 назв.

УДК 553.06(571.56)

Рудные формации Верхоянского мегаантиклинария и примыкающей части Яно-Индигирской циклиальной зоны. Ю. П. Ивсенен, Г. Г. Невойса, В. А. Амузинский. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

На территории региона выделены три главные металлогенические зоны, внутри которых, подчиняясь структурному и магматическому контролю, по-разному группируются многочислен-

ные рудные формации. Западная зона охватывает свод Орулганского антиклинория и западное крыло Куранахского антиклинория, к ней близка западная половина Куларского горст-антиклинория. В этой зоне распространена преимущественно малосульфидная золото-кварцевая формация, не связанная в своем распространении с гранитоидным магматизмом, местами ассоциирующаяся с диабазами нижнетриасового-юрского возраста. В центральной зоне, охватывающей восточную часть Куларского горст-антиклинория, юго-восточную часть Орулгана и восточное крыло Куранахского антиклинория, распространены рудные формации, генетически и пространственно связанные с ранне- и позднемеловыми гранитоидами (редкометаллические, золото-редкометаллические, золото-сульфидные, полиметаллические), которые местами накладываются на оруденение западной зоны и секут его. Наиболее поздние формации центральной зоны (касситерит-сульфидная, высокосеребристая галенит-сфалеритовая) моложе самых молодых порфиров комплекса гранитоидов. В восточной металлогенической зоне в пределах синклиналиев Яно-Индигорской зоны развиты рудные зоны двух типов: продольные по отношению к складчатости (антимонитовая, киноварная, золото-антимонитово-киноварная формации) и поперечные, вдоль цепочек мелких гранитоидных интрузивов (касситерит-сульфидная и высокосеребристая галенит-сфалеритовая формации). Оруденение восточной зоны наиболее молодое, позднемеловое — палеогеновое.

Табл. 2. Рис. 1. Библ. 48 назв.

УДК 553.061.2(571.56)

Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центрально-Алданском районе Южной Якутии. И. И. Сильян, А. Н. Угрюмов. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Магматизм мезозойского возраста в Центрально-Алданском районе развивался длительно, в несколько этапов. Он представлен двумя типами магм: сиенитовой щелочной и сиенитовой щелочноземельной. С первой из них связано золотое оруденение Куранахского типа, а со второй — Лебединского типа. Третий, выделяемый в последние годы тип золотого оруденения — Эльконский — носит промежуточный характер.

Рис. 1. Библ. 10 назв.

УДК 553.43+553.48(571.51)

Условия формирования и основные закономерности размещения промышленного медно-никелевого оруденения на северо-западе Сибирской платформы. Е. М. Крестин. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Изд-во «Наука», 1972 г.

Разнообразие рудоносных основных интрузий и медно-никелевых месторождений является результатом абиссальной дифференциации и ликвации магмы в промежуточных очагах. В пределах Нижне-Енисейской металлогенической провинции устанавливается горизонтальная зональность, выражающаяся чередованием районов с различным характером интрузивной деятельности и медно-никелевого оруденения. Контуры этих районов примерно совпадают с контурами тектонических блоков фундамента.

Библ. 18 назв.

2 р. 69 к.

2

354



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА